

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**ESTUDO HIDROGEOFÍSICO NA SERRA DO CABRAL – REGIÃO CENTRAL DE
MINAS GERAIS**

Leandro Guerra Faria

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro (SP)

2025

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas Câmpus de Rio Claro

LEANDRO GUERRA FARIA

ESTUDO HIDROGEOFÍSICO NA SERRA DO CABRAL – REGIÃO CENTRAL DE
MINAS GERAIS

Trabalho de Graduação apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Rio Claro – SP
2025

F224e Faria, Leandro Guerra
Estudo Hidrogeofísico na Serra do Cabral - Região Central de
Minas Gerais / Leandro Guerra Faria. -- Rio Claro, 2025
65 p. : tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) -
Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e
Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: César Augusto Moreira

1. Geofísica. 2. Águas Subterrâneas. 3. Hidrogeologia. 4.
Prospecção Elétrica. I. Título.

LEANDRO GUERRA FARIA

ESTUDO HIDROGEOFÍSICO NA SERRA DO CABRAL – REGIÃO CENTRAL DE MINAS
GERAIS

Trabalho de Graduação apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. César Augusto Moreira (orientador)

Dra. Marina Fernandes Sanches Barros

Msc. Luiza Lima Alves

Rio Claro, 01 de dezembro de 2025.

Assinatura do(a) aluno(a)

Assinatura do(a) orientador(a)

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais, pelo suporte incondicional, pela dedicação diária e pelo esforço incansável que tornaram possível a conclusão desta importante etapa da minha vida. Sem o exemplo de coragem, perseverança e amor que sempre recebi de vocês, esta jornada teria sido muito mais desafiadora. Esta conquista é, sem dúvida, uma extensão de tudo o que vocês me proporcionaram

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, por todo o apoio sem o qual eu não teria chegado até aqui.

À Franciele, agradeço por todo o amor, carinho e companheirismo ao longo dos últimos dois anos de graduação, por me apoiar e me incentivar a seguir em frente nos momentos mais difíceis.

Expresso minha gratidão especial ao professor Antonio Misson Godoy, pela valiosa oportunidade de participar de duas iniciações científicas que ampliaram de forma decisiva minha visão acadêmica e profissional. Ao meu orientador, professor César Augusto Moreira, agradeço pelos inúmeros conselhos e conversas, pelo convite para realizar este trabalho e pela confiança depositada em mim desde o início.

Aos professores Dionísio Uendro Carlos e Rodrigo de Melo Prudente, sou profundamente grato por todo o conhecimento compartilhado, pelos conselhos, pela paciência, pelas longas conversas e pelas orientações que foram fundamentais para minha trajetória profissional, o que culminou na conquista da minha vaga como estagiário da Kinross Brasil Mineração S.A.

Às minhas amigas Giovana Félix Prado e Isabela Oliveira Gouveia, agradeço pelo companheirismo que marcou nossa graduação, pela paciência nos desafios e pela resiliência do nosso grupo de trabalho, que caminhou unido até o fim.

Ao time de Geologia e Planejamento de Mina da Kinross Brasil Mineração S.A., pela oportunidade e pelos seis meses de uma experiência de aprendizado imensurável. A bagagem de conhecimento que adquiri foi um pilar essencial em minha formação.

A todos vocês, minha sincera gratidão.

RESUMO

Este trabalho apresenta uma investigação hidrogeofísica detalhada na região da Serra do Cabral, Minas Gerais, com o objetivo de identificar e caracterizar aquíferos subterrâneos em áreas de relevância agrícola. A crescente demanda por recursos hídricos sustentáveis, aliada à variabilidade climática e à escassez de fontes superficiais, torna necessária a adoção de métodos indiretos para a prospecção de água subterrânea. A integração de dados geológicos, estruturais e geofísicos — com destaque para o uso da Eletrorresistividade como ferramenta de identificação de zonas saturadas e estruturas fraturadas favoráveis à percolação hídrica — compôs a metodologia adotada. Essa abordagem foi aplicada em seis linhas distribuídas por três fazendas distintas, o que permitiu a obtenção de modelos bidimensionais da resistividade elétrica do subsolo. A calibração dos modelos foi realizada com base em poços de referência, para garantir maior precisão na interpretação dos resultados. As análises revelaram contrastes significativos entre áreas compostas por quartzitos, com alta permeabilidade e potencial aquífero elevado, e regiões dominadas por xistos, caracterizadas por baixa porosidade e comportamento de aquitarde. Os resultados obtidos permitiram a delimitação de zonas favoráveis à perfuração de poços tubulares profundos, com estimativas de vazão que variam entre 20 m³/h e 170 m³/h. O estudo oferece subsídios técnicos para a gestão sustentável dos recursos hídricos, e promove maior segurança hídrica para os produtores locais e incentiva práticas agrícolas mais eficientes. A abordagem multidisciplinar adotada reforça a importância da integração entre geologia, geofísica e hidrogeologia na formulação de estratégias de exploração racional da água subterrânea.

Palavras-chave: hidrogeofísica, eletrorresistividade, tomografia elétrica, aquífero fraturado, Serra do Cabral, geologia estrutural.

ABSTRACT

This work presents a detailed hydrogeophysical investigation in the Serra do Cabral region, Minas Gerais, aiming to identify and characterize groundwater aquifers in agriculturally significant areas. The growing demand for sustainable water resources, combined with climatic variability and the scarcity of surface sources, makes the adoption of indirect methods essential for groundwater prospecting. The electrical resistivity method was applied along six profiles distributed across three distinct farms, which allowed the generation of two-dimensional models of subsurface electrical resistivity. The methodology involved the integration of geological, structural, and geophysical data, highlighting the use of Electrical Resistivity as a mapping tool for saturated zones and fractured structures favorable to water percolation. Model calibration was carried out based on reference wells, ensuring greater accuracy in the interpretation of results. The analyses revealed significant contrasts between areas composed of quartzites—with high permeability and elevated aquifer potential—and regions dominated by schists, characterized by low porosity and aquitard behavior. The results enabled the delineation of zones favorable for drilling deep tubular wells, with estimated yields ranging from 20 m³/h to 170 m³/h. Beyond its scientific contribution, the study provides technical support for the sustainable management of water resources, promoting greater water security for local producers and encouraging more efficient agricultural practices. The multidisciplinary approach adopted reinforces the importance of integrating geology, geophysics, and hydrogeology in the development of rational strategies for groundwater exploration.

Keywords: hydrogeophysics, electrical resistivity, resistivity tomography, fractured aquifer, Serra do Cabral, structural geology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Serra do Cabral e dos Municípios de Augusto de Lima, Buenópolis, Joaquim Felício, Francisco Dumont e Lassance.....	13
Figura 2: Córrego do Purgante, vertente Ocidental da Serra do Cabral, no mês de março. Obtida de Pangaio & Seda, 2010.	15
Figura 3: Mata ciliar típica de Cerrado, com Buritis (<i>Mauritia flexuosa</i>), que acompanha o córrego. Ao fundo, a Serra do Palmito. Obtida de Pangaio; Seda, 2010.....	16
Figura 4: Áreas da fazenda Cedro I (em vermelho) e Santa Inez I (em cinza), com a disposição das linhas de levantamento geofísico (em branco).....	17
Figura 5: Localização da área de estudos, com linhas de levantamento geofísico	17
Figura 6: Coluna estratigráfica da Bacia intracratônica do São Francisco	21
Figura 7: Mapa geológico simplificado da Folha Serra do Cabral	24
Figura 8: Estereograma com projeção polar das medidas de acamamento tomadas pelo grupo da CPRM.....	36
Figura 9: Estereograma com projeção polar das medidas de foliação tomadas pelo grupo da CPRM	37
Figura 10: Estereograma com projeção polar das medidas de lineação de intersecção tomadas pelo grupo da CPRM	38
Figura 11: Estereograma com projeção polar das medidas de acamamento tomadas pelo grupo da CPRM. À esquerda – Supergrupo Espinhaço; à direita – Supergrupo São Francisco.....	39
Figura 12: Estereograma com projeção polar das medidas de foliação tomadas pelo grupo da CPRM. À esquerda – Supergrupo Espinhaço; à direita – Supergrupo São Francisco	40
Figura 13: Princípio do método da Eletrorresistividade	43
Figura 14: Esquema do perfil de dados obtidos em um levantamento de tomografia elétrica.....	45
Figura 15: Aquisição de dados geofísicos por meio de técnica de tomografia elétrica. a) Detalhe do sistema de aterramento elétrico para aquisição de dados. b) Resistivímetro tomográfico ABEM Terrameter LS em operação; c) Linha de tomografia elétrica durante aquisição de dados.....	45
Figura 16: Disposição dos pares de eletrodos em arranjo Wenner-Schlumberger	45
Figura 17: Etapa de coleta de dados em campo: A) Linha 3 – Santa Inez I, B) Linha 4 – Cedro I, C) Linha 5 – Cedro I, D) Linha 7 – Ecoagrícola (Pedra Alta).....	47
Figura 18: Contexto geológico local. A) Morro de quartzito. B) Terreno plano	49
Figura 19: Exemplos das principais rochas na Serra do Cabral. A) Quartzito. B) Xisto	50
Figura 20: Localização das linhas geofísicas na fazenda Sana Inez I.....	51
Figura 21: Modelo de inversão da Linha de referência, com posição de poço tubular profundo	51
Figura 22: Modelo de inversão da Linha 1, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares	53
Figura 23: Modelo de inversão da Linha 2, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares	54
Figura 24: Localização das linhas geofísicas na fazenda Cedro I	55
Figura 25: Modelo de inversão da Linha 5, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares	56
Figura 26: Localização das linhas geofísicas na fazenda Ecoagrícola – Pedra Alta	57
Figura 27: Modelo de inversão da Linha 6, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares	58
Figura 28: Modelo de inversão da linha 7, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares.	58

