



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA (UNB)
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (IG)
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA (PPGGAG)**

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA SUBTERRÂNEO COM
MÉTODOS HIDROGEOFÍSICOS NA REGIÃO DA CHAPADA DOS VEADEIROS,
GOIÁS**

DISSERTAÇÃO N.º 207

GUSTAVO XAVIER VILARINHO

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOFÍSICA

Brasília – DF

2023



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA (UNB)
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (IG)
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA (PPGGAG)**

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA SUBTERRÂNEO COM
MÉTODOS HIDROGEOFÍSICOS NA REGIÃO DA CHAPADA DOS VEADEIROS,
GOIÁS**

GUSTAVO XAVIER VILARINHO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geociências Aplicadas, área de concentração: Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo Henrique Leão Santos

Brasília – DF

2023

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA (UNB)
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (IG)
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E
GEODINÂMICA (PPGGAG)

ANÁLISE DA VARIAÇÃO DO NÍVEL DE ÁGUA SUBTERRÂNEO COM
MÉTODOS HIDROGEOFÍSICOS NA REGIÃO DA CHAPADA DOS VEADEIROS,
GOIÁS

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges
Instituto de Geociências/Unb – Orientador

Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos
Instituto de Geociências/Unb

Prof. Dr. Oleg Bokhonok
Centro de Ciências Exatas, Arquitetura e Engenharia/UniSantos

Brasília – DF

2023

VV697a Vilarinho, Gustavo Xavier
Análise da variação do nível de água subterrâneo com métodos hidrogeofísicos na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás / Gustavo Xavier Vilarinho; orientador Welitom Rodrigues Borges; co-orientador Marcelo Henrique Leão Santos. -- Brasília, 2023.
132 p.

Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2023.

1. Nível de Água Subterrâneo. 2. Solos Tropicais. 3. Cerrado. 4. Hidrogeofísica. 5. Zona Vadosa. I. Borges, Welitom Rodrigues, orient. II. Leão Santos, Marcelo Henrique, co-orient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, e que me apoiaram ao longo da jornada até aqui. Primeiramente aos encantados e encantos que estão diariamente pela terra, pelas vidas e pelo Cerrado. À minha família, em especial aos meus avôs e avós, ao meu pai Delman e minha mãe Luciana, que me deram todo o apoio para chegar até aqui, vocês foram sempre minha base! À Laura, sua companhia e apoio sempre me motivaram a movimentar, obrigado por estar presente, muito obrigado por tudo sempre! Às novas famílias e amigos que cruzaram meus caminhos durante a caminhada.

Aos orientadores Marcelo Leão e Welitom Borges por toda disposição, conhecimentos, ensinamentos, amizade e compreensão, muito obrigado! Aos professores Rodrigo Heringer e Luciano Soares, pelas contribuições durante a pesquisa e esforços em campo. Ao professor Tairone Leão pelos ensinamentos e apoio com as análises de solo, e ao Laboratório de Análise Física dos Solos (UnB) pelo uso do espaço, instrumentos e equipamentos.

À todas as pessoas envolvidas durante as atividades de campo, que me ajudaram com todos os esforços possíveis, Quemuel, Nathan, Laura, Teo, Péricles, Gabriel e Vitor, valeu pela força e parceria! À empresa júnior Phygeo, pelos equipamentos utilizados em campo. Agradeço ao seu Pedro por todas as trocas e ajudas em campo, valeu Zé Pedrão, sempre bom te encontrar! Ao amigo Thiago, pela orientação, apoio com as aquisições em campo e pelos conhecimentos compartilhados que foram essenciais para a evolução deste estudo.

À equipe de pesquisadores da UNICAMP e Universidade de Exeter (UK), por compartilhar as áreas de estudo, pelas orientações, conhecimentos e trocas, muito obrigado Rafael Oliveira, Rafael Xavier, Larissa, Demétrius, Ken, Fernanda, Lucy, Tim.

Às equipes do ICMBIO, Brigadistas, PrevFogo, Associação Cerrado de Pé por todos os apoios durante as atividades de campo. À ONG Berço das Águas. Às hospedagens apoiadas pelo camping Taiuá Ambiental, e Laryssa! Ao sr. Josimar (seu Zimá, Violeiro da Chapada) por ter nos recebido tão bem, por todas as prosas e conhecimentos, um enorme prazer em poder ter te conhecido e escutado! Ao Instituto de Geociências da UnB pela possibilidade de ter realizado esta pesquisa e por ter disponibilizado os equipamentos e veículos para as atividades de campo.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES).

Sem todo esse esforço coletivo, não seria possível chegar até aqui! Meus sinceros agradecimentos!

“Pra cada ponta de galha seca, seja um olho d’água que brota”

VILARINHO, G. X. 2023. Análise da variação do nível d' água subterrâneo com métodos hidrogeofísicos na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF, 132p.

RESUMO

O presente estudo aborda a análise da variação do nível d' água em solos tropicais em áreas de Cerrado. Este é um dos biomas que mais têm sido degradados na última década devido à crescente ocupação antrópica em suas regiões. Embora haja delimitação de áreas de preservação, grande parte continua sendo ocupada por atividades agropecuárias e loteamentos, como na região da APA do Pouso Alto. Este estudo mostra a análise realizada da variação do nível d' água em subsuperfície, durante dois períodos do ano, em dois ambientes de Cerrado preservado e em um local que houve degradação da vegetação, nas proximidades do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros. Na pesquisa usaram-se os métodos hidrogeofísicos de eletrorresistividade e de radar de penetração no solo (GPR) para mapear este nível d' água em correlacionados à medições diretas da profundidade do nível d' água e características pedológicas mapeadas da zona vadosa. As interpretações obtidas a partir da integração dos radargramas e das seções geoeletricas, relacionadas às características físicas mapeadas, indicam uma boa correlação entre os métodos hidrogeofísicos. As diferenças entre camadas de solo e rocha, as estruturas presentes em subsuperfície e a presença do nível d' água refletem diretamente nos sinais observados nas seções geofísicas. Com base nos resultados, foi possível observar que os arranjos elétricos com menor espaçamento entre os eletrodos definem melhor as mudanças entre os horizontes de solo, já que esses variam em profundidades centimétricas. Os arranjos com maior espaçamento são eficientes para uma análise em escalas mais amplas. Em relação ao GPR, as seções geradas a partir da aquisição com a antena de 400 MHz foram melhores para verificação dessas mudanças no solo e para a visualização do nível d' água. É importante destacar que a análise conjunta das seções geoeletricas geradas com diferentes espaçamentos entre os eletrodos e das seções GPR referentes às três antenas de diferentes frequências utilizadas é primordial para uma descrição mais precisa das características em subsuperfície. Ainda, a sobreposição dos métodos GPR e a eletrorresistividade mostra que são métodos complementares que possuem ótima correlação para este tipo de análise.

Palavras-Chave: Nível de Água, Solos Tropicais, Bioma Cerrado, Hidrogeofísica, Eletrorresistividade, GPR.

VILARINHO, G. X. 2023. Análise da variação do nível d' água subterrâneo com métodos hidrogeofísicos na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF, 132p.

ABSTRACT

The present study focuses on the analysis of water level variation in tropical soils in Cerrado areas. This is one of the biomes that has been most degraded in the last decade due to the increasing human occupation in its regions. Although there are delimitations of preservation areas, a large part continues to be occupied by agricultural activities and subdivisions areas, as in the region of the APA do Pouso Alto. This study shows the analysis carried out of the variation of the water level in the subsurface, during two periods of the year, in two environments of preserved Cerrado and in a place where there was degradation of the vegetation, close to the Chapada dos Veadeiros National Park. In the research, the hydrogeophysical methods of electroresistivity and ground penetrating radar (GPR) were used to map this water level in correlation with direct measurements of the depth of the water level and mapped pedological characteristics of the vadose zone. The interpretations obtained from the integration of radargrams and geoelectric sections, related to the physical characteristics mapped, indicate a good correlation between the hydrogeophysical methods. The differences between soil and rock layers, the structures present in the subsurface and the presence of water level directly reflect on the signals observed in the geophysical sections. Based on the results, it was possible to observe that the electrical arrangements with smaller spacing between the electrodes better define the changes between the soil horizons, since these vary in centimetric depths. Arrangements with greater spacing are efficient for analysis on larger scales. Regarding the GPR, the sections generated from the acquisition with the 400 MHz antenna were better for verifying these changes in the soil and for visualizing the water level. It is important to emphasize that the joint analysis of the geoelectric sections generated with different spacing between the electrodes and the GPR sections referring to the three different frequencies antennas used is essential for a more accurate description of the subsurface characteristics. Furthermore, the overlapping of the GPR and electroresistivity methods shows that they are complementary methods that have an excellent correlation for this type of analysis.

Key-words: *Water Level, Tropical Soils, Cerrado Biome, Hydrogeophysics, Electroresistivity, GPR.*

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	16
1. INTRODUÇÃO	16
1.1 Objetivos	20
1.2 Localização das áreas de estudo	21
CAPÍTULO II	23
2. CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DA CHAPADA DOS VEADEIROS	23
2.1 Contexto Geológico	23
2.1.1 Formação Ticunzal	25
2.1.2. Suíte Aurumina	25
2.1.3 Quartzo Diorito Nova Roma e Suíte Pedra Branca	26
2.1.4 Super Grupo Veadeiros	27
2.1.4.1 Grupos Araí e Traíras	27
2.1.4.2 Grupo Paranoá	31
2.1.5 Grupo Bambuí	36
2.2 Geomorfologia	37
2.3 Pedologia	40
2.4 Hidrografia	42
2.5 Hidrogeologia	43
2.6 Flora e Fauna	46
2.7 Clima	48
2.8 Questão Territorial e Ocupação Antrópica	50
CAPÍTULO III	51
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	51
3.1 Hidrogeofísica	51
3.2 Radar de Penetração no Solo (GPR)	53
3.3 Eletrorresistividade	57
CAPÍTULO IV	62
4. MÉTODOS DE TRABALHO	62
4.1 Aquisição de dados geofísicos	62
4.1.1 Área 01 - Vereda	64
4.1.2 Área 02 - Pasto	66
4.1.3 Área 03 - Campo Sujo	67
4.2 Processamento e Modelagem dos Dados Geofísicos	67
4.2.1 Radar de Penetração no Solo (GPR)	67
4.2.1.a <i>COMMON MID POINT</i> (CMP)	69
4.2.2 Eletrorresistividade	70

CAPÍTULO V	72
5. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	72
5.1 Área 01 – Vereda (A01 - V)	72
5.2 Área 02 – Pasto (A02 - P)	77
5.3 Área 03 – Campo Sujo (A03 – CS)	82
5.4 Medições Diretas do Nível D'água	86
5.5 Topografia com Drone	87
CAPÍTULO VI	89
6. RESULTADOS	89
6.1. Área 01 - Vereda (A01 – V)	89
6.1.1. GPR Seção V1	89
6.1.2. Modelo de Resistividade Elétrica V1	92
6.1.3. GPR Seção V2	94
6.1.4. Modelo de Resistividade Elétrica V2	96
6.2. Área 02 – Pasto (A02 – P)	98
6.2.1. GPR Seção P1	98
6.2.2. Modelo de Resistividade Elétrica P1	100
6.3. Área 03 – Campo Sujo (A03 – CS)	102
6.3.1. GPR Seção CS1	102
6.3.2. Modelo de Resistividade Elétrica CS1	104
CAPÍTULO VII	106
7. CORRELAÇÕES HIDROGEOFÍSICAS	106
7.1. Área 01 - Vereda (A01 – V)	106
7.2. Área 02 - Pasto (A02 – P)	112
7.3. Área 03 – Campo Sujo (A03 – CS)	115
CAPÍTULO VIII	118
8. CONCLUSÕES	118
CAPÍTULO IX	121
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1 - Representação esquemática da estrutura da zona vadosa e algumas de suas complexidades, como a alta atividade biogeoquímica. (Traduzido de ARORA et al., 2019).

Figura 1.2 – Mapa de localização de aquíferos e bacias hidrográficas sob a região de ocorrência do Cerrado contínuo no Brasil.

Figura 1.3 - Distribuição vertical da água em subsuperfície (KARMANN et al., 2008).

Figura 1.4 – A: Mapa de localização das Áreas de estudo em contexto regional, com a disposição do mosaico de Unidades de Conservação (UCs). B: mapa de detalhe da localização e acessos às áreas de estudo com rodovias asfaltadas marcadas em vermelho e os acessos vicinais em amarelo.

CAPÍTULO II

Figura 2.1 – A: Mapa de compartimentação tectônica regional do Brasil e B: mapa geológico da faixa Brasília com indicação da região de estudo. (modificado de MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

Figura 2.2 – Mapa Geológico da região da Chapada dos Veadeiros, com identificação das áreas de estudo, próximo a cidade de Alto Paraíso de Goiás. (Fonte CPRM).

Figura 2.3 - Coluna estratigráfica dos Grupos Araí e Traíras com dados geocronológicos e eventos tectônicos interpretados (extraído de MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

Figura 2.4 – Coluna lito-estratigráfica do Grupo Paranoá na sua localização tipo (Alto Paraíso de Goiás / Distrito Federal) mostra os ciclos das sequências estratigráficas (modificado de Campos et al., 2013 em Martins-Ferreira, 2017).

Figura 2.5 – A: Localização regional da área de estudo em vista da área de ocorrência do Cerrado e B: mapa de elevação da região da Chapada dos Veadeiros com os limites municipais e a área do PNCV (extraído de LEWIS, BARROS & CURE et. al., 2022).

Figura 2.6 - Mapa de compartimentos geomorfológicos com indicação da área de estudo (extraído de MARTINS-FERREIRA & CAMPOS, 2017).

Figura 2.7 – Mapa pedológico com as classes de solos presentes na região da Chapada dos Veadeiros e indicação da localização das áreas de estudo (fonte: Embrapa).

Figura 2.8 – A: Localização da área de estudo em relação às regiões hidrográficas do Brasil, B: Mapa da Sub-bacia Alto Tocantins e Rio Preto com a área de estudo localizada em sua porção nordeste e C: Mapa das bacias hidrográficas do Rio Preto e do Rio dos Couros com localização das áreas de estudo. (Fonte SIEG, CPRM, ANA).

Figura 2.9 – Mapa Hidrogeológico da região da Chapada dos Veadeiros, com identificação das áreas de estudo, próximo a cidade de Alto Paraíso de Goiás. (Fonte CPRM, ANA).

Figura 2.10 – Fitofisionomias e ambientes típicos do Cerrado (EMBRAPA, 2008 – Embrapa - Cerrados).

Figura 2.11 - A: Médias mensais dos valores de precipitação (mm) e B: temperatura (°C) em relação ao período de 2012 a 2022 registrados na estação meteorológica de Alto Paraíso de Goiás (A024). Fonte de dados BDMEP – INMET, 2022.

Figura 2.12 – Decretos vinculados ao Parque Nacional Chapada dos Veadeiros e alterações de sua área (Plano de Manejo ICMBIO, 2021).

CAPÍTULO III

Figura 3.1 - Ilustração da heterogeneidade visualizada a partir da medida de condutividade elétrica, que pode potencialmente estar relacionado às propriedades hidrogeológicas (Traduzido de BINLEY et al., 2015).

Figura 3.2 – a: Antena blindada de GPR e propagação das ondas emitidas e refletidas. b: Traço esquemático mostrando as chegadas das principais frente de onda do GPR (CAVALCANTI, 2013).

Figura 3.3 – a: Desenho esquemático da aquisição de dados por sondagem de velocidade CMP. b: WARR. (BORGES, 2007).

Figura 3.4 - Representação gráfica idealizada da direção do fluxo de corrente em um semi-espaço homogêneo (BRAGA, 2007).

Figura 3.5 - Configuração usual da posição dos eletrodos para aquisição de dados em campo (BRAGA, 2007).

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 – Registros da montagem das antenas, central de controle e odômetro e aquisição de dados com o GPR ao longo dos perfis para as áreas A: área 01 – vereda, B: área 03 – campo sujo; C: área 02 – pasto.

Figura 4.2 – Fotografias evidenciam a aquisição de dados CMP . A: Aquisição teste realizada próxima à área 02 – Pasto e B: Aquisição realizada na área 02 – Pasto.

Figura 4.3 – Aquisição de dados de resistividade. A: Registro da preparação do arranjo dipolo-dipolo na seção V2, área 01 Vereda, B: Imagem de detalhe do equipamento SISCALPRO utilizado durante as aquisições.

Figura 4.4 – A: Mapa de localização da área 01 – Vereda, com a disposição dos perfis V1 e V2 e suas direções de aquisição indicados pelas linhas vermelhas, os poços de monitoramento estão indicados pelos ícones em azul, os pontos de coleta de amostras de solo estão indicados pelos círculos em amarelo e o ponto de aquisição CMP, pelo círculo verde. B e C: Registro do arranjo dipolo-dipolo montados para V1 e V2, respectivamente.

Figura 4.5 – A: Mapa de localização da área 02 – Pasto, com a indicação da localização e sentido de aquisição ao longo da seção P1, o poço de monitoramento e a trincheira estão indicados pelos ícones em azul, o ponto de coleta de amostra de solo está indicado pelo círculo amarelo e o ponto de aquisição CMP, pelo círculo em verde. B: Registro da seção P1 com vista para noroeste.

Figura 4.6 – A: Mapa de localização da área 03 – Campo Sujo, com a indicação da localização e sentido de aquisição ao longo da seção CS1, o poço de monitoramento e a trincheira estão indicados pelos ícones em azul, o ponto de coleta de amostra de solo está indicado pelo círculo amarelo e o ponto de aquisição CMP, pelo círculo em verde. B: Registro da seção CS1 com vista para sul.

Figura 4.7 – Fluxo de trabalho para o método do GPR desde a aquisição de dados em campo, passando pela filtragem e processamento no programa ReflexW, e em seguida a interpretação do radargrama com a identificação das interfaces mapeadas e inferindo o nível de água em subsuperfície.

Figura 4.8 – A e B: Análise de velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas da CMP, para a área 03 – Campo Sujo; C e D: área 02 – Pasto; E e F: área 01 – Vereda. Nas figuras estão presentes os modelos de velocidade, seguido da seção de sondagem de velocidade com os principais eventos identificados, e a análise de *semblance* mostrando a velocidade de maior coerência para cada área.

Figura 4.9 – Fluxo de trabalho para o método da resistividade desde a aquisição de dados em campo, passando pela filtragem de dados nos programas Prosys III e Res2Dinv, em seguida a inversão de dados em pseudo seções e a interpretação da seção geoeletrica definindo os domínios e inferindo o nível de água em subsuperfície.

CAPÍTULO V

Figura 5.1 – Registros do ambiente da área 01 Vereda, A: Vegetação herbácea predominante no campo limpo úmido da área 01. B: Buritizeiros localizados ao longo do córrego Lajeado. C: Tipo de solo hidromórfico escuro predominante na área. D: Córrego Lajeado. E: afloramentos de quartzitos da Formação Serra da Boa Vista, Grupo Paranoá com exposição do nível d'água superficial.

Figura 5.2 – Afloramentos de quartzito pertencentes ao Grupo Paranoá, presentes na área Vereda. Em A: nota-se a coloração esbranquiçada da rocha em sua porção exposta e a direção da camada Sn; B e C: Principais direções de Fratura: F1 e F2.

Figura 5.3 – Registros de solos expostos por cupins na Área 01 - Vereda, próximos aos locais de amostragem de solo. A: Local próximo ao ponto de coleta da amostra V1-Am1, referente ao tipo de solo observado nos primeiros 30 m da seção V1, B: Local próximo ao ponto de coleta da amostra V1-Am2, referente ao tipo de solo observado no restante da seção V1.

Figura 5.4 – A: registro da localização do perfil V2 e o sentido de aquisição de dados está indicado pela seta vermelha. Em B: há um registro do ponto de quebra de relevo na cota altimétrica ao longo do perfil V2, é possível notar a presença de água na superfície rochosa e na base da vegetação. Em C: detalhe da base desta porção da área, onde predominam afloramentos de quartzitos, intensamente fraturados, com o nível de água exposto sob o solo / rocha.

Figura 5.5 – A: Limites da área de pastagem em contato com zonas de cerrado preservado, B: é possível observar as cicatrizes de murundus que foram cortados na área de pastagem, identificadas pelos círculos alaranjados, e o campo sujo com murundus preservados identificados pelos círculos em verde (Imagens *Google Earth*).

Figura 5.6 – Registros do ambiente da área 02 - Pasto, A: é possível visualizar a extensão em que predomina o pasto nas direções leste e B: oeste, onde seu limite é próximo à base do morro da Baleia. C: Trincheira com os diferentes níveis de solo expostos; D: porção exposta de solo em superfície, onde está localizada a seção geofísica. E: Afloramento de metassiltitos avermelhados próximos à área 02.

Figura 5.7 – Afloramento de metassilito avermelhado intercalado com níveis acinzentados, com estrutura de foliação Sn indicada pela linha pontilhada amarela e fraturas principais F₁ e F₂ pelas linhas pretas.

Figura 5.8 – Perfil de solo exposto em trincheira na área 02, indicando a separação dos diferentes horizontes observados A, A/B, B, C1 e C2 e suas respectivas espessuras.

Figura 5.9 – Registros do ambiente da área 03 – Campo Sujo, A: é possível verificar aspectos da vegetação com presença de arbustos de pequeno médio porte em meio às herbáceas, B: a vereda afluenta do Rio Preto situada na porção leste da área 03; C: aspecto de micro-relevo do murundu com desenvolvimento de um arbusto em sua superfície; D: trincheira para visualização do perfil de solo, onde está instalado um eletrodo para o arranjo elétrico; E: presença de concreções e lateritas na porção superficial do solo; F: local de coleta das amostras para análise física.

Figura 5.10 – A: Aspecto cascalhento da camada superficial de solo na área 03, composto por concreções e lateritas. B: Bloco de laterita com cerca de 15 cm de espessura, comum nas porções menos elevadas da área. C: Fragmento de laterita de cerca de 8 cm de espessura, comum na porção mais elevada.

Figura 5.11 – Perfil de solo exposto em trincheira na área 03, indicando a separação dos diferentes horizontes observados A, B, C1 e C2 e suas respectivas espessuras.

Figura 5.12 – Poços de monitoramento instalados nas áreas A: área 01 – vereda seção V2; B: área 01 – vereda próximo à seção V1; C: área 02 – pasto; D: área 03 – campo sujo. Em B está visível o medidor de nível d'água utilizado.

Figura 5.13 – A: Drone DJI Mavic 2 Pro utilizado no levantamento aerofotogramétrico, B e C: Estação total para coleta de pontos processados utilizados para amarração da topografia.

Figura 5.14 – Modelos ortomosaicos e Modelos Digitais de Elevação gerados para cada área de estudo, com a extração de curvas de nível a cada 1 m de diferença de elevação.

CAPITULO VI

Figura 6.1 – Seções de GPR no perfil V1. Em A, C e E estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente, durante o mês de maio (C01). Em B, D e F estão as seções adquiridas durante o mês de agosto (C02). O nível d'água inferido está indicado pelas linhas pontilhadas azul e vermelha

Figura 6.2 – A: Modelo de resistividade da seção V01_DD_0.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 0,5m entre os eletrodos). B: Modelo de resistividade da seção V01_DD_2.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 2,5 m entre os eletrodos), com contatos e limites de camadas inferidos indicados pelas linhas pontilhadas.

Figura 6.3 – Seções de GPR no perfil V2. Em A, B e C estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente. O nível d'água inferido está indicado pela linha pontilhada vermelha, as estruturas inferidas estão marcadas pelas linhas pretas, o poço de monitoramento está indicado pelo retângulo verticalizado na distância 25 m da seção, com o nível d'água medido plotado em azul.

Figura 6.4 – Modelo de resistividade da seção V2_DD_1.0m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 1,0 m entre os eletrodos) com contatos e limites de camadas inferidos indicados pelas linhas pontilhadas.

Figura 6.5 – Seções de GPR no perfil P1. Em A, C e E estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente, durante o mês de maio (C01). Em B, D e F estão as seções adquiridas durante o mês de agosto (C02). O nível d'água inferido está indicado pelas linhas pontilhadas azul e vermelha. A trincheira está indicada pelo retângulo verticalizado na distância 35 m da seção.

Figura 6.6 – A: Modelo de resistividade da seção P01_DD_0.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 0,5 m entre os eletrodos). B: Distribuição de valores de resistividade em profundidade, adquiridos no ponto 12,2 m da seção. C e D mostram uma correlação direta entre os valores de resistividade, os horizontes de solo expostos na trincheira e a seção inversa sobreposta ao perfil de solo. E: Valores quantitativos das medidas de resistividade em relação à profundidade.

Figura 6.7 – Seções de GPR no perfil CS1. Em A, C e E estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente, durante o mês de maio (C01). Em B, D e F estão as seções adquiridas durante o mês de agosto (C02). O nível d'água inferido está indicado pelas linhas pontilhadas azul e vermelha. O poço de monitoramento está indicado em 24 m da seção, com a medida direta do NA em azul. A trincheira está indicada pelo retângulo verticalizado em 3,65 m da seção.

Figura 6.8 – A: Modelo de resistividade da seção P01_DD_0.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 0,5 m entre os eletrodos). B: Distribuição de valores de resistividade em profundidade, adquiridos no ponto 12,2 m da seção. C e D: Correlação direta entre os valores de resistividade, os horizontes de solo expostos na trincheira e a seção inversa sobreposta ao perfil de solo. E: Valores quantitativos das medidas de resistividade em relação à profundidade.

CAPÍTULO VII

Figura 7.1 – Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geoeletricas para V1. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas.

Figura 7.2 - Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geoeletricas para V2. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas, com a localização do poço de monitoramento, em 25 m da seção, e o nível d'água medido durante o mês de agosto (C02) em azul.

Figura 7.3 – Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geoeletricas para P1. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas, indicando a localização do perfil de solo exposto na trincheira, com centro em 35 m da seção.

Figura 7.4 – Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geolétricas para CS1. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas, indicando a localização do perfil de solo exposto na trincheira, com centro em 3,65 m da seção, e do poço de monitoramento, em 24 m, com os níveis d'água medidos durante a o mês de maio (C01) em azul e mês de agosto (C02) em vermelho.

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Valores da constante dielétrica relativa e condutividade elétrica observadas em diferentes materiais (ANNAN, 1992; PORSANI, 1999; PRADO, 2000; BORGES 2007).

Tabela 5.1 - Resultados da análise física material das amostras de solo coletadas na área. 01 – Vereda.

Tabela 5.2 - Resultados da análise física material das amostras de solo coletadas na área 02 – Pasto.

Tabela 5.3 - Resultados da análise física material das amostras de solo coletadas na área 03 – Campo Sujo.

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

A água é um dos principais elementos presentes na subsuperfície rasa da Terra, responsável pela manutenção de ciclos biológicos e hidrogeológicos fundamentais para a vida dos ecossistemas. Sua concentração preenchendo os poros intergranulares do solo e rochas delimita a zona saturada, em profundidade, e a zona vadosa ou zona insaturada, comumente definida como o meio geológico que se estende desde a superfície da terra até o nível freático do primeiro aquífero não confinado (STEPHENS, 2018). A zona vadosa (Figura 1.1) desempenha um papel crítico na biosfera, como um meio de armazenamento para fornecer água às plantas e à atmosfera, e como um agente controlador na transmissão da água de recarga, bem como dos contaminantes da superfície terrestre para águas subterrâneas (NIMMO, 2005).

A interrelação entre a dinâmica da água e as zonas mais rasas do solo tem sido foco de diversos estudos, e o entendimento de suas características representa uma importante ferramenta para aplicações em análises ambientais de propagação de contaminantes (OOSTROM et al., 2016; ARORA AND MOHANTY, 2017; WAN et al., 2018), estudo da infiltração, fluxo, escoamento e contaminação de águas (ALLAIRE et al., 2009, ROBINSON et al., 2008, TRAN et al., 2016, BRAGA et al., 2007), variação do nível de água e disponibilidade hídrica (ARORA et al., 2016, COSTALL & HARRIS, 2018), avaliação dos solos para geotecnia, entre outros.

Neste âmbito, avanços significativos têm sido alcançados em relação às técnicas de caracterização das zonas mais rasas da subsuperfície que são não-invasivas, apresentam boa resolução e abrangem áreas extensas (WAINWRIGHT et al., 2018), com destaque para a aplicação de métodos hidrogeofísicos, os quais tem sido amplamente utilizados para este tipo de caracterização da zona vadosa (RUBIN & HUBBARD, 2005; BINLEY et al., 2015).

Dessa forma, a presente dissertação tem como foco a identificação e a verificação da variação do nível d'água em subsuperfície em diferentes ambientes sob domínio do bioma Cerrado na região da Chapada dos Veadeiros a partir da aplicação dos métodos geoeletricos resistividade e radar de penetração no solo (GPR), para dar suporte na caracterização de áreas

de Cerrado críticas para a preservação e auxiliar na definição de metodologias geofísicas para esse tipo de estudo em áreas de contextos semelhantes.

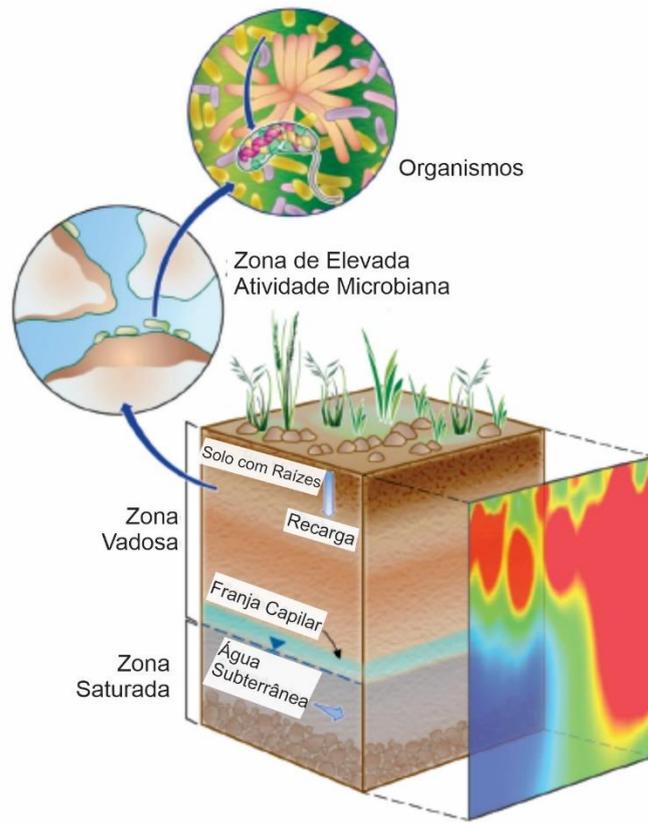


Figura 1.1 - Representação esquemática da estrutura da zona vadosa e algumas de suas complexidades, como a alta atividade biogeoquímica. (Traduzido de ARORA et al., 2019).

Grande parte da população brasileira já ouviu falar sobre a importância do Cerrado como o “Berço das Águas” do Brasil, já que este bioma abriga as nascentes de 8 das 12 regiões hidrográficas do Brasil e contribui com pelo menos 15% da disponibilidade hídrica superficial no Brasil (LIMA E SILVA, 2005; SOUZA et al., 2019). O Cerrado abrange a região divisora de águas das maiores bacias hidrográficas da América do Sul: bacia Amazônica, Tocantins-Araguaia, São Francisco e Prata (LIMA E SILVA, 2005) e contribui com pelo menos metade da vazão de cinco delas (LIMA E SILVA, 2007). Ainda, o Cerrado participa de uma rede de manutenção da disponibilidade hídrica superficial e da recarga de dois dos principais aquíferos do território: Urucuia e Guarani (Figura 1.2).

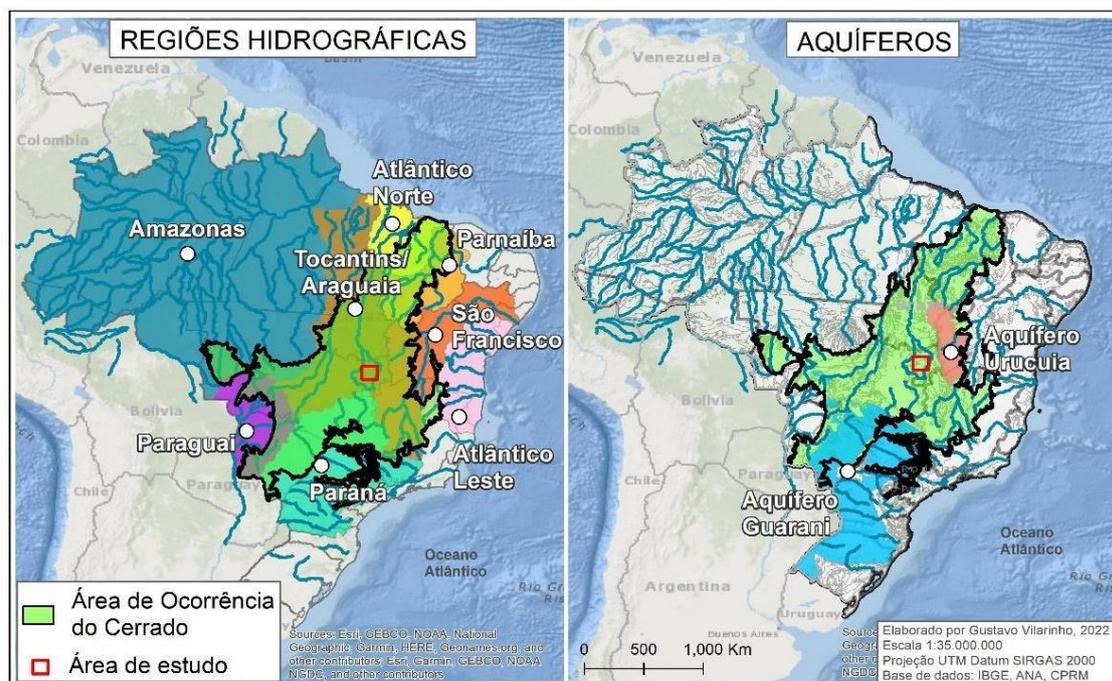


Figura 1.2 – Mapas de localização das regiões hidrográficas e aquíferos sob a região de ocorrência do Cerrado contínuo no Brasil.

A recarga de água subterrânea é um processo hidrológico fundamental para que ocorra a manutenção da disponibilidade hídrica, que ocorre a partir da infiltração da água pelas camadas mais superficiais do solo, ou seja, o fenômeno em que a água atravessa a superfície do solo se movimentando da zona não saturada em direção à zona saturada do solo (BRANDÃO et al., 2003) (Figura 1.3). Assim, as áreas de Cerrado preservado, como na região da Chapada dos Veadeiros que possui uma das maiores concentrações de Cerrado preservado do país, contribuem com que o ciclo de recarga hídrica mantenha-se preservado devido à contribuição com grandes volumes de água subterrânea e a infiltração superficial das águas pelo solo, que é facilitado com a presença de vegetação (LIMA, 2011).

Em vista da contínua e desordenada ocupação de áreas na região do Cerrado destinadas às demandas e pressões antrópicas como atividades agropecuárias, mineração e extração de madeira, o interesse na instalação de unidades de aproveitamento hidrelétrico, além das ocorrências de incêndios florestais (QUEIROZ, 2018), este encontra-se entre os biomas mundialmente mais degradados. Nas últimas décadas, as taxas de conversão do uso no solo no Cerrado se acentuaram e provocaram grandes alterações na sua área de abrangência (SHIKI, 1997; SANO et al., 2008). Apesar da importância hidrológica do Cerrado e do papel em garantir a provisão e qualidade da água para a população e para os ecossistemas, apenas 8,31% de sua extensão estão protegidos por unidades de conservação, dos quais apenas um terço são de proteção integral, ou seja, de uso restrito (FRANÇOSO et al., 2015).

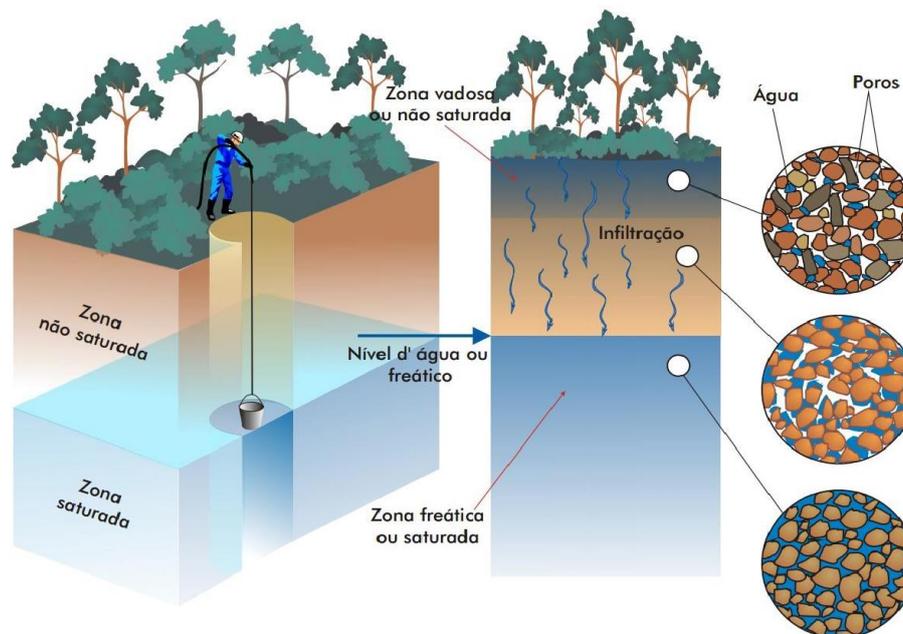


Figura 1.3 - Distribuição vertical da água em subsuperfície (KARMANN et al., 2008).

O desmatamento e a consequente compactação do solo intensifica a ocorrência de processos erosivos no solo, que estão diretamente relacionados à redução da capacidade de infiltração e consequentemente da disponibilidade hídrica, o uso de maquinário agrícola e a movimentação do gado provocam alteração da estrutura física do solo que não só aumenta o escoamento superficial em detrimento da infiltração, como também o transporte de sedimentos – até 241% e 954%, respectivamente (CHAVES E PIAU, 2008). Fato que intensifica um grande problema social, pois somado aos aspectos ambientais, o Cerrado tem grande importância na manutenção dos reservatórios de água para a população urbana e rural. Ainda, várias populações sobrevivem em conjunto ao ecossistema presente no Cerrado, incluindo povos indígenas, ribeirinhos, babaqueiras e comunidades quilombolas, os quais detêm um conhecimento tradicional de sua biodiversidade.

Silva e Kato (1997) verificaram em um estudo comparativo entre áreas de cerrado com diferentes manejos, que os parâmetros do solo que mais influenciam na infiltração foram bem maiores em locais de cobertura do solo com Cerrado nativo. A condutividade hidráulica do solo saturado foi cerca de 20 vezes maior do que na área de plantio direto e 3 vezes maior do que na área de manejo convencional. Autores como Souza & Campos (2001), Brandão et al. (2003), Mendonça et al. (2009), Restrepo (2010), Camapum et al. (2012) e Vilarinho et al. (2013), verificaram aspectos da capacidade de infiltração e condutividade hidráulica em solos tropicais sob domínio do Cerrado em diferentes manejos, sendo latossolos, cambissolos e neossolos, a partir de medições diretas com ensaios de infiltração e permeabilidade, monitoramento do nível

d'água, verificação da umidade e caracterizações pedológicas.

Com base no exposto, este estudo tem como foco a verificação da variação do nível d'água subsuperficial em áreas do Cerrado na região da Chapada dos Veadeiros, a partir da aquisição e interpretação de dados geofísicos adquiridos durante o meses de maio e agosto de 2022, correlacionados à medidas diretas do nível d'água em poços de monitoramento instalados em cada área de estudo, e à caracterização geológica e pedológica de cada local.

As técnicas hidrogeofísicas se destacam para este tipo de estudo já que são técnicas de imageamento não-invasivas muito sensíveis à mudanças nos teores de umidade do subsolo, são eficientes para identificar estruturas horizontalizadas como o nível da água, além de possibilitarem determinar as pequenas variações do conteúdo volumétrico de água no solo (ZHOU et al., 2001; BRAGA, 2007; DEIANA et al., 2008 e KIRSCH, 2009), fornecem estimativas de propriedades em regiões entre poços, possuem um baixo custo operacional e maior facilidade de aplicação dos ensaios.

A partir deste tipo de caracterização, espera-se que as técnicas e métodos utilizados sirvam como ponto de partida e comparação para a continuação de estudos e monitoramentos relacionados à questão hídrica no Cerrado e que mostre a possibilidade da aplicação das técnicas hidrogeofísicas como apoio. Com este estudo foi possível verificar que a aplicação de diferentes arranjos geoeletricos e de diferentes antenas de radar refletem diretamente na qualidade do imageamento subterrâneo e que essa qualidade varia para cada contexto geoambiental das diferentes áreas de estudo.

1.1 Objetivos

O objetivo geral desta dissertação é de avaliar registros sazonais do nível d'água subsuperficial nos solos com o apoio de métodos hidrogeofísicos, em três diferentes ambientes e manejos do Cerrado, durante 02 períodos do ano, na região da Chapada dos Veadeiros, município de Alto Paraíso de Goiás (GO), além de verificar a eficácia na aplicação de cada metodologia na identificação do nível de água e de outras características de cada ambiente.

Os objetivos específicos são:

- Adquirir dados geofísicos de GPR e Eletrorresistividade em campo, ao longo de 03 vertentes de diferentes características pedológicas e geológicas, sendo 01 ambiente de Vereda com cobertura de vegetação campo limpo úmido nativo, 01 ambiente de campo sujo de Cerrado nativo e um terceiro ambiente de campo limpo que foi desmatado para atividade pecuária;

- Verificar o nível d'água com furos a trado em campo, com amostragem e caracterização pedológica;
- Correlacionar os dados geofísicos indiretos (radargramas e modelos de resistividade) às medidas diretas do nível d'água e características pedológicas e geológicas.

1.2 Localização das áreas de estudo

O trabalho foi desenvolvido em 03 áreas de estudo, localizadas na microrregião da Chapada dos Veadeiros (Figura 1.4), município de Alto Paraíso de Goiás, nordeste do estado de Goiás (GO). Trata-se de um local que resguarda uma das principais concentrações de Cerrado preservado no Brasil e em que vivem diversas comunidades tradicionais, como a comunidade quilombola Kalunga e populações da etnia indígena Avá-Canoeiro. Nesta região está situada a Área de Proteção Ambiental (APA) do Pouso Alto, que possui uma área de 872.000,00 ha e o Parque Nacional Chapada dos Veadeiros (PNCV), que possui uma área de aproximadamente 240.611,00 ha (ICMBIO, 2021).

As três áreas estão localizadas no município de Alto Paraíso de Goiás, sendo que:

- A área 01 (A01 - Vereda) situa-se na região conhecida como Vale Verde, é um ambiente típico de Veredas, está situada a 15,7 Km do centro urbano de Alto Paraíso de Goiás, para Sudeste em direção à São João D'Aliança;
- A área 02 (A02 - Pasto) está localizada próximo à base da toponímia "Morro da Baleia", a 19,6 Km da cidade de Alto Paraíso de Goiás em direção à Vila de São Jorge;
- A área 03 (A03 - Campo Sujo) está localizada na área do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, 2 Km a sul do Rio Preto, situada a 23 Km de Alto Paraíso de Goiás, próxima a área 02.

O principal acesso até as áreas de estudo partindo de Brasília é pela BR-020 sentido Formosa (GO), até o trevo para São Gabriel, em seguida toma-se a BR-010 / GO-118 sentido Alto Paraíso de Goiás, que totaliza 174 Km.