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
2	JUSTIFICATIVAS	12
3	OBJETIVO	13
4	CONTEXTO HISTÓRICO E ÁREA DE ESTUDOS	13
5	GEOLOGIA	18
5.1	Regional.....	18
5.2	Litoestratigrafia.....	23
5.2.1	Formação Galho do Miguel	24
5.2.2	Grupo Conselheiro Mata	25
5.2.3	Formação Santa Rita	25
5.2.4	Formação Córrego dos Borges	26
5.2.5	Formação Córrego Bandeira	27
5.2.6	Formação Córrego Pereira	28
5.2.7	Suíte Metaígneia Pedro Lessa.....	29
5.2.8	Supergrupo São Francisco	29
5.2.9	Grupo Macaúbas	29
5.2.10	Formação Jequitaiá	30
5.2.11	Grupo Bambuí.....	31
5.2.12	Formação Serra de Santa Helena	31
5.2.13	Formação Lagoa do Jacaré.....	32
5.2.14	Formação Serra da Saudade	33
5.2.15	Formação Três Marias	33
5.2.16	Grupo Areado	34
5.2.17	Formação Abaeté	34
5.2.18	Coberturas Detrito-Lateríticas.....	35
5.2.19	Depósitos Aluvionares	35
5.3	Geologia Estrutural	35
5.3.1	Acamamento	35
5.3.2	Foliação (Sn).....	36
5.3.3	Lineação de Interseção (Ln)	37
5.3.4	Lineamentos	38
5.3.5	Estruturação e Deformação	38
5.4	Metamorfismo	41
6	MATERIAIS E MÉTODOS	42
6.1	Geofísica	42
6.2	Método da Eletrorresistividade	42
6.3	Aquisição e Processamento de Dados.....	44
7	APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	48
8	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	59
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62

1 INTRODUÇÃO

A crescente demanda por recursos hídricos sustentáveis impulsionou a busca por novas estratégias para a identificação e gestão de aquíferos subterrâneos. Em regiões de grande relevância agrícola, como a Serra do Cabral, em Minas Gerais, a disponibilidade de água influencia diretamente a produtividade das lavouras e a viabilidade econômica das propriedades rurais. O crescimento da agricultura e a necessidade de um uso eficiente da água tornam relevante a adoção de técnicas que permitam a exploração responsável dos recursos hídricos subterrâneos.

A caracterização hidrogeológica de ambientes fraturados é importante para o entendimento da dinâmica subterrânea em áreas de interesse agrícola, urbano e minerário. Segundo Domenico e Schwartz (1990), o fluxo de água em rochas cristalinas ocorre predominantemente por meio de porosidade secundária, controlada pela densidade, conectividade e orientação das fraturas. Essa abordagem é especialmente relevante em regiões como a Serra do Cabral, onde o embasamento rochoso apresenta baixa porosidade intergranular e elevada heterogeneidade estrutural.

A aplicação de métodos geofísicos, como a eletrorresistividade, é amplamente utilizada para inferir zonas de saturação hídrica e estruturas geológicas ocultas, conforme demonstrado por Franklin (2007) e Fanti (2015). Esses métodos permitem a identificação indireta de aquíferos fraturados, o que contribui para a gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos.

Trabalhos recentes como os de Targa (2018) e Büchi (2022) demonstram a eficácia da integração entre análise estrutural e métodos indiretos de investigação hidrogeológica em ambientes de rochas cristalinas. Targa (2018) aplicou técnicas de levantamento estrutural para diagnosticar o fluxo subterrâneo em meio fraturado na Mina Osamu Utsumi, e correlacionou direções de fraturas com padrões de drenagem e instabilidade geotécnica. Por outro lado, Büchi (2022) utilizou métodos geofísicos, como a eletrorresistividade, para caracterizar aquíferos em áreas de recarga e avaliar a influência da estrutura geológica na distribuição da água subterrânea. Ambos os estudos reforçam a relevância da abordagem adotada neste trabalho, que busca a compreensão da dinâmica hídrica da Serra do Cabral a partir da integração entre dados geofísicos e estruturais.

A Serra do Cabral, localizada na região central do estado de Minas Gerais, apresenta um contexto geológico que é caracterizado pela presença de formações pertencentes ao Supergrupo Espinhaço e Supergrupo São Francisco, que desempenham um papel relevante na configuração hidrogeológica da região (LOPES *et. al.*, 2014). As variações litológicas existentes, associadas a estruturas geológicas como falhas e fraturas, determinam a capacidade de armazenamento e circulação da água subterrânea. Dessa forma, a compreensão detalhada dessas formações é fundamental para a identificação de áreas favoráveis à captação de água.

A disponibilidade hídrica para irrigação e abastecimento animal configura um dos desafios mais críticos enfrentados pelos produtores rurais da região. A dependência exclusiva de fontes superficiais, sujeitas a variações sazonais e períodos de estiagem prolongados, pode comprometer a sustentabilidade da atividade agropecuária. Nesse contexto, o desenvolvimento de fontes subterrâneas torna-se fundamental, uma vez que aquíferos tendem a apresentar menor variabilidade temporal e maior confiabilidade para o abastecimento contínuo (FETTER, 2001).

Os estudos hidrogeofísicos surgem como ferramentas fundamentais de caracterização das condições hidrogeológicas, pois permitem inferir a presença e a extensão de aquíferos sem a necessidade de perfurações exploratórias dispendiosas. Entre os métodos disponíveis, a eletrorresistividade destaca-se por sua capacidade de mapear variações na resistividade elétrica do solo e das rochas, possibilitando a identificação indireta de camadas saturadas, sendo amplamente aplicada em estudos hidrogeológicos devido à sua boa resolução e baixo custo relativo quando comparada a métodos invasivos (GALLAS; GIARDIN, 2016).

No presente estudo, foi aplicada a técnica da tomografia elétrica com arranjo Schlumberger, o que permitiu a obtenção de perfis detalhados da resistividade elétrica do subsolo. A escolha desse método é devida à sua eficiência na detecção de heterogeneidades geológicas e na diferenciação entre camadas rochosas permeáveis saturadas e impermeáveis. Foram realizadas seis linhas de aquisição de dados, distribuídas em três fazendas da Serra do Cabral, com o objetivo de correlacionar as variações na resistividade com a presença de aquíferos produtivos.

Além da importância científica, este estudo tem implicações diretas para o desenvolvimento econômico da região. A identificação de aquíferos viáveis pode proporcionar maior segurança hídrica para os produtores locais e permite a implementação de sistemas de irrigação mais eficientes, o que reduz a dependência de fontes superficiais. Com isso, é possível prever que ocorra um impacto positivo na produtividade agrícola, na preservação dos recursos hídricos e na sustentabilidade ambiental das propriedades rurais analisadas.

A relação entre geologia e hidrogeologia é um fator importante na avaliação da capacidade de um aquífero. A porosidade e a permeabilidade das rochas determinam a quantidade de água que pode ser armazenada e sua facilidade de extração. Rochas como quartzitos e xistos quartzosos apresentam diferentes graus de permeabilidade e fraturamento, e influenciam diretamente a recarga e a circulação da água subterrânea. Dessa forma, a análise geofísica deve ser integrada ao conhecimento geológico regional para garantir maior confiabilidade na interpretação dos resultados.

A calibração dos dados obtidos foi realizada por meio da correlação com informações diretas, como a vazão de poços existentes na região. Esse procedimento permitiu validar as inferências feitas com base nos perfis de resistividade, o que aumenta a precisão do estudo e fornece informações concretas sobre o potencial hidrogeológico das áreas analisadas.

Ao fornecer subsídios técnicos para a exploração sustentável dos recursos hídricos, este trabalho pode auxiliar na formulação de estratégias mais eficazes para a gestão da água subterrânea na região, para beneficiar tanto os produtores locais quanto a preservação ambiental.

Dessa forma, este trabalho está organizado da seguinte maneira: o primeiro capítulo apresenta a contextualização geológica e hidrogeológica da Serra do Cabral; no segundo capítulo, são discutidos os princípios teóricos do método da eletrorresistividade e sua aplicabilidade na hidrogeologia; no terceiro capítulo, são descritos os procedimentos metodológicos utilizados para a aquisição e interpretação dos dados geofísicos; no quarto capítulo, são apresentados e analisados os resultados obtidos; e, por fim, o último capítulo traz as conclusões do estudo, destacando suas principais contribuições e sugestões para pesquisas futuras.

2 JUSTIFICATIVAS

Estudos desenvolvidos na UNESP demonstram a aplicação consagrada dos métodos geoeletricos — especialmente a eletroresistividade e a tomografia elétrica — na prospecção de aquíferos, no diagnóstico de percolação e no mapeamento de contaminação do subsolo, servindo como referência metodológica para levantamentos hidrogeofísicos similares ao presente trabalho (BRAGA, 2006; VIEIRA, 2015; COSTA, 2008).

Com o avanço tecnológico, os métodos elétricos e eletromagnéticos ganharam destaque, especialmente na identificação de recursos que apresentam contrastes em propriedades físicas, como a resistividade elétrica. A eletroresistividade é um método versátil, com aplicação na prospecção de minerais, hidrocarbonetos e, de forma significativa, na de água subterrânea (BUCHI, 2022; TARGA, 2018). Sua eficácia decorre da variação da resistividade de rochas e sedimentos conforme a porosidade, a saturação de fluidos e a composição mineral, o que torna o método ideal para a distinção entre aquíferos e rochas impermeáveis (MUSSETT; KHAN, 2000, p. 182).

A busca por água subterrânea é uma das aplicações mais críticas da geofísica, especialmente em regiões áridas ou semiáridas, onde a disponibilidade de água superficial é limitada. O arranjo Schlumberger, utilizado em sondagens elétricas verticais, é particularmente vantajoso por permitir a investigação de camadas profundas com maior resolução, identificando zonas saturadas em água devido à sua baixa resistividade em comparação com rochas secas (MUSSETT; KHAN, 2000, p. 186-194). A tomografia elétrica, aprimorou essa capacidade ao utilizar múltiplas medições de resistividade para criar imagens detalhadas do subsolo, e é especialmente útil na identificação de estruturas complexas, como fraturas ou falhas que controlam o fluxo de água subterrânea (MUSSETT; KHAN, 2000, p. 197-198).

A realização deste trabalho é justificada pela relevância social e ambiental da prospecção de água subterrânea, em um contexto de mudanças climáticas e pressão crescente sobre os recursos hídricos, o que contribui para o conhecimento hidrogeológico local e para a gestão sustentável da água.

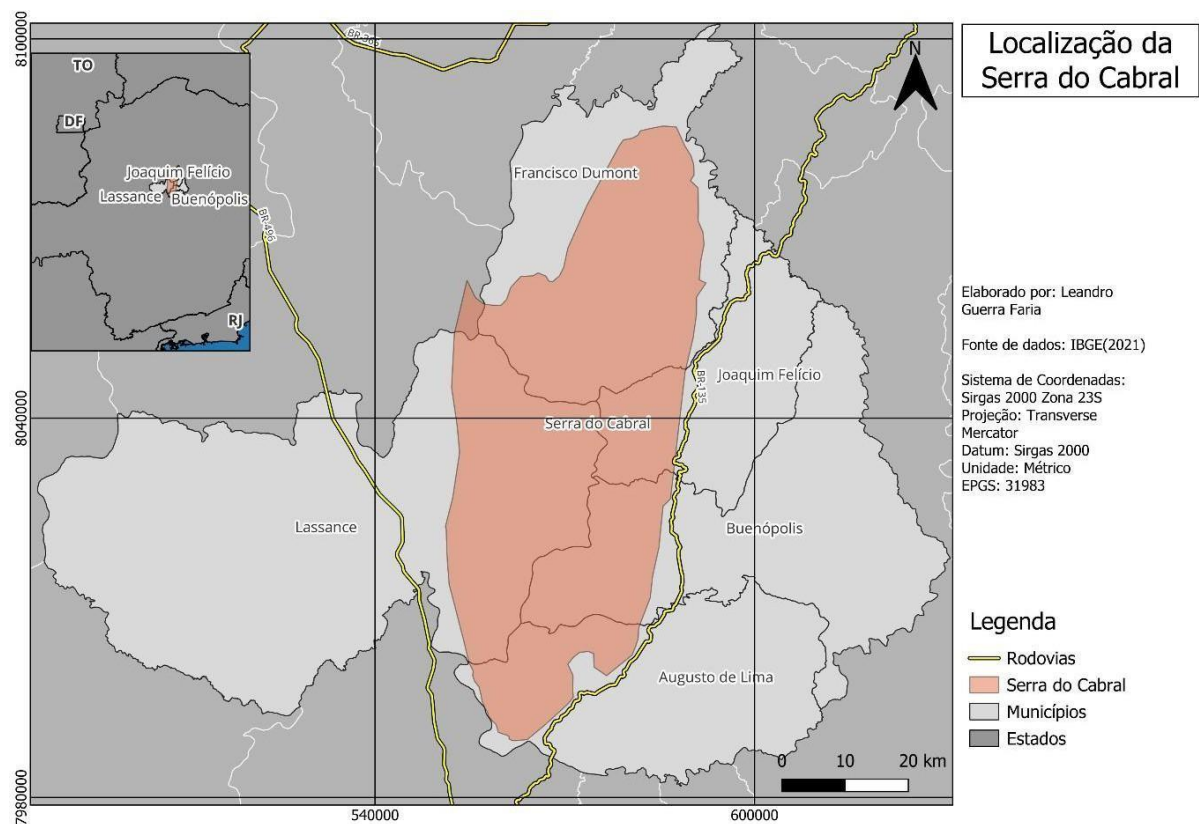
3 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho foi realizar um estudo geofísico por Eletrorresistividade, a partir da técnica de tomografia elétrica em arranjo Schlumberger, para investigar a presença de água subterrânea em fazendas no norte de Minas Gerais.

4 CONTEXTO HISTÓRICO E ÁREA DE ESTUDOS

A Serra do Cabral está localizada na região central do Estado de Minas Gerais e abrange os municípios de Augusto de Lima, Buenópolis, Francisco Dumont, Joaquim Felício e Lassance (Figura 1).

Figura 1: Mapa de localização da Serra do Cabral e dos Municípios de Augusto de Lima, Buenópolis, Joaquim Felício, Francisco Dumont e Lassance



Fonte: o Autor

O acesso à área de estudo ocorre por meio de rodovias federais e estaduais, com destaque para a BR-040, que liga Belo Horizonte a Brasília, e a BR-135, que conecta Curvelo a Montes

Claros. O percurso a partir de Belo Horizonte abrange 121 km na BR-040 em direção a Curvelo, e posteriormente 158 km na BR-135 até Buenópolis, o principal município da região.

Devido à sua localização, a Serra do Cabral desempenhou um papel significativo na ocupação e exploração econômica do território brasileiro desde o período colonial e sua história está marcada pela presença de povos indígenas, exploração de recursos naturais e, mais recentemente, pela conservação ambiental e pelo turismo.

Evidências arqueológicas indicam que a Serra do Cabral foi ocupada por povos indígenas há pelo menos 7.000 anos, como mostram as pinturas rupestres que registram aspectos do cotidiano, da fauna e de elementos simbólicos. No período colonial, a serra tornou-se um ponto estratégico no Caminho da Bahia, rota que conectava as áreas mineradoras de Minas Gerais aos portos do Nordeste e impulsionava a circulação de pessoas e mercadorias. Entre o final do século XVIII e o início do XIX, destacou-se pela extração de salitre, utilizado na produção de pólvora e enviado ao Rio de Janeiro para suprir a indústria bélica. Já entre o final do século XIX e início do século XX, a economia regional diversificou-se com a extração de látex da mangabeira, atividade estimulada pela crescente demanda internacional por borracha natural.

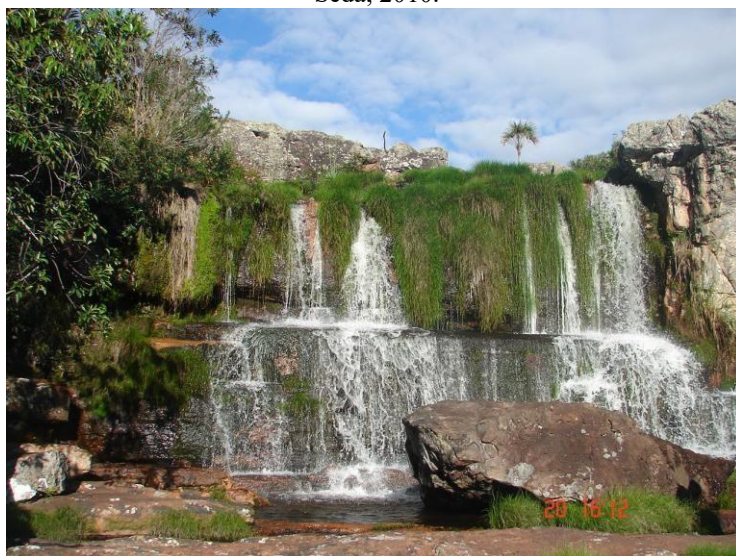
No século XX, a exploração direta de recursos naturais diminuiu e a Serra do Cabral passou a ser utilizada para pecuária extensiva e pequenas atividades agrícolas. Os criadores passaram a utilizar a região como um local de invernada para o gado, pois suas condições naturais favoreciam a manutenção da pastagem mesmo em períodos secos (MUSEU DE ASTRONOMIA E CIÊNCIAS AFINS, 2012).