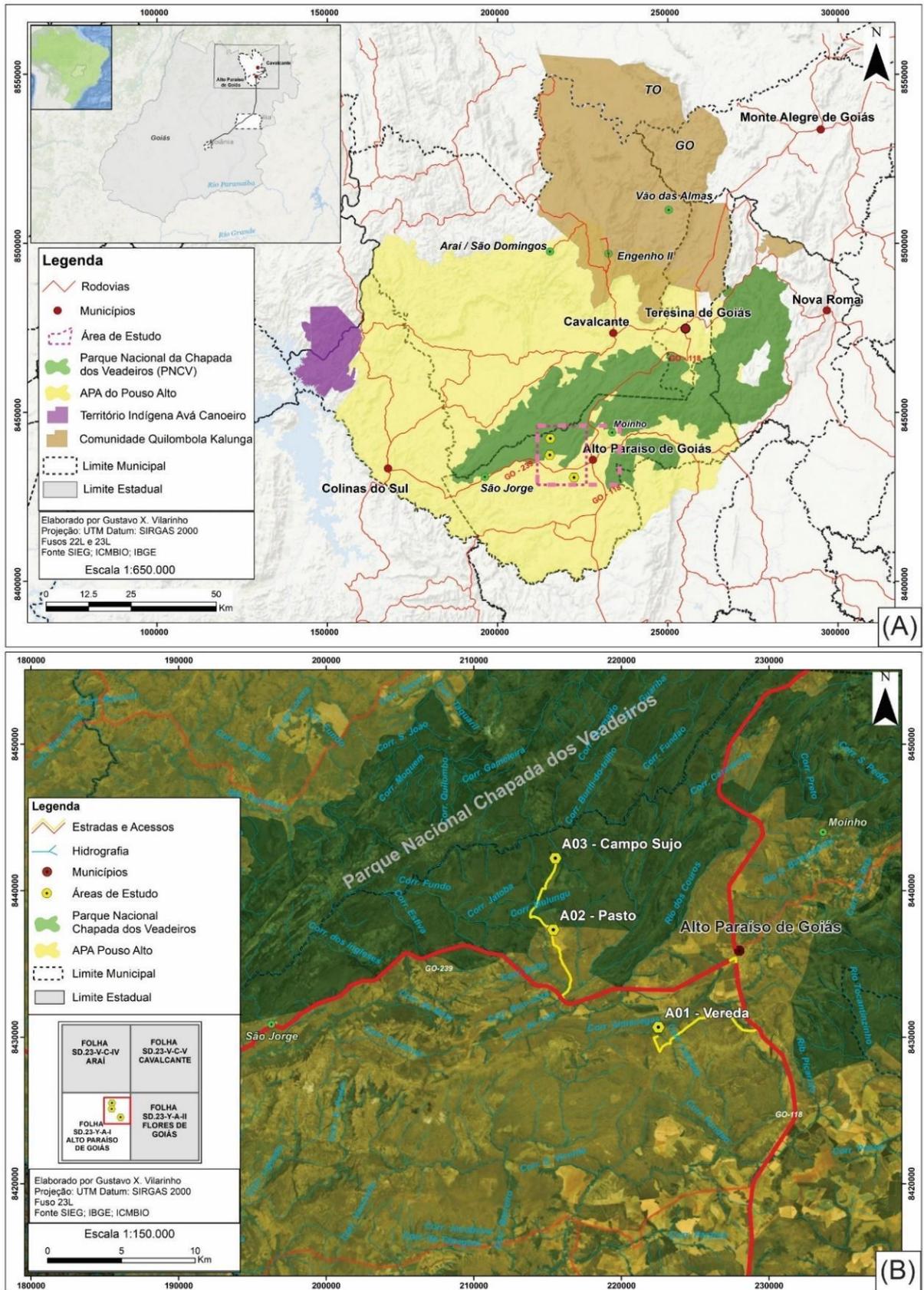


Figura 1.4 – A: Mapa de localização das Áreas de estudo em contexto regional, com a disposição do mosaico de Unidades de Conservação (UCs). B: mapa de detalhe da localização e acessos às áreas de estudo com rodovias asfaltadas marcadas em vermelho e os acessos vicinais em amarelo.

CAPÍTULO II

2. CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DA CHAPADA DOS VEADEIROS

Neste capítulo serão apresentadas características fisiográficas regionais como aspectos da geologia, geomorfologia, pedologia, hidrografia, hidrogeologia, ambientes do Cerrado, clima e questão territorial, em relação à região da Chapada dos Veadeiros com a indicação dos contextos nos quais estão inseridas as áreas de estudo.

2.1 Contexto Geológico

A evolução geológica da região da Chapada dos Veadeiros (Figura 2.2) está contextualizada em eventos pré e pós desenvolvimento da Faixa Brasília - FB (Figura 2.1), a qual corresponde a um orógeno Neoproterozóico componente da Província Tocantins, junto aos orógenos Faixa Paraguai e Faixa Araguaia. A Faixa Brasília possui mais de 1.100 km de comprimento, disposta em um direcionamento norte – sul com vergência para leste, na direção do Cráton São Francisco. A deformação da FB ocorreu a partir da colisão entre os crátons São Francisco, Amazônico e Paranapanema (PIMENTEL, 2016), conhecida como orogênese Brasileira (PIMENTEL et al., 1999).

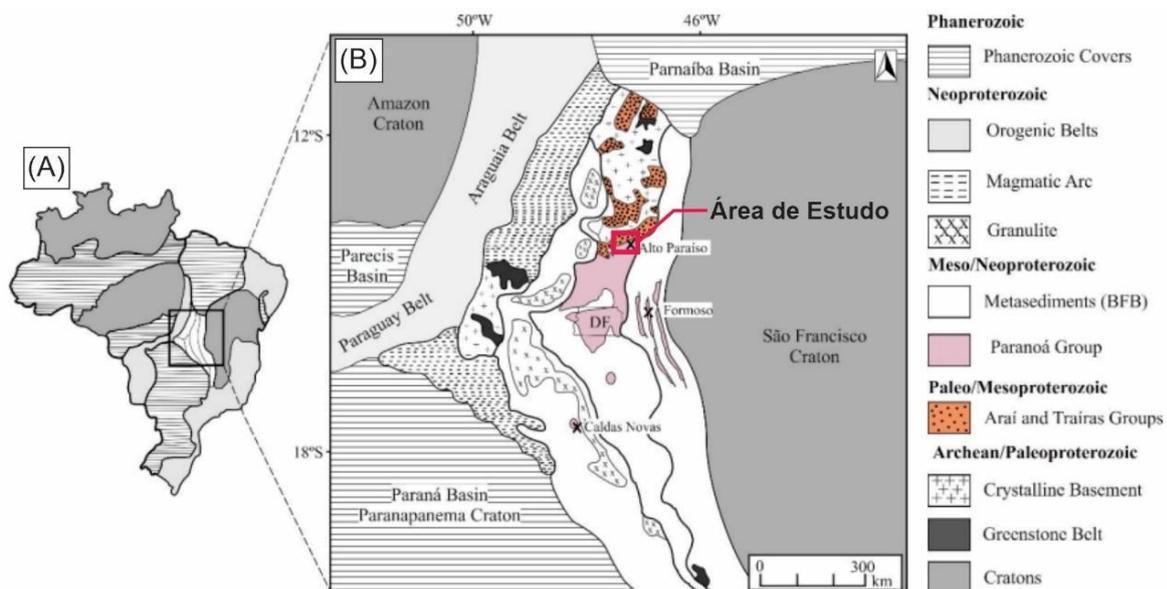


Figura 2.1 – A: Mapa de compartimentação tectônica regional do Brasil e B: mapa geológico da faixa Brasília com indicação da região de estudo. (modificado de MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

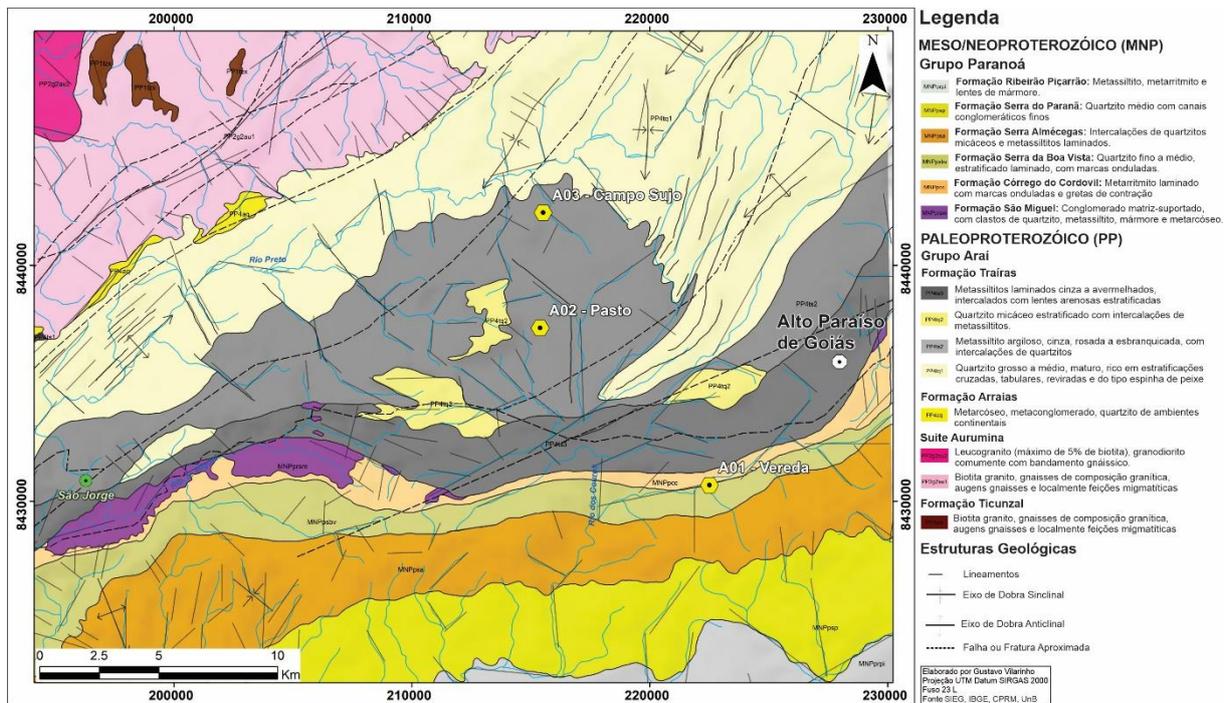


Figura 2.2 – Mapa Geológico da região da Chapada dos Veadeiros, com identificação das áreas de estudo, próximo a cidade de Alto Paraíso de Goiás. (Fonte CPRM, 2013).

A Folha dos municípios de Alto Paraíso de Goiás e Cavalcante está situada na porção nordeste da Faixa Brasília, próximo ao limite entre a zona externa e a zona cratônica da faixa (DARDENNE, 2000; FUCK, 1994), caracterizada pela presença de falhas longitudinais regionais, com orientação NS a N20E.

Na porção externa da Faixa Brasília há ocorrência de um núcleo do embasamento Transamazônico, composto por rochas metassedimentares da Formação Ticunzal (MARINI et al., 1978) e pela Suíte Granítica Aurumina (BOTELHO et al., 1999) que marca o fim do Ciclo Transamazônico, há cerca de 2,0 Ga. Esse núcleo passou por alterações devido ao processo de rifteamento continental que ocorreu no final do Paleoproterozóico. O rifteamento foi marcado pela sucessiva intrusão de granitos intraplaca da Suíte Pedra Branca, na Subprovíncia Estanífera do Rio Paranã (MARINI & BOTELHO, 1986), em cerca de 1,8 Ga (PIMENTEL et al., 1991; PIMENTEL & BOTELHO, 2001).

Esse processo de rifteamento continental do final do Paleoproterozóico, resultou na sedimentação das rochas relacionadas aos Grupos Araí e Traíras, e no vulcanismo bimodal associado. O final do ciclo sedimentar do Grupo Araí foi datado a partir das idades das intrusões graníticas relacionadas à Suíte Serra da Mesa, cerca de 1,56 Ga (PIMENTEL & BOTELHO, 2001; ROSSI et al., 1992; DARDENNE et al., 2003).

Por fim, a deposição do Grupo Paranoá foi desenvolvida após um longo período de erosão, induzido pela tectônica rígida que afetou a área. No final do Neoproterozóico, a região

foi afetada pela deformação relacionada ao Evento Brasileiro, 630 Ma, que foi caracterizado na Faixa Brasília por dobramentos, metamorfismo e transporte de oeste para leste, em direção ao Cráton São Francisco.

2.1.1 Formação Ticunzal

A Formação Ticunzal está localizada na região das serras do Ticunzal e Tombador, no município de Cavalcante (MARINI et al., 1978; FERNANDES et al., 1982), além de estar presente em uma vasta área do nordeste de Goiás e sudeste de Tocantins (BOTELHO & PORTELA, 2005). É constituída por xistos e paragnaisses com frequente presença de grafita, além de quartzitos micáceos e conglomerados em menores proporções. São encontrados alguns indicativos de que a sequência sedimentar tenha se submetido às condições metamórficas de fácies anfibolito média, como a grafita de cristalinidade alta, porfiroblastos de granada parcialmente preservados e prováveis pseudomorfos de aluminossilicatos, que subsistiram da paragênese de mais alto grau metamórfico anterior (MARINI et al., 1978; FUCK et al., 1988). Sua idade foi determinada como mais velha que 2,15 Ga, idade correspondente às intrusões graníticas mais antigas da Suíte Aurumina. Dados preliminares de Sm-Nd mostram um TDM entre 2,6 e 2,8 Ga, indicando que os sedimentos da Formação tiveram uma fonte predominantemente arqueana (FUCK et al., 2002).

2.1.2. Suíte Aurumina

A suíte Aurumina está localizada na região entre a cidade de Teresina de Goiás e o povoado de Aurumina (BOTELHO et al., 1998). Apresenta um conjunto de intrusões sin-, tardi- e pós-tectônicas, intrusivas nos xistos grafitosos da Formação Ticunzal. Possui composição variando de monzogranito a tonalito, caracterizada principalmente por biotita e muscovita magmáticas, de caráter peraluminosos.

Está representado por um pequeno corpo de 4 Km² de biotita-muscovita granito, milonitizado e alongado, intrusivo concordantemente em milonitos graníticos peraluminosos de distribuição regional. Esses milonitos peraluminosos são considerados parte da Suíte Aurumina, e ocorrem nas regiões de Cavalcante, Nova Roma, Monte Alegre de Goiás, Campos Belos e Arraias, onde os granitos da Suíte são intrusivos nas rochas metassedimentares da Formação Ticunzal (Folha Cavalcante – CPRM, 2007).

A Suíte é subdividida em seis fácies, incluindo rochas graníticas sin, tardi e pós tectônicas. Os granitos com predominância de muscovita são tipicamente sin tectônicos e

apresentam-se intrusivos e deformados concordantemente com a foliação de rochas metassedimentares da Formação Ticunzal. Os tonalitos apresentam deformação incipiente e indicações de que são representativos de uma fase tardia da granitogênese, com características tardi- a pós tectônicas. Ainda, há ocorrência de aglomerados ou nódulos de grafita tanto nos granitos como nos tonalitos.

Dados de U-Pb em zircão indicam idades entre 2,0 e 2,2 Ga para as rochas da Suíte Aurumina (Folha Cavalcante – CPRM, 2007). Os granitos e tonalitos têm $\epsilon_{Nd}(T=2,1)$ entre -3 e -6 e TDM entre 2,4 e 2,7 Ga (FUCK et al., 2002).

Os granitos da Suíte Aurumina hospedam pequenos depósitos de ouro, na região de Cavalcante, que contém platinóides, relacionados à zonas de cisalhamento em que o minério está concentrado em veios de quartzo e/ou em quartzo-sericita milonitos, localizados no contato entre o granito e a Formação Ticunzal (Folha Cavalcante – CPRM, 2007).

2.1.3 Quartzo Diorito Nova Roma e Suíte Pedra Branca

Presente nas folhas Cavalcante e Nova Roma, o quartzo diorito Nova Roma ocorre entre as regiões de Pedra Branca e a cidade de Nova Roma, aflora como rocha mesocrática, pouco deformada e associada a áreas mais ou menos arrasadas de latossolo vermelho. Apresenta em sua mineralogia plagioclásio An₃₅₋₄₀ (55-65%), hornblenda (10-20%), biotita (5-10%) e quartzo (10-15%) como minerais essenciais; e como minerais secundários, apresenta clorita, epidoto, zoisita-clinozoisita, carbonato e muscovita (Folha Cavalcante – CPRM, 2007). Encontra-se intrusivo na fácies tonalito da suíte Aurumina e apresenta idade em torno de 2,15 Ga. A natureza quartzo diorítica metaluminosas não sugere relação petrogenética com os granitos peraluminosos da Suíte Aurumina, assim, justifica-se sua abordagem como uma unidade diferenciada (Folha Cavalcante – CPRM, 2007).

A suíte pedra branca representa parte dos granitos encontrados na região nordeste de Goiás, anteriormente denominados granitos estaníferos de Goiás (MARINI & BOTELHO, 1986), granitos tipo A, g1 e g2 (BOTELHO et al., 1992) e Suíte Paranã (LACERDA FILHO et al., 1998). A nomenclatura se deu devido ao maciço granítico Pedra Branca, que representa a área tipo da Suíte, com maior representação das diversas fácies que a compõem.

Os granitos tipo A, datam de paleo a mesoproterozóicos e constituem várias intrusões distribuídas nas porções centro-norte e nordeste de Goiás, dentro do domínio da porção norte da Província estanífera de Goiás, subdividida em Subprovíncia Tocantins, a oeste, e Subprovíncia Paranã, a leste (MARINI & BOTELHO, 1986). Esses granitos constituem dois

grupos quimicamente e cronologicamente distintos. As idades mais antigas (1,77 Ga) (U/Pb em zircão; Pimentel et al., 1991) foram atribuídas ao grupo g1, e as idades mais novas (1,6 Ga) (U/Pb em zircão) (PIMENTEL et al., 1991), foram atribuídas ao grupo g2 (BOTELHO et al., 1993). Após continuação de trabalhos na região, foi proposto que existiram mais de dois eventos geradores dos granitos Tipo A, a partir da análise de monazitas presentes em granitos g2, obteve-se uma idade de 1,74 Ga. Assim, os granitos g1 e g2 passaram a ser denominados como granitos pb1 e pb2, incluídos na suíte Pedra Branca, de idade estateriana (1,74 – 1,77 Ga) (TEIXEIRA et al., 2002).

2.1.4 Super Grupo Veadeiros

A instituição do Supergrupo Veadeiros (MARTINS-FERREIRA et al., 2017) foi proposta como agrupamento de todas as sequências de primeira ordem formadas nos pulsos extensionais do Proterozóico na margem oeste do Cráton São Francisco, Araí - Inferior, Traíras - Médio e Paranoá – Superior, com intuito de diferenciar as sequências de fases extensionais intracratônicas daquelas de outros contextos tectônicos e estabelecer correlação com o Supergrupo Espinhaço, localizado na margem leste do Cráton.

2.1.4.1 Grupos Araí e Traíras

O Grupo Araí ocorre em grande parte da área de estudo, é constituído por um conjunto de rochas metassedimentares e metavulcânicas de grau anquimetamórfico a xisto verde baixo (DARDENNE et al., 1999). Encontra-se depositado sobre rochas da Suíte Aurumina e sobre a Formação Ticunzal e é sobreposto pelas rochas dos grupos Paranoá, Bambuí e Serra da Mesa. Ocorre na zona externa da Faixa Brasília em uma região muito acidentada, com cotas entre 300 e 1650 metros. Aflora na porção setentrional da Chapada dos Veadeiros, na região das cidades de Alto Paraíso, Colinas do Sul e Cavalcante e estende-se para o norte.

A idade Paleoproterozóica do Grupo Araí foi definida a partir de datações U-Pb em zircões de metariolitos que ocorrem na sua sucessão basal (Pimentel et al., 1991) e de dados isotópicos em granitos anorogênicos e vulcânicas ácidas (PIMENTEL & BOTELHO, 2001).

O Grupo Araí foi subdividido em duas grandes Formações, relacionadas às sequências sin rifte e pós rifte (ALVARENGA et al., 2000; DARDENNE et al., 1999; MARTINS, 1999). A Formação Arraias apresentaria cerca de 1000 metros de espessura e seria representada principalmente por sedimentos psamíticos, depositados em ambiente predominantemente fluvial. A Formação Traíras, encontraria-se sobreposta à Formação Arraias, e apresentaria cerca

de 1200 metros de espessura, constituída por sedimentos psamíticos e pelito carbonáticos, depositados em ambiente predominantemente marinho (BARBOSA et al., 1969; DYER, 1970).

Dardenne et al. (1999) dividiram o Grupo Araí em três unidades principais, de acordo com o ambiente geológico de ocorrência: Continental basal, composta por quartzitos fluviais e eólicos, relacionada a uma fase pré-rifte; Continental intermediária relacionada à fase sin rifte, composta por brechas e conglomerados na base e por quartzitos grossos com níveis conglomeráticos no topo, além de intercalações de rochas vulcânicas ácidas e básicas; e Marinha superior, constituída de metassiltitos intercalados com quartzitos finos, representaria a fase pós rifte acompanhada de uma transgressão marinha regional.

Partindo da diversidade de nomenclaturas utilizadas para as subunidades do Grupo Araí, Tanizaki et al. (2015) estabeleceram denominações para a unidade e suas subdivisões, baseada no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (PETRI et al., 1986a; PETRI et al., 1986b, apud TANIZAKI et. al., 2015). Foi proposta a divisão do Grupo Araí em quatro formações: Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras, separadas entre si por discordâncias regionais e compondo, cada uma delas, uma sequência estratigráfica (TANIZAKI et al., 2015).

A **Formação Água Morna** representa um sistema deposicional fluvial entrelaçado, instituído em uma bacia do tipo sag-intracontinental na fase pré-rifte da bacia, submetida a processos de subsidência termal. composta por metarcóseos grossos e quartzitos feldspáticos, e em menor abrangência quartzitos micáceos e metaconglomerados, intercalados e interdigitados entre os metarcóseos. Esta unidade apresenta variações laterais e de espessura, podendo alcançar até 175 metros de espessura.

A **Formação Arraias** constitui um espesso pacote de sedimentos continentais, caracterizados no sistema da fase rifte, relacionados com a subsidência mecânica da bacia, subdivididos nos membros:

- Cubículo, composto por metaconglomerados matriz-suportados, quartzitos feldspáticos, metarcóseos, originários de sistema de leque aluvial, representando a fase clímax da abertura do rifte.

- O membro Prata, composto por pacotes de metarcóseos, quartzitos feldspáticos e muscovita filito, originários de ambiente de sedimentação fluvial entrelaçado, em rios largos com grande quantidade de carga de fundo.

- O membro Mutum, composto por quartzitos puros, é interpretado como ambiente de deposição de dunas eólicas com processos deposicionais trativos e gravitacionais.

- O Membro Ventura, composto por metaconglomerados, quartzitos e intercalações de metamarga e metagrauvas, interpretados como depositados em ambiente

lacustre alimentado por um sistema de leques aluviais. O membro Buracão, composto por derrames basálticos, riolitos, riodacitos e dacitos, além de rochas piroclásticas e brechas.

A **Formação Caldas** compõe a sequência deposicional transicional do Grupo Araí, subdividida em membro inferior e membro superior, separados por contato gradual. O membro inferior é composto por intercalações entre quartzitos e metaconglomerados clasto-suportados, enquanto o membro superior é composto por intercalações entre quartzitos puros e metapelitos. A associação dessas litofácies corroboram com a interpretação de um sistema deposicional de praia.

A **Formação Traíras** representaria a sequência marinha desenvolvida no decurso da subsidência flexural, subdividida em membros Boqueirão, Rio Preto e Rosário (TANIZAKI et al., 2015).

Por fim, a partir de estudos realizados por Martins-Ferreira et al. (2017), foi possível compreender uma última classificação para as rochas formadas durante a evolução dos riftes Paleoproterozóicos que circundam o Cráton São Francisco. De acordo com Martins-Ferreira et al. (2017), estruturas básicas do rifte Araí foram identificadas, como falhas principais que separam grabens e horsts, seus centros vulcânicos e plutônicos. O Rifte Araí pode ser classificado como do tipo intracontinental abortado, passivo, estreito a divergente, apresentando três braços principais.

Ainda, os dados geocronológicos gerados a partir de amostras coletadas em trabalho de levantamento estratigráfico indicam que a sequência sedimentar conhecida como Formação Traíras, previamente incorporada ao Grupo Araí, possui idade máxima de deposição de 1543 ± 31 Ma (MARTINS-FERREIRA et al., 2017) e é, portanto, separada da Formação Arraias no tempo por um lapso de no mínimo 228 Ma. Além do grande hiato temporal, as duas formações são separadas por expressiva discordância erosiva marcada por espessos níveis de conglomerados clasto-suportados.

Assim, foi proposto que a Formação Traíras fosse separada do Grupo Araí e elevada à categoria de Grupo Traíras, caracterizado como uma bacia intracontinental do tipo SAG. A proposta de formalização do Grupo Traíras inclui a elevação dos seus membros para o status de formações, respeitados os critérios do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

Com a individualização do Grupo Traíras, evidencia-se a distinção entre este e a bacia estritamente do tipo rifte representada pelo Grupo Araí, facilitando os trabalhos de correlação regional e o entendimento do ciclo de pulsos extensionais que afetaram o paleocontinente São Francisco no Proterozóico (Figura 2.3). O **Grupo Araí**, portanto, fica restrito aos sedimentos

relacionados ao rifte Estateriano e é dividido nas Formações Água Morna, Caldas e Arraias (MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

As unidades do **Grupo Traíras** ficam definidas como:

- **Formação Boqueirão:** composta por siltitos calcíferos interdigitados com quartzitos que, por sua vez, são intercalados com material carbonoso, além de uma unidade superior 20 composta por quartzitos e filitos com lentes de mármore. A associação de fácies da Formação Boqueirão possibilita a interpretação da presença de sedimentação marinha rasa, em ambiente de plataforma mista. A sucessão pelito-carbonatada representa o primeiro afogamento da bacia.

- **Formação Rio Preto:** composta por quartzitos puros médios, bem selecionados, com subordinadas ocorrências de metaconglomerados. A Formação Rio Preto representa o período de regressão marinha com grande aporte de sedimentos terrígenos, e é interpretada como sedimentação em ambiente marinho raso, constituído de plataforma siliciclástica dominada por marés e influência de ondas.

- **Formação Rosário:** é a mais espessa, composta por pelitos constituídos de metassiltito de coloração cinza escuro e esverdeada; psamopelitos compostos por quartzitos brancos, com granulometria variando de fina a média; e uma sequência psamo-pelito-carbonatada, com presença de níveis carbonosos, e eventualmente, lentes de metacalcários dolomíticos. A Formação Rosário representa uma nova transgressão marinha, que possibilitou o desenvolvimento de uma plataforma marinha rasa, com características de sedimentação mista (TANIZAKI et al., 2015).

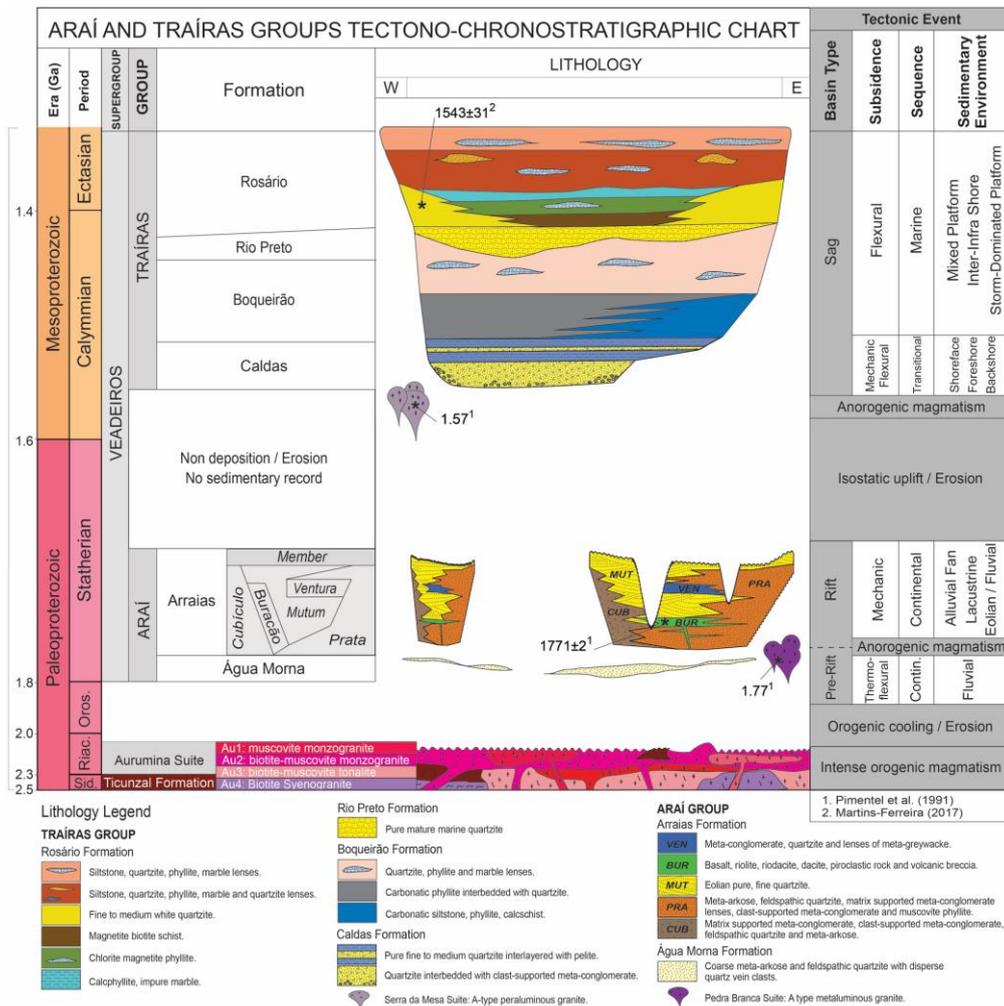


Figura 2.3 - Coluna estratigráfica dos Grupos Araí e Traíras com dados geocronológicos e eventos tectônicos interpretados (extraído de MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

Os Grupos Araí e Traíras estão relacionados a um conjunto de metassedimentos de grau anquimetamórfico a xisto verde baixo, depositados em ambientes plataformais e relacionados com a evolução de bacias tipo rifte e sag iniciados no Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, respectivamente; e o Grupo Paranoá, representado por uma sequência metassedimentar com presença de rochas psamo pelíticas e algumas rochas carbonáticas (DARDENNE, 1974), diretamente correlacionáveis com as fases inferior, média e superior do Supergrupo Espinhaço.

2.1.4.2 Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá (DARDENNE, 1978) corresponde a uma sequência psamo-pelito-carbonatada que está exposta desde o Distrito Federal até o sul do Estado de Tocantins, representa uma sequência de preenchimento de bacia de primeira ordem que se estende para o interior do Cráton e que é recoberta por unidades do Grupo Bambuí (BRAUN et al. 1993;

TEIXEIRA et al. 1993, MARTINS-NETO 2009). Sobrepõe-se em discordância por contato erosivo ao grupo Araí e é marcado por um metaconglomerado basal matriz suportado, denominado Conglomerado São Miguel (FARIA, 1995; FONSECA, 1996).

Em sua porção superior ocorrem estromatólitos colunares que indicam deposição no Mesoproterozóico entre 1,35-0,95 Ga (DARDENNE et al., 1973). Pimentel et al. (2001) realizaram datações Sm-Nd que indicaram idade TDM paleoproterozóica entre 2,3-1,9 Ga, com proveniência exclusivamente continental. Matteini et al. (2012) concluem que a idade mínima de deposição do Grupo Paranoá é de 1.042 Ma e idade máxima de 1.542 Ma, respectivamente idades de sobrecrescimento de xenotima diagenética em grãos de zircão detríticos, e de população de zircões mais jovens encontrados na base do Grupo.

Em sua extensa área de ocorrência, o Grupo Paranoá apresenta-se em duas situações distintas, nas zonas externa e interna da FB, evidenciando variações laterais de fácies de leste para oeste. Na zona externa externa, compreendendo a região do Distrito Federal até Alto Paraíso de Goiás, caracteriza-se pelo seu caráter anquimetamórfico até a fácies xisto verde baixo, os principais litotipos são conglomerados, ardósias, metarritmitos, metacalcários e metadolomitos onde, em geral, as feições sedimentares primárias estão preservadas. Na zona interna, o grupo apresenta maior grau metamórfico e maior grau de deformação, caracterizando-se pela presença de filitos carbonosos, quartzitos, metacarbonatos.

Campos et al. (2013) sugere que a estratigrafia integrada proposta por Faria (1995) que denomina unidades por letras-código da base para o topo: SM, R1, Q1, R2, Q2, S, A, R3, Q3, R4 e PC seja formalizada em formações, com a definição de áreas-tipo para cada formação proposta (Figura 2.4), sendo elas:

- **Formação São Miguel:** representada por conglomerados matriz-suportados, com matriz arenosa e cimentos de carbonatos. Os clastos presentes são de quartzitos, metassiltitos e mármore, apresentando diâmetros variáveis desde milimétricos até decimétricos. Na fácies mais comum, predominam clastos de 1 a 4 cm, com formas variadas. Algumas estruturas interpretadas como clastos arredondados são, na verdade, concreções carbonáticas formadas durante a diagênese e litificação da rocha. Além das concreções, a cimentação por carbonatos resulta na precipitação de grandes cristais de calcita e dolomita. A área-tipo e o holoestratótipo são representados pela localidade denominada Vale da Lua, ao sul do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

- **Formação Córrego Cordovil:** representada por um metarritmito caracterizado por intercalações regulares de quartzitos micáceos, finos a médios, com camadas e lâminas de metassiltitos e metassiltitos argilosos. As espessuras das camadas variam de 1 a 27 cm e a

laminação interna é uma feição muito comum. Os quartzitos são feldspáticos, o que é responsável pela tonalidade rosada. Apresenta contato concordante com o Conglomerado São Miguel. Gretas de contração e pseudomorfos de cubo de sal são frequentemente observadas próximo à base do pacote. A área-tipo e o holoestratótipo estão situados no baixo curso do córrego Cordovil, ao sul do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

- **Formação Serra da Boa Vista:** representada por quartzitos brancos a cinzas em afloramentos frescos e amarelados a rosados em exposições alteradas, finos a médios e raramente com grãos grossos e grânulos de quartzo. Os grãos são arredondados e a rocha é bem selecionada. Ocorrem intercalações pelíticas que formam camadas métricas de metarritmitos. Há presença de estruturas sedimentares como acamamento, laminação horizontal e ondulada, marcas onduladas, estratificações cruzadas, além de *flasers* e diques de areia em fácies pelíticas intercaladas. A área-tipo é a Serra da Boa Vista, ao sul do Vale da Lua, e o holoestratótipo pode ser encontrado na região das cachoeiras e corredeiras nos córregos São Bento e Cordovil.

- **Formação Serra Almécegas:** composta por metarritmitos representados por intercalações de lâminas, lentes e camadas de quartzitos finos, metassiltitos argilosos e metagrauvacas quartzosas. As rochas são esverdeadas quando frescas e, em função da presença de matriz e mica detrítica, tendem a ser pouco silicificadas. A granulometria é psamo-pelítica e localmente são encontradas fácies com grânulos e pequenos seixos de quartzo e quartzito. Apresenta passagem abrupta a partir do quartzito anterior e uma espessura de até 150 metros. O holoestratótipo e a área-tipo são situados nos cortes da rodovia GO-118, km 165, onde um amplo conjunto de metarritmitos está exposto.

- **Formação Serra do Paranã:** composta por quartzitos médios a grossos até conglomeráticos que ocorrem em camadas métricas internamente maciças ou laminadas. Ocorrem de forma mais comum silicificados e fraturados; nas áreas mais arrasadas, são expostos em grandes blocos. Ocorrem fácies de ortoquartzitos com grãos arredondados e esféricos e fácies de quartzitos feldspáticos com grãos mais angulosos. apresentam as seguintes estruturas sedimentares: acamamento plano-paralelo, estratificação cruzada tabular, tangencial, revirada e acanalada, canais de corte e preenchimento e raras marcas onduladas. A área-tipo é o corpo principal da Cachoeira do Itiquira e o holoestratótipo pode ser observado ao longo de qualquer seção da Serra do Paranã.

- **Formação Ribeirão Piçarrão:** composta por um conjunto de metassiltitos argilosos homogêneos com coloração cinza esverdeada a amarelada quando frescos, passando a tons rosados e vermelho escuro com o aumento da alteração intempérica. Dentre as estruturas sedimentares presentes, destacam-se: acamamento plano-paralelo, laminação plano-paralela,

laminações cruzadas, laminações truncadas, marcas onduladas simétricas e raras *climbing ripples*.

- **Formação Ribeirão do Torto:** caracterizada por ardósias roxas quando alteradas ou cinza esverdeadas quando frescas e homogêneas, que dominam a maior parte da sucessão. Próximo ao limite com a unidade superior, ocorrem intercalações siltico-argilosas milimétricas a centimétricas, com tonalidade vermelha a rosada. s se apresentam intensamente fraturadas e, em função de seu caráter pelítico, são os tipos petrográficos onde mais facilmente se desenvolvem as foliações metamórficas. Neste conjunto, são observadas duas foliações penetrativas que representam clivagens ardosianas. Há raras ocorrências de quartzitos brancos a amarelados dentro do conjunto das ardósias.

- **Formação Serra da Meia Noite:** corresponde a um metarritmito arenoso, caracterizada por alternâncias de estratos centimétricos a métricos de quartzitos finos a médios com níveis geralmente mais delgados de metassiltitos argilosos, metalamitos siltosos e metalamitos micáceos. Além dos estratos decimétricos a métricos, duas camadas de quartzito com coloração branca/ocre, granulação fina a média e espessura variável entre 8 e 20 m se destacam próximo à base e no topo desta formação. A interestratificação dos diferentes tipos petrográficos que compõem os metarritmitos é representada por estratos de 1 a 5 cm de espessura.

- **Formação Ribeirão Contagem:** Apresenta contato brusco e concordante com a Formação Serra da Meia Noite, esta unidade sustenta as áreas de chapadas elevadas do Distrito Federal e nos municípios Planaltina de Goiás e São João D'Aliança, onde comumente é recoberta por solos espessos. Caracterizada por quartzitos finos a médios, brancos ou cinza claro, bem selecionados. Lentes de metarritmitos, com espessuras variando de decimétricas até 10 m, ocorrem geralmente próximas à base e ao topo desta sucessão de quartzitos. São ricos em estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e do tipo espinha de peixe, além de marcas onduladas assimétricas. A exposição-tipo desta formação é localizada na região de nascente do Ribeirão Contagem, no Distrito Federal

- **Formação Córrego do Sansão:** representada por metarritmitos homogêneos com intercalações centimétricas de metassiltitos, metalamitos e quartzitos finos cinzas, amarelos, rosados ou avermelhados. São comuns as estruturas estratificações plano-paralelas, níveis ricos em estruturas do tipo lentes arenosas, *climbing ripples*, hummockys de pequeno porte, raras marcas onduladas de oscilação e pequenos sigmoides. Os afloramentos na região da cabeceira do Córrego do Sansão, Sobradinho, DF, são considerados como a área-tipo desta unidade.

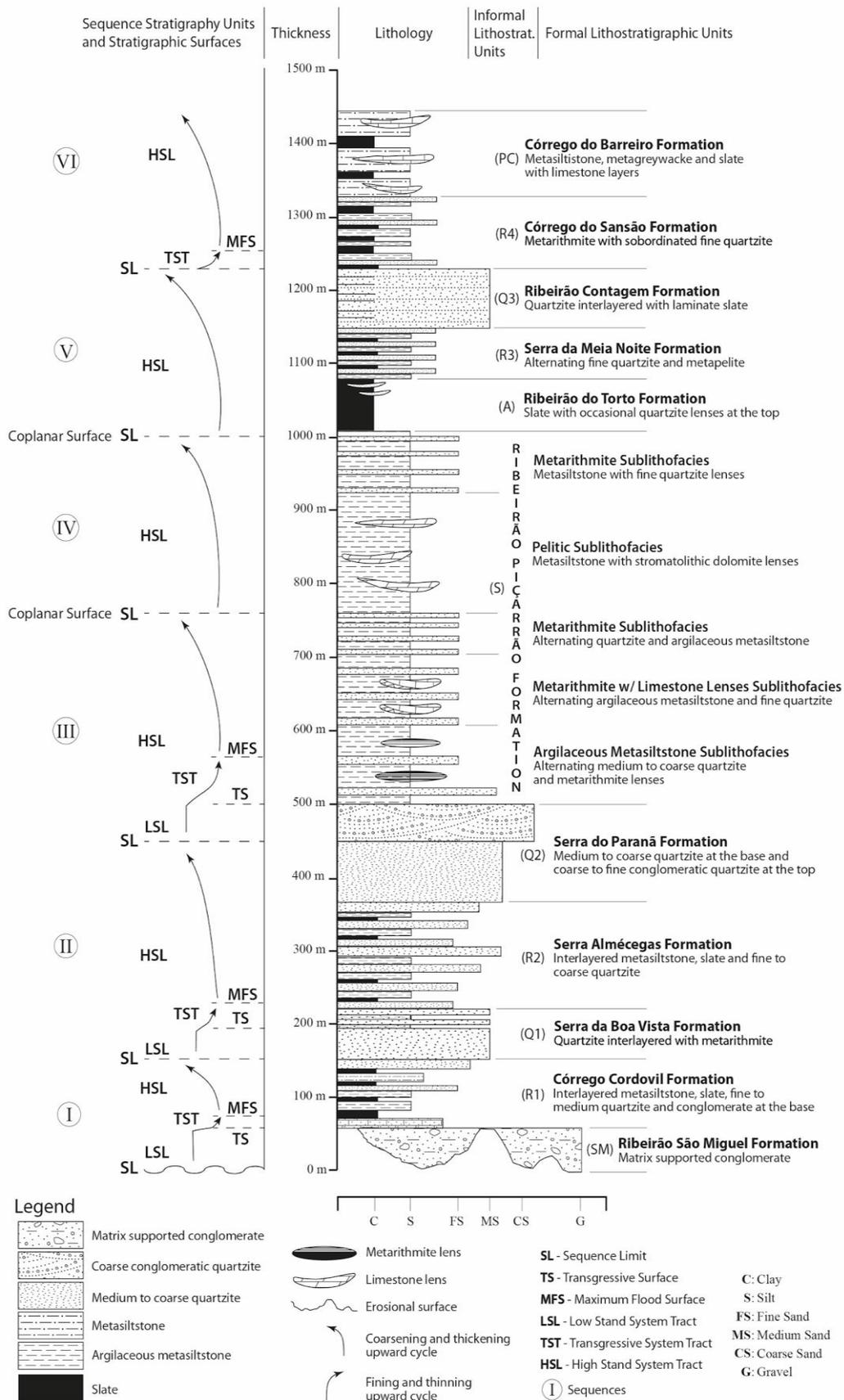


Figura 2.4 – Coluna lito-estratigráfica do Grupo Paranoá na sua localização tipo (Alto Paraíso de Goiás / Distrito Federal) mostra os ciclos das seqüências estratigráficas (modificado de Campos et al., 2013 em Martins-Ferreira, 2017).

- **Formação Córrego do Barreiro:** representada principalmente por metalamitos siltosos de coloração cinza prateado bastante laminados, podendo mostrar foliações. Apresenta contato transicional com a Formação Córrego do Sansão, marcado pelo aumento progressivo na ocorrência dos metargilitos sobre os quartzitos e metassiltitos. Ocorrem também rochas carbonáticas representadas por calcários pretos ou cinza escuros, micríticos ou intraclásticos e subordinadamente dolomitos com tons cinza claros, localmente estromatolíticos. Os quartzitos ocorrem em lentes métricas ou em níveis centimétricos. São médios, grossos a conglomeráticos, mal selecionados, preto a cinza escuro (em função de uma película de matéria orgânica em torno dos grãos detríticos) e feldspáticos, com clastos subangulosos a arredondados. A área-tipo está situada nas cabeceiras do Córrego do Barreiro, a norte da cidade de Brazlândia, no Distrito Federal.