A partir do século XXI, a preocupação com a preservação ambiental levou à criação do Parque Estadual da Serra do Cabral, em 2005. Essa unidade de conservação tem como objetivo proteger a rica biodiversidade do Cerrado, além de resguardar os importantes sítios arqueológicos da região. Hoje, o turismo ecológico e científico fortaleceu e torna a serra um destino para pesquisadores, aventureiros e interessados na história natural e cultural do Brasil (INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS, 2025).

As atividades econômicas desenvolvidas na Serra do Cabral são variadas de acordo com a região. Na vertente oriental da Serra, que engloba os municípios de Joaquim Felício, Beunópolis e Augusto de Lima, a coleta de flores, o garimpo de quartzo e a criação de gado extensivo são as principais atividades econômicas ao longo das últimas décadas. Contudo, na vertente ocidental a situação é bem distinta, pois grandes extensões de áreas planas e solo propício favorecem a agricultura, com destaque para a plantação de eucalipto e soja, além de outras culturas menores como o café (PANGAIO; SEDA, 2010).

A vegetação da Serra do Cabral reflete a diversidade ambiental associada ao seu relevo e altitude, que varia entre aproximadamente 900 e 1.300 metros (INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS, 2005). Nas encostas predominam formações típicas do Cerrado sensu stricto, enquanto áreas mais baixas, com solos mais úmidos e ricos em minerais, apresentam cerradões bem desenvolvidos. Em altitudes superiores a 900–1.000 metros, campos limpos e campos rupestres tornam-se frequentes, e compõe um mosaico de fisionomias característico de ambientes serranos. Além disso, ocorrem matas ciliares ao longo dos cursos d'água e veredas com presença marcante de palmáceas, confirmadas em estudos de prospecção botânica realizados na unidade de conservação (PANGAIO; SEDA, 2010; FARIA et al., 2021). Essa heterogeneidade ambiental contribui para a manutenção da umidade local e reforça o papel da serra na regulação hídrica regional.

Figura 2: Córrego do Purgante, vertente Ocidental da Serra do Cabral, no mês de março. Obtida de Pangaio & Seda, 2010.



Fonte: Seda (2010).

A área de estudos está localizada na Serra do Cabral, que abrange os municípios de Lassance e Augusto de Lima, na região central do Estado de Minas Gerais. Os dados geofísicos foram coletados em três fazendas distintas: Fazenda Santa Inez I, Fazenda Cedro I e Fazenda Ecoagrícola (Fazenda Pedra Alta), onde foram dispostas seis linhas geofísicas, com duas linhas em cada fazenda (Figuras 4 e 5).

O relevo da Serra do Cabral apresenta poucas irregularidades e é composto por rochas altamente resistentes à erosão. Essa resistência decorre, além dos dobramentos geológicos, à presença de intrusões de pegmatitos, rochas diamantíferas e diabásio. O topo da serra é caracterizado por uma extensa chapada, com valores de altitude entre 900 e 1.000 metros de

altitude, acessível após uma subida íngreme. Apesar dessa formação mais plana, a paisagem é intercalada por elevações escarpadas de grande porte, muitas das quais são referidas pelos moradores locais como “serras”. O ponto mais elevado da região atinge 1.391 metros de altitude, na área do município de Joaquim Felício (PANGAIO; SEDA, 2010). Existem alguns córregos na Serra, como é o caso do córrego do Purgante (Figura 2).

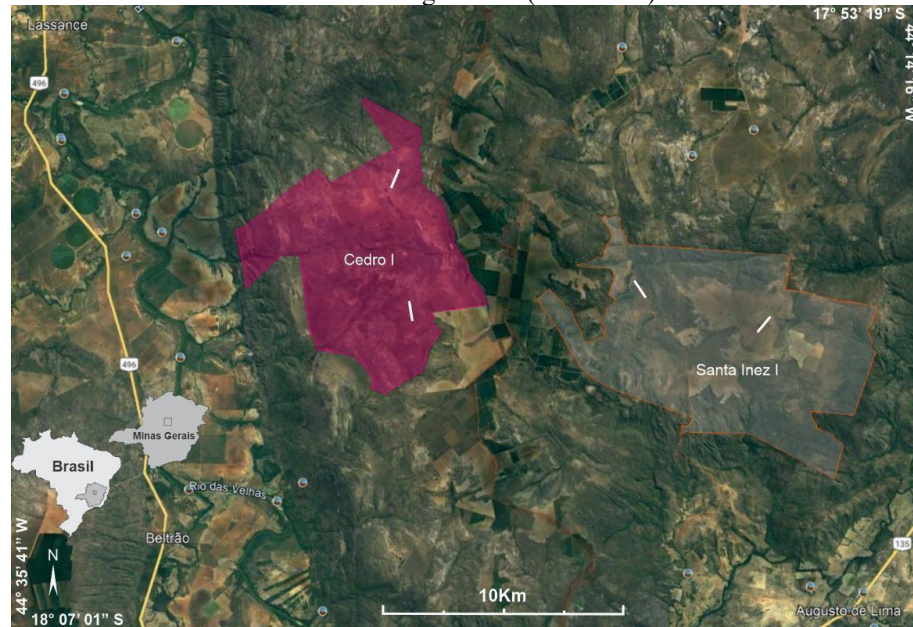
O clima da Serra do Cabral corresponde à classificação Cwb de Köppen, do tipo temperado de altitude, caracterizado por verões amenos e invernos frescos. De acordo com Nimer (1977), a região é classificada como Mesotérmico Brando, com temperaturas médias anuais que variam entre 18°C e 19°C, principalmente em altitudes de 900 a 1.000 metros. Embora raras, geadas foram registradas no local. A precipitação ocorre de forma concentrada no trimestre mais úmido do ano, com média pluviométrica entre 600 e 1.000 mm (PANGAIO; SEDA, 2010).

Figura 3: Mata ciliar típica de Cerrado, com Buritis (*Mauritia flexuosa*), que acompanha o córrego. Ao fundo, a Serra do Palmito. Obtida de Pangaio; Seda, 2010.



Fonte: Seda (2010).

Figura 4: Áreas da fazenda Cedro I (em vermelho) e Santa Inez I (em cinza), com a disposição das linhas de levantamento geofísico (em branco).



Fonte: adaptado de Google Earth.

Figura 5: Localização da área de estudos, com linhas de levantamento geofísico.



Fonte: adaptado de Google Earth.

5 GEOLOGIA

5.1 Regional

A apresentação de toda a geologia da área será feita com base no trabalho de mapeamento geológico e estrutural de detalhe realizado pela equipe da CPRM e intitulado como “Geologia e Recursos Minerais da Folha Serra do Cabral SE.23-X-C-V”.

O Cráton do São Francisco está localizado na porção centro-leste do Brasil e é limitado pelos sistemas orogênicos Rio Preto e Sergipana ao norte, Brasília ao oeste, Ribeira ao sul e Araçuaí ao leste. Grande parte do território cobre os estados da Bahia e Minas Gerais, com pequenas porções em Sergipe, Pernambuco, Tocantins e Goiás.

Este cráton compõe parte do Escudo Atlântico e foi individualizado como unidade geotectônica no final do Proterozoico Superior, conforme Almeida (1977), com limites redefinidos por Alkmim *et al.* (1993). As faixas de dobramento adjacentes representam o registro de terrenos acrescidos durante o ciclo Brasileiro, e formam um registro fundamental da evolução tectônica da margem sudeste da América do Sul.

De acordo com Bittencourt *et al.* (2015), os sistemas orogênicos surgiram a partir de eventos colisionais que deformaram as rochas sedimentares das bacias presentes nas bordas das placas continentais que compunham o supercontinente Gondwana. Na margem leste brasileira, o cráton é delimitado pela bacia de margem passiva desenvolvida durante o rifteamento do Cretáceo, que separou os continentes Sul-Americano e Africano (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012).

A sedimentação na Bacia do São Francisco, que recobre grande parte do cráton, ocorreu em pelo menos quatro estágios distintos após 1,8 Ga (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001). Esses eventos estão associados a episódios tectônicos e magmáticos que moldaram a região, incluídos os rifteamentos do Proterozoico e a formação de bacias sedimentares durante o Neoproterozoico e o Fanerozoico (HASUI *et al.*, 2012).

A área de estudos está inserida no Cráton do São Francisco, próxima ao contato com a Faixa de Dobramentos Araçuaí, Supergrupo Espinhaço e especificamente o Grupo Diamantina. O embasamento do cráton é composto por um núcleo arqueano e dois segmentos paleoproterozoicos. Grande parte do bloco arqueano é encoberta por rochas sedimentares do Proterozoico e Fanerozoico, que apresenta direção NS e corresponde à área de maior extensão do cráton (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012).

A Serra do Cabral, localizada na margem sudeste do Cráton do São Francisco, está inserida no domínio externo da Faixa Araçuaí, parte do orógeno neoproterozóico Araçuaí-Congo Ocidental (ALKMIM *et al.*, 2007; HASUI *et al.*, 2012). Essa interação tectônica é evidenciada pelas estruturas geológicas da região, como os dobramentos suaves com vergência para oeste e a exposição dos litotipos do Supergrupo Espinhaço nos núcleos de anticlinais.

O embasamento do Cráton do São Francisco é composto por um núcleo Arqueano e dois segmentos de um Orógeno Paleoproterozoico. Grande parte do bloco Arqueano é encoberta por rochas sedimentares do Proterozoico e Fanerozoico, apresenta direção NS e corresponde à área de maior extensão do Cráton (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012). O Quadrilátero Ferrífero está inserido no Cinturão Orogênico Mineiro, localizado no extremo sul do cráton e corresponde a uma área de direção ENE desenvolvido durante o Ciclo Transamazônico. É também nesta região que está preservado um terreno granito-greenstone (HASUI *et al.*, 2012).

O embasamento do cráton data do Paleoarqueano e é composto por terrenos granito-greenstone e rochas metavulcanossedimentares que foram formadas em pelo menos duas fases distintas, cuja primeira cessou ao fim do Mesoarqueano e a segunda foi iniciada no fim do Mesoarqueano e durou até o Neoarqueano (HASUI *et al.*, 2012). Os complexos gnáissicos e o Greenstone Belt de Pihumi são exemplos da primeira fase. Para a segunda fase, a Faixa Rio das Velhas possivelmente passou por uma evolução que envolveu uma primeira fase distensiva com origem de rifteamento e abertura oceânica por volta de 2,9 Ga, seguida por uma segunda fase compressiva entre 2,78-2,75 Ga com subducção e formação de arcos insulares e continentais (HASUI *et al.* 2012). Após essa fase, ocorreu entre 2,75-2,69 Ga intrusões de granitoides potássicos seguida pela fase final, por volta de 2,62 Ga, de intrusões granitoides alcalinas a subalcalinas e exumação, com fechamento do primeiro Ciclo de Wilson reconhecível.

Ao longo da história geológica da margem sudeste do cráton, os processos tectônicos e sedimentares moldaram as estruturas da Serra do Cabral, que reflete uma complexa interação entre processos de subsidência, rifteamento e reativação tectônica. Essas características estruturais são importantes para o entendimento do controle sobre a distribuição das unidades geológicas e para a delimitação de áreas de interesse mineral.

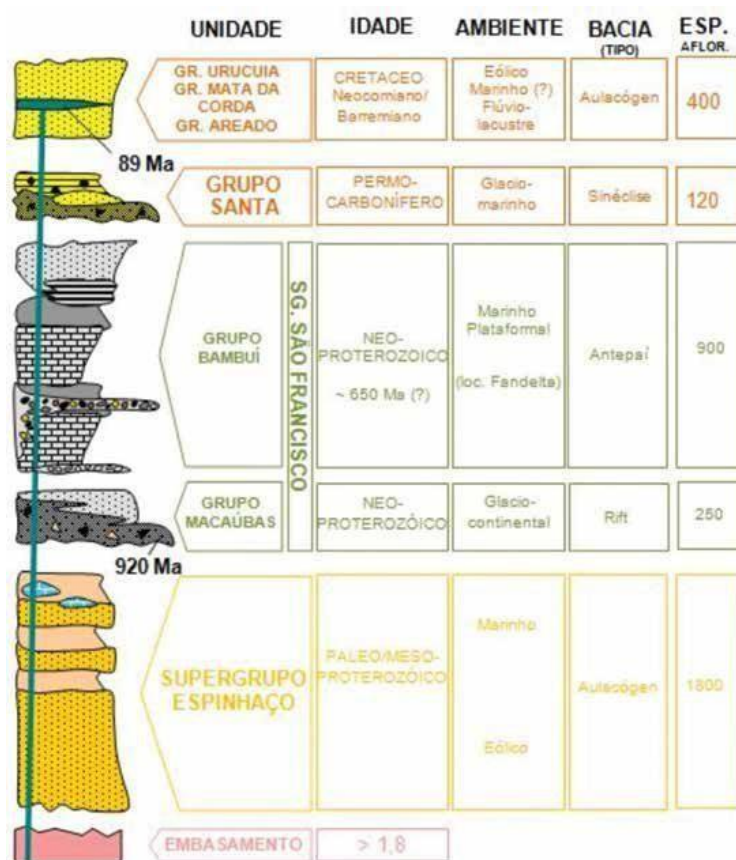
A área de estudo abrange unidades litoestratigráficas pertencentes aos supergrupos Espinhaço e São Francisco, com destaque para as formações que afloram na Serra do Cabral. O Supergrupo Espinhaço representa cerca de 60% da área mapeada e é caracterizado por litotipos que sustentam as elevações da região, inclusive as formações do Grupo Diamantina e do Grupo Conselheiro Mata.

As formações descritas para a Serra do Cabral, com base nas colunas estratigráficas de Pflug (1968) e Dossin *et al.* (1984) (Figura 6), incluem o Grupo Diamantina, representado pela Formação Galho do Miguel e o Grupo Conselheiro Mata, representado pelas Formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira. A Formação Galho do Miguel apresenta arenitos maciços cinza-claros a esbranquiçados, com estratificações cruzadas e ciclos de granocrescência ascendente. A Formação Santa Rita exhibe três fácies: argilitos e siltitos com diques de injeção e estratificação *hummocky*; arenitos subarcoseanos com *ripples* e laminações plano-paralelas; e interestratificações de siltitos e argilitos no topo). A Formação Córrego dos Borges é composta por arenitos finos a médios, bem selecionados, com *ripples* simétricas. A Formação Córrego Bandeira intercala metapelitos e metarenitos com ritmitos e estratificações cruzadas, enquanto a Formação Córrego Pereira é dominada por metarenitos micáceos com lentes pelíticas subordinadas (LOPES *et al.*, 2014).

O Supergrupo São Francisco, que ocorre nos arredores da Serra do Cabral, compreende a Formação Jequitai e o Grupo Bambuí. A Formação Jequitai, inicialmente denominada “conglomerado Jequitai” por Derby (1881), teve sua origem glaciogênica reconhecida por Branner (1919) e posteriormente reforçada por diversos estudos clássicos. Na região, essa unidade é representada por metagrauvacas conglomeráticas (tilitos), com matriz de metarenito fino, clastos de composições variadas e bancos subordinados de arenito. O Grupo Macaúbas, por sua vez, é correlacionado à Formação Jequitai em diversas publicações, especialmente nos trabalhos de Schöll (1973) e Pflug & Schöll (1974), que descrevem diamictitos e metarritmitos nas regiões da Serra Mineira e de Buenópolis, incluindo lutitos laminados interpretados como varvitos. Assim, convencionou-se o uso da denominação Formação Jequitai para a porção cratônica, enquanto a designação Grupo Macaúbas é empregada para unidades equivalentes na Faixa Araçuaí (LOPES *et al.*, 2014).

O Grupo Bambuí, conforme definido por Branco & Costa (1961), é dividido em Subgrupo Paraopeba e Formação Três Marias. O Subgrupo Paraopeba consiste em uma sequência basal de arenitos impuros e ritmitos argilosos, uma seção intermediária de calcarenitos oolíticos e oncolíticos com ciclos *coarsening-upward*, e uma seção superior com ciclos pelíticos semelhantes à base. A Formação Três Marias é composta por arenitos arcoseanos e conglomerados com estratificações cruzadas. Dupont (1996) identificou dois níveis de calcários relacionados às formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, separados por rochas siliciclásticas finas. Eventos regionais, como o magmatismo básico contemporâneo à glaciação Jequitai (~930 Ma), foram descritos como *sills* e diques de rochas metabásicas na Folha Jequitai (LOPES *et al.*, 2014).

Figura 6: Coluna estratigráfica da Bacia intracratônica do São Francisco



Fonte: adaptado de LOPES *et al.* 2014.

Na Serra do Cabral, o único representante das coberturas cretáceas é a Formação Abaeté, pertencente ao Grupo Areado, com registros descritos principalmente nas serras da Água Fria e do Cabral (KARFUNKEL & CHAVES, 1995; PENHA, 2001; CHAVES & BENITEZ, 2007). A unidade é composta predominantemente por conglomerados, que constituem mais de 95% de seu volume, e é suportada ora por clastos, ora por matriz, com predomínio de termos maciços sobre os estratificados (LOPES *et al.*, 2014). Os clastos são majoritariamente quartzitos puros e ferruginosos, além de quartzo de veios. Intercalados nos conglomerados, ocorrem arenitos de geometria tabular ou lenticular, com espessura máxima de 2,5 m, inclusive arenitos seixosos. LOPES *et al.*, (2014) sugerem que esta unidade foi formada em um ambiente fluvial entrelaçado, com leques aluviais subordinados.