2.1.5 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí está distribuído ao longo de uma ampla faixa do Brasil central, ocorre em vastas áreas dos estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Tocantins. Sua estratigrafia foi dividida, da base para o topo, em formações Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, reunidas no Subgrupo Paraopeba, e a Formação Três Marias, localizada no topo (DARDENNE, 1978b). O limite entre o Bambuí e o Paranoá se dá pela presença de um paraconglomerado basal da Formação Jequitaí, importante guia estratigráfico regional (OLIVEIRA, 1967).

Representa uma associação de litofácies siliciclásticas, químicas e bioquímicas, formadas pelo acúmulo de sedimentos depositadas sobre uma extensa plataforma epicontinental, onde o mar cobriu grande parte do paleocontinente São Francisco durante o término do Neoproterozóico. Encontra-se sotoposto por falha de empurrão ao Grupo Paranoá (FONSECA, 1996).

Sua deposição ocorreu a partir de megaciclos transgressivos-regressivos de plataforma rasa, iniciada por sedimentação glaciogênica, seguida por sucessivas regressões, separadas por períodos de subsidência e aumento da lâmina de água, com consequente deposição de sedimentos argilosos (SANTOS et al., 2000). Os estratos do Grupo correspondem a uma associação de rochas pelito-carbonáticas e, de forma restrita, intercalações de arenitos imaturos, predominantes nas unidades superiores.

2.2 Geomorfologia

Em relação à geomorfologia, a região da Chapada dos Veadeiros representa uma porção do Planalto Central do Brasil, que se estende pelo Norte-Nordeste do estado de Goiás. O oeste da região é margeado por depressões, terrenos planos e baixos, que acompanham o sentido do rio Tocantins. A Leste, os terrenos de elevada altimetria fazem limite com o Vão do Paranã. Ao Sul aumenta-se a cota altimétrica formando o Planalto do Distrito Federal, uma sequência de chapadões que dominam o Leste de Goiás. De acordo com o projeto RADAMBRASIL (1982), a região estaria situada no compartimento Planalto do Distrito Federal em relação às cotas elevadas, e as cotas mais baixas relacionadas aos vales estariam relacionadas à Depressão do Tocantins, especificamente os compartimentos Depressão do Maranhão e Vão do Paranã.

De acordo com Dardenne e Campos (2002), a região do PNCV pode ser dividida em três compartimentos geomorfológicos cuja evolução é intimamente associada ao substrato rochoso e à estruturação tectônica: Região da Planície do Vale do Rio Claro, Região das Serras e Região dos Planaltos.

A Região da Planície do Vale do Rio Claro corresponde a vasta área arrasada desenvolvida sobre as rochas gnáissicas do embasamento, caracterizada por um padrão plano a suave ondulado.

A Região das Serras, localizada na porção meio-norte do parque, inclui as serras do Rio Preto, de Santana, do Capim Branco e ao sul do parque e toda a área de relevo movimentado a sul do córrego Cordovil e do Ribeirão São Miguel. Está relacionada ao substrato composto predominantemente por quartzitos e é onde são observadas as maiores diferenças de cotas. Na porção norte as serras são sustentadas por quartzitos do Grupo Araí, enquanto ao sul as serras estão associadas aos quartzitos basais do Grupo Paranoá, incluindo as Formações Serra da Boa Vista, Serra do Paranã e os metarritmitos intercalados com quartzitos, e é onde estão as maiores diferenças de cotas altimétricas.

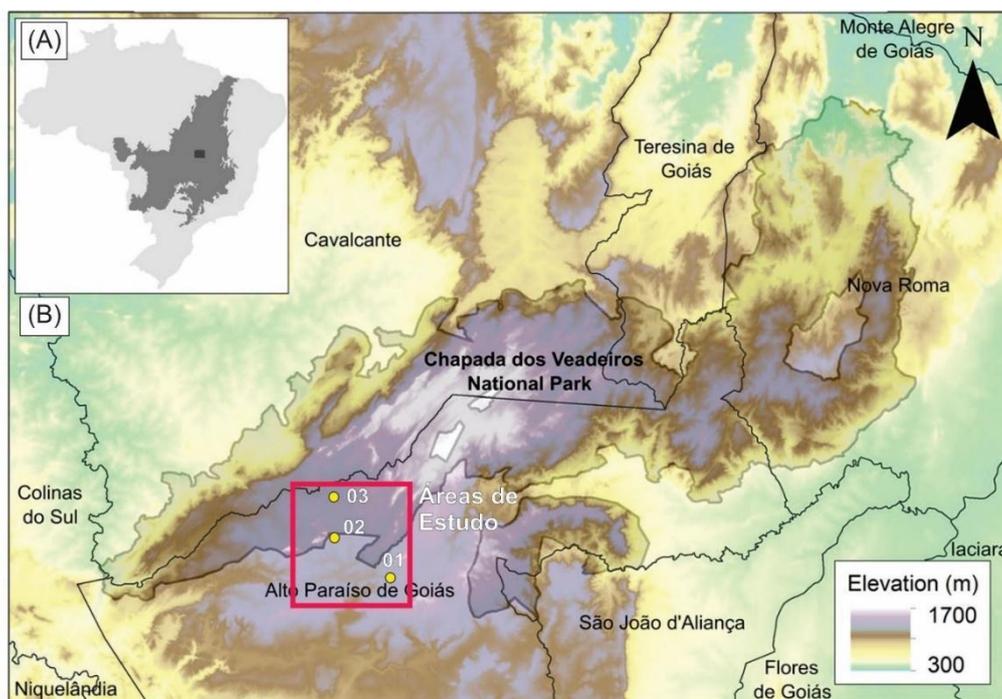


Figura 2.5 – A: Localização regional da área de estudo em vista da área de ocorrência do Cerrado e B: mapa de elevação da região da Chapada dos Veadeiros com os os limites municipais e a área do PNCV (extraído de LEWIS, BARROS & CURE et. al., 2022).

Por fim, a Região dos Planaltos, localizada na região central do parque, é caracterizada por áreas elevadas com relevo pouco movimentado, com a presença de morros que destacam na paisagem como os morros da Baleia, da Palha Virada, Peito de Moça e do Ferro de Engomar.

Martins-Ferreira & Campos (2017) propuseram uma análise da compartimentação geomorfológica da região relacionada aos eventos da evolução tectônica, separando áreas com padrões geológicos, hidrológicos, pedológicos e geomorfológicos distintos, resultando na classificação de 16 compartimentos geomorfológicos (Figura 2.6), agrupados em quatro conjuntos de compartimentos, denominados de: Planaltos Dissecados, Vales, Vales com Residuais e Escarpas.

Os **Planaltos Dissecados** abrangem as maiores altitudes da região, de 800 a maiores que 1600 metros, com relevos que variam de suave ondulado a forte ondulado, predomínio de Cambissolos, Neossolos e Latossolos. Abrangem ocorrências do Grupo Paranoá e Grupo Araí, no qual ocorrem as maiores altitudes.

Os **Vales – Paranã e Médio Rio Preto/Rio das Almas** – possuem padrões de relevo suave ondulado, com cotas inferiores a 600m, predomínio de Latossolos e Cambissolos. O substrato rochoso está associado aos Grupos Bambuí, ao longo do Vale do Paranã, e Suíte Aurumina, ao longo do médio Rio Preto/Rio das Almas.

Os **Vales com Residuais** possuem cotas entre 350 e 1000 metros de altitude, caracterizado por relevos suave ondulado a forte ondulado e substrato rochoso pertencente ao Grupos Paranoá, para o Vale do Baixo Rio Tocantinzinho e Grupo Araí com intrusões Graníticas, para o vale do Baixo Rio Preto e Ribeirão das Pedras.

As **Escarpas** representam relevos com desníveis de até 400 metros, são regiões escarpadas compostas por Serras e encostas, abrangem a Escarpa do Paranã, Serra da Boa Vista, Serra de Santana, Boqueirão, Escarpas de Teresina de Goiás e Serra do Cristal. Nestas feições é possível visualizar o contato entre diferentes domínios geológicos, como a Formação Ticunzal, Suíte Aurumina, Grupo Araí, Grupo Paranoá e Grupo Bambuí.

As áreas de estudo estão situadas sobre os compartimentos geomorfológicos:

- **1B) Planalto Dissecado do Alto Tocantinzinho:** apresenta padrão de relevo suave ondulado a ondulado, cotas variáveis entre 1100 e 800 m, predominância de Cambissolos e contexto geológico marcado por uma ampla dobra sinclinal suave no Grupo Paranoá. O eixo do rio que dá nome a este compartimento apresenta padrão em cânion em diferentes trechos. Nível crustal médio-superior.

- **1C) Planalto Dissecado do Alto Rio Preto:** marcado por um padrão de relevo ondulado a forte ondulado, com vales incisos, presença de hog backs e cuevas, com predominância de Neossolos Litólicos, cotas variáveis desde maiores que 1200 a 1676 m e substrato associado a metapsamitos do Grupo Araí. Este compartimento é preservado entre dois corredores regionais de cisalhamento. Nível crustal médio-inferior.

- **4B) Escarpa da Serra da Boa Vista:** caracterizada por padrão de relevo forte ondulado a escarpado, sendo suportada por quartzitos da seção basal do Grupo Paranoá e tem como controle secundário zona de cisalhamento regional de direção ENE. Sua amplitude de relevo pode alcançar localmente mais de 400 metros. Marca a transição estratigráfica entre os grupos Paranoá e Araí.

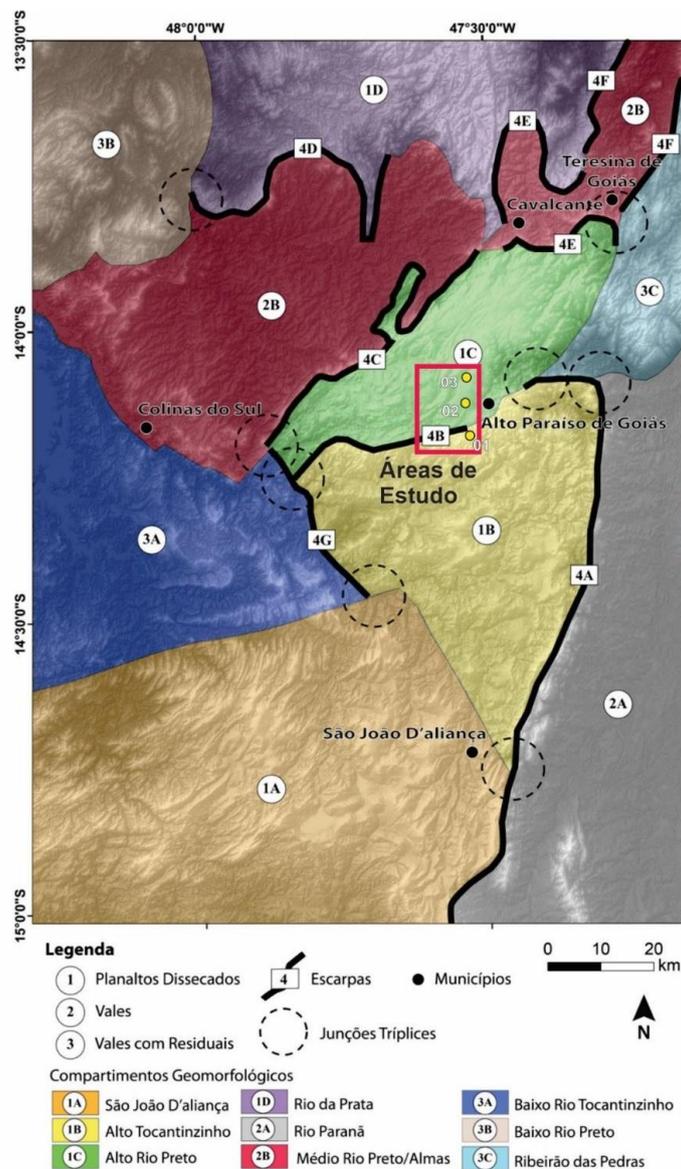


Figura 2.6 - Mapa de compartimentos geomorfológicos com indicação da área de estudo (extraído de MARTINS-FERREIRA & CAMPOS, 2017).

2.3 Pedologia

A região da Chapada dos Veadeiros apresenta uma diversidade de solos desenvolvidos que refletem a variedade litológica presente na área, além das condições climáticas e geomorfológicas (Figura 2.7). Importante destacar que as características pedológicas influenciam diretamente nos processos de infiltração, armazenamento e/ou escoamento superficial das águas superficiais. Distingue-se vários tipos de solos na região, com predominância de cambissolos, neossolos litólicos, e em áreas mais restritas argissolos, latossolos, e plintossolos. Seguindo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos da EMBRAPA (SANTOS et al., 2018), temos:

- **Cambissolos:** ocorrem na maior parte da região de estudo, compreendem solos constituídos por material mineral, com horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial, desde que em qualquer dos casos não satisfaçam aos requisitos estabelecidos para serem enquadrados nas classes Vertissolos, Chernossolos, Plintossolos e Organossolos.

- **Neossolos:** compreendem solos pouco desenvolvidos pedogeneticamente, constituídos por material mineral ou orgânico pouco espesso que não apresenta alterações expressivas em relação ao material originário devido à baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, seja em razão de características inerentes ao próprio material de origem (como maior resistência ao intemperismo ou composição química mineralógica) seja em razão da influência dos demais fatores de formação (clima, relevo ou tempo), que podem impedir ou limitar a evolução dos solos.

- **Argissolos:** constituídos por material mineral, que têm como características diferenciais a presença de horizonte B textural de argila de atividade baixa, ou atividade alta desde que conjugada com saturação por bases baixas ou com caráter alumínico. O horizonte B textural (Bt) encontra-se imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte superficial, exceto o hístico.

- **Latossolos:** constituídos por material mineral, com horizonte B imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte diagnóstico superficial, exceto hístico. São solos em avançado estado de intemperização, os perfis desse solo são bastante evoluídos, tendo em vista os processos de laterização que geram forte intemperização de minerais primários e menor resistência de minerais secundários. Óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio podem estar presentes no perfil, conjuntamente com argilominerais mais resistentes.

- **Plintossolos:** compreendem solos minerais sujeitos ao efeito temporário de excesso de umidade, de maneira geral mal drenados, e se caracterizam por apresentar expressiva plintitização com ou sem formação da petroplintita na condição de que não satisfaçam aos requisitos estipulados para as classes dos Neossolos, Cambissolos, Luvisolos, Argissolos, Latossolos, Planossolos ou Gleissolos. O horizonte diagnóstico apresenta segregação de ferro.

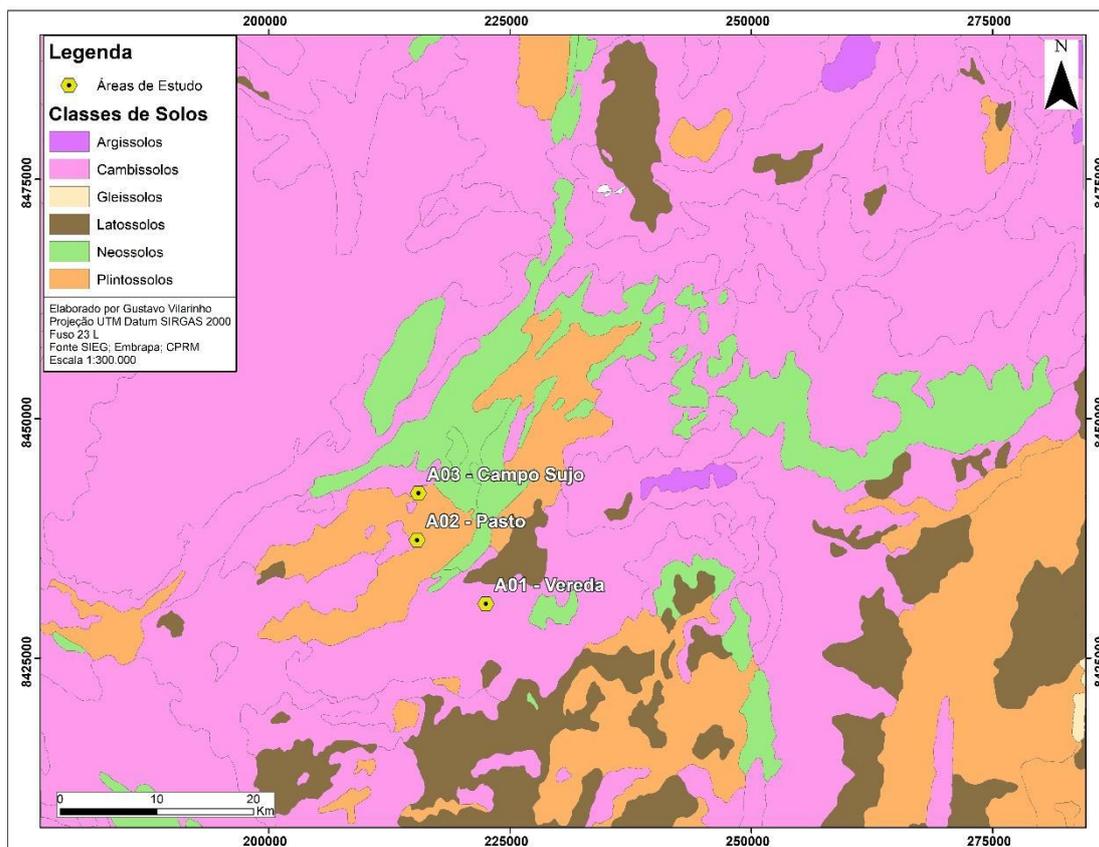


Figura 2.7 – Mapa pedológico com as classes de solos presentes na região da Chapada dos Veadeiros e indicação da localização das áreas de estudo (fonte: Embrapa).

2.4 Hidrografia

Em um contexto hidrográfico geral a Chapada dos Veadeiros é o divisor de águas na região central do território das bacias dos Rios Paranã e Maranhão, ou seja, o divisor de águas das Bacias Paranã e Tocantins-Araguaia. A região está localizada na região Hidrográfica da Bacia do Tocantins-Araguaia, a qual apresenta uma vazão média anual de 109.000 m³/s, volume médio anual de 344 km³ e uma área de drenagem de 767.000 km² (ANA, 2009). Em relação às classes de sub-bacias, as áreas de estudo estão situadas na região do Alto Tocantins e Rio Preto, sendo que as áreas 01 e 02 situam-se na bacia hidrográfica do Rio dos Couros, e a área 03, na bacia hidrográfica do Rio Preto a montante da Foz Ribeirão Gameleira (Figura 2.8).

Na região estão localizados cursos d'água de alta vazão e com disponibilidade hídrica ininterrupta ao longo do ano, como na região de Cavalcante e Teresina de Goiás os rios Almas, Paranã, Veredas, São Félix, Prata, Rio das Pedras, entre outros, e na região de Alto Paraíso de Goiás os rios Preto, Couros, Tocantinzinho, São Bartolomeu, Rio das Cobras, Ribeirão São Miguel, Córrego Almécegas, entre outros.

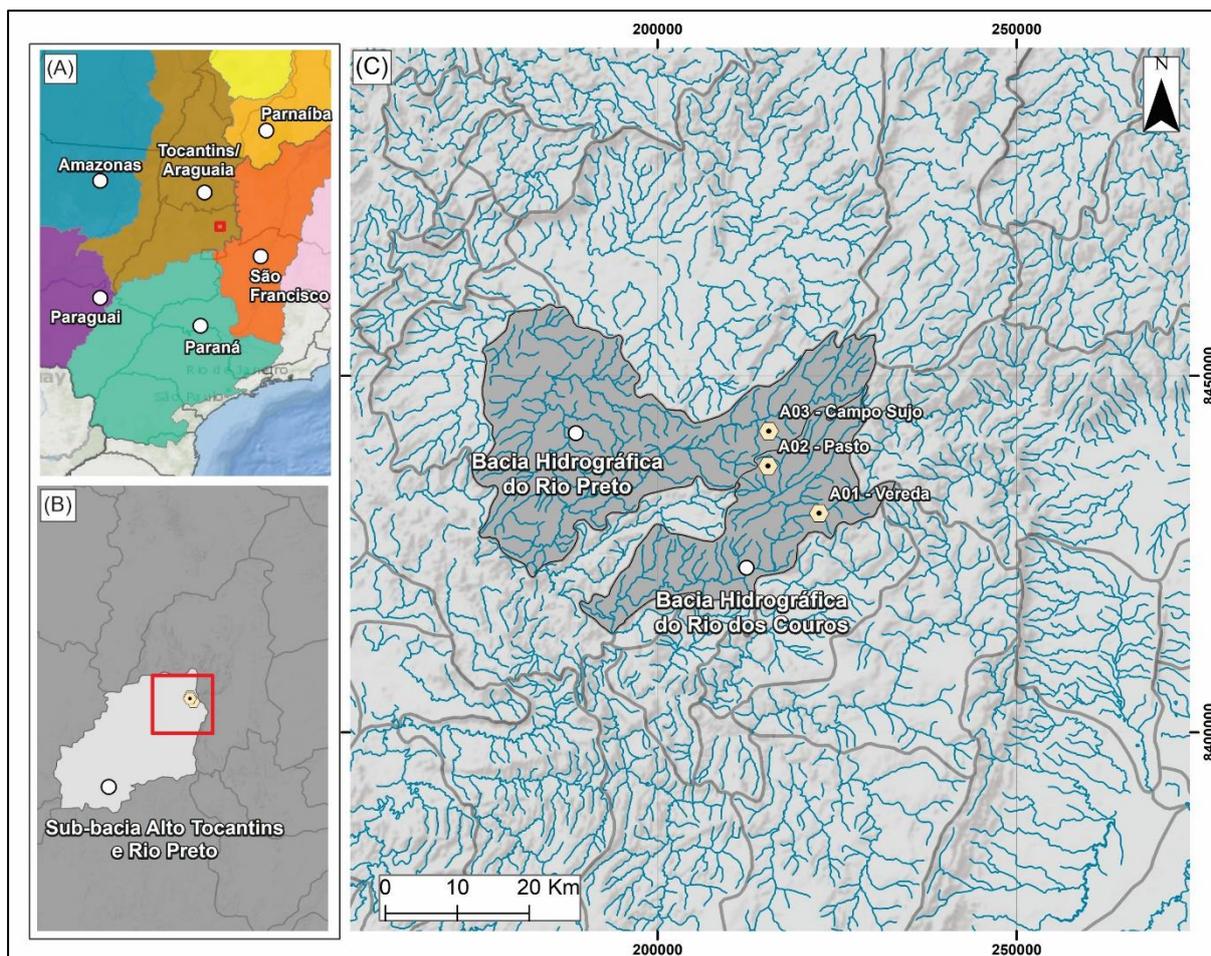


Figura 2.8 – A: Localização da área de estudo em relação às regiões hidrográficas do Brasil, B: Mapa da Sub-bacia Alto Tocantins e Rio Preto com a área de estudo localizada em sua porção nordeste e C: Mapa das bacias hidrográficas do Rio Preto e do Rio dos Couros com localização das áreas de estudo. (Fonte SIEG, CPRM, ANA).

2.5 Hidrogeologia

Em relação à hidrogeologia, foram utilizados como base os estudos de Almeida et al. (2006) e Junqueira et al. (2020), para descrição dos Grupos, Domínios e Sistemas hidrogeológicos presentes na região da Chapada dos Veadeiros. Segundo Almeida et al. (2006), Goiás é a unidade da federação que apresenta o maior número de províncias: Escudo Central, São Francisco, Escudo Oriental, Paraná, Centro-Oeste e Parnaíba. A partir da integração de dados geológicos, climáticos, geomorfológicos e pedológicos foram definidos dois grupos de reservatórios individualizados, o Grupo dos Aquíferos Rasos ou Freáticos e Grupo dos Aquíferos Profundos (ALMEIDA et al., 2006). Os grupos classificam-se em Domínios, em função do tipo de porosidade predominante, sendo denominados de: Intergranular, Fraturado, Dupla Porosidade, Físsuro-Cárstico e Cárstico. Dentro dos diferentes Domínios, foram classificados Sistemas Aquíferos, que podem ser subdivididos em Subsistemas, em virtude da

disponibilidade de informações sobre as variações litológicas e estruturais dos conjuntos litoestratigráficos associados (ALMEIDA et al., 2006).

De acordo com Almeida et al. (2006), os Aquíferos Rasos ou Freáticos são constituídos por coberturas regolíticas (solo + saprolito), e foram agrupados devido aos diferentes tipos de coberturas de regolitos e solos de acordo com a textura, estrutura, capacidade de armazenamento e condutividade hidráulica vertical de cada grupo. Enquanto os Aquíferos Profundos são constituídos pelas unidades litológicas, que ocorrem com espessuras de dezenas a centenas de metros, e podem apresentar-se livres ou sob confinamento, e foram agrupados de acordo com os diferentes tipos de porosidade predominante que podem variar de intergranular, fraturado, dupla porosidade, físsuro-cárstica ou cárstica

Os aquíferos profundos presentes na região correspondem aos aquíferos fraturados e físsuro-cársticos, classificados nos Sistemas Aquífero Cristalino Nordeste (SACNE), Aquífero Araí (SAAR), Aquífero Paranoá (SAP) e Aquífero Bambuí (SAB) (ALMEIDA et al., 2006), e Junqueira et al. (2020) propôs o Sistema Aquífero Traíras (SAT). Serão destacados os aquíferos presentes nas áreas de estudo (Figura 2.9).

O **Sistema Aquífero Araí (SAAR)** corresponde às litologias associadas ao Grupo Araí, situado na região norte do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros. É composto por rochas psamíticas, psamíticas e pelíticas onde a presença de falhas relacionadas a abertura do rifte Araí no Estateriano são abundantes, atuando como reguladoras de áreas de recarga do aquífero. Nas áreas com predominância de psamitos há um maior grau de fraturamento das rochas, que regula tanto as áreas de recarga do aquífero como as suas nascentes. Os parâmetros físicos deste conjunto de rochas, como condutividade e transmissividade, são altos, enquanto o armazenamento é mais baixo, devido ao controle geomorfológico/pedológico nas áreas de recarga. O conjunto de rochas pelíticas apresenta parâmetros de condutividade, transmissividade e armazenamento muito baixos, resultante do padrão de baixa densidade de fraturas abertas (ALMEIDA et al., 2006).

O **Sistema Aquífero Traíras (SAT)** foi primeiramente considerado integrante do Sistema Aquífero Araí, está relacionado aos tipos litológicos que compõem o Grupo Traíras, representado por aquíferos fraturados heterogêneos e anisotrópicos, que em função da temperatura de suas águas podem ser classificados como frios ou termais, livres ou confinados, com extensão lateral controlada pela distribuição das zonas de fraturamento (JUNQUEIRA et al., 2020). Em função dos tipos de rochas dominantes este sistema aquífero pode ser subdividido nos subsistemas:

- **Subsistema Psamítico:** controlado pelo faturamento das rochas, que regula tanto a recarga do aquífero, quanto seu exutório. Esse subsistema apresenta fontes termais, devido à grande profundidade de circulação das águas. A condutividade hidráulica e a transmissividade são elevadas, enquanto o armazenamento é variável, pois podem ocorrer de forma livre ou sob confinamento, no qual este aquífero apresenta elevada carga potenciométrica, relacionada à sua zona de recarga em porções de relevo elevado do Parque Nacional Chapada dos Veadeiros.

- **Subsistema Pelítico:** apresenta parâmetros de condutividade, transmissividade e armazenamento mais reduzidos, resultante do padrão de baixa densidade de fraturas abertas, que tende a se fechar com o aumento da profundidade. Esse aquífero pode conter águas termais oriundas do Subsistema Psamítico, por ascensão a partir de fraturas que interceptam toda a estratigrafia e possibilitam misturas de águas quentes e frias.

O **Sistema Aquífero Paranoá** (SAP) corresponde aos litotipos do Grupo Paranoá. Segundo Almeida et al. (2006), como o estágio de conhecimento do Grupo Paranoá é avançado e as informações inerentes ao SAP são mais conhecidas devido a diversos estudos realizados no Distrito Federal e entorno, bem como na região da Chapada dos Veadeiros, optou-se por subdividir o sistema aquífero em 6 subsistemas relacionados às Formações geológicas presentes no Grupo Paranoá. Em uma correlação às Formações, estaria limitado na área de estudo desde a sua porção basal pelas formações Conglomerado São Miguel, Córrego Cordovil, Serra da Boa Vista e Serra Almécegas. É considerado um sistema aquífero heterogêneo, com altas condutividade hidráulica e transmissividade, e baixo coeficiente de armazenamento (ALMEIDA et al., 2006; JUNQUEIRA et al., 2020).

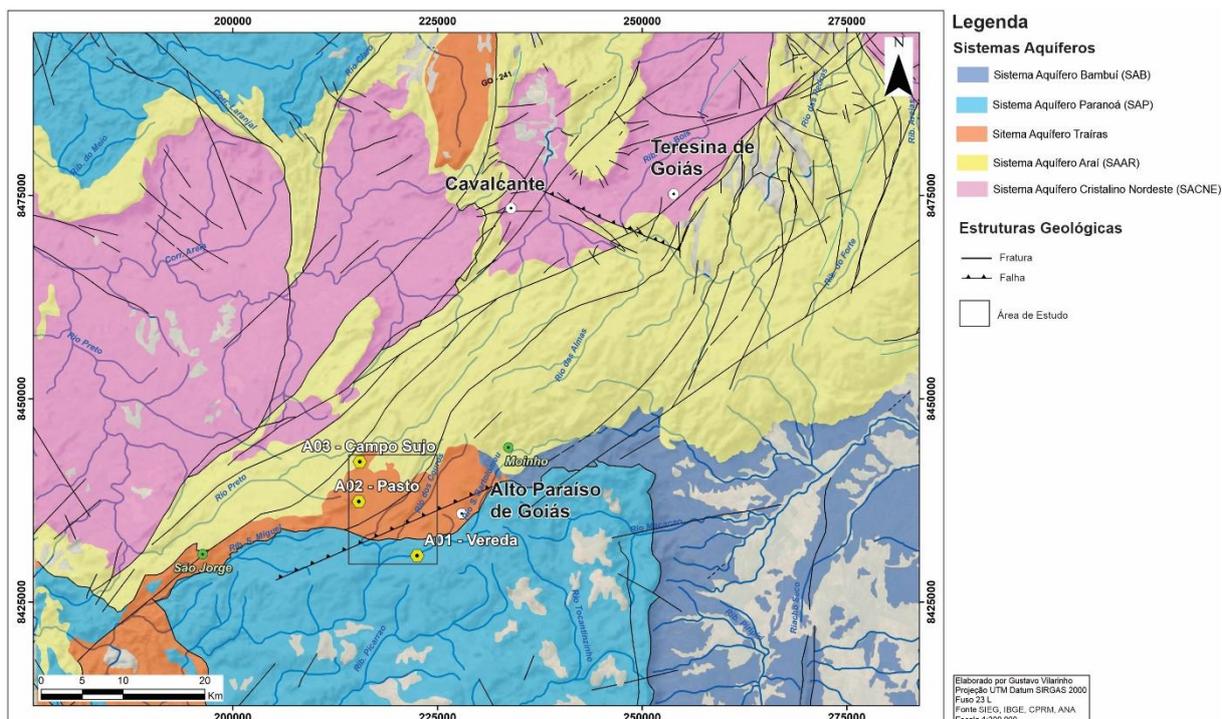


Figura 2.9 – Mapa Hidrogeológico da região da Chapada dos Veadeiros, com identificação das áreas de estudo, próximo a cidade de Alto Paraíso de Goiás. (Fonte CPRM, ANA).

2.6 Flora e Fauna

A região da Chapada dos Veadeiros protege o trecho de Cerrado mais elevado do país e as formações florestais Cerradão e Matas de Galeria associadas a formações savânicas predominantes. Nove tipos de fitofisionomias típicas de Cerrado são registradas na área, o que torna o local propício ao refúgio de uma diversidade de fauna. Na Figura 2.10 é possível visualizar as principais fitofisionomias do bioma Cerrado.

Entre 60 e 70% da vegetação nativa é de formação savânica, de acordo com Ribeiro et al. (1983) os principais tipos fitofisionômicos são: o Cerrado *sensu strictu*, que caracteriza-se pela presença dos estratos arbóreo e arbustivo-herbáceo definidos, com as árvores distribuídas aleatoriamente sobre o terreno em diferentes densidades; o Parque de Cerrado, com ocorrência de árvores é concentrada em locais específicos do terreno o Palmeiral, que pode ocorrer tanto em áreas bem drenadas quanto em áreas mal drenadas, há a presença marcante de determinada espécie de palmeira arbórea e o Cerrado Ralo.

Cerca de 25% é de cobertura florestal diversa, a exemplo de matas mesofíticas de galeria (áreas úmidas), cerradões e carrascos, as formações florestais englobam os tipos de vegetação com predominância de espécies arbóreas, com a formação de dossel contínuo. A Mata Ciliar e a Mata de Galeria são fisionomias associadas a cursos de água, que podem ocorrer em terrenos bem drenados ou mal drenados. A Mata Seca e o Cerradão ocorrem nos interflúvios

em terrenos bem drenados, sem associação com cursos de água (RIBEIRO et al., 1983).

Cerca de 10% é ocupado por formações campestres, que englobam três tipos fitofisionômicos principais: o Campo Sujo, o Campo Limpo e o Campo Rupestre.

O Campo Sujo caracteriza-se pela presença evidente de arbustos e subarbustos entremeados no estrato arbustivo-herbáceo. No Campo Limpo a presença de arbustos e subarbustos é insignificante.

O Campo Rupestre ou litólico possui trechos com estrutura similar ao Campo Sujo ou ao Campo Limpo, diferenciando-se tanto pelo substrato, composto por afloramentos de rocha, quanto pela composição florística, que inclui muitos endemismos (RIBEIRO et al., 1983).

Os campos limpo e sujo ainda podem estar associados à formações de Murundus ou Monchões, que correspondem a elevações convexas características, que variam em média de 0,1 a 1,5 metros de altura e 0,2 a mais de 20 metros de diâmetro. De acordo com Oliveira-Filho (1992a), a origem dos murundus parece estar vinculada à atividade dos cupins, cujas elevações do terreno foram formadas a partir da construção dos seus ninhos e da erosão e degradação após numerosas gerações de cupinzeiros, em longo processo de sucessão.

Por fim, 2,5% são regiões hidromórficas, brejos e veredas, que são áreas com solos heteromórficos, argilosos, geralmente orgânicos, como brejos estacionais e/ou permanentes, quase sempre com a presença de buritizais. As veredas constituem refúgios fauno-florísticos e por ser ambientes de nascedouros das fontes hídricas do Planalto Central Brasileiro, abastecendo as três principais bacias hidrográficas do Brasil. Em toda a extensão das veredas o lençol freático aflora ou está muito próximo da superfície. As veredas são, portanto, áreas de exudação do lençol freático e, por isto mesmo, em todas as suas variações tipológicas, são nascentes muito suscetíveis de se degradarem rapidamente sob intervenção humana predatória (BOAVENTURA, 1978).

Essa variedade de ambientes e fitofisionomias demonstram que a região da Chapada dos Veadeiros possui uma heterogeneidade de habitats que apresenta representatividade própria (FELFILI, REZENDE e SILVA JÚNIOR, 2007; LOEBMANN, 2008; ICMBIO, 2009).

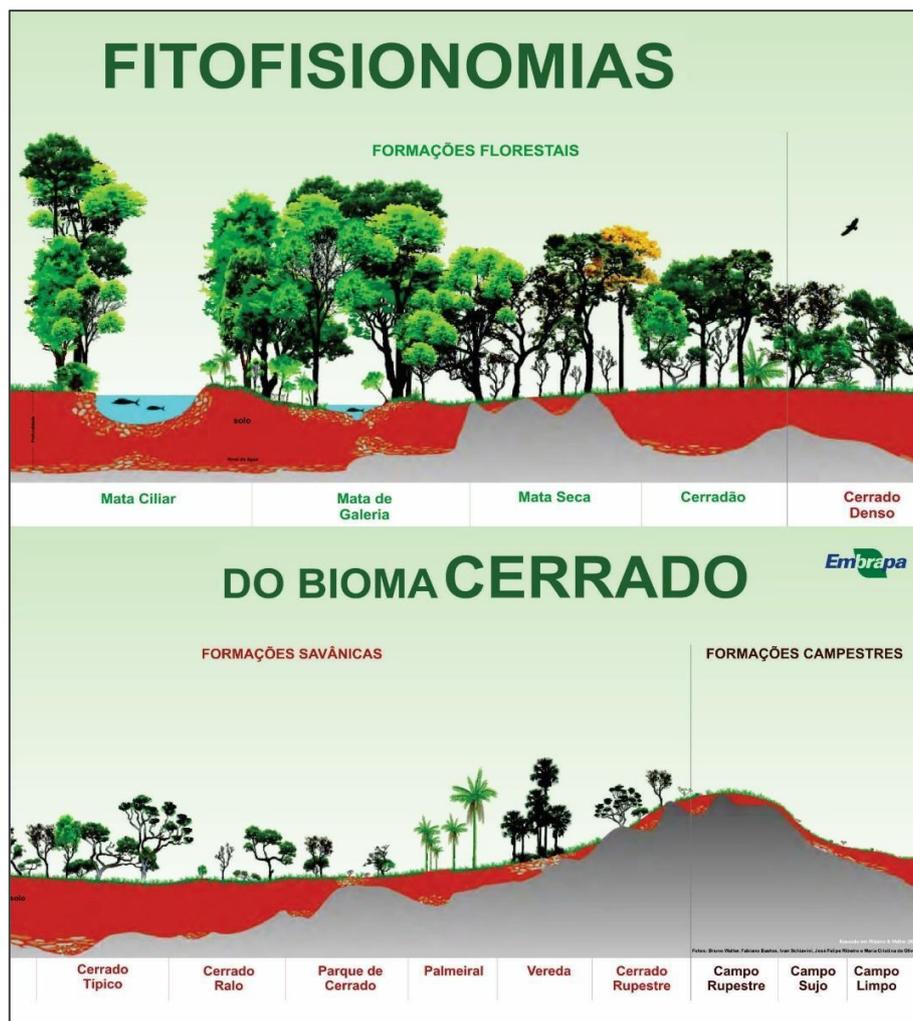


Figura 2.10 – Fitofisionomias e ambientes típicos do Cerrado (EMBRAPA, 2008 – Embrapa Cerrados).

Em relação à fauna, segundo o plano de manejo da APA do Pouso Alto foram identificadas 20 espécies endêmicas e 12 ameaçadas de extinção dentro e no entorno do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, entre elas o pato-mergulhão, socó-boi, lobo-guará, cervo-do-Pantanal, gato-do-mato, gato-maracajá, tamanduá-bandeira, codorna-buraqueira, tatu-canastra, águia-cinzenta, cachorro do mato e a onça pintada. No Atlas da Fauna Brasileira Ameaçada de Extinção em Unidades de Conservação, de 2011, vemos que o PNCV é a segunda unidade de conservação do bioma Cerrado com mais espécies registradas, com um total de 22 espécies oficialmente ameaçadas (ICMBIO, 2009; NASCIMENTO; CAMPOS, 2011).

2.7 Clima

Conforme o sistema de classificação climática de Köppen, o clima predominante na região é definido como Aw (ALVARES et al. 2013), um regime climático tropical semiúmido, caracterizado por duas estações: verões quentes e úmidos e invernos frios e secos. Há uma

estreita relação entre o clima e a vegetação, uma vez que muitas espécies necessitam de condições específicas de clima e tempo para existirem (BRASIL, 2009). A precipitação anual varia de 700 mm a 2.000 mm dependendo da região – 1.500 mm para todo o bioma – e concentra-se nos meses de outubro a março (OLIVEIRA et al. 2014), a estação seca ocorre durante o restante do ano, tendo ápice nos meses de julho e agosto.

O clima Aw é chamado de Clima de Savana ocorre na maior parte da região. O Cwa é um clima tropical de altitude, caracterizado por ser chuvoso e moderadamente quente, apresenta temperatura superior ao clima Aw. Ocorrem nas linhas de escarpas entre as altitudes do clima Cwb e as baixas altitudes do Aw. O Cwb é o clima subtropical de altitude, com invernos secos e verões amenos. Ocorre nas maiores altitudes da região, acima de 1200m (OLIVEIRA et al. 2014).

Sobre a temperatura, Oliveira (2007) afirma que a singularidade altimétrica da região da Chapada dos Veadeiros faz com que haja uma distinção climática marcante, mantendo as médias térmicas mais baixas que as vizinhas da mesma latitude, média essa que pode variar de 24°C a 26°C. As temperaturas mais baixas são atingidas em Julho, considerado o mês mais frio, com registros de até 10°C, enquanto setembro é o mais quente, com registros que marcam até 36°C.

Nos gráficos de média mensal de precipitação e temperatura para a estação de Alto Paraíso de Goiás (estação A024), gerados com dados fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) referente ao período de 2012 a 2022 (Figura 2.11), registram-se que as mais altas temperaturas durante os meses de setembro e outubro, com médias entre 22 e 24 °C e as mais baixas nos meses de junho e julho, com médias entre 18 e 20 °C. Em relação às precipitações, os maiores registros estão no mês de novembro, com média entre 200 e 250 mm, e os menores índices nos meses de julho e agosto, com médias > 1 mm.

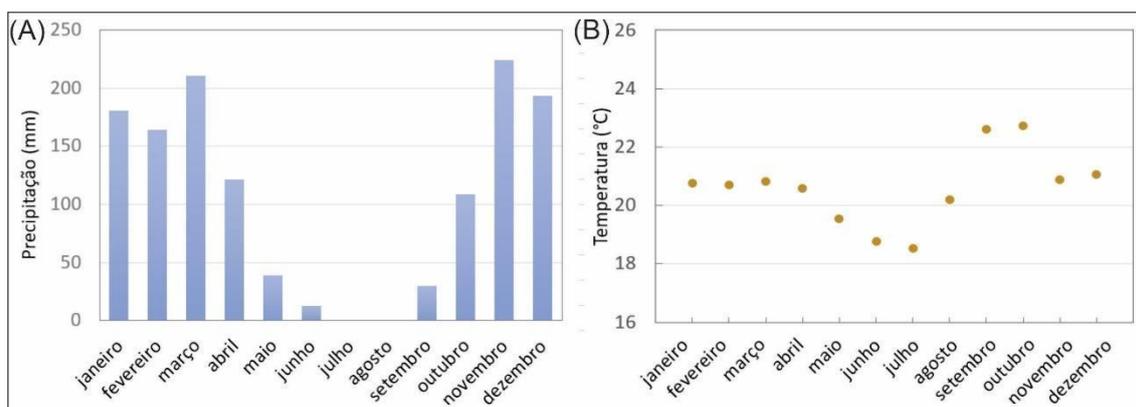


Figura 2.11 - A: Médias mensais dos valores de precipitação (mm) e B: temperatura (°C) em relação ao período de 2012 a 2022 registrados na estação meteorológica de Alto Paraíso de Goiás (A024). Fonte de dados BDMEP – INMET, 2022.

2.8 Questão Territorial e Ocupação Antrópica

De acordo com Ferreira (2016), um dos principais problemas encontrados na região da APA de Pouso Alto é a apropriação das terras pela expansão de pressões antrópicas como: pastagens, agricultura e extração de minerais. Esses conflitos ajudam na paralisação de zoneamentos e planos de manejo que são essenciais para o desenvolvimento sustentável da região.

De acordo com ICMBIO (2021), historicamente na região do Nordeste Goiano há um registro do constante fomento em apoiar atividades agropecuárias concomitante às indicações de redução da área do Parque Nacional Chapada dos Veadeiros, que chegou a até 65,5 mil hectares, resultado do Projeto "Agropecuários Alto Paraíso", apresentado pelo Governo de Goiás, que solicitou na época, a passagem da rodovia GO-239 entre o Morro da Baleia e o Morro do Buracão. Em 2017 foi aprovada a ampliação do PNCV, passando de uma área de 65,5 mil hectares para 240.611,00 hectares (Figura 2.12).