A região é marcada por estruturas tectônicas relacionadas aos eventos do Ciclo Brasileiro e por reativações posteriores (ALKMIM *et al.*, 2007; HASUI *et al.*, 2012, LOPES *et al.*, 2014). O relevo estruturado é dominado por dobramentos suaves e falhas normais, o que indica uma forte influência de processos extencionais e compressivos ao longo do tempo. Os dobramentos apresentam vergência para oeste, associados à tectônica de encurtamento durante

a colisão dos blocos continentais que formaram o Gondwana (ALKMIM *et al.*, 2007, LOPES *et al.*, 2014).

As zonas de cisalhamento são características marcantes da geologia estrutural regional, com destaque para estruturas que controlaram a deformação da Serra do Cabral (HASUI *et al.*, 2012). Essas zonas são evidenciadas por rochas miloníticas e ultramiloníticas, que indicam intensa deformação dúctil a dúctil-frágil. Estruturas como falhas normais e transcorrentes, além de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW, refletem fases tectônicas distintas associadas ao rifteamento e reativações tectônicas subsequentes (LOPES *et al.*, 2014).

Durante o Neoproterozoico, o encurtamento tectônico gerou dobramentos suaves e falhas de empurrão (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012, LOPES *et al.*, 2014). A vergência predominante para oeste sugere compressão associada à obdução da Faixa Araçuaí sobre o Cráton do São Francisco. Em contrapartida, durante fases extencionais, os sistemas de falhas normais favoreceram o rebaixamento de blocos crustais, e contribuíram para a formação de bacias sedimentares e controles estruturais sobre os depósitos aluvionares recentes (LOPES *et al.*, 2014).

A interação entre as estruturas geradas durante o Ciclo Brasileiro e as reativações posteriores define a configuração estrutural atual da Serra do Cabral (ALKMIM *et al.*, 2007). Essas estruturas controlam não apenas a distribuição das unidades litológicas, mas também a geometria das bacias sedimentares e a evolução da paisagem ao longo do tempo geológico. Estudos recentes destacam a influência dessas estruturas na compartimentação de depósitos minerais e na distribuição de aquíferos, o que evidencia a importância de integrá-las ao contexto geotécnico e ambiental regional (LOPES *et al.*, 2014).

O metamorfismo na região do Cráton do São Francisco reflete uma complexa interação entre processos tectônicos e térmicos associados aos eventos do Ciclo Brasileiro (ALKMIM *et al.*, 2007; HASUI *et al.*, 2012). Predominam condições de baixo a médio grau, com destaque para as fácies xisto verde e anfibolito, que afetam principalmente as rochas do Supergrupo Espinhaço e as unidades do Supergrupo São Francisco (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012, LOPES *et al.*, 2014).

As zonas de cisalhamento atuaram como canais para o fluxo de fluidos metamórficos, e promoveram alterações mineralógicas significativas nas rochas afetadas (HASUI *et al.*, 2012). Texturas tectonometamórficas, como foliações miloníticas e bandamentos metamórficos, são comuns nas áreas de maior deformação (LOPES *et al.*, 2014).

No Supergrupo Espinhaço, os metarenitos e metaconglomerados exibem recristalizações em quartzito, enquanto no Supergrupo São Francisco, metassiltitos e

metargilitos apresentam paragêneses que incluem minerais como clorita, muscovita e granada, o que indica condições metassomáticas locais (BITTENCOURT *et al.*, 2015). Essas variações estão diretamente relacionadas aos gradientes térmicos e aos estresses tectônicos impostos durante a evolução orogênica LOPES *et al.*, 2014).

O estudo do metamorfismo regional é essencial para compreender a história tectônica e a evolução crustal da região, além de fornecer subsídios para a exploração de recursos minerais, como quartzitos e filitos, amplamente utilizados na indústria da construção civil e em revestimentos (HASUI *et al.*, 2012; ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001, LOPES *et al.*, 2014).

5.2 Litoestratigrafia

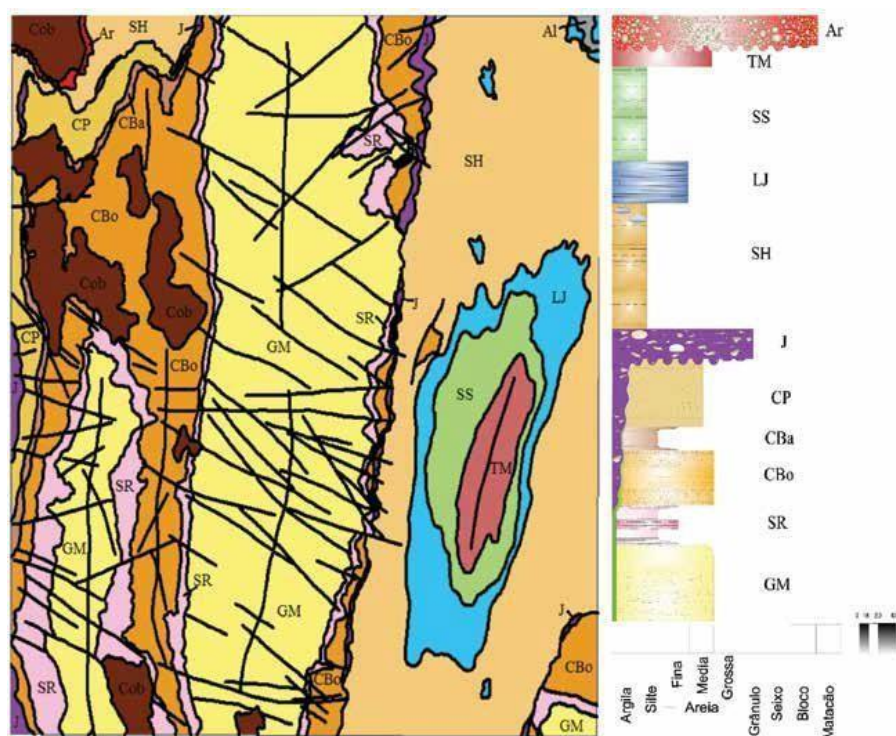
Conforme já mencionado neste texto, foi utilizado o trabalho da CPRM para a descrição da litoestratigrafia. Dessa forma, será evitado o uso constante da citação (LOPES *et al.*, 2014) e será referenciado outros autores quando cabível.

É importante citar que durante os trabalhos de campo não foi observado nenhum afloramento rochoso, mas com base nos estudos da geologia regional, foi interpretado que as formações mais importantes para este trabalho são: Formação Galho do Miguel, Formação Santa Rita, Formação Córrego dos Borges e Grupo Conselheiro Mata.

Fica ressaltado que o que se chamará de aquífero nos resultados, será as zonas de baixa resistividade que podem estar associadas com a presença de água e que não há quaisquer estudos anteriores que tenham definido e classificado aquíferos na região.

As unidades estratigráficas da região do Cráton do São Francisco e áreas adjacentes são marcadas por uma complexa sequência de rochas sedimentares, metassedimentares e vulcânicas, que registram uma evolução geológica desde o Paleoarqueano até o Fanerozoico. Essas unidades estão organizadas em supergrupos, grupos e formações, que refletem diferentes ambientes deposicionais, condições tectônicas e episódios metamórficos ao longo do tempo geológico. A seguir são descritas, em detalhe, as principais unidades estratigráficas, com ênfase nas sequências sedimentares e metassedimentares da Serra do Cabral (Figura 7).

Figura 7: Mapa geológico simplificado da Folha Serra do Cabral.



Fonte: adaptado de LOPES *et al.* (2014).

5.2.1 Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel, inserida no Grupo Diamantina, é caracterizada pela composição predominante de metarenitos finos a grossos, com variações texturais e granulométricas ao longo da coluna estratigráfica. O metarenito basal é textural e composicionalmente maduro, com até 98% de quartzo em sua composição. Os grãos são subarredondados e de baixa esfericidade. Esta unidade é, em geral, maciça, com porções laminadas subordinadas. Em algumas áreas, especialmente na borda nordeste da Serra, ocorre um metarenito rosa, de granulometria média, imaturo e mal selecionado, com presença de mica branca e caulim, observado em pontos isolados. A unidade de topo é composta de metarenitos médios a grossos, com lâminas de aproximadamente 0,2 a 0,5 cm de espessura, e grãos arredondados de alta esfericidade. A coloração destes metarenitos varia entre branca e rosada, em função do grau de alteração. A laminação é evidenciada pela variação granulométrica, e a unidade contém grãos de areia grossa ou grânulos dispersos (HASUI *et al.*, 2012).

As estruturas sedimentares observadas incluem estratificações cruzadas de pequeno porte, com *sets* de base tangencial que variam entre 15 e 50 metros. As marcas de ondulação são tanto assimétricas quanto simétricas, com comprimento de onda que variam de 3 a 5 cm e

amplitude de cerca de 1 cm. Também foram observadas estratificações cruzadas do tipo *hummocky* e estratificações plano-paralelas, especialmente na parte superior da formação. Essas feições sugerem um ambiente de deposição dinâmico, caracterizado por processos de mar raso e fluviais, com alta energia (HASUI *et al.*, 2012; LOPES *et al.*, 2014).

As paleocorrentes para esta formação foram registradas com 127 atitudes e mostram uma direção predominante de fluxo para o sul, com dispersões para sudoeste e sudeste (HASUI *et al.*, 2012).

O contato superior da Formação Galho do Miguel é, em geral, concordante com a Formação Santa Rita e discordante com as Formações Jequitai e Serra de Santa Helena. A discordância é mais evidente na região noroeste da folha. Em campo, a discordância com a Formação Jequitai é observável, porém sua identificação é mais clara por meio de imagens LANDSAT-TM e aerofotos. A unidade exibe notável destaque em imagens de satélite devido ao contraste de relevo e à sua textura rugosa, associada a uma coloração peculiar que varia de avermelhada a rosada (HASUI *et al.*, 2012; SOUZA FILHO, 1995).

5.2.2 Grupo Conselheiro Mata

O Grupo Conselheiro Mata, pertencente ao Supergrupo Espinhaço, é composto por rochas siliciclásticas finas, como metassiltitos, metarenitos e metargilitos, que refletem deposições em ambientes marinhos rasos, plataformas internas e condições de baixa energia. Essas unidades representam uma transição significativa dentro da evolução da bacia Espinhaço, marcada pela influência de tempestades, marés e processos tectônicos (HASUI *et al.*, 2012).

5.2.3 Formação Santa Rita

A Formação Santa Rita ocorre invariavelmente sobre a Formação Galho do Miguel e é encontrada em segmentos alongados com orientação N-S. Ela é caracterizada por intercalações de metassiltitos e metassiltitos-quarzosos de coloração acinzentada escura a esbranquiçada e diques de injeção e estruturas de sobrecarga.

Na base, ocorre uma brecha intraformacional com clastos arredondados que variam de grânulo a seixo, de composição quartzosa. A matriz é composta por um metassiltito de cor arroxeada. Entre os metassiltitos, ocorrem arenitos finos micáceos de coloração rosada e grãos

de baixa esfericidade subarredondados. As estruturas sedimentares mais comuns observadas são marcas onduladas assimétricas e estratificações plano paralelas.

Morfológicamente, a Formação Santa Rita é caracterizada por zonas aplainadas, decorrentes da baixa resistência de seus litotipos à erosão, o que resulta em uma topografia suavizada. A mineralogia predominante inclui quartzo, muscovita e clorita, com minerais pesados acessórios, como zircão e rutilo, que indicam proveniência de fontes distais. Em algumas porções, ocorrem alterações mineralógicas, provavelmente associadas à circulação de fluidos metamórficos em zonas de cisalhamento, fenômeno que impacta as propriedades litológicas e a formação de estruturas geológicas (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001).

As paleocorrentes medidas para a Formação Santa Rita revelam padrões bidirecionais, com direções gerais de fluxo para noroeste (NW) e sudeste (SE). Esses padrões sugerem influências de correntes marinhas e processos deposicionais associados a tempestades e marés, e caracteriza a natureza dinâmica dos ambientes deposicionais da formação.

Os contatos superiores dessa formação são geralmente concordantes com a Formação Córrego dos Borges, mas discordantes em relação às Formações Jequitai e Serra de Santa Helena, especialmente na borda leste da Serra do Cabral. Essas observações são corroboradas por imagens LANDSAT-TM e dados de campo, que ajudam a mapear a distribuição e os contatos estratigráficos dessa unidade.

5.2.4 Formação Córrego dos Borges

A Formação Córrego dos Borges é composta por metarenitos puros a micáceos, finos, brancos e maciços, de alta maturidade textural, com grãos subarredondados e de baixa esfericidade, e metarenitos médios laminados, com lâminas de areia grossa, que variam de 0,2 a 0,5 cm de espessura. Esses litotipos são típicos de ambientes marinhos rasos, e as estruturas sedimentares observadas incluem estratificações cruzadas com *sets* que variam de 15 a 50 cm de base tangencial, e marcas de ondulação assimétricas e simétricas, com comprimento de onda que variam entre 3 e 5 cm e amplitude de cerca de 1 cm. As feições laminadas e as estruturas indicam a influência de tempestades e correntes de maré durante a deposição (HASUI *et al.*, 2012).

A formação reflete condições deposicionais variáveis, com transições entre ambientes litorâneos e plataformas internas. As estruturas tectônicas locais influenciaram diretamente a

arquitetura sedimentar, o que favorece a preservação de depósitos mais finos em zonas de subsidência, especialmente nos flancos de anticlinais e sinclinais.

As paleocorrentes medidas para esta unidade mostram uma direção geral de fluxo para NE, com dispersão para NW e SE. Foram medidas 107 paleocorrentes, o que evidencia um sistema de transporte sedimentar influenciado por dinâmicas marinhas e costeiras.

O contato dessa unidade com a Formação Córrego Bandeira, localizada acima dela, ocorre de forma gradacional, enquanto com a Formação Jequitaí, o contato é discordante e pode ser observado tanto em campo quanto em imagens LANDSAT-TM, com pavimentos polidos e estriados que marcam essa transição.

5.2.5 Formação Córrego Bandeira

A Formação Córrego Bandeira é caracterizada por uma sequência rítmica de metassiltitos intercalados com metarenitos finos. As unidades psamíticas prevalecem na base, enquanto as pelíticas dominam no topo da formação. O acamamento é, por vezes, marcado por ondulações sigmodais. Os metassiltitos apresentam colorações que variam do amarelado ao avermelhado quando alterados. São comuns as laminações de areia fina, com a presença de micas detríticas e óxidos dispersos. Os metarenitos são finos, esbranquiçados, amarelados ou rosados, e maciços em geral. Nos metarenitos rosados, é observada uma maior imaturidade composicional, com presença de micas detríticas e óxidos, como magnetita ou martita.

Marcas onduladas simétricas ou assimétricas, paralelas ou sinuosas, são descritas nos metarenitos, com comprimentos de onda que variam de 2 cm a 5 cm e amplitudes por volta de 1 cm. Estratificações cruzadas tangenciais de médio porte e do tipo *hummocky* foram observadas nos estratos mais arenosos, na região do Córrego Santo Antônio no noroeste da Serra. Essas estruturas sedimentares indicam deposição em ambientes fluviais e eólicos, com influência de marés.

As paleocorrentes para a Formação Córrego Bandeira mostram um padrão bidirecional, com direções de fluxo para N e para S, com consideráveis variações nessas direções. A proveniência sedimentar está relacionada a terrenos metamórficos do Paleoproterozoico, conforme sugerido por estudos isotópicos, o que oferece informações valiosas sobre o suprimento sedimentar na bacia.

O contato superior desta unidade é feito de forma gradacional com a Formação Córrego Pereira, facilmente observado no Córrego Santo Antônio, no noroeste da área mapeada. Quando

em contato com a Formação Jequitai, o contato é discordante, visível na porção noroeste da Serra do Cabral, como mostrado em fotos aéreas ou imagens LANDSAT-TM. A Formação Córrego Bandeira é facilmente identificada em imagens de satélite devido ao contraste negativo de relevo, proporcionado por sua textura mais lisa, em contraste com os litotipos mais grosseiros e resistentes que a rodeiam.

5.2.6 Formação Córrego Pereira

A Formação Córrego Pereira é composta por metarenitos esbranquiçados, rosados a amarelados quando alterados, finos, maciços e muito bem selecionados. Os grãos são subarredondados e de alta esfericidade, compostos principalmente por 95% de quartzo, com raros planos micáceos, o que caracteriza sedimentos muito maduros tanto textural quanto composicionalmente. Esses metarenitos ocorrem em finas faixas, restritas ao flanco oeste da Serra do Cabral, e são caracterizados por uma deposição em ambientes marinhos rasos, sob a influência de correntes de maré e tempestades (HASUI *et al.*, 2012).

As estruturas sedimentares principais incluem estratificações cruzadas de pequeno porte, com *sets* de base tangencial que variam entre 15 e 30 cm de espessura, e marcas onduladas paralelas, com cristas sinuosas e comprimentos de onda em geral de 5 cm. Estratificações cruzadas do tipo *hummocky* também são observadas na base desta unidade. Essas características indicam um ambiente de deposição dinâmico, com variações de energia associadas a tempestades e marés (HASUI *et al.*, 2012).

Foram medidas 78 paleocorrentes para esta unidade, que mostram uma direção geral de fluxo para NW, com uma pequena dispersão para N. Essas correntes indicam um sistema sedimentar com influência principalmente de correntes de maré e eventos de tempestades (HASUI *et al.*, 2012).

A Formação Córrego Pereira faz contato com as Formações Jequitai e Serra de Santa Helena de forma discordante, especialmente na região noroeste da folha. Em campo, a discordância com a Formação Jequitai pode ser observada em afloramentos. A presença de metarenitos bem selecionados e subarredondados torna essa unidade facilmente identificável nas imagens de satélite, além do seu contraste com as unidades adjacentes.