DECRETOS E DATAS DE CRIAÇÃO PARQUE NACIONAL CHAPADA DOS VEADEIROS	Decreto Federal nº 49.875, de 11 de janeiro de 1961 cria o Parque Nacional do Tocantins, com aproximadamente 625 mil hectares.
	Decreto nº 70.492, de 11 de maio de 1972 altera o nome Parque Nacional do Tocantins para Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e a sua área foi reduzida em 72%, resultando em 171.924,54 ha.
	Decreto nº 86.596, de 17 de novembro de 1981 reduziu o Parque para 60.000 ha, representando apenas 9,6% do Parque original.
	Decreto nº 99.279, de 06 de junho de 1990 declarou uma pequena ampliação do Parque, cresceu até 65.514,725 ha (10% da área original).
	Ampliação (limites atuais): Decreto sem nº de 05 de junho de 2017, com 240.611 hectares

Figura 2.12 – Decretos vinculados ao Parque Nacional Chapada dos Veadeiros e alterações de sua área (Plano de Manejo ICMBIO, 2021).

Porém, mesmo com a nova ampliação da área do parque e a definição das áreas de proteção e reservas particulares de proteção (RPPNs), o avanço de pressões e demandas antrópicas para a região tem sido constantes e está ocupando as áreas limítrofes do PNCV. Nos últimos anos a especulação imobiliária atingiu com peso a região da Chapada dos Veadeiros devido ao seu potencial turístico, o que levou à crescente oferta de loteamentos em zonas de campos sujos e campos úmidos de Cerrado, o que aumenta o número de construção de casas e o de poços perfurados nestas áreas, consideradas aqui como críticas para preservação já que são áreas com maior predisposição para serem ocupadas por atividades antrópicas a regiões dos planaltos e serras escarpadas.

CAPÍTULO III

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Hidrogeofísica

Ao se tratar da caracterização de processos hidrogeológicos e da necessidade de melhorar as técnicas de monitoramento do conteúdo e dinâmica das águas subterrâneas, a geofísica tem se destacado como uma ótima ferramenta aplicada para análises, medidas e prospecções, o que impulsionou o desenvolvimento de uma área de pesquisa conhecida como Hidrogeofísica, definida por Hubbard & Rubin (2005) como o uso de medidas geofísicas para mapear características subsuperficiais, estimar propriedades e monitorar processos importantes para estudos hidrológicos, como os associados aos recursos hídricos, transporte de contaminantes e investigações ecológicas e climáticas.

A Hidrogeofísica fornece um conjunto de ferramentas que podem auxiliar no tratamento de dados através da quantificação da estrutura e função da subsuperfície rasa, ainda, a integração de dados geofísicos com medidas hidrogeológicas diretas, podem gerar resultados para caracterizar a zona rasa subsuperficial em uma variedade de resoluções e escalas espaciais (HUBBARD & RUBIN, 2005) (Figura 3.1).

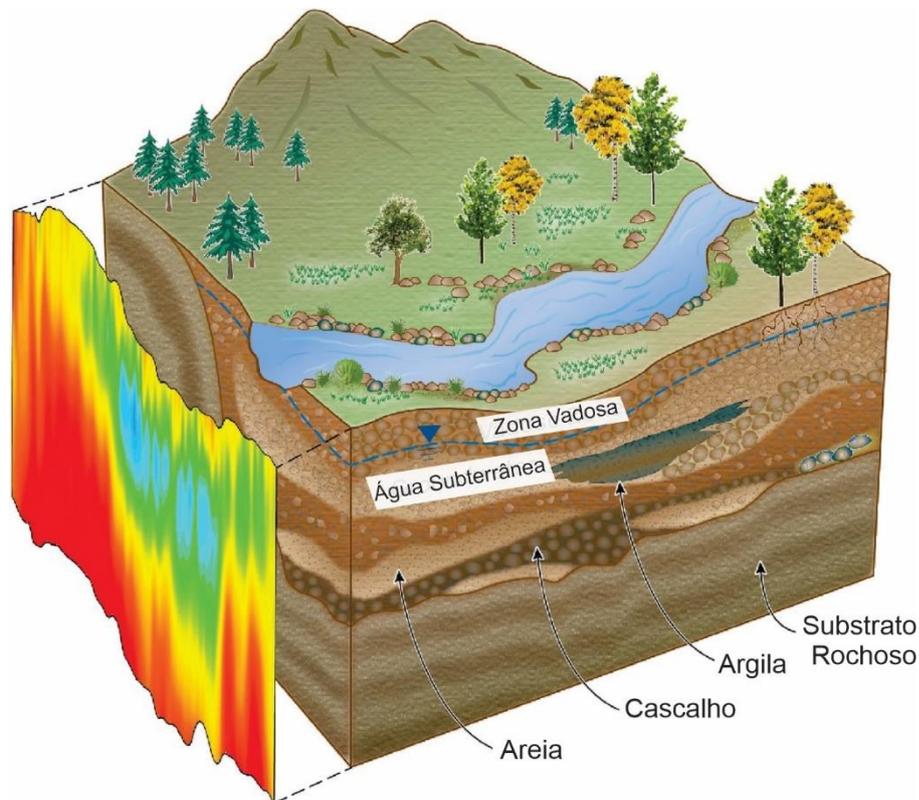


Figura 3.1 - Ilustração da heterogeneidade visualizada a partir da medida de condutividade elétrica, que pode potencialmente estar relacionado às propriedades hidrogeológicas (Traduzido de BINLEY et al., 2015).

Sua aplicação se tornou cada vez mais viável por ser um método não-invasivo e com grande sensibilidade à presença de água subsuperficial e aos contrastes de propriedades das camadas de solo e rochas subsuperficiais. De acordo com Kirsch (2009), as velocidades sísmicas, condutividade elétrica e constante dielétrica são as propriedades petrofísicas mais relevantes para a exploração geofísica de águas subterrâneas. Essas podem refletir diretamente o contraste e distribuição de camadas permeáveis (como areia, cascalho, rocha fraturada) e camadas impermeáveis ou pouco permeáveis (como argila, silte e rocha sólida) no subsolo.

Há métodos geofísicos específicos que podem ser aplicados para identificação dessas propriedades, os mais comuns são resistividade de corrente direta (DC), polarização induzida (IP), indução eletromagnética (IEM), radar de penetração no solo (GPR), sísmica de refração e microgravidade (BINLEY et al., 2015). Em termos de aplicação para o objetivo do presente estudo, foram escolhidos os métodos da Eletrorresistividade e GPR, já que as propriedades elétricas e eletromagnéticas em subsuperfície são controladas principalmente pela presença de água, ou seja, são sensíveis à presença de corpos hídricos e umidade nos solos (TOPP et al., 1980).

3.2 Radar de Penetração no Solo (GPR)

O Radar de Penetração no Solo (GPR), é um método eletromagnético que consiste na transmissão e reflexão de ondas de rádio em frequências elevadas (normalmente entre 10 MHz e 2500 MHz) para investigação de estruturas, feições ou objetos localizados em subsuperfície (PORSANI, 1999). As ondas são transmitidas a partir de uma antena e são radiadas para dentro do subsolo, essas ondas podem ser de diferentes frequências (MHz) em função da antena transmissora utilizada, uma parcela das ondas transmitidas é refletida quando em contato com objetos pontuais ou camadas em subsuperfície, sendo possível realizar a captação dessas ondas refletidas a partir de uma antena receptora, e a leitura dos dados é realizado a partir de um console de controle que gerencia o sinal gerado e a grava os dados em uma memória interna (REYNOLDS, 2011).

A propagação dessas ondas em subsuperfície depende de sua frequência e das propriedades elétricas dos materiais (condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética), as quais são principalmente dependentes do conteúdo de água presente no solo (TOPP et al., 1980).

As variações dessas propriedades fazem com que parte do sinal emitido seja refletida, essa reflexão é captada por uma antena receptora localizada em superfície, que a registra em função do tempo de chegada. O sinal é então amplificado, digitalizado e armazenado em disco rígido, permitindo que sejam feitos processamentos com os dados que resultam em uma imagem (radargrama) da subsuperfície do local de aquisição.

O método GPR tem como fundamento as teorias de propagação de ondas eletromagnéticas, para baixas frequências a indução de corrente elétrica é descrita por um processo de difusão do campo eletromagnético, em que as correntes de deslocamento podem ser desprezadas e as de condução são consideradas, para frequências altas, as correntes de condução e de deslocamento devem ser consideradas (WARD & HOHMANN, 1988).

Para abordagem dos parâmetros físicos deste método, as equações de Maxwell são base para a teoria do GPR (ANNAN, 1996). Autores como Porsani (1999) e Borges (2007) abordaram detalhadamente as relações algébricas das equações de Maxwell e demais envolvidos. De acordo com Borges (2007), é necessário que as relações constitutivas do meio sejam integradas às equações de Maxwell relacionadas aos campos magnético e elétrico (Lei de Ampère e Faraday), para obtenção de informações sobre as propriedades elétricas dos materiais em que atuam os campos eletromagnéticos.

A primeira relação constitutiva do meio é conhecida como Lei de Ohm, a qual relaciona a densidade da corrente de condução (J^{\rightarrow}) ao campo elétrico (E^{\rightarrow}). Para materiais geológicos mais simples, a constante de proporcionalidade é representada pela condutividade elétrica (σ), cuja medida é dada em Siemens por metro ($\frac{S}{m}$). A lei de Ohm é representada pela equação:

$$J^{\rightarrow} = \sigma \cdot E^{\rightarrow} \quad \text{Eq. 1}$$

A segunda aplicação das relações constitutivas do meio relaciona as correntes de deslocamento (D^{\rightarrow}), ao campo elétrico (E^{\rightarrow}), e à constante de proporcionalidade permissividade dielétrica (ϵ) (Eq. 2). Ao aplicar um campo elétrico (E^{\rightarrow}) em um material, inicia-se a distribuição do momento dipolo e no qual a separação de cargas é descrita em termos da densidade do momento dipolo, em que a permissividade dielétrica descreve como o campo elétrico interage com o meio (ALVES, 2018)

$$D^{\rightarrow} = \epsilon \cdot E^{\rightarrow} \quad \text{Eq. 2}$$

As propriedades condutividade elétrica e permissividade dielétrica são importantes por afetarem diretamente a atenuação e a propagação das ondas EM. Para ondas de baixas frequências (< 1 MHz), a condutividade é predominante (corrente de condução), enquanto que para ondas de maiores frequências (≥ 1 MHz), a permissividade é predominante (corrente de deslocamento) (ANNAN, 1996; WARD & HOHMANN, 1988; BORGES, 2007).

Por fim, a terceira relação constitutiva é referente ao campo magnético (H^{\rightarrow}), o qual é relacionado com a indução magnética (B^{\rightarrow}), e a constante de proporcionalidade representada pela permeabilidade magnética do material (μ).

$$B^{\rightarrow} = \mu \cdot H^{\rightarrow} \quad \text{Eq. 3}$$

Considerando os estudos de radiação de ondas EM na Terra, supõe-se que se trata de um meio isotrópico, com estratificação horizontalizada e extensão lateral infinita. A permissividade dielétrica e permeabilidade magnética são independentes da variável tempo, tendendo a ser constantes para os materiais analisados ao longo do tempo (Tabela 3.1) (ANNAN, 1996).

Em rochas de alta resistividade ($>10^2$ Ohm.m), a velocidade de propagação do pulso é principalmente controlada pela permissividade dielétrica relativa (ϵ_r). A permissividade dielétrica tem lugar nesses maus condutores e isolantes, que não têm portadores livres. Já a água tem uma constante dielétrica de 80, enquanto na maior parte dos materiais geológicos secos, a constante dielétrica está num intervalo de 4 - 8, conseqüentemente, o conteúdo de água nos

materiais exerce forte influência sobre a propagação de pulso de radar (KEAREY, 2009).

A propagação da onda EM em um meio é governada principalmente pela velocidade (v) e a atenuação (α). Em materiais geológicos com baixa perda, o campo eletromagnético propaga-se com uma velocidade dependente da constante dielétrica dos materiais atravessados, representada por:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad \text{Eq. 4}$$

Tabela 3.1 – Valores da constante dielétrica relativa e condutividade elétrica observadas em diferentes materiais (ANNAN, 1992; PORSANI, 1999; PRADO, 2000; BORGES 2007).

Materiais Secos	ϵ_r'	σ_0 (mS/m)	Materiais Saturados	ϵ_r'	σ_0 (mS/m)
Ar	1	0	Água destilada	81	0,01
Areia e cascalho	3 – 6	0,01	Água fresca	81	0,5
Argila	5	2	Água do mar	81	3000
Folhelho e siltito	5	1	Areia	10 – 30	0,1 – 1
Calcário	4	0,5	Silte	10	1 – 10
Solo arenoso	4 – 6	0,14	Argila	40	1000
Solo argiloso	4 – 6	0,27	Solo arenoso	15 – 30	6,9
Sal	5 – 6	0,01 – 1	Solo argiloso	10 – 15	50
Granito	4 – 6	0,01	Arenito	20 – 30	40
Basalto	6	1	Siltito	30	100
Diabásio	7	10	Folhelho	7	100
Ferro	1	10^9	Calcário	8	2
Aço	1	10^9	Granito	7	1
PVC	3 – 4	0	Basalto	8	10
Asfalto	3 – 5	0	Diabásio	8	100
Concreto	6 – 8	0	Concreto	10 – 30	0

Para os levantamentos com GPR, supõe-se que as ondas EM se propagam com uma incidência normal às interfaces das camadas (ANNAN, 1996). Como estas camadas possuem diferentes propriedades elétricas que podem causar uma forte impedância nas interfaces, é determinada uma quantidade de sinal que deve ser refletida por essas interfaces, expressa pelo coeficiente de reflexão (r_{gpr}) (WARD & HOHMANN, 1988).

Em uma incidência normal, a amplitude do coeficiente de reflexão (r_{gpr}), pode ser escrita pela equação:

$$r_{gpr} = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad \text{Eq. 5}$$

Este método possui grande efetividade na determinação do conteúdo de água no solo, principalmente em solos com alta transmissividade hidráulica, como areias (MARCELINO et

al., 2005; DOOLITTLE et al., 2006; ILLAWATHURE et al., 2020), já que podem captar as variações da permissividade dielétrica (SAINTENOY & TARANTOLA, 2001), que está diretamente ligada ao conteúdo de água no meio (TOPP et al., 1980). Diversos estudos têm abordado a aplicação do GPR para análises de conteúdo de água nos solos, monitoramento da infiltração e detecção do nível da água subsuperficial, como Lambot et. al. (2004), Saintenoy et. al. (2008) Liu et. al. (2012), Steelman et. al. (2012) e Lu et al. (2017).

As principais técnicas de aquisição de dados com GPR são perfis de reflexão com afastamento constante (*Common Offset*) e sondagens de velocidade (*Common Mid Point – CMP* e *Wide-Angle Reflection and Refraction - WARR*).

Em relação aos perfis *common offset*, as antenas transmissoras e receptoras são mantidas a um espaçamento fixo e são deslocadas simultaneamente pelo perfil, que pode ser realizado com o uso de um odômetro que registra a distância percorrida, existem antenas que tem a função de transmissora e receptora (Figura 3.2). Os tempos de viagem são medidos para os refletores de radar e como resultado, é gerada uma imagem (radargrama) na qual são exibidos no eixo horizontal a distância que a antena percorreu e no eixo vertical é mostrado o tempo duplo do sinal GPR (ida e volta), mostrando as variações das propriedades dielétricas da subsuperfície.

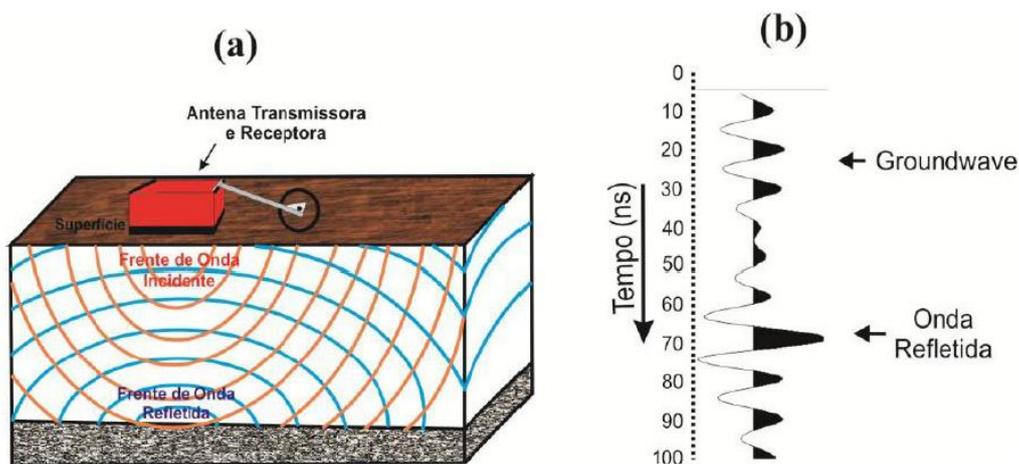


Figura 3.2 – a: Antena blindada de GPR e propagação das ondas emitidas e refletidas. b: Traço esquemático mostrando as chegadas das principais frente de onda do GPR (CAVALCANTI, 2013).

As técnicas de sondagem de velocidade podem ser utilizadas para calcular a velocidade de propagação da onda eletromagnética em um meio, em função do tempo duplo nos perfis de reflexão. Nas sondagens de velocidade são realizadas várias leituras das reflexões em um mesmo ponto (Duarte, 2003), para a técnica CMP, essas leituras ocorrem a medida que as antenas receptora e transmissora são deslocadas em sentidos opostos em relação a um ponto fixo central (Figura 3.3a). Na técnica WARR, uma das antenas é mantida fixa, enquanto a outra é afastada em relação à primeira (Figura 3.3b).

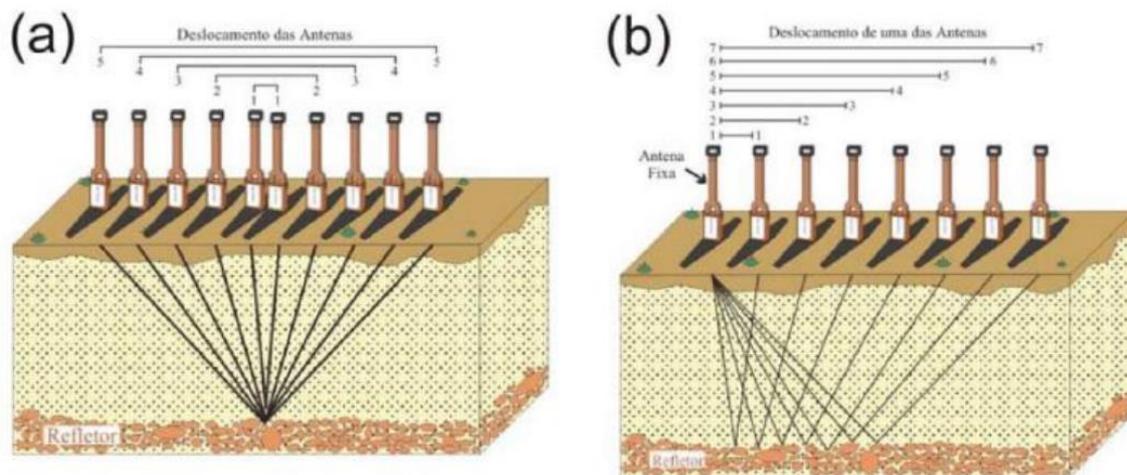


Figura 3.3 – a: Desenho esquemático da aquisição de dados por sondagem de velocidade CMP. b: WARR. (BORGES, 2007).

Uma grande vantagem na utilização da técnica CMP é a possibilidade de melhorar a acurácia do posicionamento espacial das reflexões observadas em uma seção *common offset*, já que utilizando informações obtidas a partir de técnicas de análise de velocidade, é possível aplicar migrações do tempo ou profundidade na seção adquirida (NAKASHIMA, 2001).

3.3 Eletrorresistividade

Os métodos elétricos envolvem estudos do potencial elétrico dos campos naturais e de campos gerados artificialmente, a partir da injeção de uma corrente elétrica, por exemplo. A eletrorresistividade (ER) é um método geofísico cujo princípio está baseado na determinação da resistividade elétrica dos materiais que, juntamente com a constante dielétrica e a permeabilidade magnética, expressam fundamentalmente as propriedades eletromagnéticas dos solos e rochas (TELFORD, 1990).

Cada material presente no ambiente geológico possui uma propriedade fundamental conhecida como resistividade elétrica (ρ), ou seu contrário, condutividade elétrica, que reflete a resistência (resistividade) ou facilidade (condutividade) do material na propagação de uma corrente elétrica, e representa uma medida dada em ohm.m, de acordo com o sistema SI. Em termos da resistividade, esta reflete a dificuldade que uma onda tem em passar por determinados materiais, e está relacionada aos estados do material como alterações, fraturamentos, saturação, entre outros.

O fluxo de corrente elétrica em solos e rochas é geralmente eletrolítico, e ocorre vinculado à umidade e porosidade dentro da matriz isolante (MCNEIL, 1980). De acordo com Rein et al. (2004), a quantidade de água no solo e a temperatura da parte superior do solo (zona aerada) são os principais fatores que influenciam nos dados de resistividade obtidos em campo.

Com base na Lei de Ohm, a relação entre a resistividade (ρ) e a resistência (R) de um condutor homogêneo, de forma cilíndrica ou prismática, é dada pela equação:

$$R = \rho \frac{L}{S} \quad (\text{ohms}) \quad \text{Eq. 6}$$

onde L é o comprimento e S a seção transversal do condutor.

O fluxo da corrente elétrica aplicada em um meio qualquer, não ocorre em apenas um caminho, ele flui de maneira radial formando linhas de corrente em diversas direções (Figura 3.4). Para um meio homogêneo e isotrópico ocorre com uma geometria semiesférica. A uma distância (r) do ponto de injeção, a corrente se distribui de maneira uniforme sobre a superfície da semiesfera. A área dessa semi esfera é dada por $A=2\pi r^2$.

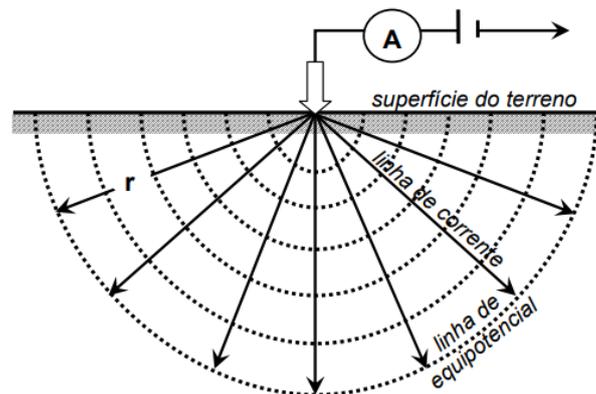


Figura 3.4 - Representação gráfica idealizada da direção do fluxo de corrente em um semi-espaco homogêneo (BRAGA, 2007).

Aplicando a Equação Eq. 06 no semi-espaco esférico de propagação da corrente elétrica, tem-se:

$$R = \frac{\rho \cdot r}{2 \cdot \pi \cdot r^2} = \frac{\rho}{2 \cdot \pi \cdot r}, \text{ substituindo na lei de Ohm } (V = R \cdot I), \text{ resulta em:}$$

$$V = \frac{\rho \cdot I}{2 \cdot \pi \cdot r} \quad \text{Eq. 7}$$

Ao se considerar um subsolo com resistividade constante, tem-se:

$$\rho = 2 \cdot \pi \cdot r \frac{V}{I} \quad \text{Eq. 8}$$

onde: V = potencial, I = corrente, ρ = resistividade, e r = distância entre o eletrodo de corrente e o ponto no qual o potencial é medido.

Para tornar possível a leitura da diferença de potencial gerada com a propagação do fluxo de corrente elétrica, organiza-se o arranjo para aquisição de dados (Figura 3.5), no qual se conecta um cabo condutor de uma fonte a um eletrodo de corrente para medir o valor da

intensidade de corrente (I), logo, conecta-se um voltímetro a dois eletrodos, um localizado próximo ao de corrente e outro mais afastado (distância r), para medir a diferença de potencial (ΔV), entre estes dois locais.

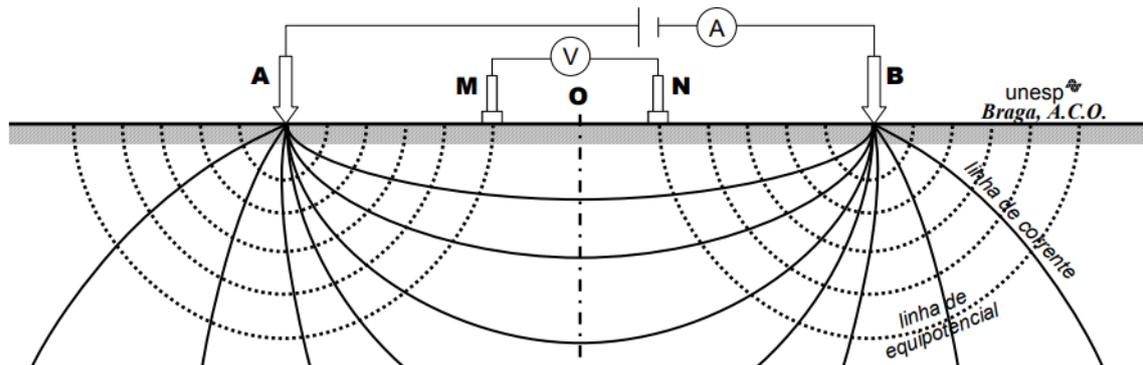


Figura 3.5 - Configuração usual da posição dos eletrodos para aquisição de dados em campo (BRAGA, 2007).

O potencial nos eletrodos M e N é dado por:

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) \quad \text{Eq. 04} \quad ; \quad V_N = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \quad \text{Eq. 9}$$

Em que AM, MB, NA e NB correspondem às distâncias entre os eletrodos.

Dessa forma, pode-se correlacionar as equações para calcular a diferença de potencial δV_{MN} :

$$\delta V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right] \quad \text{Eq. 10}$$

Que em função da resistividade elétrica, fica:

$$\rho = \frac{2\pi \cdot \delta V_{MN}}{I} \cdot \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right]^{-1} \quad \text{Eq. 11}$$

Em termos práticos, o subsolo não pode ser considerado um meio homogêneo, e a resistividade medida na realidade, representa uma média de todas as resistividades em um volume de material em subsuperfície, ou seja, camadas de solos e rochas. Dessa forma, ao efetuar as medições em um meio físico subsuperficial, obtém-se uma resistividade aparente (ρ_a), a variável que se toma como base para a interpretação final para os dados de eletrorresistividade, que representa as propriedades médias do meio pelo qual a corrente passou (BORGES, 2007). Cada medida de resistividade em subsuperfície é a resistividade aparente de um intervalo homogêneo equivalente (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

Segundo Braga et al. (2007), as dimensões da resistividade aparente, em virtude de sua definição, são as mesmas que para a resistividade, e sua unidade será também Ohm.m. Em solos e rochas os mecanismos pelos quais a corrente elétrica se propaga, são caracterizados pela sua condutividade σ , que numericamente pode ser expressa como o inverso da resistividade. Assim, reorganizando a equação Eq. 07, tem-se:

$$\rho_a = \frac{\delta V_{MN}}{I} \cdot K \quad \text{Eq. 12,}$$

$$\text{Sendo o fator geométrico } K = \frac{2 \cdot \pi}{\left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right]} \quad \text{Eq. 13}$$

Assim, o valor da resistividade aparente irá variar dependendo tanto dos arranjos dos eletrodos, como das características intrínsecas dos pacotes de solos e rochas atravessados pela corrente elétrica.

Segundo Kirsch (2009), no campo da hidrogeofísica, a corrente elétrica se propaga principalmente através da água contida nos poros, de acordo com a famosa lei de Archie, a resistividade de um material saturado pode ser descrita como:

$$\rho(\text{saturado}) = \rho(\text{água}) \cdot F \quad \text{Eq. 14}$$

- $\rho(\text{saturado})$ = resistividade específica do material saturado
- $\rho(\text{água})$ = resistividade específica da água dos poros
- F = propriedades do material que influenciam na passagem de corrente elétrica como porosidade (ϕ), forma dos poros e cimentação diagenética

$$F = a \cdot \phi^{-m} \quad \text{Eq. 15}$$

Diferentes expressões para a constante ‘m’ são utilizadas, como a porosidade, fator de forma ou grau de cimentação. Os fatores que influenciam ‘m’ podem ser a geometria dos poros, a compactação, a composição mineral e as propriedades isolantes da cimentação (RANSOM, 1984).

A constante ‘a’ reflete a influência de grãos minerais no fluxo da corrente. Se os minerais são perfeitos isolantes, então $a = 1$. Caso os minerais contribuam para a condutividade elétrica, a constante é reduzida proporcionalmente.

Em geral, os arranjos de campo dos métodos geoeletricos principais, constam de quatro eletrodos cravados na superfície do terreno. Um par de eletrodos (AB) serve para introduzir a corrente elétrica no subsolo, enquanto que o outro (MN), é utilizado para medir a diferença de potencial entre eles após a passagem da corrente. São utilizados eletrodos com contato

galvânico ou sensores capacitivos com o subsolo e permitem uma flexibilidade significativa em termos de configuração de aquisição para investigações em escalas de plotagem em torno de < 10 m de profundidade (BINLEY et al., 2015).

Em relação ao arranjo Dipolo-Dipolo, utilizado para a aquisição dos dados desta pesquisa, os eletrodos são dispostos em uma linha/perfil em que o espaçamento “a” entre os pares de eletrodos AB e MN são iguais. As medidas são obtidas em diferentes profundidades ou níveis ($n = 1, 2, 3, 4, 5, \dots$) definidos em função do espaçamento entre os eletrodos, resultando em uma seção de distribuição de resistividade aparente.

CAPÍTULO IV

4. MÉTODOS DE TRABALHO

4.1 Aquisição de dados geofísicos

Neste capítulo apresentam-se as metodologias de trabalho utilizadas para a aquisição de dados geofísicos com os métodos GPR e Eletrorresistividade para cada área de estudo. No trabalho realizaram-se 02 campanhas de aquisição de dados com o objetivo de comparar os resultados obtidos nos dias 16 a 21 de maio de 2022, identificada como etapa C01, com os dados obtidos nos dias 8 a 13 de agosto de 2022, etapa C02.

A etapa de campo C01 (mês de maio) foi escolhida por representar o período após o fim da estação chuvosa e início da estação seca para a região, ou seja, os aquíferos e cursos d'água superficiais ainda estão cheios e o nível de água no solo está bem raso. Já a etapa de campo C02 (mês de agosto), representa o período de auge da estação seca para a região, na qual o índice de precipitação é próximos a zero, e os níveis d'água tanto superficiais quanto subterrâneos estão rebaixando.

As aquisições de dados GPR e de Eletrorresistividade foram realizadas sobre o mesmo perfil georreferenciado para cada área de estudo (**V1 e V2** para a **área 01 – Vereda**; **P1** para a **área 02 – Pasto** e **CS1** para a **área 03 – Campo Sujo**).

Os equipamentos utilizados na aquisição dos dados são do Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências (IG), da Universidade de Brasília (UnB).

Com o método GPR obtiveram-se seções *common offset* com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, bem como sondagens de velocidade do tipo *common mid point* (CMP), para a determinação da velocidade de propagação das ondas no solo, usando-se antenas não blindadas de 80 MHz, em um ponto central ou em pontos de maior espessura da camada de solo ao longo das áreas investigadas (Figuras 4.1 e 4.2). O sistema GPR usado em campo foi o SIR 3000, fabricado pela empresa GSSI.



Figura 4.1 – Registros da montagem das antenas, central de controle e odômetro e aquisição de dados com o GPR ao longo dos perfis para as áreas A: área 01 – vereda, B: área 03 – campo sujo; C: área 02 – pasto.

Para a aquisição dos dados CMP (Figura 4.5), foram definidos pontos centrais ao longo dos perfis, ou pontos nos quais foi possível determinar uma porção mais espessa de solo, para uma melhor definição da velocidade de propagação da onda direta neste solo. As aquisições foram realizadas com o afastamento progressivo das antenas de 80MHz, em seções de 20 m de comprimento, sendo adquiridos pontos de coleta de dados a cada 10 cm de deslocamento das antenas, até completar os 20 m totais da sondagem.

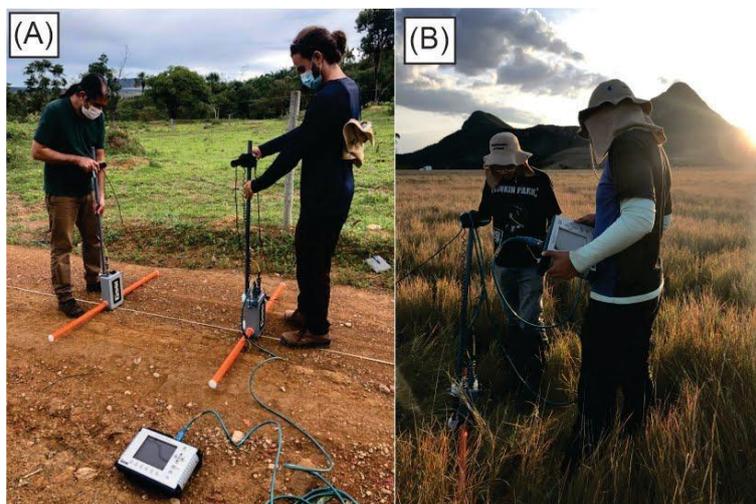


Figura 4.2 – Fotografias evidenciam a aquisição de dados CMP . A: Aquisição teste realizada próxima à área 02 – Pasto e B: Aquisição realizada na área 02 – Pasto.

Com o método da eletrorresistividade, os dados foram adquiridos com o arranjo Dipolo-Dipolo, utilizando 51 eletrodos para cada aquisição. O resistímetro utilizado foi o SYSCAL PRO, com alimentação por bateria de 12 V (Figura 4.3).

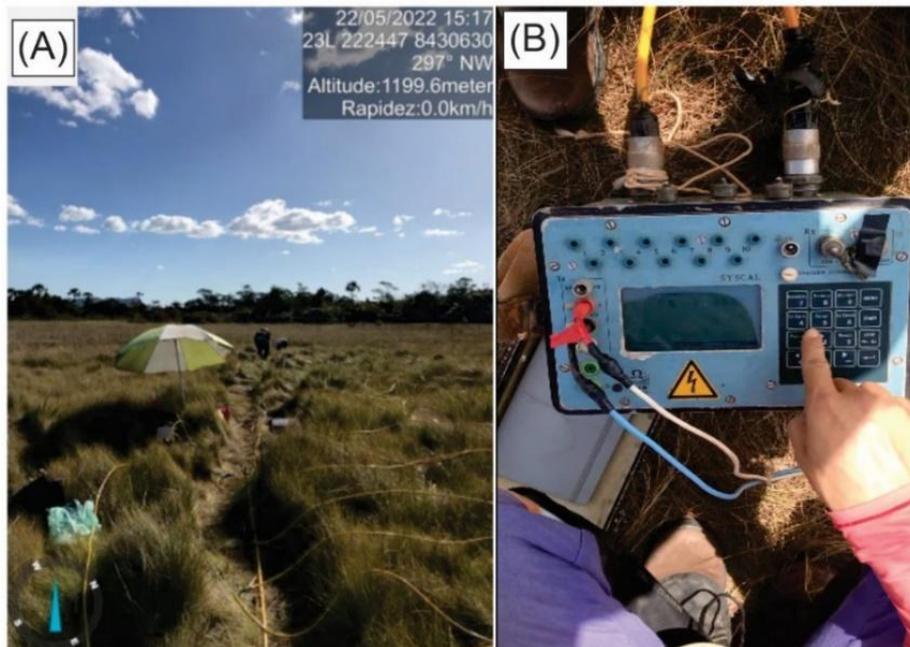


Figura 4.3 – Aquisição de dados de resistividade. A: Registro da preparação do arranjo dipolo-dipolo na seção V2, área 01 Vereda, B: Imagem de detalhe do equipamento SISCALPRO utilizado durante as aquisições.

4.1.1 Área 01 - Vereda

Em relação à área 01, foram realizados 02 perfis de aquisição de dados geofísicos, identificados como perfis **V1** e **V2** (Figura 4.4).

- O perfil **V1** está orientado na direção azimute 36° (NE), possui 125 m de comprimento, neste perfil foram adquiridos dados de resistividade com arranjo Dipolo-Dipolo e espaçamento dos eletrodos em 0,5 e 2,5 metros, e as seções GPR com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz.

- O perfil **V2** está orientado na direção azimute 280° (NW), possui 50m de extensão, neste perfil foram utilizados os arranjos Dipolo-Dipolo com espaçamento de 1,0 m e 2,5 m para a resistividade, e as seções GPR foram realizadas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz.

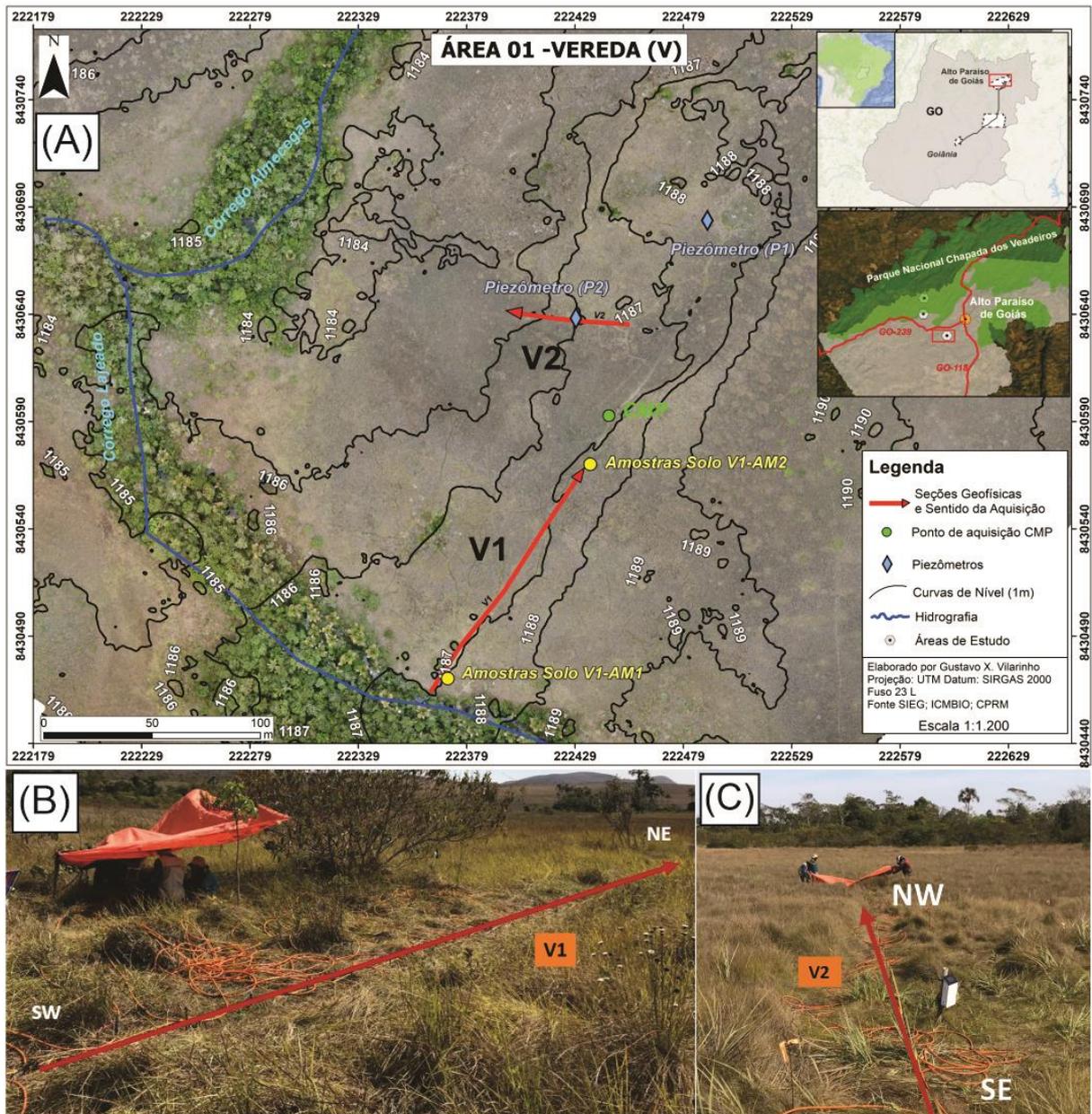


Figura 4.4 – A: Mapa de localização da área 01 – Vereda, com a disposição dos perfis V1 e V2 e suas direções de aquisição indicados pelas linhas vermelhas, os poços de monitoramento estão indicados pelos ícones em azul, os pontos de coleta de amostras de solo estão indicados pelos círculos em amarelo e o ponto de aquisição CMP, pelo círculo verde. B e C: Registro do arranjo dipolo-dipolo montados para V1 e V2, respectivamente.

4.1.2 Área 02 - Pasto

Na área 02, foi realizado 01 perfil (P1) de direção azimute 340° (NW), com comprimento de 70 m. A aquisição de dados de resistividade foi realizada com o arranjo Dipolo-Dipolo e espaçamento de 0,5 m entre os eletrodos, as seções GPR foram realizadas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz (Figura 4.5).

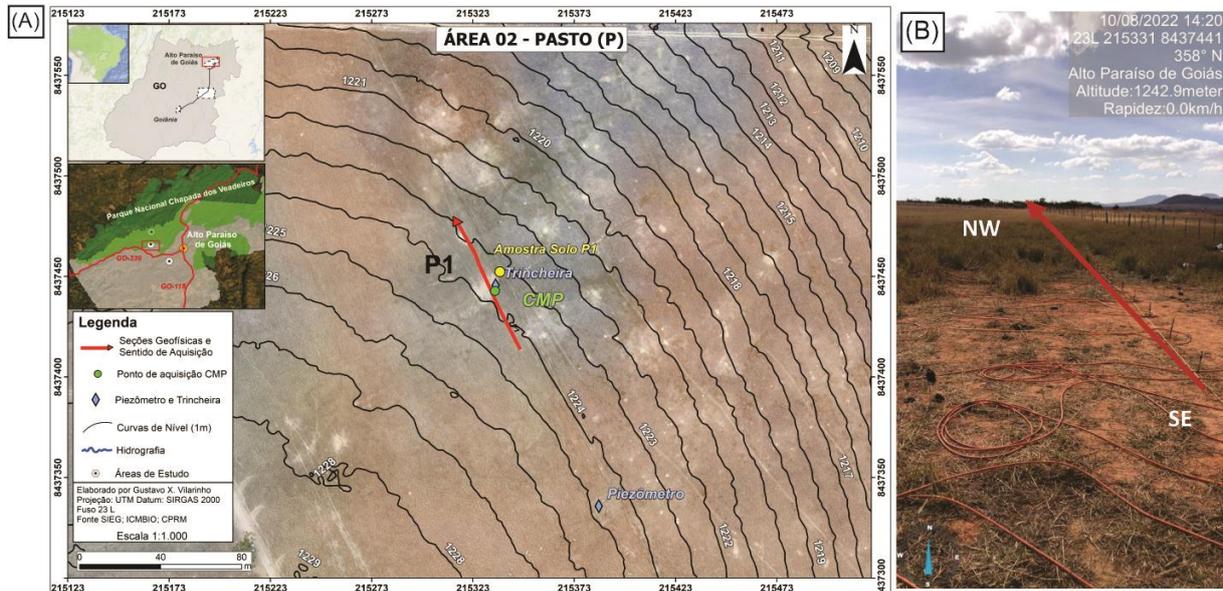


Figura 4.5 – A: Mapa de localização da área 02 – Pasto, com a indicação da localização e sentido de aquisição ao longo da seção P1, o poço de monitoramento e a trincheira estão indicados pelos ícones em azul, o ponto de coleta de amostra de solo está indicado pelo círculo amarelo e o ponto de aquisição CMP, pelo círculo em verde. B: Registro da seção P1 com vista para noroeste.

4.1.3 Área 03 - Campo Sujo

Em relação à área 03, foi realizado 01 perfil (CS1) de direção azimute 180° (S), de 30 m de comprimento, a aquisição de dados de resistividade foi realizada com o arranjo Dipolo-Dipolo, com o espaçamento de 0,5 m entre os eletrodos e as seções GPR foram realizadas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz (Figura 4.6).

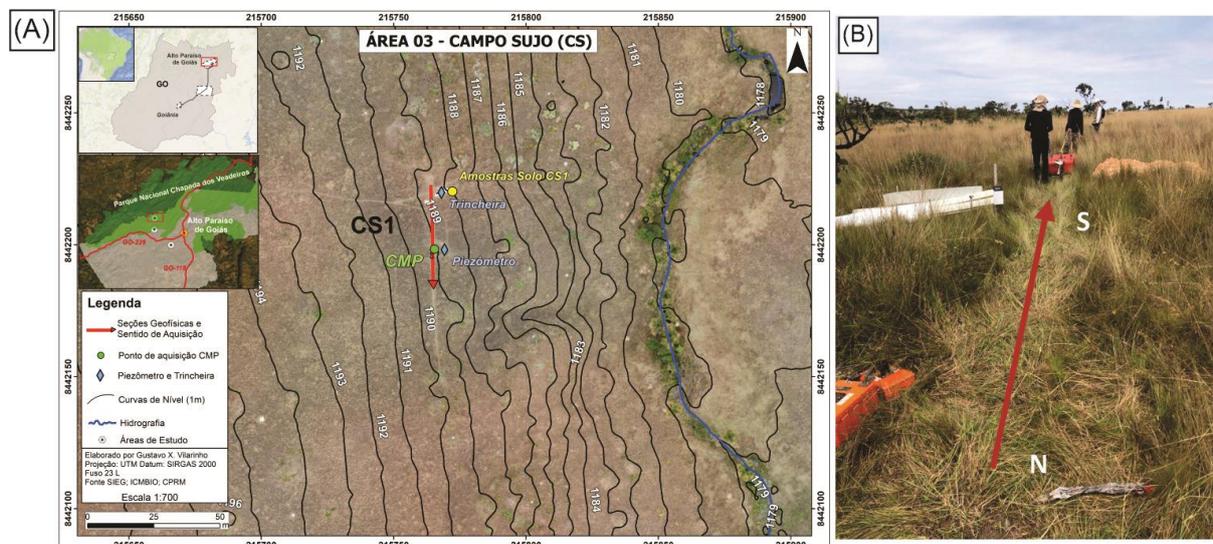


Figura 4.6 – A: Mapa de localização da área 03 – Campo Sujo, com a indicação da localização e sentido de aquisição ao longo da seção CS1, o poço de monitoramento e a trincheira estão indicados pelos ícones em azul, o ponto de coleta de amostra de solo está indicado pelo círculo amarelo e o ponto de aquisição CMP, pelo círculo em verde. B: Registro da seção CS1 com vista para sul.

4.2 Processamento e Modelagem dos Dados Geofísicos

4.2.1 Radar de Penetração no Solo (GPR)

O fluxo de trabalho em relação aos dados de GPR, desde sua aquisição ocorreu de acordo com a seguinte ordem observada na Figura 4.7. Após a aquisição de dados, os arquivos são salvos na central de controle GSSI SIR 3000 em extensão .dzt contendo as informações da seção de aquisição, sendo possível sua visualização em um radargrama bidimensional que relaciona o comprimento do perfil com a profundidade de leitura levando em consideração a velocidade de propagação das ondas no meio de estudo (solo, água, rocha).

O processamento dos dados foi feito no programa ReflexW, a partir do qual é possível realizar o ajuste do tempo zero de todos radargramas, além de filtragens de ruídos aleatórios (filtros passa banda), filtragem de ruídos instrumentais (filtro *dewow*), aplicação de ganhos e migrações, inserção de topografia, entre outros.

Segue o fluxo de processamento:

- Conversão do tipo de arquivo bruto para leitura no programa, seguido pela correção estática, na qual é possível retirar os sinais de onda propagadas no ar/meio livre, nivelando 0m de profundidade de aquisição para 0 m da superfície de caminhamento;
- Corte na leitura do tempo (ns), ou profundidade de leitura, retirando os sinais muito profundos que por vezes não há leitura de dados;
- Remoção de médias (*dewow*) e dos valores de ganho primário arquivados na aquisição dos dados, para visualizar o arquivo bruto sem amplificações da variante tempo;
- Aplicação da função ganho para enfatizar as amplitudes do sinal refletido, resultando em um radargrama com menos ruídos e com melhor resolução;
- Migração simples (*Diffraction Stack*) com base na velocidade de propagação das ondas, para redistribuir as reflexões a seus pontos de origem mais próximas da realidade, já que um dado sem migração por vezes representa uma pseudo localização que não retrata a localização real da reflexão;
- Inserir as informações de topografia do perfil de caminhamento aproximando a seção da situação real do ambiente de estudo, o que auxilia na interpretação das informações em subsuperfície.

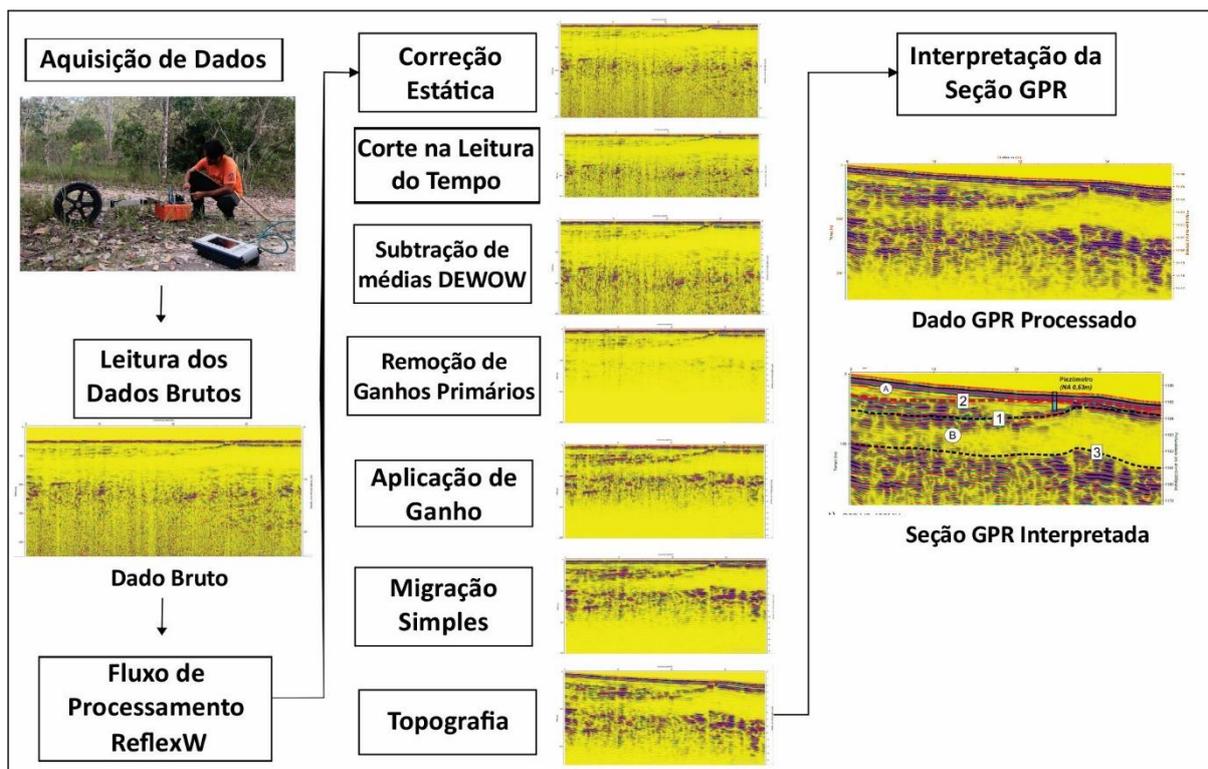


Figura 4.7 – Fluxo de trabalho para o método do GPR desde a aquisição de dados em campo, passando pela filtragem e processamento no programa ReflexW, e em seguida a interpretação do radargrama com a identificação das interfaces mapeadas e inferindo o nível de água em subsuperfície.

4.2.1.a COMMON MID POINT (CMP)

Em relação às seções de GPR, para a definição das profundidades de aquisição foi necessário calcular as velocidades médias de propagação das ondas eletromagnéticas diretas no solo a partir da análise das seções CMP, pelo método de análise da *semblance* (Figura 4.8).

Os modelos de velocidade foram obtidos a partir do ajuste dos refletores correspondentes à propagação da onda no solo, diferenciando o sinal das ondas refletidas, em seguida foram gerados os modelos de coerência mostrando os espectros de velocidade, indicando os locais de máxima coerência para cada seção CMP, adquiridas durante o mês de maio (C01) e durante o mês de agosto (C02).

Primeiro foram calculadas as velocidades de propagação das ondas diretas no ar, resultando em 0,3 m/ns para todas as seções, em seguida foram calculadas as velocidades de propagação das ondas diretas no solo:

- Área 01 (figuras 4.8E e 4.8F), **0,060 m/ns** em C01, e **0,085 m/ns** em C02.
- Área 02 (figuras 4.8C e 4.8D), **0,066 m/ns** em C01 e **0,110 m/ns** em C02.
- Área 03 (figuras 4.8A e 4.8B), **0,066 m/ns** em C01 e **0,101 m/ns** em C02.

Observa-se que houve um aumento na velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas diretas no solo para a aquisição no mês de agosto para todas as áreas, o que indica a possível influência da presença de solos mais secos, nos quais os poros anteriormente preenchidos por umidade, ficaram preenchidos por ar, o que aumenta a condutividade e facilita a propagação da onda eletromagnética.

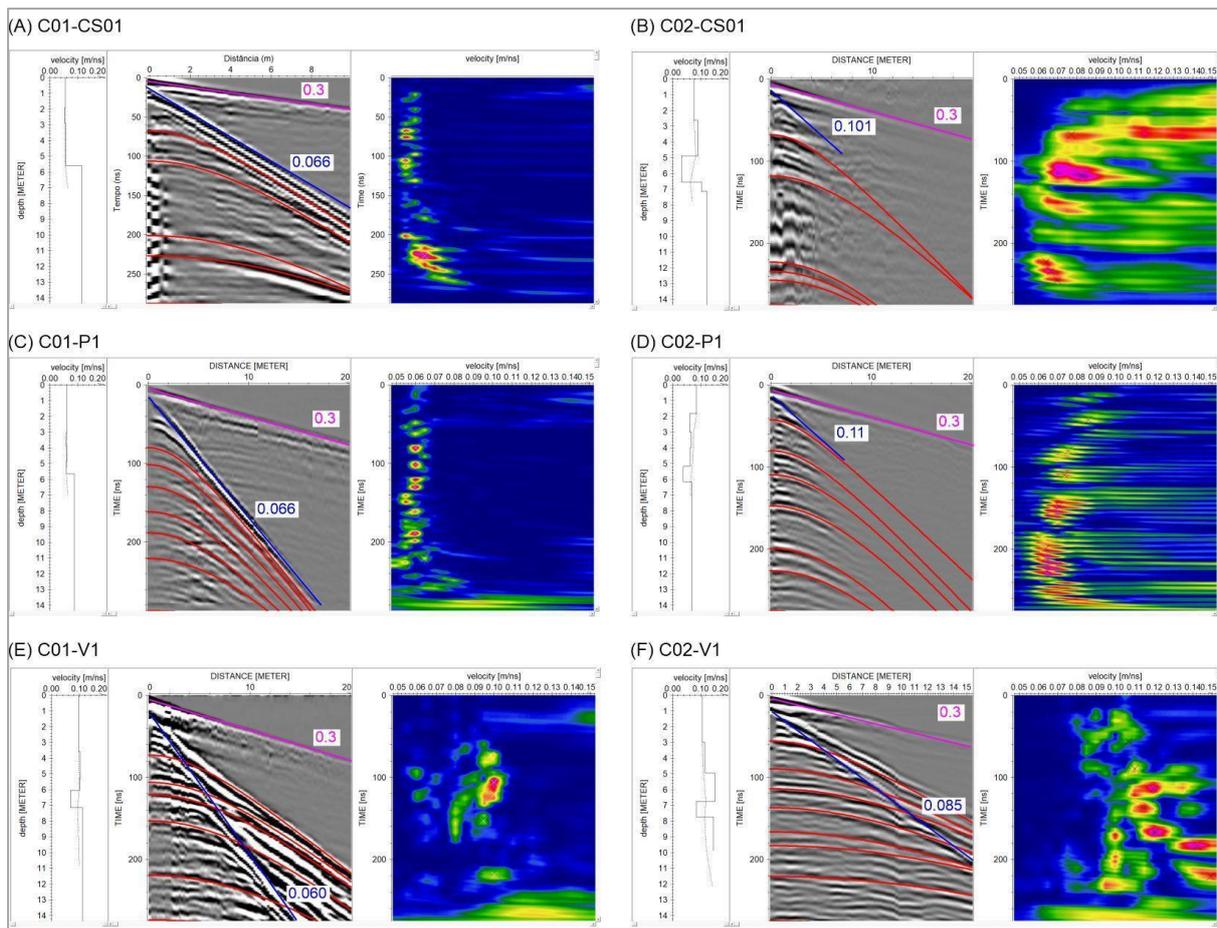


Figura 4.8 – A e B: Análise de velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas da CMP, para a área 03 – Campo Sujo; C e D: área 02 – Pasto; E e F: área 01 – Vereda. Nas figuras estão presentes os modelos de velocidade, seguido da seção de sondagem de velocidade com os principais eventos identificados, e a análise de *semblance* mostrando a velocidade de maior coerência para cada área.

4.2.2 Eletrorresistividade

O fluxo de trabalho em relação aos dados de resistividade desde sua aquisição, ocorreu de acordo com a seguinte ordem (Figura 4.9):

- Aquisição de dados em campo e Conversão de arquivos em extensão .bin contendo as informações de resistividades registradas em relação a cada eletrodo;
- Filtragem de dados no programa ProSys III para retirar os pontos com valores de resistividade de contato muito altos ou tendendo ao infinito, além dos valores negativos registrados e pontos em que não houve leitura de dados;
- Filtragem realizada no arquivo salvo em extensão .dat pelo programa Res2Dinv, que possibilita a visualização da distribuição de pontos adquiridos em uma pseudo-seção 2D e permite remover pontos ruidosos;

- Definição do arranjo de modelo de blocos e limitação de desvios pelo método dos mínimos quadrados;
- Inversão dos dados em uma pseudo-seções de resistividade aparente medidas e calculadas, gerando a seção do modelo inverso de resistividade. A partir deste modelo inverso é possível modelar e enfatizar ou suavizar sinais para aprimorar a visualização de sua investigação. Para a inversão dos dados geofísicos foi utilizado o modelo de refinamento;
- Interpretação das seções geoeletricas foi feita levando-se em conta os domínios observados na seção, as estruturas e os valores de resistividade, relacionado aos dados diretos registrados em campo, como o nível de água nos poços de monitoramento e as características pedológicas superficiais observadas nas trincheiras abertas.

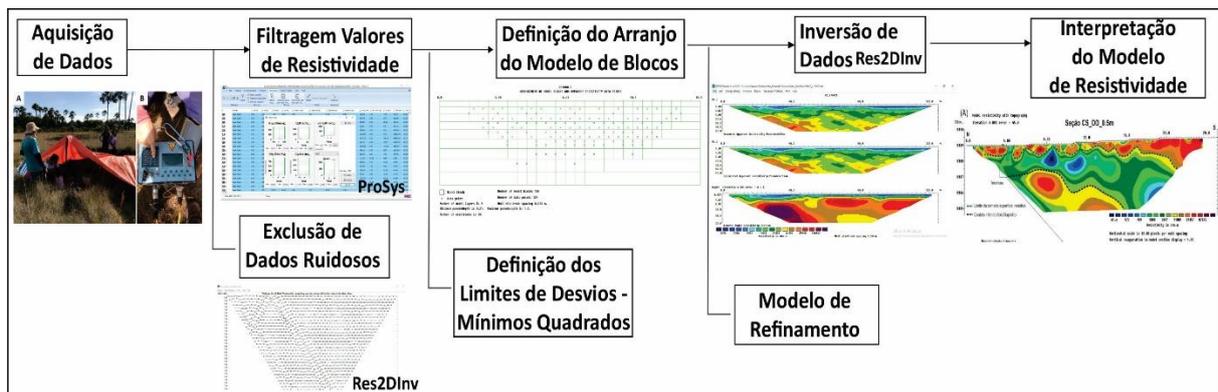


Figura 4.9 – Fluxo de trabalho para o método da resistividade desde a aquisição de dados em campo, passando pela filtragem de dados nos programas Prosys III e Res2DInv, em seguida a inversão de dados em pseudo seções e a interpretação da seção geoeletrica definindo os domínios e inferindo o nível de água em subsuperfície.

CAPÍTULO V

5. CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

Neste capítulo serão apresentadas as caracterizações e descrições físicas, e medições diretas realizadas em cada área de estudo. Há um poço de monitoramento instalado em cada área, a partir do qual foi possível medir diretamente o nível de água superficial. Ainda, foi possível realizar uma descrição dos perfis de solo expostos nas trincheiras localizadas na área 02 (Pasto) e área 03 (Campo Sujo).

5.1 Área 01 – Vereda (A01 - V)

A área 01 representa um extenso ambiente de Campo Limpo Úmido de Cerrado (Figura 5.1), com predomínio de vegetações rasteiras herbáceas e presença de pouquíssimos arbustos de baixo a médio porte dispersos em uma área de aproximadamente 100 ha. O campo limpo úmido está situado entre dois ambientes de Veredas compostas pelos córregos Almécegas e Lajeado, que são intermitentes, em seus pontos mais distantes dentro da área 01 ficam a aproximadamente 150 metros uma da outra, são vales não muito profundos, de até 3 metros de desnível em relação a superfície mais elevada, encaixados em fraturas, em formato de “U”, com presença de buritis e formações florestais.

A área 01 representa a região de um vale com relevo leve ondulado com sutis declives topográficos, geomorfologicamente, está situada próxima à zona de transição entre o compartimento Planalto Dissecado do Alto Tocantinzinho (1B) e do Alto Rio Preto (1C) está na cota altimétrica de 1190 m, rodeado por serras de altitudes que ultrapassam 1400 m, representadas pelas Escarpas da Serra da Boa Vista (compartimento geomorfológico 4B) (MARTINS-FERREIRA & CAMPOS, 2017).



Figura 5.1 – Registros do ambiente da área 01 Vereda, A: Vegetação herbácea predominante no campo limpo úmido da área 01. B: Buritizeiros localizados ao longo do córrego Lajeado. C: Tipo de solo hidromórfico escuro predominante na área. D: Córrego Lajeado. E: afloramentos de quartzitos da Formação Serra da Boa Vista, Grupo Paranoá com exposição do nível d'água superficial.

As serras da Escarpa da Serra Boa Vista e as regiões planas e suaves do campo úmido nesta área são compostas por rochas do Grupo Paranoá, nota-se a presença de quartzitos brancos e cinzas, com matriz de granulometria milimétrica composta majoritariamente por quartzo e, em uma concentração < 5 % de muscovita em uma descrição macroscópica, possuem foliação Sn preservada com direção de mergulho para Sul suavemente horizontalizada, com medidas 170/10; 175/15. Na área mediram-se 02 direções de fraturas preferenciais sendo F1 = N30E a N45E, e F2 = N10W a N23W. Essas fraturas mostram-se penetrativas, abertas e espaçadas, com larguras de 30 cm a 1 m.

Foram registrados afloramentos de quartzitos nas porções mais próximas aos cursos de águas das veredas, na cota altimétrica de 1184 m (Figura 5.2). Os quartzitos presentes na área 01 pertencem à Formação Serra da Boa Vista (MNPpabv) - Grupo Paranoá, anteriormente denominada Q₁ ou Quartzítica Inferior (MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

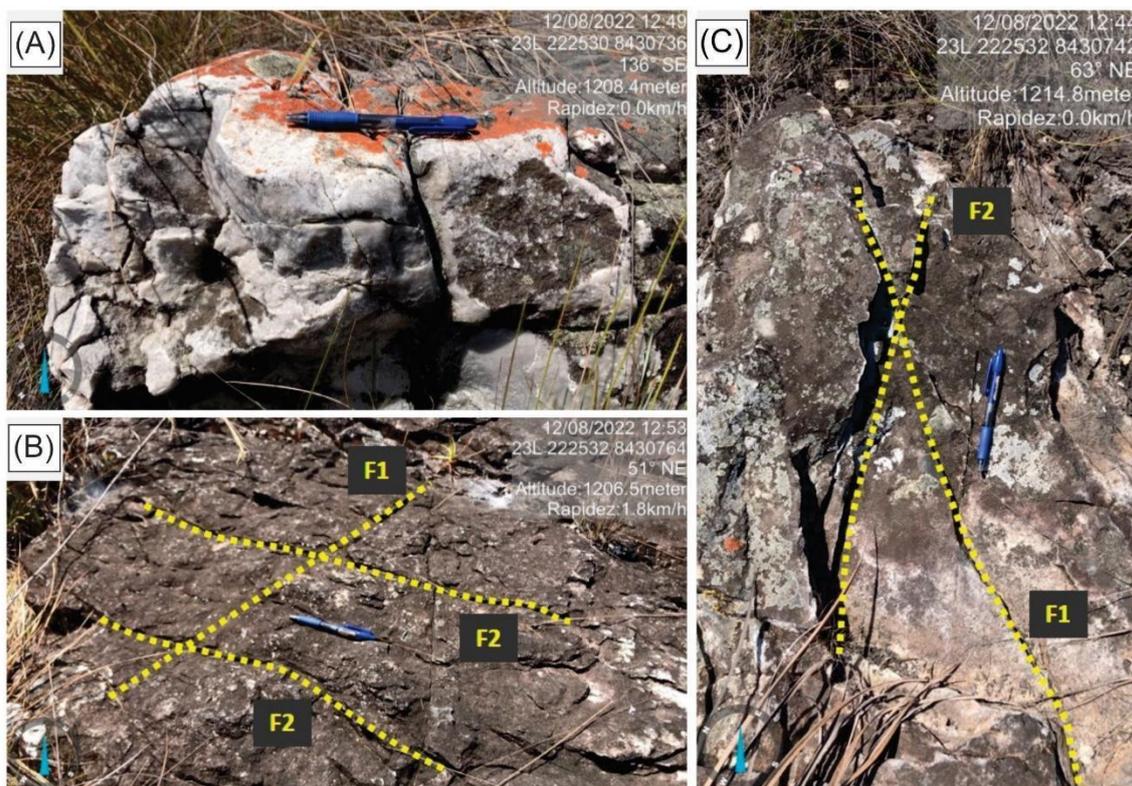


Figura 5.2 – Afloramentos de quartzito pertencentes ao Grupo Paranoá, presentes na área Vereda. Em A: nota-se a coloração esbranquiçada da rocha em sua porção exposta e a direção da camada Sn; B e C: Principais direções de Fratura: F1 e F2.

Nesta área foram identificados duas porções de solo com características visuais e texturais diferentes ao longo da seção geofísica “V1” e foram coletadas amostras de cada porção identificada (Figura 5.3) em diferentes níveis de profundidade. As amostras são

deformadas, porém mantiveram a umidade para a análise da umidade gravimétrica, a primeira porção (com amostras coletadas identificadas como V1-AM1) é composta por um solo majoritariamente cinza escuro a preto, arenoso, com presença de material orgânico e porções silte-argilosas. De acordo com a classificação fracional feita em laboratório, sua composição é de 5,41% de argila; 26,17% de silte e 68,41% de areia, e sua textura franco-arenosa cascalhenta, apresenta umidade na coleta de 8,28%. A segunda porção é composta por um solo preto, hidromórfico, mais arenoso e com maior concentração de matéria orgânica, composto por 1,05% de argila, 14,8% de silte e 84,14% de areia, de textura areia-franca cascalhenta. Para esta porção de solo, a umidade variou significativamente em relação aos níveis de profundidade de coleta, como mostrado na Tabela 5.1.

Com base no sistema brasileiro de classificação de solos (SANTOS et al., 2018), o solo presente nesta área corresponde a um Neossolo Quartzo-Arênico Hidromórfico, sendo um solo Hidromórfico Seco para a primeira porção identificada e para a segunda porção, mais úmida e rica em matéria orgânica, Hidromórfico Órtico.



Figura 5.3 – Neossolos quartzo-arênicos expostos em cupinzeiros na Área 01 - Vereda, próximos aos locais de amostragem de solo. A: Local próximo ao ponto de coleta da amostra V1-Am1, referente ao tipo de solo observado nos primeiros 30 m da seção V1, B: Local próximo ao ponto de coleta da amostra V1-Am2, referente ao tipo de solo observado no restante da seção V1.

Tabela 5.1 - Resultados da análise física material das amostras de solo coletadas na área. 01 – Vereda.

Amostra	Umidade gravimétrica na coleta ^a	Fração grossa (> 2mm) na amostra total ^b	Composição da fração fina ^c (< 2mm)			Grupamento de textura ^d
			Argila	Silte	Areia	
	(%)	(%)	(%)			
V1-Am1-5cm	8.38	26.27	5.42	24.38	70.20	Franco-arenosa cascalhenta
V1-Am1-15cm	8.08	39.84	5.40	24.32	70.28	Franco-arenosa cascalhenta
V1-Am1-25cm	8.40	30.48	5.42	29.81	64.77	Franco-arenosa cascalhenta
V1-Am2-5cm	111.90	39.67	0.00	15.89	84.11	Areia-franca cascalhenta
V1-Am2-15cm	26.05	34.84	3.15	11.03	85.82	Areia-franca cascalhenta
V1-Am2-30cm	39.90	23.95	0.00	17.49	82.51	Areia-franca cascalhenta

^a Umidade base massa ou gravimétrica, massa de água por massa de solo seco em estufa a 105°C por pelo menos 24h

^b A proporção da fração grossa inorgânica é uma estimativa, uma vez que o material não havia sido seco ao ar ou em estufa e diferentes frações podem ter diferentes capacidades de absorção de água, entretanto, como ela (a fração inorgânica) é significativamente elevada, o resultado é aceitável (veja observações abaixo). A fração grossa corresponde à fração maior que 2 mm, nesse caso assumiu-se que ela é composta principalmente pela fração cascalho, entre 2 mm e 2 cm. A fração inorgânica foi ignorada pois possui baixa massa específica para este cálculo (veja observações abaixo)

^c Em ciência do solo a fração fina é subdividida em areia (0.05 a 2.00 mm), silte (0.002 a 0.05 mm) e argila (< 0.002 mm), as escalas para sedimentos são outras

^d O grupamento textural é definido de acordo com o triângulo textural para a fração fina (Santos et al., 2015) adicionado do nome do grupamento da fração grosseira quando esta é superior a um certo limite, novamente assumiu-se que a fração grosseria é composta principalmente de cascalho, conforme observação das amostras

Ao longo do perfil V02, há uma variação topográfica de aproximadamente 50 cm entre a região mais elevada a leste e a região inferior a oeste. Após esta quebra de relevo nota-se a presença de afloramentos de quartzito, e nesta região o lençol freático está exposto sob o nível do solo supersaturado (Figura 5.4).

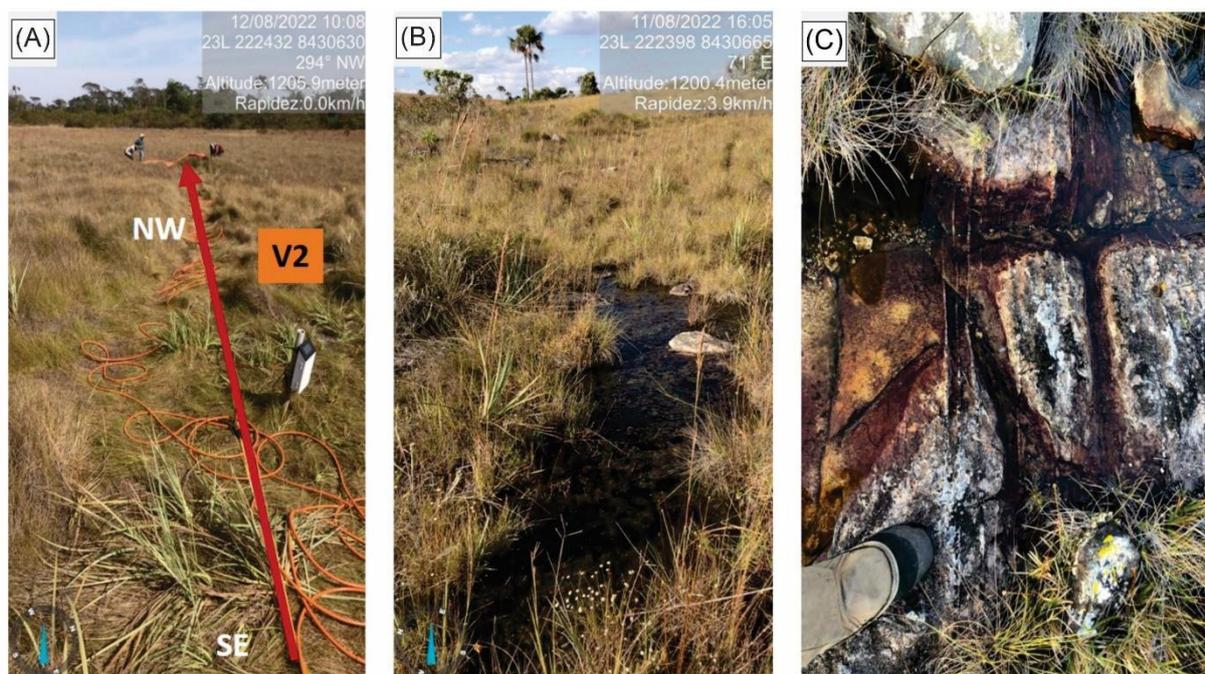


Figura 5.4 – A: registro da localização do perfil V2 e o sentido de aquisição de dados está indicado pela seta vermelha. Em B: há um registro do ponto de quebra de relevo na cota altimétrica ao longo do perfil V2, é possível notar a presença de água na superfície rochosa e na base da vegetação. Em C: detalhe da base desta porção da área, onde predominam afloramentos de quartzitos, intensamente fraturados, com o nível de água exposto sob o solo / quartzito.

5.2 Área 02 – Pasto (A02 - P)

Na área 02 (figuras 5.5 e 5.6) há uma cobertura vegetal de pastagem com predomínio de capim do tipo andropogon. Essa área faz limite com áreas de campo sujo de Cerrado e campo sujo com murundus, com vegetação rasteira composta por herbáceas, presença de arbustos de pequeno e médio porte e ilhas de cerrado sobre os murundus, é possível observar por imagem de satélite a presença de “cicatrices” de murundus que foram cortados possivelmente durante a abertura da área de pastagem, próximo ao limite com a área de cerrado preservado (Figura 5.5).

O pasto abrange uma área de aproximadamente 190 ha, e está em atividade há pelo menos 40 anos. Está localizado a cerca de 700 m da base do “Morro da Baleia” e distante cerca de 600 m do córrego Capão da Guariroba, situado a oeste da área 02, e está distante cerca de 1,5 Km do córrego Mulungu, situado a leste.

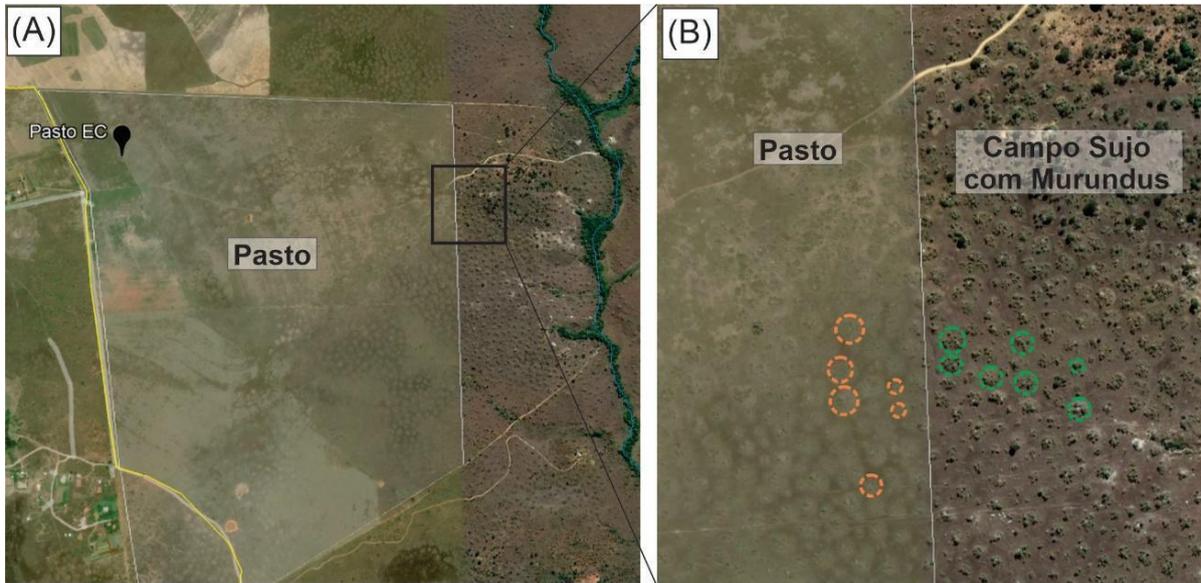


Figura 5.5 – A: Limites da área de pastagem em contato com zonas de cerrado preservado, B: é possível observar as cicatrizes de murundus que foram cortados na área de pastagem, identificadas pelos círculos alaranjados, e o campo sujo com murundus preservados identificados pelos círculos em verde (Imagens *Google Earth*).

A região é caracterizada por um relevo plano a suave ondulado, está na cota altimétrica de 1225 m, enquanto os morros testemunhos ao redor, como o Morro da Baleia, chegam a cotas superiores a 1500 m de altitude. A região está situada no compartimento geomorfológico Planalto Dissecado do Alto Rio Preto (1C) (MARTINS-FERREIRA E CAMPOS, 2017).

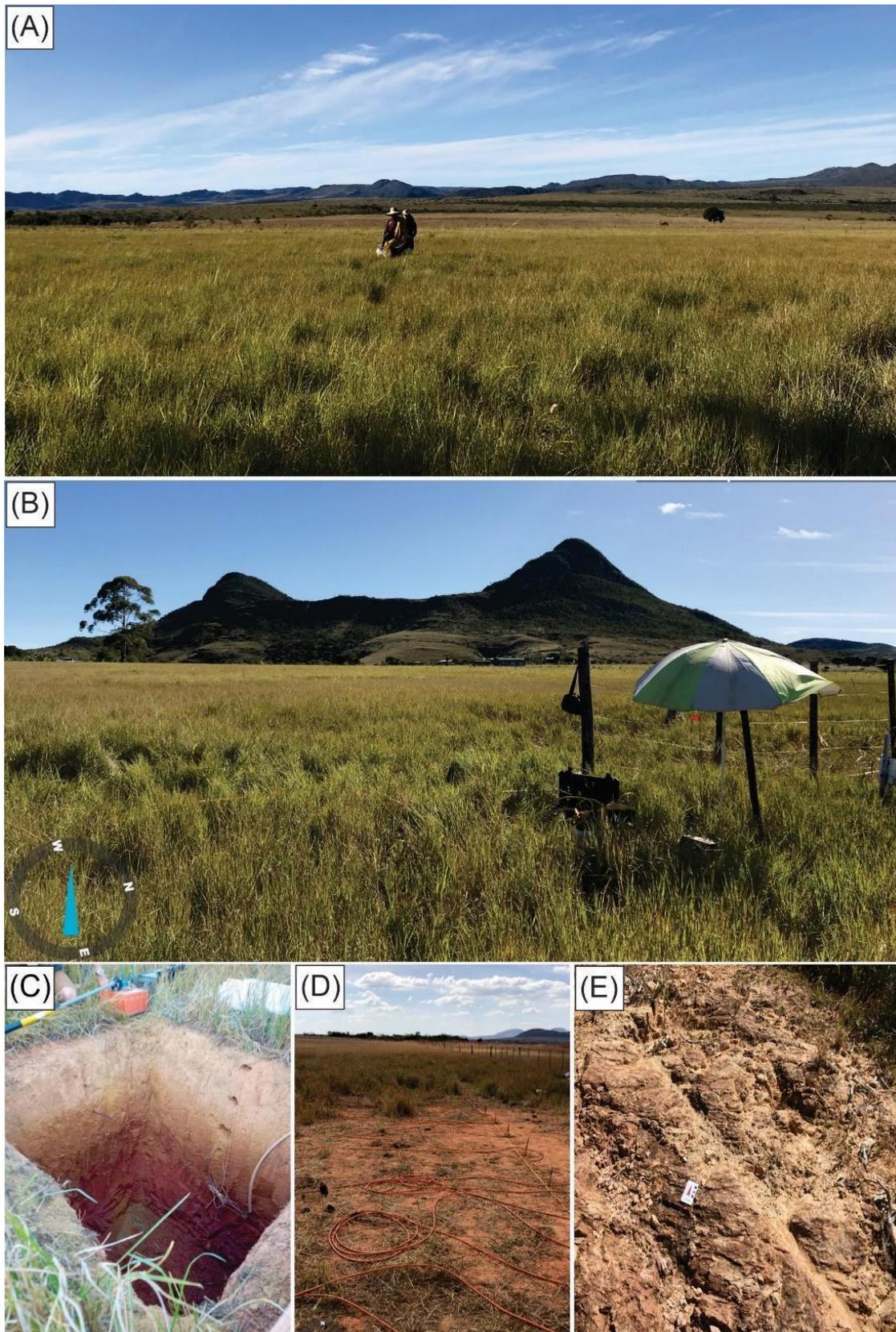


Figura 5.6 – Registros do ambiente da área 02 - Pasto, A: é possível visualizar a extensão em que predomina o pasto nas direções leste e B: oeste, onde seu limite é próximo à base do morro da Baleia. C: Trincheira com os diferentes níveis de solo expostos; D: porção exposta de solo em superfície, onde está localizada a seção geofísica. E: Afloramento de metassiltitos avermelhados próximo à área 02.

As rochas presentes nesta região representam o Grupo Traíras, tanto os quartzitos intercalados com metassiltitos que sustentam os altos topográficos, como o Morro da Baleia, quanto os metassiltitos e metarritmitos que compõem as porções mais aplainadas e erodidas pertencem à Formação Rosário (MARTINS-FERREIRA et al., 2017) . O afloramento mais próximo da área do Pasto está distante 200 m, em direção ao Morro da Baleia, na propriedade do sr. Josemar (Zimá) (figuras 5.6E e 5.7), corresponde a metassiltitos rosa/avermelhados intercalados com níveis cinzas, com foliação S_n medidas 320/55 e 322/50, ou seja com mergulho das camadas para NW. Foi possível medir dois planos principais de Fraturas F_1 80/85 e F_2 55/75, espaçadas em 10 a 15 cm.

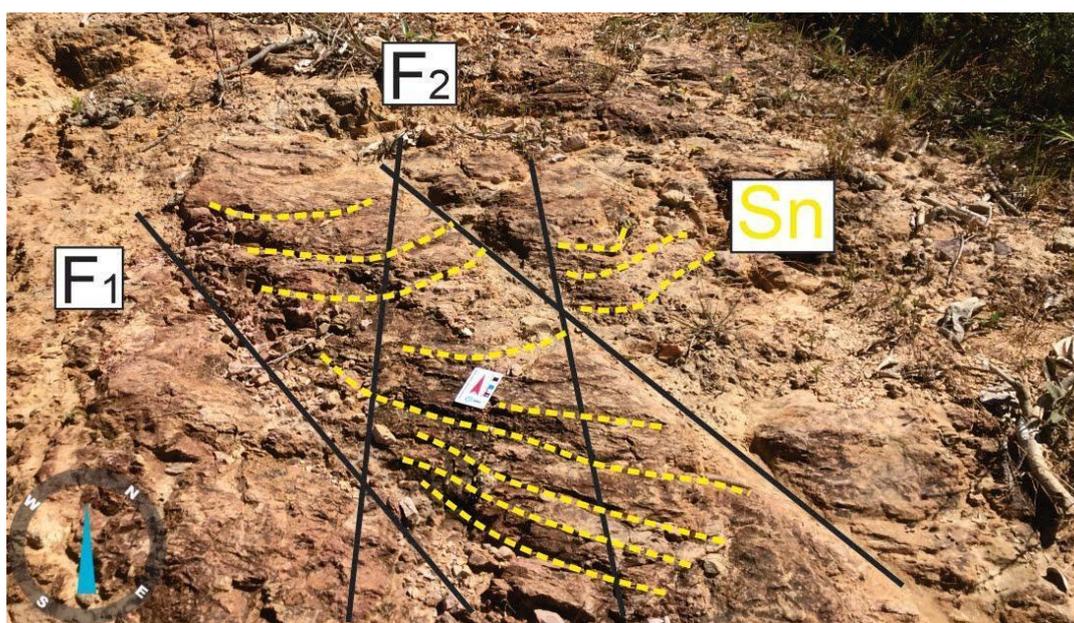


Figura 5.7 – Afloramento de metassiltito avermelhado intercalado com níveis acinzentados, com estrutura de foliação S_n indicada pela linha pontilhada amarela e fraturas principais F_1 e F_2 pelas linhas pretas.

A camada superficial de solo desta área corresponde a um solo silte-arenoso, amarelado/alaranjado, e ainda preserva estruturas da rocha como a foliação das camadas. Durante as duas etapas de campo (C01 e C02), o solo estava aparentemente seco. A amostra de solo coletada (P1-Am1-20cm) vai de 0 a 20 cm de profundidade, e apresentou valor de umidade 7,84%, suas composições granulométricas são de 32,34% de argila, 40,43% de silte e 27,23% de areia, compondo o grupamento de textura franco-argilosa cascalhenta (Tabela 5.2). De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018), este domínio foi classificado como um Cambissolo Háplico Distrófico.

Tabela 5.2 - Resultados da análise física material das amostras de solo coletadas na área 02 – Pasto.

Amostra	Umidade gravimétrica na coleta ^a	Fração grossa (> 2mm) na amostra total ^b	Composição da fração fina ^c (< 2mm)			Grupamento de textura ^d
			Argila	Silte	Areia	
	(%)	(%)	(%)			
P1-Am1-20cm	7.84	22.09	32.34	40.43	27.23	Franco-argilosa cascalhenta

A partir do perfil de solo exposto na trincheira da área 02 (Figura 5.8), foram identificados cinco horizontes de solo, sendo o primeiro horizonte A, com espessura de 50 cm, rosado, silte-arenoso, com presença de cascalhos de 0,5 a 2 cm de diâmetro. O horizonte A/B representa uma transição clara com o primeiro horizonte, sendo que ainda preserva algumas características do horizonte A, é um solo mais siltoso, com pouca quantidade de cascalhos, de até 1 cm de diâmetro, é mais alaranjado e é possível identificar algumas estruturas incipientes correspondentes a uma possível foliação da rocha. O horizonte B se diferencia do horizonte A/B por ser mais avermelhado e as estruturas são mais evidentes, é um solo mais argiloso com pouquíssimos ou ausência de cascalhos, trata-se de um horizonte pouco desenvolvido. Por fim, o horizonte C1 representa o saprolito, composto por um metassiltito avermelhado bastante alterado, porém com estruturas horizontalizadas preservadas, correspondentes à foliação da rocha, e o horizonte C2 representa o próprio afloramento rochoso, mais preservado que em C1, com estruturas correspondentes à foliação dos metassiltitos avermelhados.

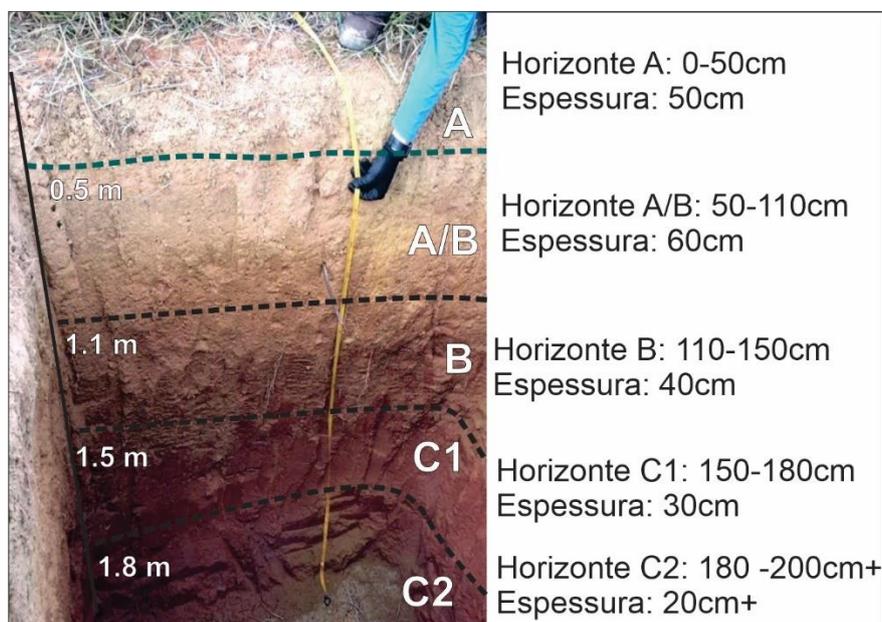


Figura 5.8 – Perfil de solo exposto em trincheira na área 02, indicando a separação dos diferentes horizontes observados A, A/B, B, C1 e C2 e suas respectivas espessuras.

5.3 Área 03 – Campo Sujo (A03 – CS)

A área 03 está situada dentro do limite do PNCV, representa um ambiente de campo sujo em contato com uma vereda afluyente do Rio Preto, localizado a norte da área de estudo. O campo sujo de Cerrado nesta área é caracterizado pela presença de murundus, a vegetação é composta por arbustos de pequeno e médio porte esparsos em meio à plantas rasteiras composta por herbáceas que cobre quase todo o solo da região, os murundus ocorrem como micro-relevos de 1 m a 1,5 m de altura, neles há o desenvolvimento de parques de cerrado com arbustos mais elevados e espessos (Figura 5.9).

A paisagem é caracterizada por uma extensa área de relevo suave ondulado a ondulado, entre as cotas altimétricas 1180 e 1190 m, interceptada pela presença de morros elevados com topos em cotas superiores a 1300 m, a vereda é encaixada em um vale em “U” e está na cota de 1179 m. A região está situada no compartimento geomorfológico Planalto Dissecado do Alto Rio Preto (1C) (MARTINS-FERREIRA & CAMPOS, 2017).

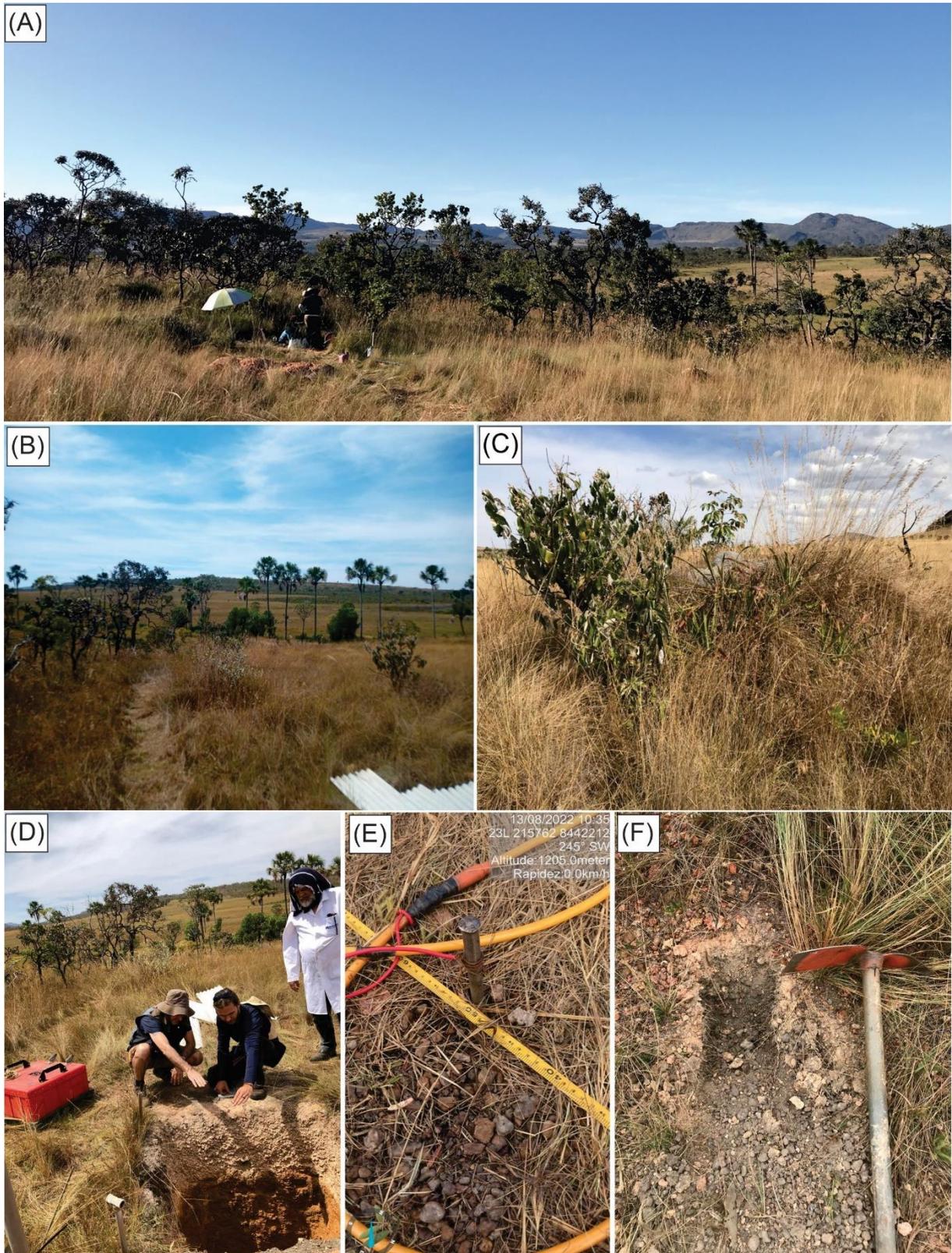


Figura 5.9 – Registros do ambiente da área 03 – Campo Sujo, A: é possível verificar aspectos da vegetação com presença de arbustos de pequeno médio porte em meio às herbáceas, B: a vereda afluenta do Rio Preto situada na porção leste da área 03; C: aspecto de micro-relevo do murundu com desenvolvimento de um arbusto em sua superfície; D: trincheira para visualização do perfil de solo, onde está instalado um eletrodo para o arranjo elétrico; E: presença de concreções e lateritas na porção superficial do solo; F: local de coleta das amostras para análise física.

A área está situada no contexto de rochas do Grupo Traíras, caracterizado pela presença de metassiltitos e metarritmitos presentes porções mais aplainadas e erodidas e quartzitos intercalados com metassiltitos compondo os morros e encostas, pertencentes à Formação Rosário (MARTINS-FERREIRA et al., 2017) porém não foram localizados afloramentos nesta área.

Em relação aos solos, a camada superficial desta área corresponde a um solo silte-arenoso amarelo/alaranjado com presença de concreções de lateritas, em alguns locais há níveis espessos de laterita de até 10 cm (Figura 5.10). Durante a etapa de campo C01, o solo estava úmido e durante a etapa C02, aparentemente seco. Corresponde a um domínio de Plintossolo Pétrico Concrecionário, que abrange uma extensa região próxima a área 03 de estudo.

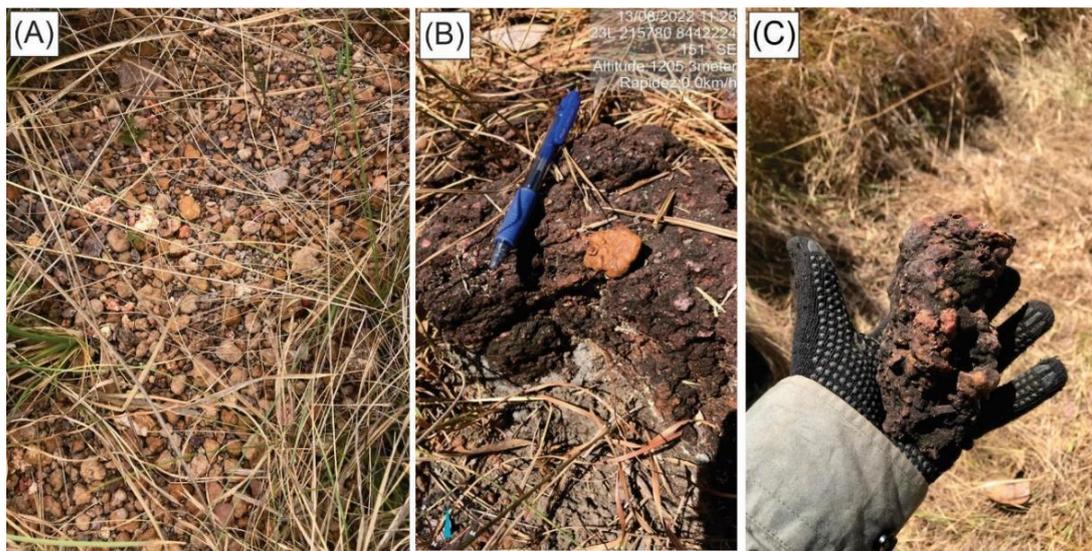


Figura 5.10 – A: Aspecto cascalhento da camada superficial de solo na área 03, composto por concreções e lateritas. B: Bloco de laterita com cerca de 15 cm de espessura, comum nas porções menos elevadas da área. C: Fragmento de laterita de cerca de 8 cm de espessura, comum na porção mais elevada.

As amostras de solo (CS1-Am1) foram coletadas nos intervalos de profundidade de 0-5 cm, 5-15 cm e 15-30 cm sob o mesmo ponto, durante o mês de agosto (C02). As amostras dos dois níveis mais superficiais apresentam textura franca-cascalhenta, sendo que há uma maior concentração de argila na camada superior. A amostra coletada no intervalo mais profundo apresentou concentração de areia muito superior às demais, compondo 73,69% da fração fina. Há uma maior concentração de silte na camada intermediária compondo 40,25%, como observado na tabela 5.3.

Tabela 5.3 - Resultados da análise física material das amostras de solo coletadas na área 03 – Campo Sujo.

Amostra	Umidade gravimétrica na coleta ^a	Fração grossa (> 2mm) na amostra total ^b	Composição da fração fina ^c (< 2mm)			Grupamento de textura ^d
			Argila	Silte	Areia	
	(%)	(%)		(%)		
CS1-Am1-5cm	2.74	39.77	19.26	32.10	48.64	Franca cascalhenta
CS1-Am1-15cm	0.61	35.80	12.58	40.25	47.18	Franca cascalhenta
CS1-Am1-30cm	5.26	40.00	15.79	10.52	73.69	Franco-arenosa cascalhenta

A partir da caracterização do perfil de solo exposto na trincheira da área 03 (Figura 5.11), foram identificados quatro horizontes de solo, sendo o primeiro horizonte A, com espessura de 50 cm, rosado a amarelado, silte-arenoso, se destaca pela grande quantidade de concreções lateríticas de 1 a 5 cm de diâmetro, corresponde ao domínio de plintossolo concrecionário predominante na região. O horizonte B representa uma porção pouco desenvolvida de solo alaranjado, de 30 cm de espessura, marcado por uma transição abrupta com o horizonte A, corresponde a um solo mais siltoso e mais compactado, apresenta pouca quantidade de cascalhos de até 2 cm de diâmetro, é possível identificar algumas estruturas correspondentes a uma possível foliação da rocha matriz. O contato entre o horizonte A e B neste perfil coincide com o nível de umidade observado, em 50 cm de profundidade. Em seguida está presente o horizonte C1, com 50 cm de espessura, que se diferencia do horizonte superior devido a menor quantidade ou praticamente ausência de concreções e cascalhos, é mais rosado e as estruturas geológicas estão mais preservadas, é possível notar a presença de foliações incipientes. Por fim, o horizonte C2 ocorre a partir de 1,3 m de profundidade, representa o saprolito composto por um metassiltito avermelhado alterado com estruturas horizontalizadas preservadas, correspondentes à foliação S₀ da rocha.

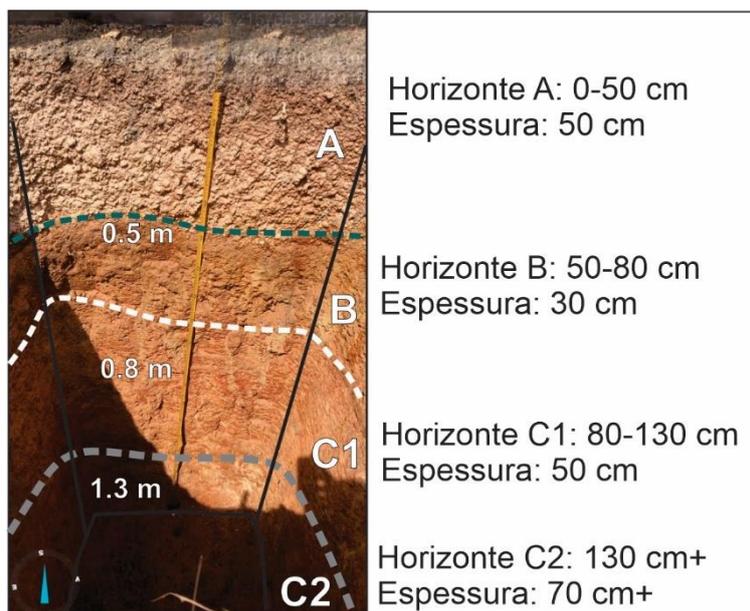


Figura 5.11 – Perfil de solo exposto em trincheira na área 03, indicando a separação dos diferentes horizontes observados A, B, C1 e C2 e suas respectivas espessuras.

5.4 Medições Diretas do Nível D'água

Nas 03 áreas de estudo há poços de monitoramento do nível d'água os quais foram instalados pela equipe de pesquisa da Universidade de Campinas (UNICAMP), que tem construído uma rede de poços na região da Chapada dos Veadeiros, e em parceria permitiu registrar o nível de água durante as aquisições de dados geofísicos (Figura 5.12).

Todos os poços de monitoramento foram abertos de forma manual com trados, e suas interrupções foram devido ao encontro com blocos de rocha que impossibilitaram a continuação da perfuração.

Na **área 01 (Vereda)**, há 01 poço de 1,5 m de profundidade, localizado 100 m a norte do perfil **V1**, e 01 poço de 1,15 m de profundidade instalado no ponto central do perfil **V2**.

Para o poço próximo ao perfil **V1**, os registros de nível d'água nele foram:

- 0,70 m durante a etapa C01 (maio) e
- 0,93 m durante a etapa C02 (agosto).

Para o perfil **V2**:

- 0,30 m durante a etapa C01 (maio) e
- 0,53 m durante a etapa C02 (agosto).

Na **área 02 (Pasto)** há 01 poço instalado 150 m a sul do perfil **P1**, possui 4,5 m de profundidade. Os registros foram:

- 1,50 m durante a etapa C01 (maio) e
- Seco durante a etapa C02 (agosto).

Na **área 03 (Campo Sujo)** há 01 poço instalado em 4 m ao longo da seção **CS1**, com 4m de profundidade.

- 1,68 m durante a etapa C01 (maio) e
- 3,65 m durante a etapa C02 (agosto).



Figura 5.12 – Poços de monitoramento instalados nas áreas A: área 01 – vereda seção **V2**; B: área 01 – vereda próximo à seção **V1**; C: área 02 – pasto; D: área 03 – campo sujo. Em B está visível o medidor de nível d’água utilizado.

5.5 Topografia com Drone

Nas áreas pesquisadas, em função da indisponibilidade de mapas topográficos de detalhe, optou-se pela realização de levantamentos topográficos utilizando a fotogrametria aérea com o uso de drone, o que tornou possível inserir a topografia nas seções geofísicas baseada no modelo topográfico de detalhe. A topografia acoplada às seções geofísicas auxilia a interpretação da distribuição dos sinais ao longo das seções, já que permite a associação direta com o relevo do terreno estudado.

O drone utilizado foi o modelo DJI Mavic 2 Pro. Para uma maior acurácia no levantamento aerofotogramétrico, foi utilizada a estação total com coleta de pontos de controle utilizados no pós-processamento das imagens (Figura 5.13). A partir deste levantamento, foi possível gerar os modelos ortomosaicos e os modelos digitais de elevação (Figura 5.14) para extração das curvas de nível, assim foi possível plotar as altitudes ao longo das seções geofísicas.



Figura 5.13 – A: Drone DJI Mavic 2 Pro utilizado no levantamento aerofotogramétrico, B e C: Estação total para coleta de pontos processados utilizados para amarração da topografia.

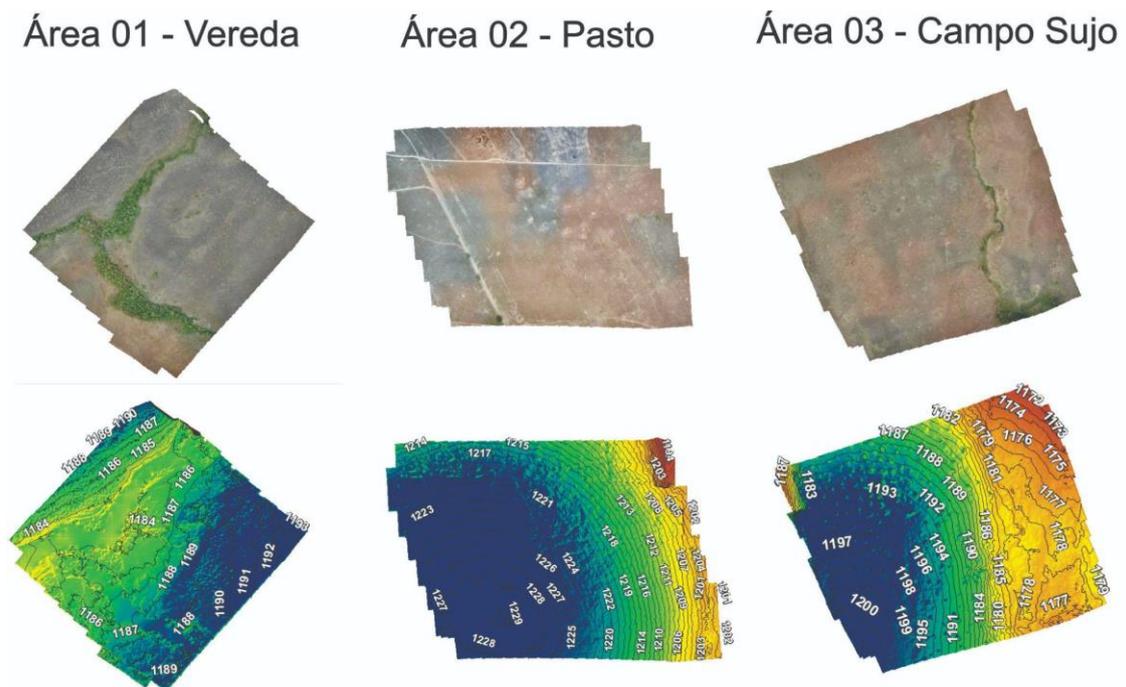


Figura 5.14 – Modelos ortomosaicos e Modelos Digitais de Elevação gerados para cada área de estudo, com a extração de curvas de nível a cada 1 m de diferença de elevação.

CAPÍTULO VI

6. RESULTADOS

Neste capítulo optou-se pela apresentação dos resultados no formato de produtos sem e com a interpretação sobreposta com o objetivo de facilitar a visualização dos refletores eletromagnéticos (radargramas de GPR) e os horizontes geoeletricos (modelos de resistividade elétrica).

6.1. Área 01 - Vereda (A01 – V)

6.1.1. GPR Seção V1

As seções GPR adquiridas ao longo da seção V1 apresentam reflexões bem definidas até cerca de 5m de profundidade (Figura 6.1). Na seção foram definidas 02 camadas (A e B) por padrão de reflexão, com o contato inferido a partir de um refletor horizontalizado bem marcado (1), a primeira camada (A) é mais superficial, situada entre as elevações 1187 m e 1186 m, em profundidade, apresenta refletores mais suaves, horizontalizados, praticamente constantes ao longo de toda a seção. O padrão de reflexão se repete para a seção nas duas etapas de aquisição (C01 – maio e C02 – agosto). É possível notar uma atenuação na imagem dos refletores nesta camada, entre as cotas 1186,6 e 1186,0 m para as seções em C01 e entre 1187 e 1185,5 m para as seções em C02.

Um segundo refletor horizontalizado (2) está inserido nesta camada, possui baixo valor de amplitude, bem marcado ao longo da seção e intercepta padrões de reflexão da camada (1). Nas seções adquiridas durante a o mês de agosto (C02), esse refletor acompanha a zona de contato entre as 02 camadas, em 0,9 m a 1,0 m de profundidade (elevação 1186 m). Para as seções realizadas durante o mês de maio (C01), esse refletor é mais raso, localizado próximo a

0,6 m de profundidade.

A segunda camada (B) ocorre a partir da elevação 1186 m, os padrões de reflexão nesta camada são em sua maioria horizontalizados a sub horizontalizados, e indicam um refletor aparentemente constante ao longo da seção. Nesta camada há um terceiro refletor (3) bem marcado, que intercepta os padrões horizontalizados, no início da seção (SW) ocorre em 118,4 m, e torna-se mais raso à medida que se caminha para o final da seção (NW), em 1186 m.

As seções geradas a partir da aquisição com a antena de 400 MHz possuem uma melhor resolução entre as profundidades 1187 m e 1184 m e os refletores (1), (2) e (3) apresentam traços mais definidos e constantes ao longo da seção. As seções referentes a antena de 900 MHz permitem ampliar o detalhe do refletor (2), definindo melhor sua profundidade e continuidade ao longo da seção, entre 1185,5 m e 1185,6 m para a seção adquirida no mês de maio (C01) e entre 1186,3 m e 1186,4 m para o mês de agosto (C02), já os refletores (1) e (3) são menos perceptíveis.

Seção GPR V1 - Vereda

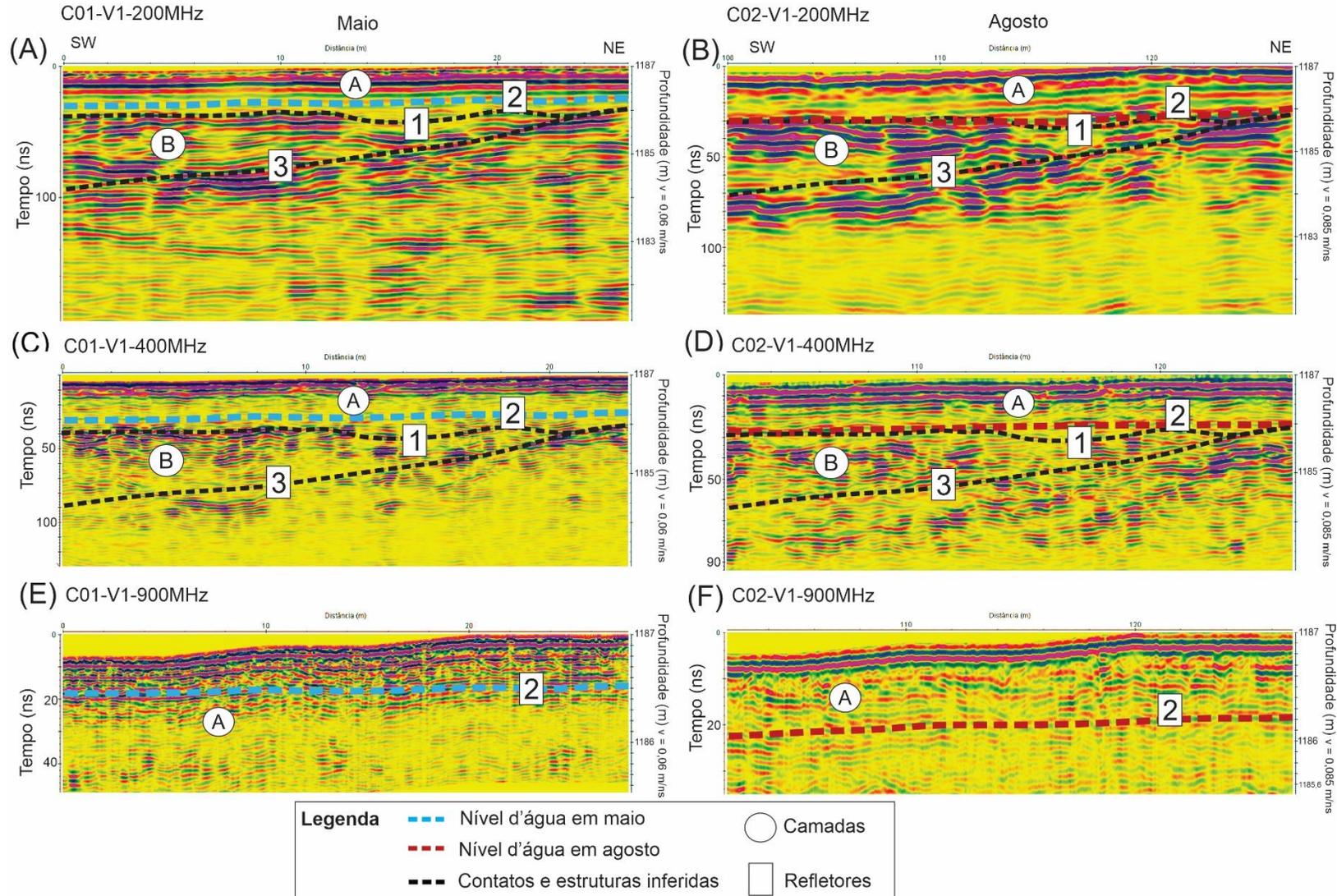


Figura 6.1 – Seções de GPR no perfil V1. Em A, C e E estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente, durante o mês de maio (C01). Em B, D e F estão as seções adquiridas durante o mês de agosto (C02). O nível d'água inferido está indicado pelas linhas pontilhadas azul e vermelha.

6.1.2. Modelo de Resistividade Elétrica V1

O modelo de resistividade elétrica obtido para o perfil V1_DD_0.5m (Figura 6.2A) abrange os primeiros 25 m da seção V1, a partir dela é possível notar a presença de 03 camadas horizontalizadas com valores semelhantes de resistividade, a primeira camada corresponde a uma estreita faixa superficial, com valores de resistividade de 200 a 800 ohm.m, varia em espessura de 0,5 a 1,0 m, com limite entre as cotas 1186 M e 1187,3 m ao longo da seção. Apresenta núcleos de mais alta condutividade em algumas porções do perfil, zonas com coloração azul escuro mais evidentes, e próximo ao contato com a segunda camada, os valores de resistividade atingem até 5.000 Ohm.m.

A camada inferior é mais resistiva, com valores entre 7.000 e 21.000 Ohm.m, é menos espessa no início do perfil, com até 1m de espessura, entre as cotas 1187 m e 1186 m, na porção inicial do perfil, e atinge até 2 m de espessura, entre as cotas 1186 e 1184 m a partir da distância 12 m da seção. Apresenta feições aparentemente verticalizadas, como nas distâncias 8 m, 11 m e 20 m. correspondente ao maciço rochoso de quartzito, de modo geral o contato entre os dois domínios está marcado em cerca de 2 m de profundidade, com alguns picos nos quais o topo do quartzito alterado torna-se mais raso, atingindo até 0,7 m. Há núcleos de maior resistividade nas distâncias 12 m e 17 m, com valores superiores a 40.000 Ohm.m.

Ainda, é possível observar a presença de uma terceira camada mais inferior, apresenta valores de resistividade ainda mais elevados, acima de 21.000 Ohm.m. É horizontalizada, e ocorre a partir da cota 1185,5 m no início da seção e a partir de 1184 m à medida que se caminha para o final da seção.

As camadas e contatos observados na seção V1_DD_25m (Figura 6.2B) se assemelham aos dados da seção anterior, nesta seção, como o espaçamento entre os eletrodos é maior, a resolução de imagem em profundidade torna-se menor, é possível visualizar a presença de uma camada superficial mais condutiva de 2,0 m de espessura, inserida nesta camada há núcleos ainda mais condutivos que possuem de 0,5 m a 1,0 m de espessura, localizados bem próximos à superfície da seção. Em seguida, nota-se a presença de uma camada resistiva (12.000 a 25.000 Ohm.m) a partir das cotas 1185 m e 1184 m, com 3 a 4 m de espessura, e faz contato com uma terceira camada mais resistiva, com valores de resistividade superiores a 30.000 Ohm.m, a partir das cotas 1182 m a 1180 m.

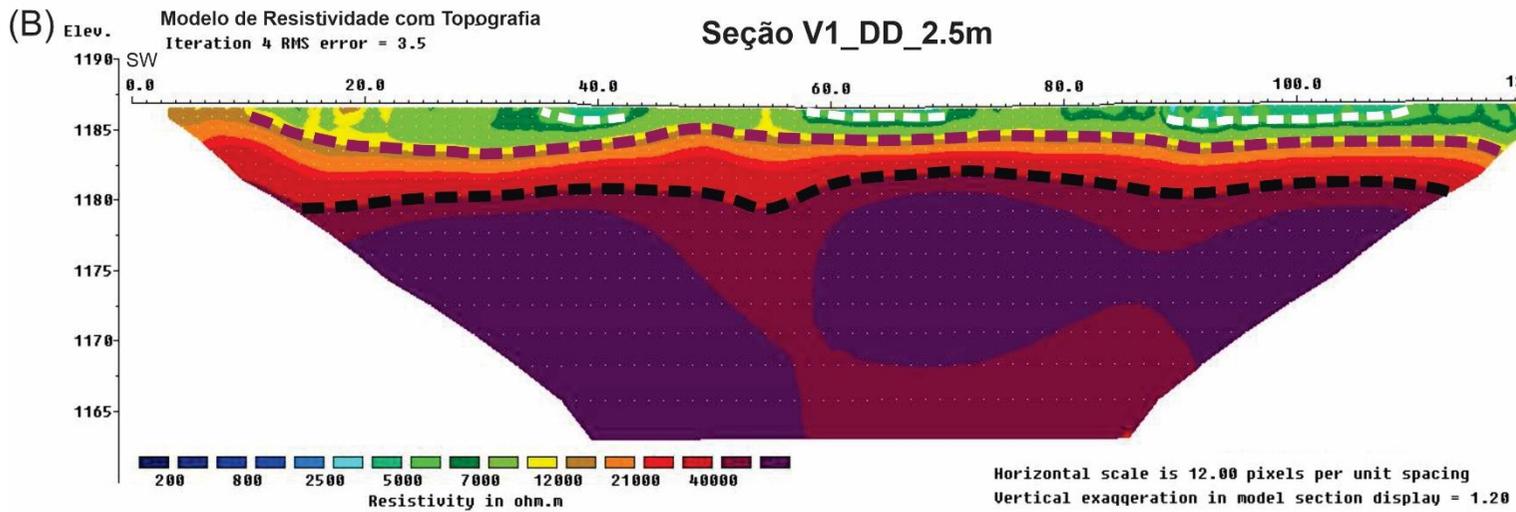
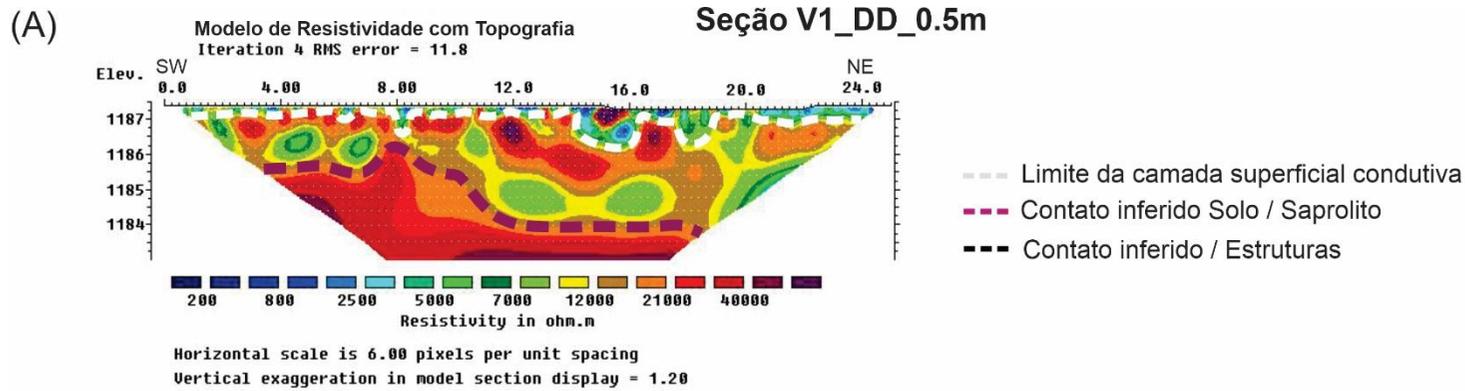


Figura 6.2 – A: Modelo de resistividade da seção V1_DD_0.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 0,5m entre os eletrodos). B: Modelo de resistividade da seção V1_DD_2.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 2,5 m entre os eletrodos), com contatos e limites de camadas inferidos indicados pelas linhas pontilhadas.

6.1.3. GPR Seção V2

A seções GPR adquiridas em V2 (Figura 6.3) tem um desnível topográfico mais acentuado, é possível verificar a presença de 03 refletores horizontalizados que marcam camadas com diferentes padrões de imagem de reflexão. A primeira camada observada (A) é mais superficial, situada entre as cotas 1187 m e 1186 m, possui padrões horizontalizados de reflexões, possui cerca de 1,2 m de espessura no início da seção e se torna menos espesso a partir da distância 20 m, chegando a espessura de aproximadamente 60 cm no final da seção. É possível notar uma atenuação na imagem dos refletores nesta camada, entre as cotas 1186,2 m e 1185,4 m nos primeiros 15 m da seção, e em seguida entre as cotas 1185,2 m e 1184,5 m até a distância 28 m da seção.

É possível notar a presença de um refletor (2) inserido nesta camada, possui baixo valor de amplitude, está bem marcado ao longo da seção e intercepta padrões de reflexão da camada (A). No início da seção está na cota de 1185 m e torna-se mais raso à medida que o relevo diminui no final da seção, marcado em 1184,6 m. Esse refletor coincide com o nível d'água registrado no poço de monitoramento, localizado na distância 25 m da seção, com o NA em 1184,9 m.

O contato entre as camadas (A) e (B) é evidenciado pelo refletor (1) que se estende ao longo de toda a seção, inicia em 1184 m e torna-se mais superficial acompanhando a variação de espessura da camada A, chegando praticamente na superfície no final da seção, em 1184 m, 5 m de profundidade. A camada (B) apresenta sinais suavizados, com pouca variação de amplitude. O refletor (3) marca o contato entre as camadas (B) e (C), entre as elevações 1182 m e 1181 m, na camada (C) os padrões de reflexão possuem variações de amplitude mais evidentes, com sinais horizontalizados e constantes ao longo de toda a seção.

Seção GPR V2 - Vereda

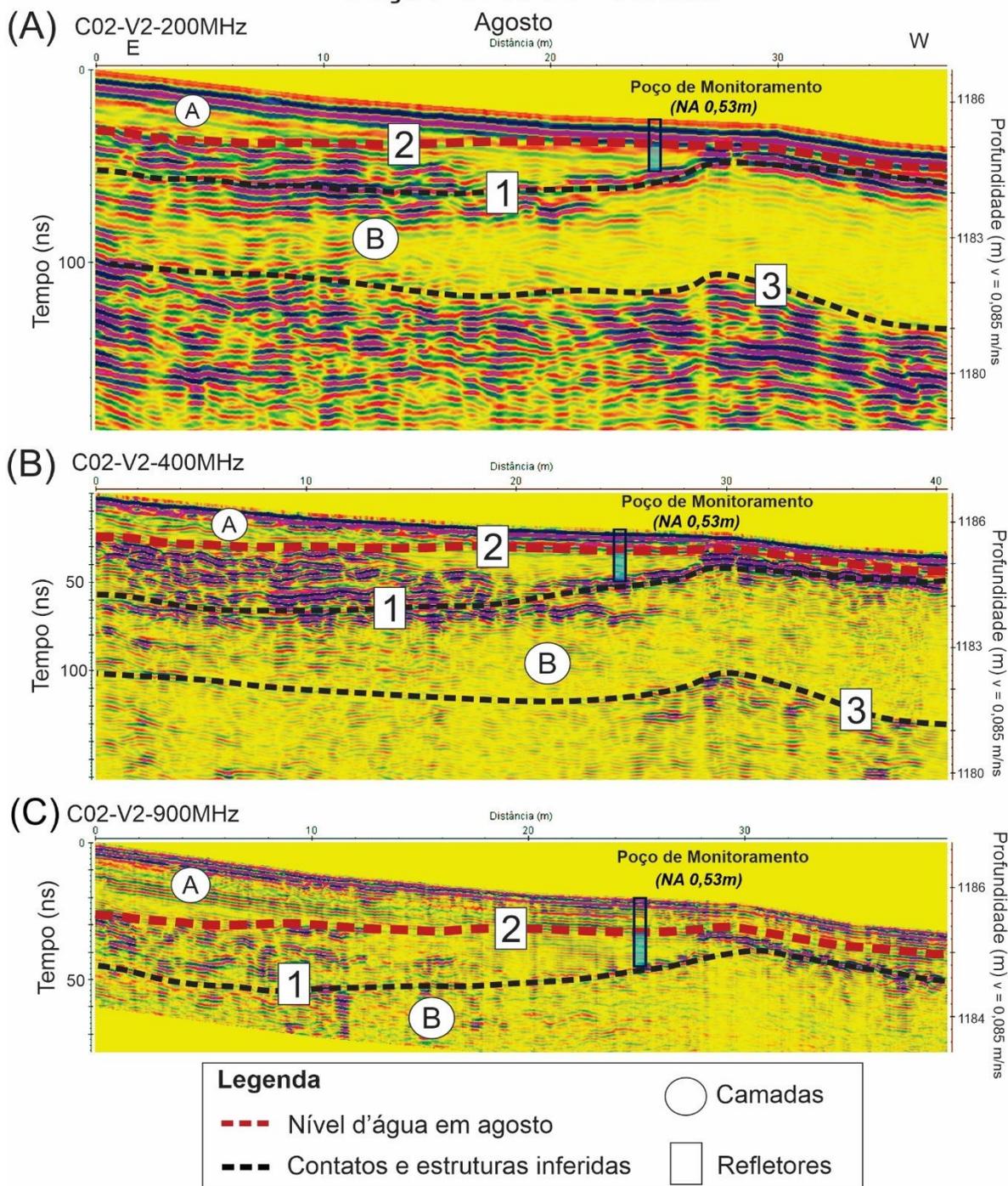


Figura 6.3 – Seções de GPR no perfil V2. Em A, B e C estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente. O nível d'água inferido está indicado pela linha pontilhada vermelha, as estruturas inferidas estão marcadas pelas linhas pretas, o poço de monitoramento está indicado pelo retângulo verticalizado na distância 25 m da seção, com o nível d'água medido plotado em azul.

6.1.4. Modelo de Resistividade Elétrica V2

A partir do modelo de resistividade elétrica V2 (Figura 6.4), obtido a partir da seção V2_DD_1.0m é possível visualizar uma primeira camada superficial horizontalizada, com valores de resistividade entre 700 e 2.000 Ohm.m, de 0,5 m de espessura, com limite inferior entre as cotas 1186 m e 1185 m ao longo da seção, a geometria do seu limite acompanha a declividade do relevo e coincide com a medida direta da profundidade do nível d'água (1185,5 m ou NA = 0,53 m de profundidade) registrado no poço de monitoramento plotado na distância 25 m da seção.

Após esta camada há uma região mais resistiva com valores entre 4.000 e 10.000 Ohm.m, de aproximadamente 0,5 m de espessura, sobre a qual está marcado o fundo do poço de monitoramento.

Em seguida é possível observar a transição para uma camada inferior mais resistiva, com contato inferido a 1185 m de profundidade no início da seção e 1184 m no final da seção. Essa camada resistiva possui valores superiores a 25.000 Ohm.m, é possível observar a presença de um núcleo de geometria circular de mais alta condutividade entre as distâncias 8 m e 16 m, e as elevações 1182 m a 1180 m, com valores entre 2.000 e 4.000 Ohm.m.

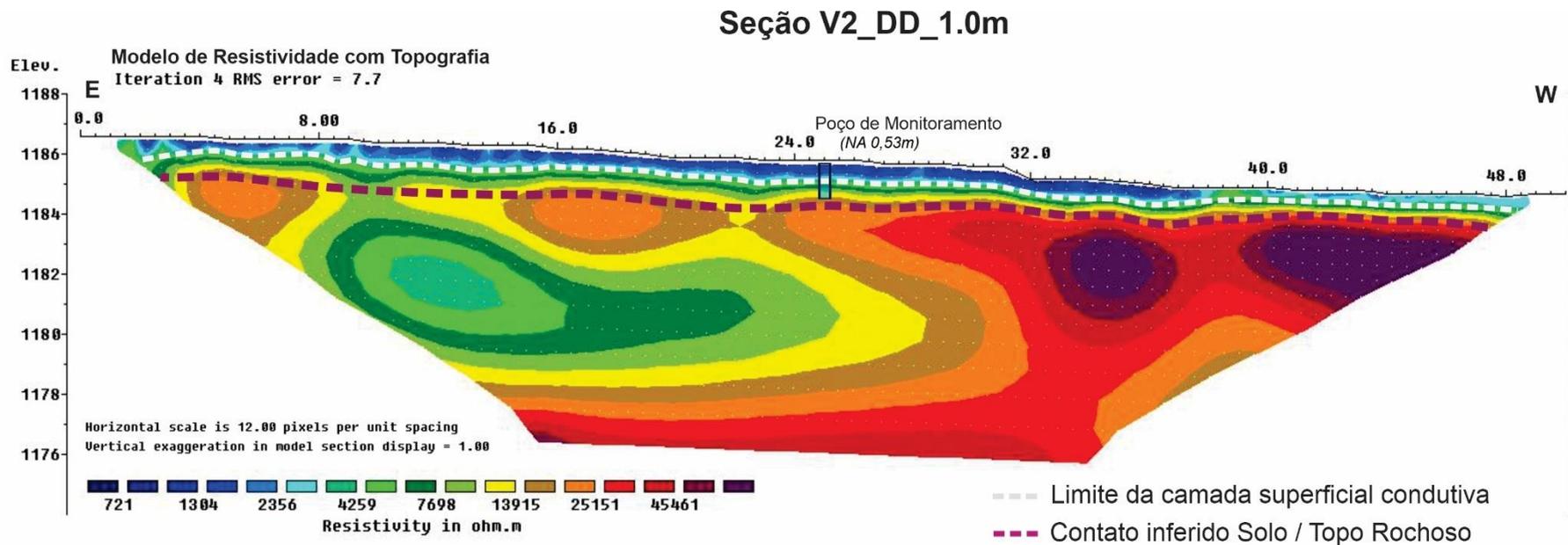


Figura 6.4 – Modelo de resistividade da seção V2_DD_1.0m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 1,0 m entre os eletrodos) com contatos e limites de camadas inferidos indicados pelas linhas pontilhadas.

6.2. Área 02 – Pasto (A02 – P)

6.2.1. GPR Seção P1

As seções GPR adquiridas em P1 (Figura 6.5) mostra dois refletores horizontalizados bem definidos, o primeiro refletor (1) delimita o contato entre duas regiões de diferentes padrões de reflexão, definidas como camadas (A) e (B), e é mais evidente nas seções de 200 MHz e 400 MHz. A primeira camada (A) é mais superficial, possui aproximadamente 2m de espessura, com limite inferior inferido entre as elevações 1221,5 m e 1221 m, possui padrões horizontalizados de reflexões com variações de amplitude evidentes. Coincide com as camadas superficiais de solo observadas na trincheira plotada na distância 35m da seção.

A camada (B) apresenta sinais com amplitudes mais sutis, os padrões de reflexão representam níveis horizontalizados que acompanham a declividade do relevo, ocorre a partir das profundidades marcadas pelo refletor (1) até os limites mais profundos das seções. Nas seções de 200 MHz e 400 MHz adquiridas durante a o mês de agosto (C02) é possível notar uma atenuação na imagem dos padrões de reflexão ao longo desta camada.

Para as seções adquiridas em maio (C01), o refletor (2) está inserido nesta camada, possui baixo valor de amplitude, está bem marcado ao longo da seção e acompanha os padrões de reflexão horizontalizados da camada (A). No início da seção está na cota de 1222 m e acompanha o nível de declividade do relevo, marcado em 1221,5 m no final da seção. Nas seções adquiridas em agosto (C02), o refletor (2) encontra-se inserido na camada (B), entre as elevações 1219,4 m e 1218,8 m.

Seção GPR P1 - Pasto

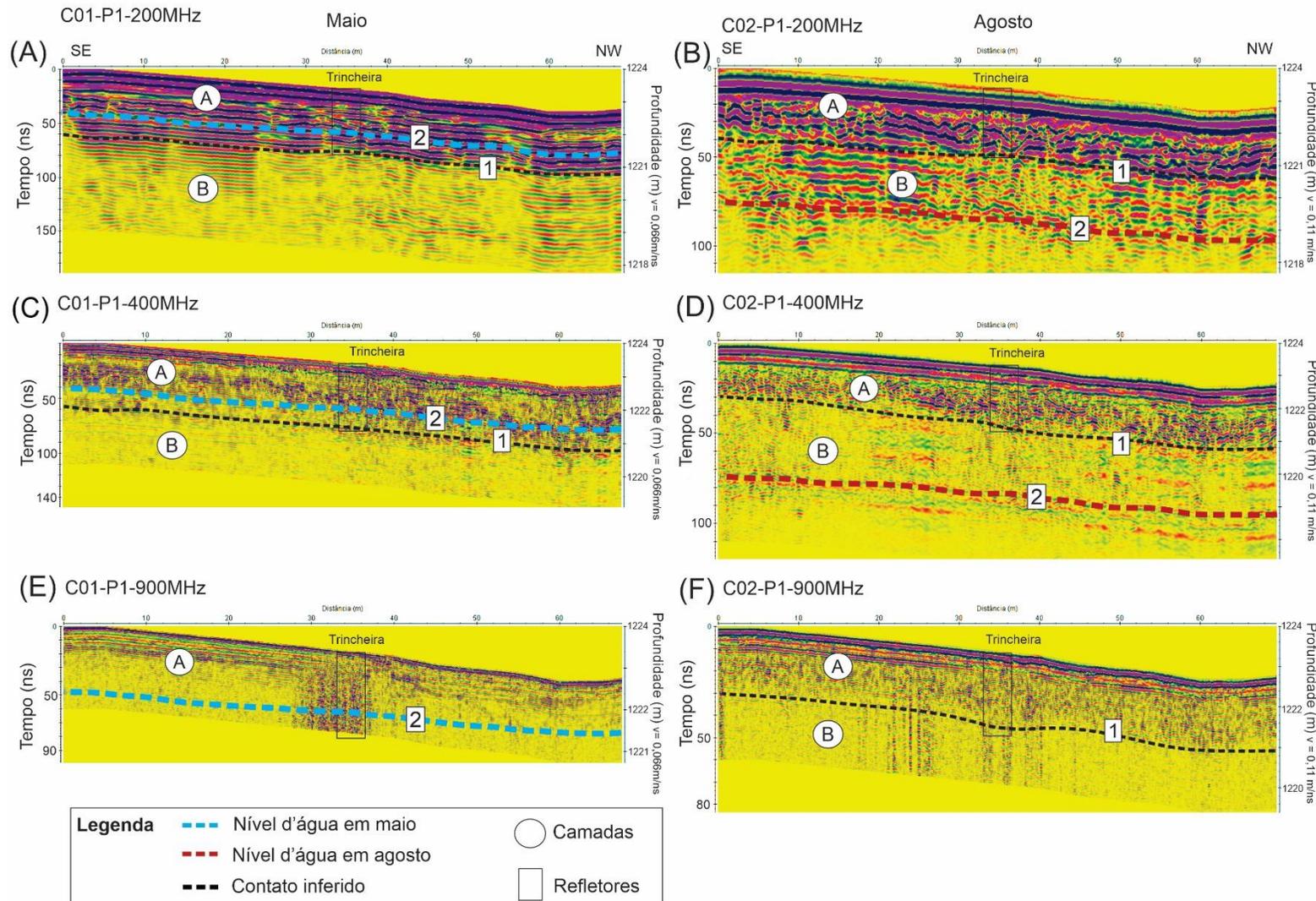


Figura 6.5 – Seções de GPR no perfil P1. Em A, C e E estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente, durante o mês de maio (C01). Em B, D e F estão as seções adquiridas durante o mês de agosto (C02). O nível d'água inferido está indicado pelas linhas pontilhadas azul e vermelha. A trincheira está indicada pelo retângulo verticalizado na distância 35 m da seção.

6.2.2. Modelo de Resistividade Elétrica P1

A partir do modelo de resistividade elétrica para a seção P_DD_0.5m (Figura 6.6) é possível delimitar a presença de uma primeira camada superficial mais condutiva, horizontalizada, com espessura entre 0,5 m e 1 m, apresenta valores de resistividade entre 270 Ohm.m e 1.000 Ohm.m, Essa camada possui contato bem marcado com uma região mais resistiva, com valores superiores a 7.000 Ohm.m, situada entre as elevações 1223,5 m e 1222,5 m, também está disposta com tendência horizontalizada.

Em seguida, é possível observar a presença de uma camada horizontalizada mais condutiva, com limite superior entre as elevações 1223 m e 1222 m ao longo da seção, possui entre 1 m e 1,5 m de espessura, apresenta valores de resistividade entre 1.000 e 4.000 ohm.m e possui núcleos arredondados de maior condutividade com valores entre 500 e 900 ohm.m. situado entre as distâncias 5 m e 11 m, e elevações 1222 m e 1223 m.

A porção inferior da seção é marcada pela presença de uma camada resistiva, com valores superiores a 7.000 Ohm.m, ocorre a partir de 1221,5 m, é horizontalizada e seu contato com a camada superior está próximo ao fundo da trincheira indicada na distância 12,2 m da seção, com 2 m de profundidade.

Para esta seção, foi realizada uma verificação dos valores de resistividade até 2m de profundidade no ponto onde se situa a trincheira (12,2 m ao longo da seção) e a distribuição desses valores está indicada na figura 8.6B e 8.6E, onde é possível observar uma correlação direta entre as alternâncias nos valores de resistividade e as variações dos horizontes de solo, ou seja, os contatos entre os horizontes de solo coincidem com os contatos entre as camadas geoeletricas delimitadas, indicando uma condutividade restrita na porção mais rasa, horizonte de solo A, seguida por um domínio mais resistivo ao longo do horizonte A/B até o contato com o horizonte B, em 1,1 m de profundidade, no qual passa a predominar valores menores de resistividade, em seguida, o contato com o horizonte C1 seguido do horizonte C2 delimita o início de outro domínio resistivo indicado em aproximadamente 1,5 m de profundidade.

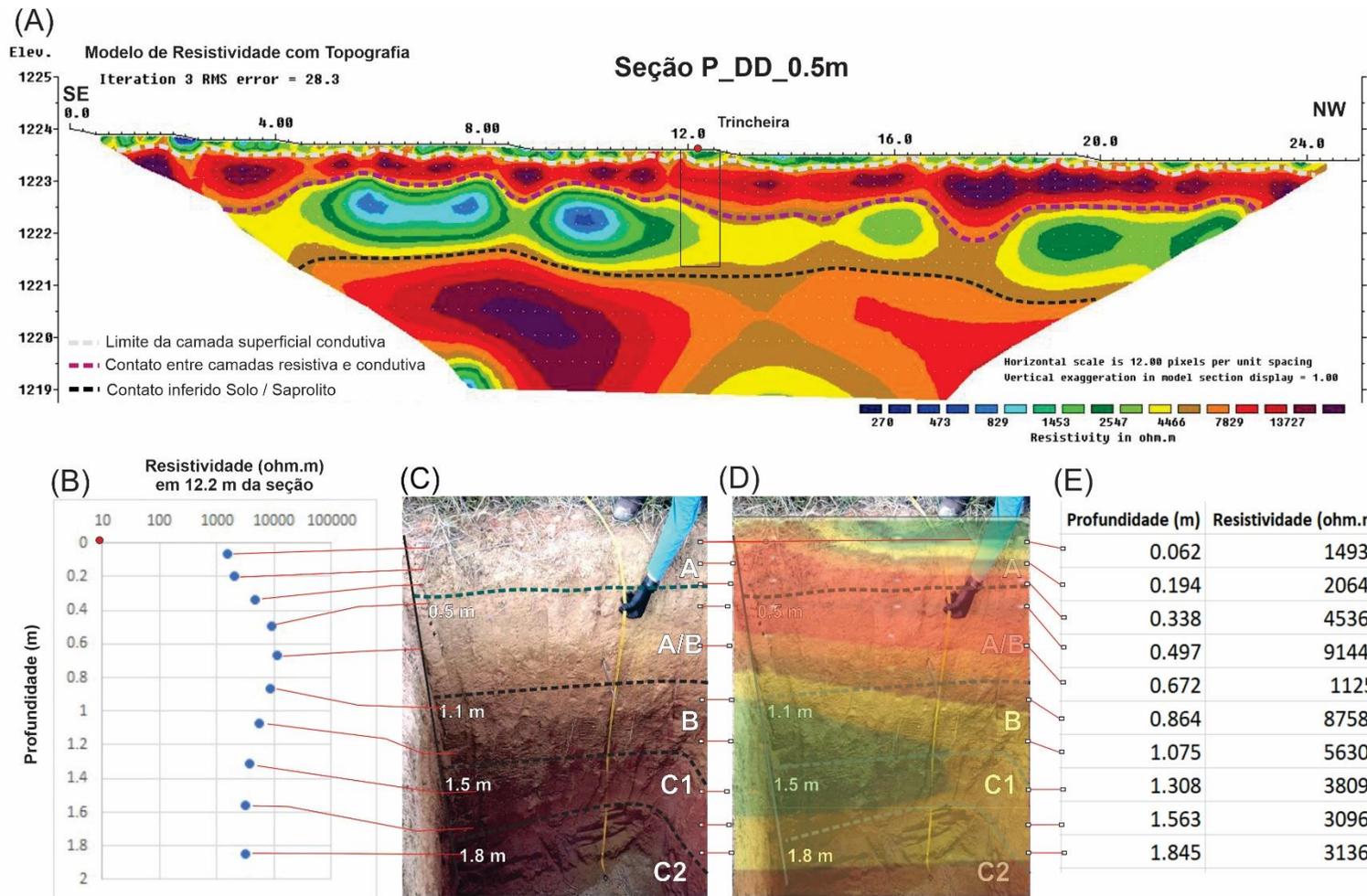


Figura 6.6 – A: Modelo de resistividade da seção P01_DD_0.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 0,5 m entre os eletrodos). B: Distribuição de valores de resistividade em profundidade, adquiridos no ponto 12,2 m da seção. C e D mostram uma correlação direta entre os valores de resistividade, os horizontes de solo expostos na trincheira e a seção inversa sobreposta ao perfil de solo. E: Valores quantitativos das medidas de resistividade em relação à profundidade.

6.3. Área 03 – Campo Sujo (A03 – CS)

6.3.1. GPR Seção CS1

As seções de GPR ao longo do perfil CS1 (Figura 6.7) mostram a presença de duas camadas separadas pelos diferentes padrões de reflexão, sendo a primeira camada (A) mais superficial, com espessura entre 0,5 m e 0,7 m, abrange as primeiras ondas diretas no solo refletidas, com intensas amplitudes de sinal, horizontalizados.

Seu contato com a camada inferior (B) é marcado pelo refletor (1) constante ao longo da seção, entre as cotas 1188,5 m e 1188 m, acompanha a declividade do relevo, próximo a este refletor é possível observar atenuações na imagem dos padrões de reflexão, mais evidente nas seções C02-CS1-200 MHz e C02-CS1-400 MHz (Figura 6.7B e 6.7D) e C01-CS1-200 MHz (figura 6.7A). A camada (B) possui padrões de reflexões mais sutis e atenuados, são horizontalizados e acompanham a declividade do relevo, sendo possível observar a presença de refletores pontuais distribuídos em diferentes profundidades.

Um segundo refletor horizontalizado (2) está inserido na camada (B), possui sinal de baixa amplitude e ocorre entre as cotas de 1187 m e 1187,6 m para as seções adquiridas no mês de maio (C01) e entre 1185,5 m e 1185,9 m para as seções adquiridas em agosto (C02). Este refletor coincide com as medidas diretas do nível d'água registradas no poço de monitoramento, indicado na figura, na distância 24 m das seções, sendo 1,68 m para o mês de maio e 3,35 m para o mês de agosto.

Seção GPR CS1 - Campo Sujo

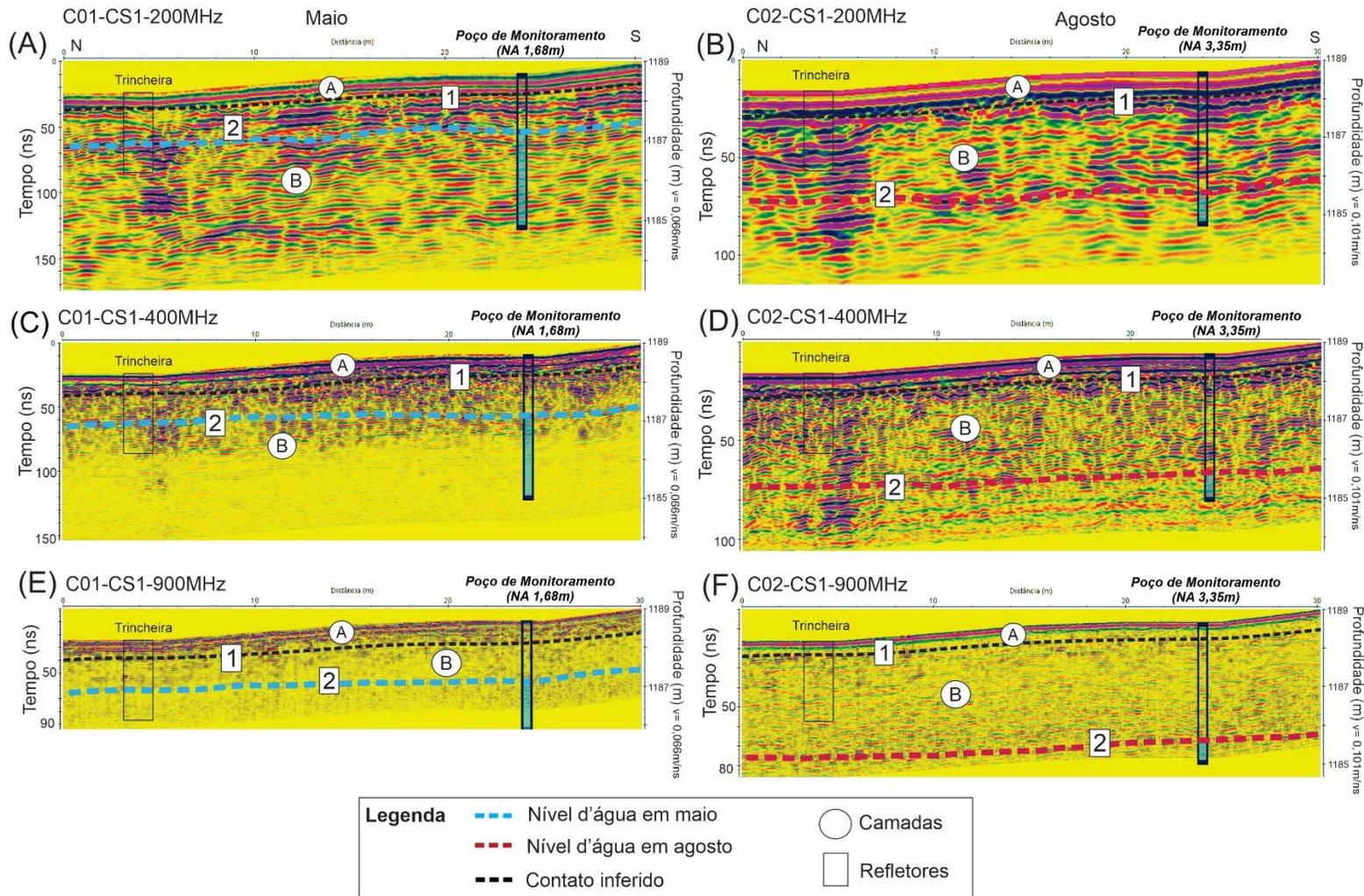


Figura 6.7 – Seções de GPR no perfil CS1. Em A, C e E estão as seções adquiridas com as antenas de 200 MHz, 400 MHz e 900 MHz, respectivamente, durante o mês de maio (C01). Em B, D e F estão as seções adquiridas durante o mês de agosto (C02). O nível d'água inferido está indicado pelas linhas pontilhadas azul e vermelha. O poço de monitoramento está indicado em 24 m da seção, com a medida direta do NA em azul. A trincheira está indicada pelo retângulo verticalizado em 3,65 m da seção.

6.3.2. Modelo de Resistividade Elétrica CS1

A partir do modelo de resistividade elétrica da seção CS_DD_0.5m (Figura 6.8) é possível delimitar a presença de uma primeira camada superficial mais resistiva, horizontalizada, com espessura entre 0,5 m e 1 m, apresenta valores de resistividade superiores a 3.000 Ohm.m, Essa camada torna-se mais espessa no final da seção, porém pode representar um efeito de borda na inversão geofísica. O contato com a camada inferior está bem marcado, entre as profundidades 1188,5 m e 1188 m, possui sinuosidades ao longo da seção, porém é preferencialmente horizontalizado.

A segunda camada é mais condutiva, com valores de resistividade entre 500 e 1.000 Ohm.m, possui entre 1 m e 2 m de espessura, ocorrendo entre as profundidades 1188,5 e 1186 m, tende a se tornar mais profunda a partir de 12m na seção. Possui núcleos arredondados de alta condutividade, com valores entre 60 e 200 Ohm.m, localizados entre 8 m e 12 m da seção, entre as profundidades 1188,5 m e 1187,5 m.

A porção inferior da seção é marcada pela presença de uma camada resistiva, com valores superiores a 10.000 Ohm.m, ocorre a partir de 1187 m, é preferencialmente horizontalizada, porém se aprofunda a partir de 12 m da seção. Seu contato com a camada superior está próximo ao fundo da trincheira indicada na distância 3,65 m da seção, com 2 m de profundidade.

Para esta seção, foi realizada uma verificação dos valores de resistividade até 2 m de profundidade no ponto onde se situa a trincheira. A distribuição desses valores está indicada nas figuras 6.8B e 6.8E, onde é possível observar uma correlação direta entre as alternâncias nos valores de resistividade e as variações dos horizontes de solo, indicando uma resistividade restrita na porção mais superficial, correspondente ao horizonte de solo A, com até 0,5 m de profundidade, seguida por um domínio mais condutivo ao longo dos horizontes B e C1, até o contato com o horizonte C2, em 1,3 m de profundidade, este ponto não houve cobertura com os dados de resistividade por estar localizado na borda da aquisição, ficando restrito a uma possível correlação lateral que indica o predomínio da camada inferior mais resistiva da seção geométrica.

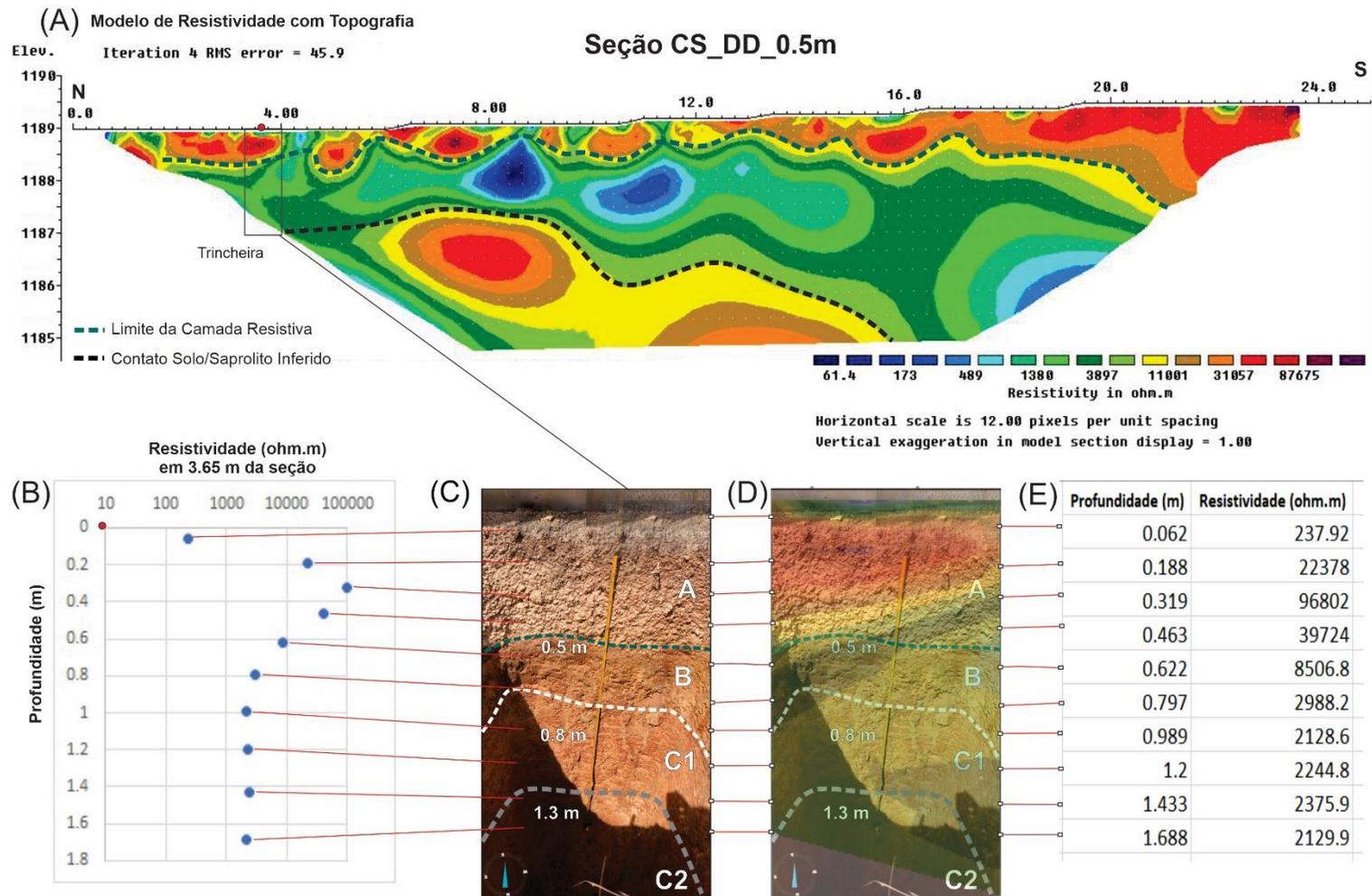


Figura 6.8 – A: Modelo de resistividade da seção CS1_DD_0.5m (Dipolo-Dipolo com espaçamento 0,5 m entre os eletrodos). B: Distribuição de valores de resistividade em profundidade, adquiridos no ponto 3,65 m da seção. C e D: Correlação direta entre os valores de resistividade, os horizontes de solo expostos na trincheira e a seção inversa sobreposta ao perfil de solo. E: Valores quantitativos das medidas de resistividade em relação à profundidade.

CAPÍTULO VII

7. CORRELAÇÕES HIDROGEOFÍSICAS

A partir da análise dos resultados apresentados, esses foram correlacionados a partir da sobreposição das seções de GPR e Resistividade, somado à correlação com as medições diretas do nível d'água registradas nos poços de monitoramento e observações dos perfis de solo presentes nas trincheiras. As correlações hidrogeofísicas serão apresentadas e discutidas para cada área de estudo.

7.1. Área 01 - Vereda (A01 – V)

- **SEÇÃO V1**

A integração dos resultados obtidos na seção V1 representada pela figura 7.1, corresponde à sobreposição da seção elétrica de resistividade V1_DD_2.5 à seção GPR C02_V1_400MHz, levando em consideração todas as informações interpretadas das demais seções e análises realizadas ao longo da pesquisa.

A primeira camada observada na seção geoeletrica, corresponde a uma camada condutiva, entre 0,5 m e 1,0 m de espessura ao longo da seção, os valores de resistividade para esta camada se apresentam elevados para a seção com espaçamento de 2,5 m entre os eletrodos, entre 2.000 e 4.000 Ohm, e é possível observar núcleos mais condutivos, de aspecto arredondado, com valores entre 800 e 1.000 Ohm.m, esses núcleos podem ser melhor visualizados na seção geoeletrica com espaçamento de 0,5 m entre os eletrodos, na qual os valores de resistividade variam entre 200 e 800 Ohm. Para essa mesma profundidade na seção GPR, foi identificada a camada (A), com 0,6 m a 1 m de espessura, com refletores mais suaves, horizontalizados, praticamente constantes ao longo de toda a seção. Estas camadas estão relacionadas ao nível de solo do ambiente da Vereda, que corresponde um solo raso, como observado durante a instalação dos poços de monitoramento, que atinge de 1 m a 1,5 m de

profundidade. É interessante observar como o GPR define sinuosidades na espessura dessa camada de solo, que interliga com variações na profundidade dos domínios mais condutivos identificados como núcleos arredondados na seção geoeétrica.

O refletor (2) foi identificado nos radargramas como um refletor mais sutil, horizontalizado, que se estende ao longo de toda a seção. As duas localizações deste refletor (referente a C01 e C02), coincidem com as medidas diretas do nível d'água registradas nos poços de monitoramento (0,7 m durante o mês de maio - C01 - e 0,93 m durante o mês de agosto - C02), e se restringem aos limites da camada (A), que possui uma atenuação nos sinais das reflexões, e por sua vez, corresponde ao domínio mais condutivo observado na seção geoeétrica.

O solo no ambiente da área 01 estava supersaturado durante a aquisição no mês de maio (C01) e com umidade elevada durante a aquisição (C02) como observado na análise dos solos realizada em laboratório, com valores de 26% - 39,9%. Ainda, em relação à diferença entre os aspectos de solo observados ao longo dos primeiros 40 m da seção V1, é possível visualizar na seção GPR um contato mais profundo entre o topo da camada de quartzito e o nível de solo, que chega a 1,5 m de profundidade, já na seção geoeétrica, a camada condutiva se mostra mais estreita nessa faixa de aquisição. Em relação à análise de umidade, as amostras correspondentes a esta localização mostraram valores entre 8,08% e 8,40% de umidade, ou seja, um solo superficial menos saturado, o que pode indicar a presença de um nível freático mais profundo, já que este acompanha preferencialmente o contato entre o solo e a camada de rocha mais superficial e esta porção do perfil encontra-se próximo à encosta com o curso d'água da vereda, situado com uma diferença topográfica de 2 m da superfície da seção.

O refletor (1) evidenciado pela seção GPR na profundidade de 1,5 m, é bem definido, sub-horizontalizado e coincide tanto em geometria quanto em profundidade com o contato entre as camadas condutiva (superior) e resistiva (inferior) observado na seção geoeétrica. O que reforça a interpretação da presença do topo da camada de quartzito alterado nesta profundidade, já que os quartzitos são rochas resistivas.

A partir de 1 m a 1,5 m de profundidade, foi identificada a camada (B) na seção GPR, que possui refletores de elevada amplitude, sub horizontalizados e bem definidos ao longo de toda a seção, e coincide com a presença da camada inferior resistiva na seção geoeétrica, que apresenta valores de resistividade superiores a 20.000 Ohm.m. Essa camada (B) está relacionada a presença dos quartzitos observados nas cotas menos elevadas (1185 m e 1184 m) da área Vereda, que são quartzitos finos, brancos e cinzas, com granulometria milimétrica dos cristais de quartzo, composta majoritariamente por quartzo e, em uma concentração < 5% de

muscovita, em uma descrição macroscópica. Possuem foliação Sn preservada com direção de mergulho para Sul suavemente horizontalizada, com medidas 170/10 e 175/15. Em um contexto geológico, os quartzitos estão associados à formação Serra da Boa Vista, Grupo Paranoá (CAMPOS et al., 2013; MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

Ainda, entre 3 m e 3,4 m de profundidade há a presença do refletor (3) na seção GPR, que marca uma mudança no padrão de reflexão entre a camada (B) e a porção mais inferior do perfil, que apresenta reflexões com amplitudes mais suaves. Nesta região é observado um aumento nos valores de resistividade na seção geoeétrica, inclusive a geometria do refletor coincide com geometria que marca a mudança de resistividade nesta camada, que pode representar uma estrutura geológica mais profunda ou um contato entre camadas de diferentes litologias. De acordo com Campos et al. (2013) e Martins-Ferreira et al. (2017), a Formação Serra da Boa Vista é composta por quartzitos intercalados com metarrilitos, ou seja, há variações entre camadas geológicas que podem refletir em diferentes valores de resistividade e em diferentes padrões texturais e estruturais que marcariam um contraste entre os padrões de reflexão no GPR.

- **SEÇÃO V2**

Para a seção V2, a integração dos dados representado pela figura 7.2, corresponde à sobreposição da seção elétrica de resistividade V2_DD_1.0m à seção GPR C02_V2_400MHz, com a localização do poço de monitoramento, em 25 m da seção.

A primeira camada observada, identificada como camada superficial (A) na seção GPR, possui padrões horizontalizados de reflexões, com cerca de 1,2 m de espessura no início da seção e se torna menos espesso a partir da distância 20 m, chegando a espessura de aproximadamente 60 cm no final da seção. É possível notar uma atenuação na imagem dos refletores ao longo desta camada. Em relação à seção geoeétrica, é possível visualizar uma primeira camada superficial condutiva, que apresenta valores de resistividade entre 700 e 1.000 Ohm.m, essa camada seria correspondente ao nível de solo, com espessuras entre 0,5 m e 1m. Nesta camada está presente o refletor (2), que coincide com a medida direta do nível d'água (0,53 m), assim entende-se que este refletor corresponde ao nível d'água em subsuperfície bem marcado pelo refletor (2) na seção GPR e correlacionado à relativa condutividade da camada superficial na seção geoeétrica.

Foi observado em campo que a partir da distância 30 m da seção V2, há uma quebra de relevo bem marcada pela presença de quartzitos aflorantes e com percolação de água mesmo no mês de agosto (C02), o que pode ser visualizado na seção GPR na qual o contato inferido entre a camada mais rasa de quartzito e a camada de solo, evidenciado pelo refletor (1), e o nível d'água, refletor (2), tornam-se mais rasos a partir desta distância. Medidas que coincidem com o limite da camada condutiva superficial vista na seção geométrica. Ainda, o refletor (1) também coincide com o limite de escavação do poço para instalação do poço de monitoramento, na profundidade de 1,15 m (cota de elevação 1184,7 m), o qual foi interrompido devido à presença de blocos de quartzito.

O refletor (3) mais profundo, identificado na seção GPR ocorre entre as cotas de elevação 1181 m e 1182 m em V2, nesta mesma profundidade há ocorrência dos maiores valores de resistividade, superiores a 30.000 Ohm.m, o que pode indicar a presença de camadas de rocha e o refletor estar relacionado à estrutura ou contato geológico. Este mesmo refletor é observado tanto em V1 quanto em V2, em níveis mais profundos.

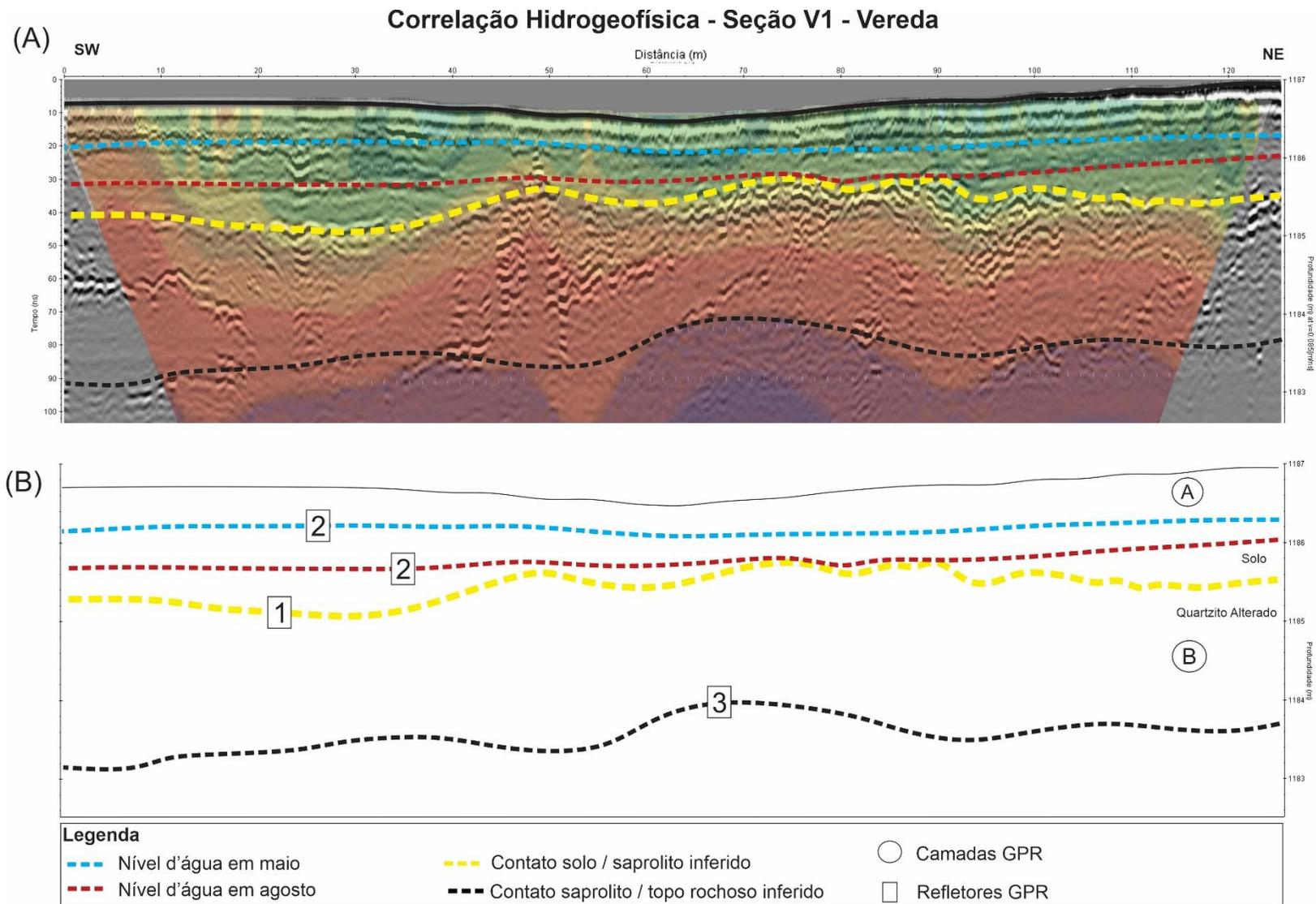


Figura 7.1 – Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geolétricas para V1. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas.

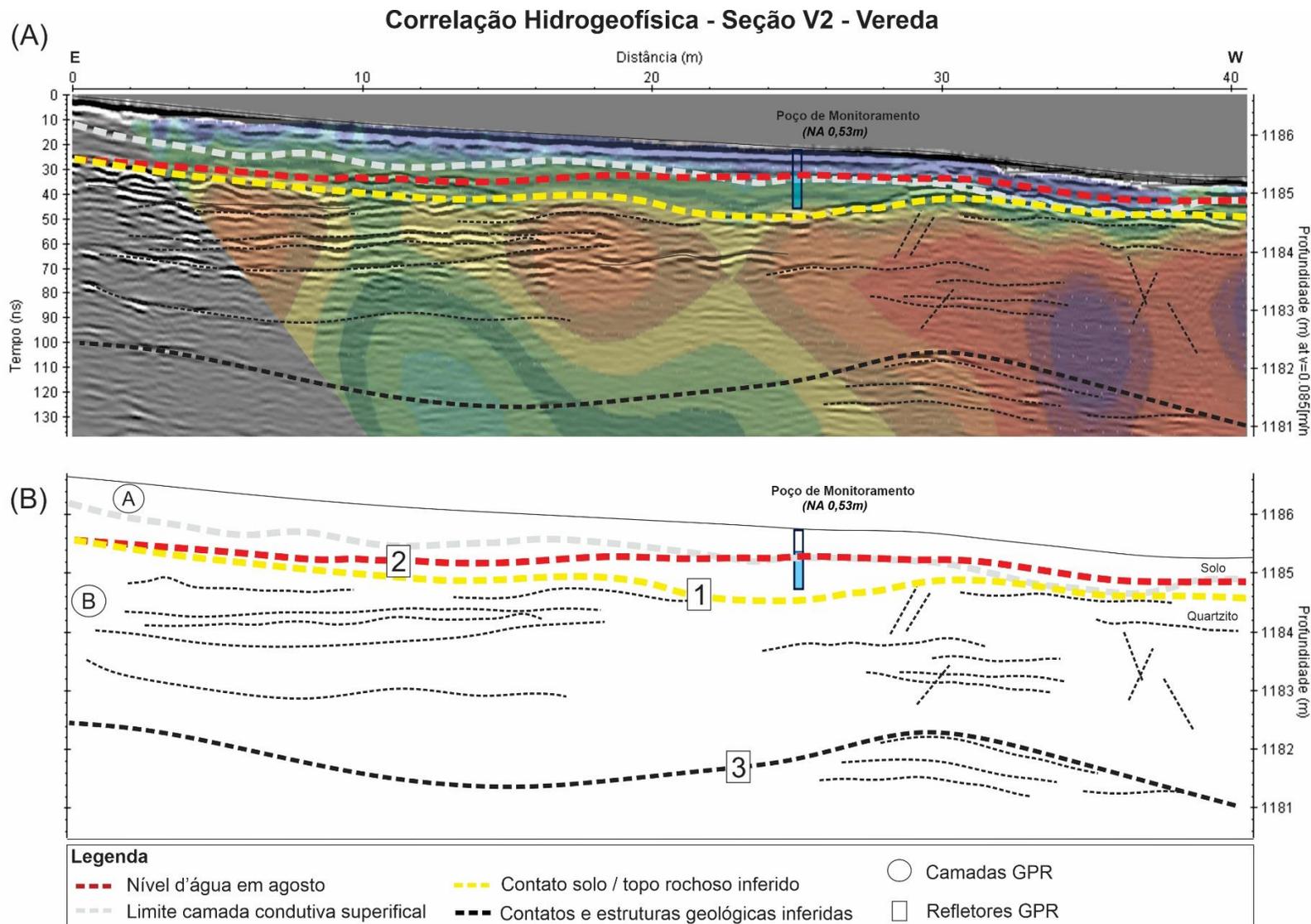


Figura 7.2 - Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geoeletricas para V2. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas, com a localização do poço de monitoramento, em 25 m da seção, e o nível d'água medido durante o mês de agosto (C02) em azul.

7.2. Área 02 - Pasto (A02 – P)

A integração dos resultados obtidos na seção P1 representada pela figura 7.3 corresponde à sobreposição da seção elétrica de resistividade P1_DD_0.5m à seção GPR C02_P1_400MHz, com a localização do perfil de solo na trincheira plotada com centro em 35 m da seção.

É possível verificar uma correlação entre a estreita camada superficial condutiva, com valores de resistividade entre 270 Ohm.m e 1.000 Ohm.m, observada nos primeiros 0,5 m de profundidade da seção geoeletrica, e os primeiros sinais de reflexão horizontalizados mais próximos à superfície presentes na seção GPR, situados em 0,5 m de profundidade. Possui reflexões menos definidas nas seções GPR de 200 MHz e 400 MHz, porém é possível visualizar sua diferenciação na seção de 900 MHz. Esse contato entre as camadas pode ser verificado no perfil de solo presente na trincheira da área 02, onde ele representa o contato gradacional entre o horizonte A, que abrange a porção mais superficial do solo desde a zona com presença de raízes, passando por uma porção silte-arenosa cascalhenta, rosada, e o horizonte A/B, a partir de 0,5 m de profundidade, que representa a porção com maior predomínio de silte e menor quantidade de cascalhos. Na figura 7.3 está representado pela linha pontilhada amarela.

Em seguida, nota-se a presença de uma região resistiva observada na seção geoeletrica com valores de resistividade superiores a 7.000 Ohm.m, situada a partir de 0,5 m a 1,5 m de profundidade com variações ao longo da seção, essa região da seção coincide em profundidade e espessura com o horizonte A/B presente no perfil de solo, que apresenta 0,6 m de espessura. Na seção GPR é possível notar um padrão de reflexão com amplitudes mais suaves na área de ocorrência deste horizonte, situado a partir de 0,5 m a 1,3 m de profundidade. Seu contato com o horizonte inferior está indicado na figura 7.3 pela linha pontilhada rosa.

A terceira camada geoeletrica representa uma região mais condutiva e horizontalizada, com valores de resistividade entre 1.000 e 4.000 Ohm.m, a região de ocorrência desta camada está bem marcada na seção GPR por um padrão de reflexão com variação de amplitudes mais evidente, sendo possível notar uma moderada atenuação do sinal de reflexão ao longo da seção, foi identificada como camada (A) na interpretação do radargrama, possui entre 0,8 m e 1,3 m de espessura ao longo das seções. Nesta mesma profundidade está localizado o horizonte de solo B definido no perfil pedológico, que corresponde a um solo silte-argiloso, avermelhado, com estruturas de foliação mais preservadas, ocorre a partir de 1,1 m até 1,5 m. Durante o mês de maio, o refletor (2) interpretado na seção GPR estava situado nesta camada, entre 1,3 m e

1,5 m de profundidade ao longo da seção, que coincide com a medida direta do nível d'água no poço de monitoramento, de 1,5 m de profundidade, nesta época do ano. O refletor (2) está indicado na figura 7.3 pela linha pontilhada azul.

A partir de 2 m a 2,5 m de profundidade, é possível visualizar uma última camada na seção geoeletrica, que representa uma região mais resistiva, com valores de resistividade superiores a 7.000 Ohm.m, nesta profundidade está evidenciado o refletor (1) interpretado na seção GPR, um refletor de amplitude elevada que marca o contato entre dois padrões de reflexão, sendo que o padrão inferior, identificado como camada (B), é caracterizado por sinais mais suaves de amplitude com a presença de refletores pontuais dispersos ao longo da seção. O refletor (1) ao ser correlacionado com o perfil de solo, coincide com o contato marcado entre os horizontes C1 e C2 na profundidade de 1,8 m, sendo que o horizonte C1 corresponde ao saprolito, composto por um metassilito avermelhado bastante alterado, e o horizonte C2 corresponde ao afloramento do metassilito com estruturas horizontalizadas ainda mais preservadas, correspondentes à foliação S_0 da rocha. Os metassilitos presentes nesta área são correspondentes à Formação Rosário, pertencentes ao Grupo Traíras (MARTINS-FERREIRA et al., 2017). Este refletor (1), está indicado na figura 7.3 pela linha pontilhada preta.

É interessante notar que os padrões de reflexão mais profundos, situados a partir do refletor (1) em aproximadamente 1221 m, possuem uma melhor definição, com amplitudes bem marcadas para as seções adquiridas durante o mês de agosto (C02), em relação ao observados nas seções adquiridas durante a o mês de maio (C01), o que pode representar uma atenuação no sinal de reflexão devido ao aumento da condutividade nesta porção do solo. Essa mudança pode ser interpretada como um reflexo da presença de água que aumenta a condutividade do meio, durante o mês de maio, o nível d'água estava na cota de 1221,5 m, enquanto no mês de agosto, estava inferior à cota de 1219 m.

A última feição plotada na correlação hidrogeofísica corresponde ao refletor (2), identificado durante as aquisições de GPR durante o mês de agosto entre 4,2 m e 4,5 m de profundidade. Entende-se que este refletor corresponda ao nível d'água, já que nesta etapa de campo o poço de monitoramento, com 4,5 m de profundidade, estava seco, o que pode representar um rebaixamento no nível d'água na região do poço de monitoramento, o qual não representa um sistema fechado em sua totalidade. O refletor (2) está indicado na figura 7.3 pela linha pontilhada vermelha.

Correlação Hidrogeofísica - Seção P1 - Pasto

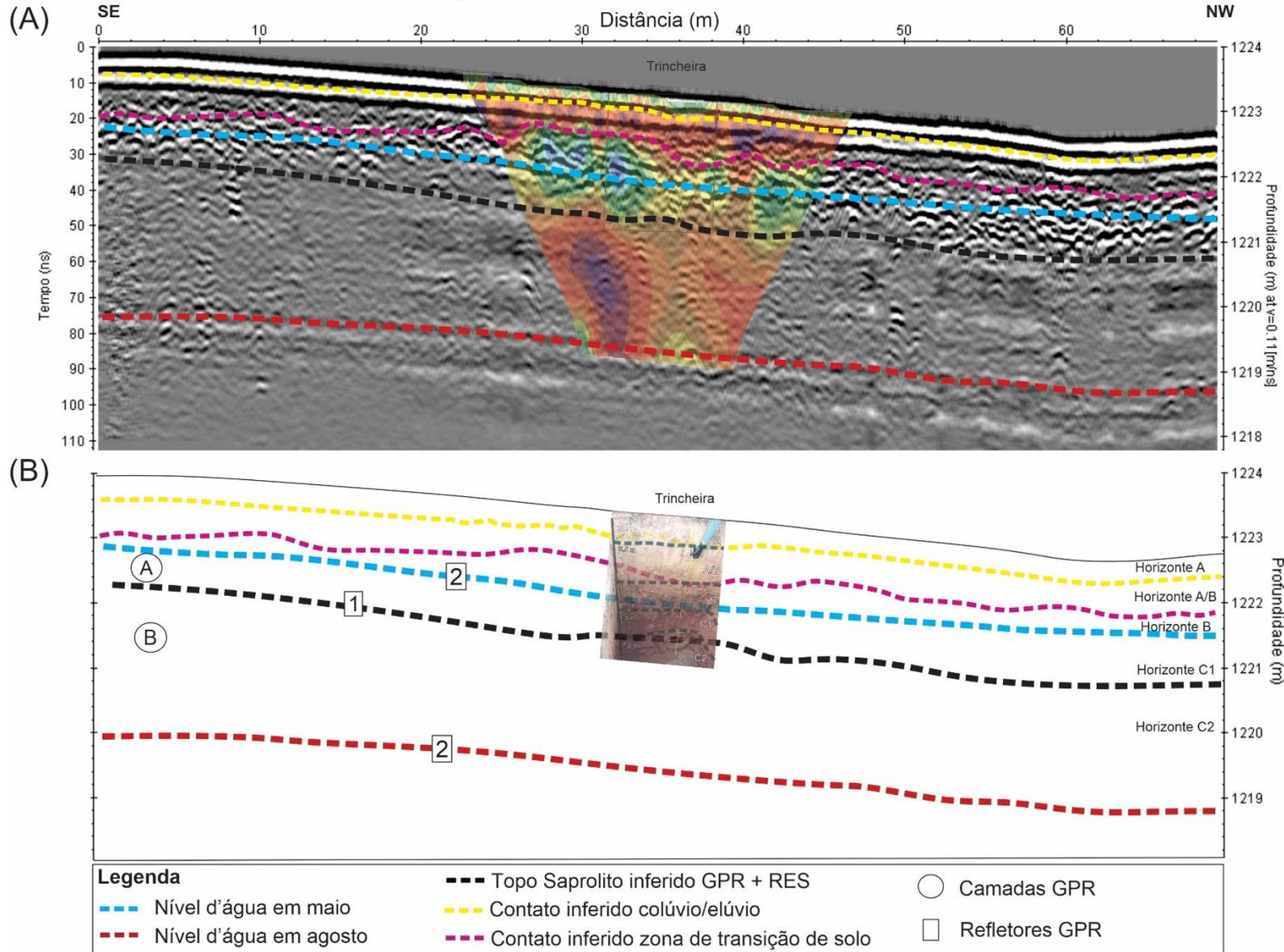


Figura 7.3 – Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geolétricas para P1. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas, indicando a localização do perfil de solo exposto na trincheira, com centro em 35 m da seção.

7.3. Área 03 – Campo Sujo (A03 – CS)

A correlação hidrogeofísica interpretada para a área 03 – Campo Sujo, está representada pela figura 7.4, que corresponde à sobreposição da seção elétrica de resistividade CS1_DD_0.5m à seção GPR C02_CS1_400MHz, com a localização do perfil de solo exposto na trincheira, plotada com centro em 3,6 m da seção, e do poço de monitoramento em 24 m da seção.

A primeira interface observada corresponde aos primeiros 0,5 m de profundidade, que é representada por uma camada mais resistiva na seção geoeletrica, com valores de resistividade superiores a 3.000 Ohm.m, na seção GPR esse primeiro nível superficial correspondente aos sinais mais rasos de reflexão, é caracterizado por padrões horizontalizados de amplitude elevada, bem marcados, identificado como camada (A), seu limite inferior é evidenciado pelo refletor (1) que indica o contato entre os diferentes padrões de reflexão observados entre as camadas (A) e (B). No perfil de solo, o horizonte A corresponde aos primeiros 0,5 m de profundidade, é um solo rosado a amarelado, silte-arenoso cascalhento, com grande quantidade de concreções lateríticas de 1 a 5 cm de diâmetro, e possui uma transição abrupta para o horizonte B, que coincide com o refletor (1) visto na seção GPR, em 0,5 m de profundidade. Este contato está indicado na figura 7.4 pela linha pontilhada amarela. Os valores elevados de resistividade para esta primeira camada podem estar associados à grande quantidade de lateritas no horizonte superficial.

Em seguida é possível observar uma segunda camada na seção geoeletrica, mais condutiva, com valores de resistividade entre 500 e 1.000 Ohm.m, possui entre 1 m e 2 m de espessura e apresenta núcleos arredondados de alta condutividade, com valores entre 60 e 200 Ohm.m. Essa mesma região foi identificada na seção GPR como camada (B), possui padrões de reflexões mais intensos e com atenuação de sinal na porção superior, entre 0,5m e 1m de profundidade, marcada pela linha pontilhada cinza na figura 7.4, e na porção inferior, a partir de 1 até 2 m de profundidade, os padrões de reflexão são mais suaves, horizontalizados e acompanham a declividade do relevo. Em relação ao perfil de solo, entre 0,5 m e 0,8 m de profundidade está presente o horizonte B, que representa uma porção pouco desenvolvida de solo, mais siltoso e mais compactado, com menor quantidade de concreções e com estruturas correspondentes a uma possível foliação da rocha matriz, seguido pelo horizonte C1, entre 0,8 m e 1,3 2 m de profundidade, que se diferencia do horizonte superior devido a menor quantidade ou praticamente ausência de concreções, é mais rosado e as estruturas estão mais preservadas.

Inserido nesta camada (B) identificada na seção GPR, é possível observar a presença do refletor (2), entre 1,5 e 1,7 m de profundidade ao longo das seções adquiridas no mês de maio (C01), representa um refletor bem marcado, horizontalizado, de baixa amplitude, que coincide com a medida direta do nível d'água registrada no poço de monitoramento, de 1,65 m de profundidade. Este refletor está indicado na figura 7.4 pela linha pontilhada azul.

A partir de 2 m de profundidade está presente uma camada mais resistiva observada na seção geométrica, com valores superiores a 10.000 Ohm.m, nesta profundidade é possível notar a presença de um refletor na seção GPR que marca a transição entre a porção superior com padrões de reflexão mais intensos na camada B e a região em que estes sinais estão enfraquecidos, indicado na figura 7.4 pela linha pontilhada preta. Esse contato pode ser observado no perfil de solo em 1,3 m de profundidade, o qual marca o contato entre os horizontes C1 e C2. O horizonte C1 representa o saprolito da rocha, desenvolvido a partir de um metassiltito avermelhado alterado, com estruturas de foliação sub horizontalizadas mais preservadas, enquanto o horizonte C2 corresponde ao metassiltito ainda mais preservado que em C1. Em relação ao contexto geológico, o metassiltito presente é correlacionado às rochas da Formação Rosário, pertencente ao Grupo Traíras (MARTINS-FERREIRA et al., 2017).

Por fim, para as seções GPR adquiridas durante o mês de agosto (C02), foi identificada a presença do refletor (2) entre as profundidades de 3,2 m e 3,4 m ao longo das seções, que coincide com a medida direta do nível d'água no poço de monitoramento em agosto, em 3,35 m de profundidade. Este refletor está indicado na figura 7.4 pela linha pontilhada vermelha.

Correlação Hidrogeofísica - Seção CS1 - Campo Sujo

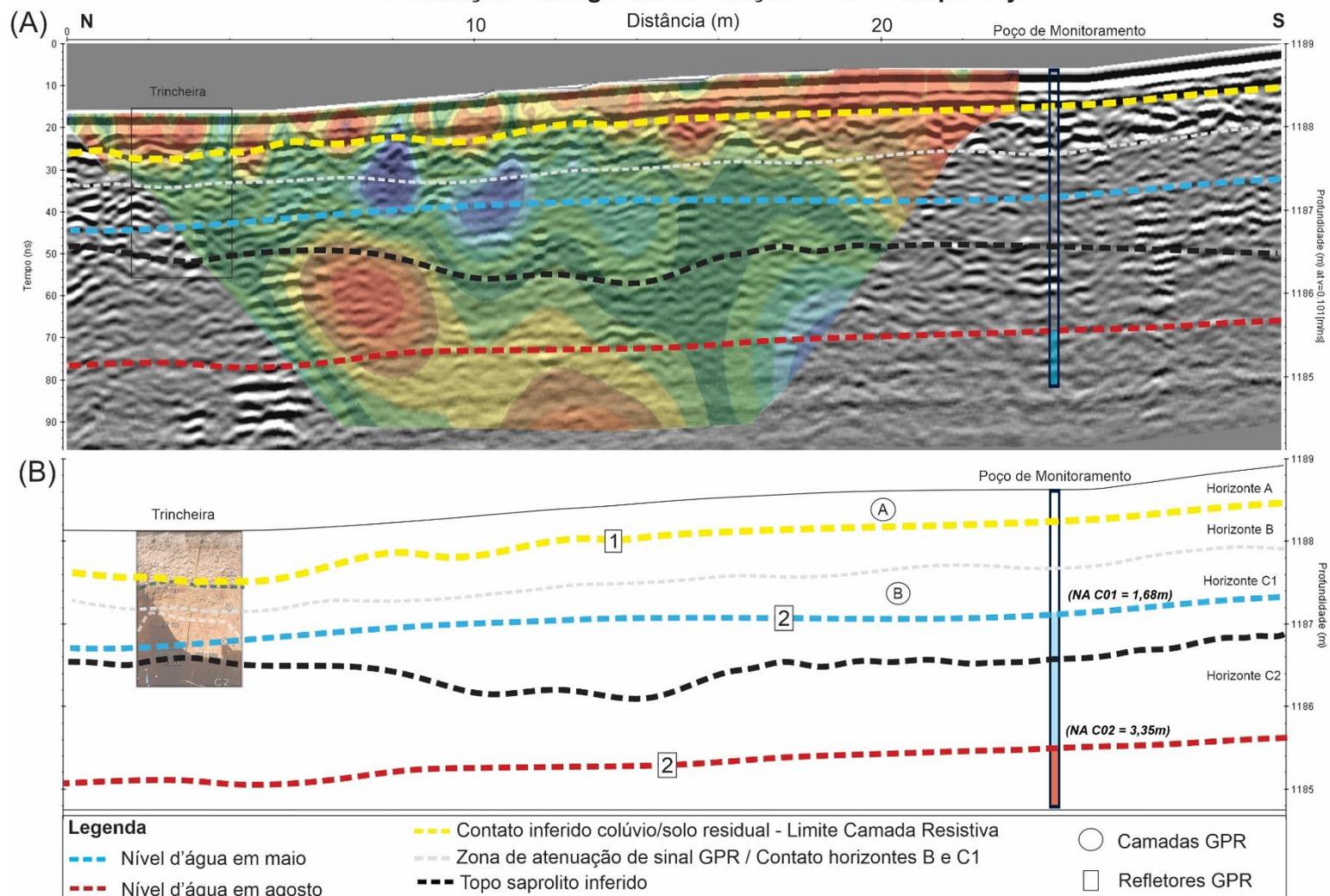


Figura 7.4 – Correlação hidrogeofísica entre as seções GPR e geolétricas para CS1. A: Seções geofísicas sobrepostas indicando os refletores, contatos e estruturas interpretadas. B: Perfil das interpretações hidrogeofísicas integradas, indicando a localização do perfil de solo exposto na trincheira, com centro em 3,65 m da seção, e do poço de monitoramento, em 24 m, com os níveis d'água medidos durante a o mês de maio (C01) em azul e mês de agosto (C02) em vermelho.

CAPÍTULO VIII

8. CONCLUSÕES

A análise conjunta dos resultados obtidos nesta pesquisa mostra que a aplicação das técnicas hidrogeofísicas permite obter informações relevantes sobre a subsuperfície. Os métodos GPR e eletrorresistividade são capazes de mensurar propriedades intrínsecas aos materiais presentes nos solos e rochas, e possibilita a visualização gráfica dessas medidas em seções, associadas à localização em profundidade dos pontos analisados. Dessa forma, é possível relacionar interpretações qualitativas e quantitativas, obtidas a partir da análise das seções geofísicas, com as características físicas e medidas diretas observadas nos ambientes de investigação.

A aplicação das técnicas de aquisição de dados teve particularidades para cada área de estudo, como a dificuldade em reduzir as resistências de contato nos solos lateríticos, o difícil acoplamento de eletrodos nos solos pouco espessos e muito úmidos, a presença de vegetação nas seções que compromete o acoplamento das antenas GPR ao solo, principalmente as de 900 MHz e 400 MHz, fatores que influenciaram diretamente na qualidade dos sinais observados nas seções. Ou seja, apesar de serem métodos de maior praticidade para aplicação, é necessário um bom planejamento e conhecimento sobre o contexto das áreas de estudo para mais eficiência no levantamento. Ainda, as ocorrências dessas particularidades reforçam a importância em utilizar variados arranjos e antenas de aquisição para ter uma melhor cobertura de leitura de dados e para cobrir possíveis ‘vazios’ de aquisição a partir da sobreposição das seções.

As correlações hidrogeofísicas compostas pela sobreposição das seções GPR e de eletrorresistividade, somadas às medidas diretas mapeadas em campo, mostram uma correlação direta entre as alternâncias dos sinais geofísicos, como a variação nos padrões de reflexão e nos valores de resistividade, e as mudanças entre estruturas, feições e horizontes de solo descritos no perfil pedológico.

Em relação à área 01 - Vereda, foi possível verificar a espessura correspondente ao nível de solo e suas sinuosidades ao longo das seções. Os solos predominantes nesta região são neossolos quartarênicos hidromórficos órticos e secos, pouco espessos, e constantemente

úmidos, mesmo durante o mês de agosto. Os levantamentos com as antenas de 200 MHz e 400 MHz possibilitaram a definição da interface solo / rocha com uma boa precisão, representada por refletores bem definidos ao longo de toda a seção. O nível d'água está representado por um refletor mais sutil, em ambas as etapas de aquisição, acredita-se que como a quantidade de água nos solos é elevada, a atenuação do sinal nas porções superficiais da seção dificultam essa delimitação do nível d'água enquanto uma camada horizontal bem definida. Ainda, como o nível d'água está aparentemente relacionado ao contato entre o solo e o topo das camadas de quartzito alterado, seus refletores se sobrepõem. As seções relacionadas à antena de 900 MHz permitem a visualização em maior detalhe do primeiro metro de profundidade, sendo possível delimitar com melhor definição o refletor correspondente ao nível d'água e a visualização do seu rebaixamento, mesmo que sutil, de 0,7 m para 0,93 m. As seções geoeletricas para V1 e para V2 foram essenciais na confirmação da interface solo / quartzito, já que fica evidenciado o aumento nos valores de resistividade a partir de 1 m de profundidade, com valores entre 5.000 e 20.000 Ohm.m, correspondente aos quartzitos da Formação Serra da Boa Vista, Grupo Paranoá. Ainda, a aquisição de eletroresistividade com espaçamento de 0,5 m entre os eletrodos realizada para a seção V1, possibilitou diferenciar uma camada condutiva superficial que pode estar associada ao alto teor de umidade observado nos solos desta seção, e definiu com maior detalhe as variações nos valores de resistividade mais superficiais.

Para a área 02 - Pasto, a correlação entre os métodos geofísicos também pôde ser verificada a partir da análise do perfil pedológico. Os limites entre os horizontes de solo observados em campo coincidem com as variações em padrões texturais das reflexões nas seções GPR, e com as variações em valores de resistividade nas seções geoeletricas. O horizonte mais superficial A, que corresponde a um domínio de cambissolo háplico distrófico, apesar de apresentar sinais mascarados nos levantamentos GPR com antenas de 200 MHz e 400 MHz, pode ser melhor definido a partir da seção de 900 MHz. As variações dos valores de resistividade em função dos diferentes horizontes de solo mostram que tanto o saprolito, correspondente aos metassiltitos alterados da Formação Rosário, quanto o horizonte de transição A/B, são mais resistivos, enquanto o horizonte B, pouco desenvolvido, apresenta valores condutivos. Nesta área, houve uma variação maior do nível d'água em relação às outras áreas de estudo, de aproximadamente 3 m, que pôde ser observada pela mudança de posicionamento referente ao refletor (2) nas seções GPR de 200 MHz e 400 MHz adquiridas durante o mês de maio (C01) em relação ao mês de agosto (C02).

As correlações hidrogeofísicas observadas para a área 03 - Campo Sujo, também foram validadas a partir da descrição do perfil pedológico. As variações entre os horizontes de solo

refletiram diretamente nas alterações de sinais observados nos modelos geofísicos. Nesta área se destaca a presença de concreções lateríticas por toda região superficial, caracterizada pelo predomínio de uma formação de plintossolo pétrico concrecionário, sendo possível observar exposições de blocos de até 15 cm de espessura de laterita. Este horizonte de solo definido como horizonte A foi bem definido como uma camada resistiva mais superficial presente na seção geométrica, correspondente à alta resistividade relacionada às concreções ferruginosas. A interface entre solo e o saprolito, composto pelos metassiltitos alterados da Formação Rosário, foi bem evidenciada nas seções GPR e pela variação nos valores de resistividade. O rebaixamento do nível d'água nesta região foi de aproximadamente 1,7 m do mês de Maio até Agosto, e pôde ser observado nas seções GPR pela presença de um refletor horizontalizado e bem definido, principalmente nas aquisições com as antenas de 200 MHz e 400 MHz.

Os objetivos propostos para o presente trabalho foram alcançados, as variações do nível d'água em subsuperfície puderam ser observados a partir da análise das diferentes aquisições com o método GPR. Ainda, a integração de dados dos dois métodos geofísicos mostraram uma correlação direta, que foram validados pelas diversas características mapeadas em campo. Destaca-se que o método GPR se mostrou muito eficiente para a interpretação de feições na subsuperfície rasa, com uma alta resolução de sinais de reflexão, e que o método da eletrorresistividade foi muito útil para observar os contrastes entre diferentes horizontes de solo, principalmente em relação à interface solo e topo das camadas de saprolito. Dessa forma, conclui-se que para este tipo de estudo, a aquisição de dados com a maior variedade de arranjos elétricos, e antenas de diferentes frequências é primordial para uma análise com maior precisão.

Em uma perspectiva ambiental, os locais analisados neste estudo representam domínios do Cerrado que predominam em muitas áreas na região da Chapada dos Veadeiros. Os campos sujo e úmido possuem uma correlação ecológica e estão frequentemente associados a áreas de vereda, que representam importantes santuários ecológicos e resguardam uma grande variedade de espécies da flora e da fauna locais. Ainda, por serem regiões com níveis freáticos muito rasos e dependentes da presença de umidade, são ambientalmente frágeis à alterações antrópicas. Essas áreas representam os principais focos da ocupação antrópica, que reflete no crescimento de loteamentos, perfuração de poços, e desmatamento para atividades agropecuárias na região, já que os demais ambientes geralmente estão associados a topos e escarpas da serra. Dessa forma, é chamada a atenção para que a preservação destes ambientes seja garantida, e acredita-se que estudos e análises de caracterização geoambientais podem contribuir para esta preservação.

CAPÍTULO IX

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLAIRE S. E., ROULIER S., CESSNA A. J. Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. *J Hydrol* 378:179–204. 2009.

ALMEIDA, L.; RODRIGUES, A. P.; CAMPOS, J. E. G. Hidrogeologia do Estado de Goiás. Secretaria de Indústria e comércio, Superintendência de Geologia e Mineração. 2006.

ALVARENGA, C. J. S. et al. Magmatic and stratigraphic evolution of a Paleo/Mesoproterozoic syn-rift basin: example of the Araí Group In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SGB, 2000. v. 1.

ALVES, K. L. Caracterização geolétrica do lixão municipal de Pirenópolis, Goiás. Dissertação de Mestrado nº146. Universidade de Brasília Instituto de Geociências - Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, 2018.

ANNAN, A. P. Transmission Dispersion and GPR. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v. 4, p. 125–136, 1996.

ARORA, B.; SPYCHER, N. F.; STEEFEL, C. I.; MOLINS, S.; BILL, M.; CONRAD M. E.; DONG, W.; FAYBISHENKO, B.; TOKUNAGA, T.K.; WAN, J.; WILLIAMS, K. H.; YABUSAKI, S. B. Influence of hydrological, biogeochemical and temperature transients on subsurface carbon fluxes in a flood plain environment. *Biogeochemistry* 127:367–396. 2016b.

ARORA, B.; MOHANTY, B.P. Influence of spatial heterogeneity and hydrological perturbations on redox dynamics: a column study. *Procedia Earth Planet Sci* 17:869–872. 2017.

ARORA, B.; DWIVEDI, D.; FAYBISHENKO, B.; JANA, R. B.; WAINWRIGHT, H. M. Understanding and Predicting Vadose Zone Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2019. 85 (1): 303–328. doi: <https://doi.org/10.2138/rmg.2019.85.10>

BARBOSA, O. *et al.* Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília: relatório Prospec/DNPM. Rio de Janeiro, 1969. 225 p.

BINLEY, A.; HUBBARD, S. S.; HUISMAN, J. A.; REVIL, A.; ROBINSON, D. A.; SINGHA, K.; SLATER, L. D. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour Res.* 2015 Jun;51(6):3837-3866. doi: 10.1002/2015WR017016. Epub 2015 Jun 15. PMID: 26900183; PMCID: PMC4744786.

BRAGA, A. C. D. O. *Geofísica Aplicada. Módulo: Métodos Geométricos Aplicados nos Estudos de Captação e Contaminação das Águas Subterrâneas.* IGCE/ Unesp. 2007.

BRAGA, A. C. D. O. “Métodos da eletrorresistividade e polarização Induzida aplicados nos estudos da captação e Contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem Metodológica e prática”. Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista – UNESP, 2006.

BRANDÃO, V. S.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.. *Infiltração de água em solos sujeitos a encrostamento.* UFV, Viçosa, 2003. 68p. :il.

BOAVENTURA, R. S. Contribuição aos estudos sobre a evolução das veredas. In: 2º Plano de Desenvolvimento Integrado no Noroeste Mineiro. CETEC, Informe Técnico, v. 1, n. 1, Belo Horizonte, 1978.

BOTELHO, N. F.; BILAL, E.; MOUTTE, J.; FONTEILLES, M. Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. In: *Workshop Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas*, Rio de Janeiro, p. 5-8, 1993. (Academia Brasileira de Ciências).

BOTELHO, N. F. Suíte Aurumina: uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE*, 7., 1999, Brasília. Anais... Brasília: SGB-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1999. p. 17.

BOTELHO, N. F.; PORTELA, J. F. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas metassedimentares da Formação Ticunzal, no contexto da Suíte Granítica Aurumina, Goiás. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE*, 9., 2005, Goiânia. Atas... Goiânia: SGB Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 2005. p. 36-38.

BORGES, W. R. *Caracterização Geofísica de Alvos Rasos com Aplicações no Planejamento Urbano e Meio Ambiente : Estudo sobre o Sítio Controlado do IAG / USP.* Universidade de São Paulo, 2007.

CAMAPUM DE CARVALHO, J.; GITIRANA. JR, G. F. N.; CARVALHO, E. T. L. Tópicos sobre infiltração: Teoria e prática aplicadas a solos tropicais. Faculdade de Tecnologia, Série Geotecnia - UnB. Brasília, 2012. Vol. 4, 644p.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A., FREITAS-SILVA, F. H, MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. 43(September), 461-476. 2013.

CAVALCANTI, M. M. Aplicação de métodos geoeletricos no delineamento da pluma de contaminação nos limites do aterro contralado do Jockey Clube de Brasília. Universidade de Brasília, 2013.

CHAVES, H. M. L., PIAU, L. P. “Effect of rainfall variability and land use on runoff and sediment in the Pípiripau River basin, in the Distrito Federal, Brazil”. Revista Brasileira de Ciência do Solo 32(1):333–43. 2008.

COSTALL, A. R. & HARRIS, B. Rapid Estimation of Volumetric Groundwater Recharge in the Vadose Zone via Ground Penetrating Radar, ASEG Extended Abstracts, 2018:1, 1-7, DOI: 10.1071/ASEG2018abP091

DARDENNE, M. A.; CAMPOS, J. E. G.; ALVARENGA, C. J. S. De; MARTINS F. A. L.; BOTELHO N. F. A sequência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 7, e Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 10, Brasília., Atas, p. 100. 1999.

DARDENNE, M. A. The Brasília fold belt. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31.,2000, Rio de Janeiro. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: SGB, 2000. p. 231-263.

DARDENNE, M. A & CAMPOS, J. E. G. Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, GO. Sítio e grande beleza cênica do centro-oeste brasileiro. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Queiroz, E. T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. L. C. (Edit.) 2002. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) - Brasília 2002.

DARDENNE, M. A.; MOURA, M. A.; DANTAS, E. L. O Granito Serra Dourada (Goiás): um biotita granito intrusivo no Grupo Serra da Mesa. In: VIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá-MT. Boletim de Resumos. Cuiabá: SBG - Núcleo Centro-Oeste, 2003. v. único. p. 83-84.

DEIANA, R., CASSIANI, G., VILLA, A., BAGLIANI, A., & BRUNO, V. Calibration of a Vadose Zone Model Using Water Injection Monitored by GPR and Electrical Resistance Tomography. *Vadose Zone Journal*, 7(1), 215. 2008. <https://doi:10.2136/vzj2006.0137>.

DOOLITTLE, J. A., JENKINSON, B., HOPKINS, D., ULMER, M., & TUTTLE, W. Hydropedological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils. 2006. *Geoderma*, 131(3-4), 317–329. <https://doi:10.1016/j.geoderma.2005.03.027>.

DYER, R. C. Grupo Araí. Um Grupo de metamorfitos do Centro-Leste de Goiás, *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, v. 28, 1970.

EMBRAPA. Contando Ciência na WEB. Bioma Cerrado. Disponível em www.embrapa.br/contando-ciencia/bioma-Cerrado. Acesso em 21 jan 2021.

FERNANDES P.E.C.A., MONTES M.L., BRAZ E.R.C., MONTES A.S.L., SILVA L.L., OLIVEIRA F.L.L., GHIGNONE J.L., SIGA Jr. O., CASTRO H.E.F. Formação Ticunzal. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SD-23, Brasília, MME, p. 61-63. 1982.

FELFILI, J. M.; REZENDE, A. V.; SILVA JÚNIOR, M. C. Biografia do bioma cerrado: vegetação e solos da Chapada dos Veadeiros. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2007.

FRANÇOSO, R. D., REUBER B., CRISTIANO C. N., YURI B. SALMONA, R. B. M., GUARINO R. C. “Habitat loss and the effectiveness of protected areas in the Cerrado Biodiversity Hotspot”. *Natureza & Conservação* 13(1):35–40. 2015.

FUCK R. A., MARINI O. J., DARDENNE M. A., FIGUEIREDO A. N. Coberturas metassedimentares do Proterozoico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(1):54-62. 1988.

FUCK, R. A. A faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 4., 1994, Brasília. Anais... Brasília: SGB-Núcleo Centro-Oeste Brasília, 1994. p. 184-187.

FUCK R. A., DANTAS E. L., PIMENTEL M. M., BOTELHO N. F., JUNGES S. L., HOLLANDA M.H.B.M., MORAES R., ARMSTRONG R. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa, Anais, p. 308. 2002.

ICMBIO. Plano de Manejo Parque Nacional Chapada dos Veadeiros. MMA. Brasília, 2009.

ICMBIO. Plano de Manejo Parque Nacional Chapada dos Veadeiros. MMA. Brasília, 2021.

JUNQUEIRA, T. P. Modelo conceitual das águas termais da região da Chapada dos Veadeiros (GO): Estudos estruturais, hidroquímicos e isotópicos. 2020. 101 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas)—Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

ILLAWATHURE, C., CHEEMA, M., KAVANAGH, V., & GALAGEDARA, L. Distinguishing Capillary Fringe Reflection in a GPR Profile for Precise Water Table Depth Estimation in a Boreal Podzolic Soil Field. 2020. Water, 12(6), 1670. <https://doi:10.3390/w12061670>.

JUNQUEIRA, T. P. Modelo conceitual das águas termais da região da Chapada dos Veadeiros (GO) : Estudos estruturais, hidroquímicos e isotópicos. 2020. 101 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas)—Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

KARMANN, I. Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. In.: TEIXEIRA, W. et. al. (Org.). Decifrando a Terra. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2008. p. 113-138.

KIRSCH, R. Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology. 2009. Berlin: Springer, 556p.

LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; SILVA, A. Mapa Geológico do Estado de Goiás. Goiânia: CPRM, 1998. (Convênio CPRM/SMET-GO/METAGO/UnB).

LAMBOT, S.; RHEBERGEN, J.; van den BOSCH, I.; SLOB, E. C.; VANCLOOSTER M. Measuring the Soil Water Content Profile of a Sandy Soil with an Off-Ground Monostatic Ground Penetrating Radar. *Vadose Zone Journal* 2004; 3 (4): 1063–1071. doi: <https://doi.org/10.2113/3.4.1063>.

LAGO, A. L.; ELIS, V. R.; BORGES, W. R. Geophysical investigation using resistivity and GPR methods: A case study of a lubricant oil waste disposal area in the city of Ribeirão Preto, São Paulo, Brazil. *Environmental Geology*, v. 58, n. 2, p. 407–417, 2009.

LEWIS, K., de V. BARROS, F., CURE, M.B. *et al.* Mapping native and non-native vegetation in the Brazilian Cerrado using freely available satellite products. **Sci Rep 12,1588 (2022)**. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-05332-6>

LIMA, J. E. F. W. Situação e perspectivas sobre as águas do Cerrado. *Ciência e Cultura*, São Paulo, v. 63, (3), p. 27-29, jul. 2011. Disponível em: http://cienciaecultura.bvs.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0009-67252011000300011
Acesso em: 10 jan 2021.

LIMA, J. E. F. W. Recursos hídricos do bioma Cerrado: importância e situação. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P de; RIBEIRO, J. F (Eds.). *Cerrado: ecologia e flora*. 2 v. Brasília: Embrapa Cerrados, 2008.

LIMA, J. E. F. W.; SILVA, E. M. Estimativa da produção hídrica superficial do Cerrado brasileiro. In: SCARIOT, A.; SOUSA-SILVA, J. C.; FELFILI, J. M. (Orgs.). *Cerrado: ecologia, biodiversidade e conservação*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2005.

LIMA, J. E. F. W.; SILVA, E. M.. “Estimativa da contribuição hídrica superficial do Cerrado para as grandes regiões hidrográficas brasileiras”. In: *Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 2007, São Paulo: Associação Brasileira de Recursos Hídricos. ABRH,. Disponível em www.abrhidro.org.br/SGCv3/publicacao.php?PUB=3&ID=19&SUMARIO=4580>. Acesso em 10 jan. 2021.

LIU, H.; YOKOTA, Y.; TAKAHASHI, K.; SATO, M. Monitoring of dynamic groundwater level change by ground penetrating radar for quantitative estimation of hydraulic parameters: in IGARSS. 2012.

LOEBMANN, D. G. Classificação fitofisionômica do cerrado no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, GO - aplicação de uma análise combinatória com filtros adaptativos em imagens TM Landsat (Dissertação de Mestrado em Geografia. Ed: Brasília: Universidade de Brasília, 2008.

LU, Y.; SONG, W.; LU, J.; WANG, X.; TAN, Y. An Examination of Soil Moisture Estimation Using Ground Penetrating Radar in Desert Steppe. *Water* 2017, 9, 521. <https://doi.org/10.3390/w9070521>

MAILLET, R.. “The Fundamental Equations of Electrical Prospecting”. 1947. *Geophysics*, 12(4), 529–556.

MARCELINO, T. H., SHIRAIWA, S., BORGES, W. R., PRIANTE FILHO, N., & RAITER, F. GPR para a verificação do nível d'água subterrânea em transição floresta amazônica e cerrado. 2005. *Acta Amazonica*, 35(3), 367-374. <https://doi.org/10.1590/S0044-59672005000300010>.

MARINI, O. J. et al. Nova unidade litostratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. Boletim Especial... Recife: SBG,1978. v. 1, p. 126-127.

MARINI, O.J. & BOTELHO, N.F. A Província de Granitos Estaníferos de Goiás. *Boletim de Geoc.*, 16(1):1 19-131. 1986.

MARQUES, G.C. Geologia dos Grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul de Tocantins. 2009. MSc Thesis. IG-UnB, 116 p.

MARTINS F.A.L. Análise faciológica e estratigráfica do Paleo-Mesoproterozoico: Sequência Araí no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, Goiás. 1999. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, p. 137.

MARTINS-FERREIRA, M.A.C.; CAMPOS, J.E.G. Compartimentação geomorfológica como suporte para estudos de evolução geotectônica: aplicação à região da Chapada dos Veadeiros, GO. 2017. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.18, número 3. 26p

MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Evolução tectônica das bacias Araí, Traíras e Paranoá na Faixa Brasília Norte. (2017). xvii, 202 f., il. Tese (Doutorado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

MAURO, A.C. de; DANTAS, M.; ROSO, F. A. Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.23. Brasília, Rio de Janeiro, 1982. (Levantamento de recursos naturais, 29).

MCNEILL, J.D. Electromagnetics terrain conductivity measurement at low induction numbers. 1980. Tech Note TN-6, Geonics LTD, Mississauga, Ont., Canadá, 13p.

MENDONÇA, L. A. R.; VÁSQUEZ, M. A. N.; FEITOSA, J. V.; OLIVEIRA, J. F.; FRANCA, R. M.; VÁSQUEZ, E. M. F.; FRISCHKORN, H. Avaliação da capacidade de infiltração de solos submetidos a diferentes tipos de manejo. Engenharia Sanitária e Ambiental, v.14, n.189-98, 2009.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). Plano de ação para prevenção e controle do desmatamento e das queimadas: Cerrado. 2011. Disponível em: <http://combateadesmatamento.mma.gov.br/images/Doc_ComissaoExecutiva/Livro-PPCDam-e-PPCerrado_20JUN2018.pdf> Acesso em: 20 dez. 2021.

NIMMO, J. R. Unsaturated Zone Flow Processes, In: Anderson MG, Bear J (Eds.), Encyclopedia of Hydrological Sciences. 2005. Wiley, Chichester, UK, pp. 2299–2322

OLIVEIRA-FILHO, A. T. Floodplain “murundus” of Central Brazil: evidence for the termite-origin hypothesis. Journal of Tropical Ecology, Cambridge, v. 8, n. 1, p. 1-19, 1992a.

OOSTROM, M.; TRUEX, M.J.; LAST, G.V.; STRICKLAND, C.E.; TARTAKOVSKY, G.D. Evaluation of deep vadose zone contaminant flux into groundwater: Approach and case study. 2016. J Contam Hydrol 189:27–43

PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A., MARINI, O.J. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. 1991. Precambrian Research 52, 321–335.

PIMENTEL M.M.; FUCK R.A.; BOTELHO N.F. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, central Brazil: a review. 1999. *Lithos* 46:463-483. DOI: 10.1016/S0024-4937(98)00078-4

PIMENTEL M. M. & BOTELHO N. F. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. 2001. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(2):263-276.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal Of Geology*, [s.l.], v. 46, n. 1, p.67-82, jun. 2016. Fap UNIFESP (SciELO). < <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201620150004> >.

PORSANI, J. L. Ground Penetrating Radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado-SP. Universidade Estadual Paulista, 1999.

QUEIROZ, J. J. R. “Áreas de Preservação Permanente estratégicas para os recursos hídricos na APA de Pouso Alto: Panorama, técnicas e custos para restauração”. Universidade de Brasília 2018.

RANSOM, R. C. A contribution towards a better understanding of the modified Archie formation resistivity factor relationship. 1984. *The Log Analyst*:7-12

REIN, A.; HOFFMANN, R.; DIETRICH, P. Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements. *Journal of Hydrology*, Elsevier 285 (2004) 215–232

RESTREPO, J. S. Avaliação da infiltrabilidade de um perfil de solo tropical. Brasília: Dissertação de Mestrado, Publicação G.DM – 188/10. 2010. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 134p.

RIBEIRO, J. F & WALTER, B. M. T. As Principais Fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. de; RIBEIRO, J. F. (Ed.). *Cerrado: ecologia e flora* v. 2. Brasília: EMBRAPA-CERRADOS, 2008. 876 p.

RIBEIRO, J. F.; SANO, S. M.; MACÊDO, J.; SILVA, J. A. Os principais tipos fitofisionômicos da região dos Cerrados. Planaltina, DF: Embrapa-CPAC, 1983. 28 p. (Embrapa-CPAC. Boletim de Pesquisa, 21).

ROBINSON D. A., CAMPBELL C. S., HOPMANS J. W., HORNBuckle B. K., JONES S. B., KNIGHT R., OGDEN F., SELKER J., WENDROTH O. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. 2008. *Vadose Zo J* 7:358–389

ROSSI, P.; ANDRADE, G.F.; COCHERIE, A. The 1.58 Ga type granite of Serra da Mesa (GO): an example of NYF fertile granite pegmatite. 1992. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SBG, Bol. Res. Expandidos, p.389-390.

RUBIN, Y. & HUBBARD, S. S. *Hydrogeophysics*, 523 pp., Springer, N. Y. 2005.

SAINTENOY, A.; SCHNEIDER, S.; TUCHOLKA, P. Evaluating Ground Penetrating Radar use for water infiltration monitoring. 007 4th Int. Work., Adv. Gr. Penetrating Radar, 91–95, <https://doi.org/10.1109/AGPR.2007.386531>, 2007.

SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. de; RIBEIRO, J. F. (Ed.). *Cerrado: ecologia e flora v. 2*. Brasília: EMBRAPA-CERRADOS, 2008. 876 p.

SANTOS, H. G. *et al.* *Sistemas Brasileiro de Classificação de Solos*. 5. ed. Brasília, DF: Embrapa, 2018.

SHIKI, S.; SILVA, JF G.; ORTEGA, A. *Agricultura, meio ambiente e sustentabilidade do cerrado brasileiro*. Centro de Documentação e Pesquisa Socioeconômica, Departamento de Economia e Departamento de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, 1997.

SILVA, C.L. & KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, p.32, n.2, p.213-220, 1997.

SOUZA, C. L. F.; OLIVEIRA, R. B.; MUSTAFÉ, D. N.; NUNES, K. A. C.; MORAIS, E. M. B. O cerrado como o “berço das águas”: potencialidades para a educação geográfica. *Revista Cerrados, Montes Claros/MG*, v.17, n. 1, p. 86-113, jan./jun.-2019.

SOUZA, M. T.; CAMPOS, J. E. G. O papel dos regolitos nos processos de recarga de aquíferos do Distrito Federal. Rem: Revista Escola de Minas, Ouro Preto, v. 54, n. 3, p. 191-198, jul./set. 2001. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0370-44672001000300005>. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S037044672001000300005&lng=pt&nrm=iso. Acesso em: 25 jan. 2021.

STEELMAN, C.M.; ENDRES, A.L.; JONES, J.P. High-resolution ground-penetrating radar monitoring of soil moisture dynamics: Field result, interpretation, and comparison with unsaturated flow model. *Water Resour. Res.* 2012, 48, 184–189.

STEPHENS, D. B. *Vadose Zone Hydrology*. 2018. CRC Press.

TANIZAKI, M.L.N.; CAMPOS, J.E.G; DARDENNE, M.A. Estratigrafia do Grupo Araí: registro de rifteamento paleoproterozoico no Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1): 95-108. 2015.

TEIXEIRA, L. M. Caracterização de minerais portadores de terras raras e sua aplicação à petrologia e geocronologia de granitos das subprovíncias Tocantins e Paranã – Goiás. 2002. 356 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências Universidade de Brasília, Brasília, 2002.

TOPP, G. C; DAVIS, J. L; ANNAN, A. P. Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. *Water Resources Research*, v. 16, n. 3, p. 574–582, 1980.

TRAN, A. P; DAFFLON. B.; HUBBARD. S. S.; KOWALSKY. M. B.; LONG P.; TOKUNAGA T. K.; WILLIAMS K. H. Quantifying shallow subsurface water and heat dynamics using coupled hydrological-thermal-geophysical inversion. 2016. *Hydrol Earth Syst Sci* 20:3477–3491

UNB/CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil e Universidade de Brasília. Cavalcante- SD.23-V-C-V, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Monte Alegre de Goiás e Nova Roma./Carlos José Souza de Alvarenga, Nilson Francisquini Botelho, Marcel Auguste Dardene, Otávio Nunes Borges de Lima, Magno Augusto Machado, - Goiás: UnB/CPRM, 2007.

UNB/CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil e Universidade de Brasília. Nova Roma- SD.23-V-C-VI, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Monte Alegre de Goiás e Cavalcante./Carlos José Souza de Alvarenga, Nilson Francisquini Botelho, Marcel Auguste Dardene, Otávio Nunes Borges de Lima, Magno Augusto Machado, - Goiás: UnB/CPRM, 2007.

VILARINHO, M. K. C.; KOETZ, M.; SCHLICHTING, A. F.; SILVA, M. C.; BONFIMSILVA, E. M. Determinação da taxa de infiltração estável de água em solo de Cerrado nativo. *Revista Brasileira de Agricultura Irrigada*, v.7, n.1, p.17-26, 2013.

WAN, J.; TOKUNAGA, T. K.; DONG, W.; WILLIAMS, K. H.; KIM, Y.; CONRAD, M. E.; BIL, M.; RILEY, W. J.; HUBBARD, S. S. Deep unsaturated zone contributions to carbon cycling in semiarid environments. 2018. *J Geophys Res Biogeosci* 123:3045–3054

WAINWRIGHT H., ARORA B., HUBBARD S., LIPNIKOV K., MOULTON D., FLACH G., EDDY-DILEK C., DENHAM M. Sustainable remediation in complex geologic systems. 2018. In: *Encyclopedia of Inorganic and Bioinorganic Chemistry*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 1–12

WARD, S. H. and HOHMANN, G. W. Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. In: Nabighian, M.N., Ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 1, Society of Exploration Geophysicists, 131-311. 1987.

ZHOU, Q. Y., SHIMADA, J., & SATO, A. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. 2001. *Water Resources Research*, 37(2), 273–285. <https://doi:10.1029/2000wr900284>.