5.2.7 Suíte Metaígneia Pedro Lessa

A Suíte Metaígneia Pedro Lessa ocorre em dois pequenos afloramentos na área mapeada, um a noroeste, com direção aproximada E-W, e outro no centro-norte da folha, com direção NE-SW, e ocupa menos de 1% da área mapeada (HASUI *et al.*, 2012).

Os litotipos que compõem esta unidade são corpos intrusivos de metagabros, que variam de verdes a cinza, com textura holocristalina e granulação média a grossa. Em lâmina delgada, apesar do alto grau de alteração metamórfica, foram identificados piroxênio (em processo de uralitização ou cloritização) e plagioclásio (em processo de sericitização). Como minerais acessórios, foram observados minerais opacos, clinozoisita (provavelmente de origem secundária), epidoto, clorita e sericita (HASUI *et al.*, 2012).

A matriz do metagabro é fina, e os minerais presentes não apresentam orientação preferencial, característica comum em rochas com alto grau de alteração metamórfica. A ausência de orientação mineralógica preferencial pode indicar a ausência de condições metamórficas de alta pressão, possivelmente resulta de um ambiente de metamorfismo de baixo a moderado grau. A identificação dos minerais em processo de alteração, como a uralitização e a sericitização, confirma a atuação de processos metamórficos em condições específicas de pressão e temperatura, com a formação de minerais secundários (HASUI *et al.*, 2012).

5.2.8 Supergrupo São Francisco

Os litotipos do Supergrupo São Francisco ocupam cerca de 35% da região mapeada e circundam as serras da região. Nas aerofotos e imagem LANDSAT-TM, estas unidades não podem ser bem definidas devido à ausência de contraste fotogeológico evidente, o que dificulta sua identificação. As unidades mapeadas pertencentes a este supergrupo incluem o Grupo Macaúbas indiviso, a Formação Jequitai e as formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias do Grupo Bambuí (HASUI *et al.*, 2012).

5.2.9 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas ocupa cerca de 3% da área da Folha Serra do Cabral, ocorre como finas faixas descontínuas que bordejam as serras da região (HASUI *et al.*, 2012). Quando os diamictitos neoproterozoicos e rochas associadas estão localizados no domínio cratônico, são

denominados Formação Jequitai, enquanto no domínio da faixa de dobramentos são classificados como Grupo Macaúbas indiviso (HASUI *et al.*, 2012).

O Grupo Macaúbas indiviso aparece de forma restrita, e aflora de maneira descontínua no extremo sudeste da região mapeada, especialmente na borda da Serra Mineira e representa menos de 1% da área da folha. Esta unidade tem uma espessura máxima de aproximadamente 100 metros. O grupo é composto principalmente por metarenitos brancos a amarelados, feldspáticos, com granulometria que varia de fina a grossa, além de metarenitos conglomeráticos, com a presença esparsa de grânulos e seixos. Locais específicos apresentam brecha monomítica, com clastos angulosos de quartzitos em uma matriz branca arenosa dominante. Essas características litológicas indicam um ambiente deposicional dinâmico, com processos de alta energia associados à presença de detritos grossos e fragmentados (HASUI *et al.*, 2012).

O Grupo Macaúbas indiviso faz contato superior com a Formação Serra de Santa Helena, de forma aparentemente concordante, como observado em fotos aéreas. Contudo, não foi possível verificar este contato diretamente em campo devido ao intemperismo, que afetou a visibilidade dessa transição estratigráfica (HASUI *et al.*, 2012).

5.2.10 Formação Jequitai

Na Folha Serra do Cabral, a Formação Jequitai está restrita aos flancos das serras do Cabral e Mineira, e acompanha os limites da serra de forma descontínua, como finas faixas de direção aproximada N-S e representa cerca de 3% da área da folha. A espessura máxima registrada para esta unidade foi de cerca de 120 metros, localizada na porção norte da folha.

A Formação Jequitai consiste em metadiamicritos com intercalações lenticulares de metarenitos finos, de composição imatura e coloração esverdeada. Quando alterada, a matriz exibe tonalidade esbranquiçada ou arroxeada, condição na qual ocorre a perda de grande parte dos clastos. O metadiamicrito possui matriz predominantemente silto-arenosa, com baixo grau de seleção textural e mineralógica, além de grânulos angulosos de fragmentos líticos. Os clastos apresentam composição heterogênea, com predomínio de quartzo, quartzito, silito (por vezes foliado) e carbonato. A granulometria dos clastos varia de seixo, a classe predominante — a bloco, com rara ocorrência de matações, e o arredondamento varia de subanguloso a subarredondado. Em direção ao topo da unidade ocorre uma diminuição progressiva na

densidade e na granulometria dos clastos, fato evidenciado ao longo do Córrego Riachão, na porção noroeste da área.

As lentes de metarenito possuem formas, tamanhos e posições estratigráficas variadas e podem ocorrer como lentes de metarenitos micáceos finos ou metarenitos imaturos, com estratos ricos em óxidos. Localmente, na parte superior da unidade, ocorrem metapelitos rítmicos esbranquiçados a amarelados.

É comum a orientação de grânulos de material siltoso, na direção da foliação, que formam a textura conhecida como pseudo-matriz. A matriz é siltosa e contém grânulos de quartzo e fragmentos líticos. Clastos de quartzito ocorrem desde grânulo a seixos.

O contato superior desta unidade com a Formação Serra de Santa Helena é concordante, embora sua visualização em campo seja dificultada, pois a interface é frequentemente encoberta por um manto de intemperismo.

5.2.11 Grupo Bambuí

Os litotipos do Grupo Bambuí ocorrem nas áreas rebaixadas ao redor das serras, formam as grandes áreas rebaixadas da região, e ocupam cerca de 32% da região mapeada. As formações pertencentes a este grupo encontradas na área são as formações: Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. É notável a ausência da Formação Sete Lagoas, base deste grupo.

5.2.12 Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena é a unidade do Supergrupo São Francisco com maior representatividade na área mapeada, e ocorre em toda a porção leste e em uma pequena área no extremo noroeste da folha e ocupa cerca de 20% da região mapeada. Ela ocorre nas regiões rebaixadas, com cotas menores que 600 m. A espessura desta unidade é de difícil determinação devido ao intenso processo de intemperismo imposto a esta formação. Entre a Serra do Cabral e o sinclinal de Buenópolis, são estimadas espessuras de 300 a 400 metros.

Essa unidade é constituída por um pacote de metassiltitos/metargilitos laminados, esverdeados a acinzentados quando frescos, mas com diversas colorações de alteração, que variam de amarelado a rosado. Quando compactados, apresentam aspecto ardosiário, com pequena espessura no topo da sequência. O litotipo mais comum é o metassiltito laminado, onde

as lâminas são marcadas por variações de coloração de amarelado a rosado, o que reflete variações composicionais. Quando fresco, é possível reconhecer laminações de manganês e níveis ricos em óxidos.

Subordinadamente, no sul da folha, entre a Serra do Cabral e o Sinclinal de Buenópolis, foram identificados metarenitos finos, esverdeados e imaturos, em camadas decimétricas, intercalados nos metassiltitos.

Em lâmina, o metassiltito é composto principalmente por argilominerais, quartzo e muscovita. O acamamento é marcado por variação gradacional da granulometria e varia de argila a silte. Vênulas de carbonatos milimétricos discordantes também foram identificadas. As margas em lâmina são finas, compostas predominantemente por argilominerais e carbonatos foliados. Vênulas com espessura de aproximadamente 1 mm de calcita/dolomita ocorrem como porfiroblastos de opacos.

O contato superior desta unidade com a Formação Lagoa do Jacaré é transicional, notado pelo predomínio ou não de rochas calcáreas sobre os pelitos. Em contraste, o contato discordante, angular e erosivo entre esta unidade e a Formação Abaeté foi observado na região da Serra da Água Fria, no extremo noroeste da folha.

5.2.13 Formação Lagoa do Jacaré

Esta unidade ocorre de forma mais extensa na parte sul da Folha Serra do Cabral, forma os flancos do sinclinal de Buenópolis, mas também em afloramentos menores na região nordeste da folha e ocupa cerca de 5% da área mapeada. Os litotipos desta unidade formam morros íngremes e paredões escuros e irregulares que sobressaem em meio aos pelitos das unidades circundantes (LOPES *et al.*, 2014). A Formação Lagoa do Jacaré atinge espessuras de até 250 metros no sinclinal de Buenópolis.

A Formação Lagoa do Jacaré é caracterizada por calcilutitos e calcarenitos laminados, com laminações e estratificações plano-paralelas de espessuras variáveis. Também são comuns estratificações cruzadas de pequeno a médio porte. São frequentemente observados veios de calcita branca e cinza, ricos em sulfetos, como pirita ou calcopirita. A formação apresenta intercalações de calcarenito oolítico, às vezes com intraclastos. Subordinadamente, ocorrem margas e metassiltitos/metaargilitos lamiarjanjados quando alterados.

Para a descrição das lâminas delgadas, Foi utilizada a classificação de Folk (1974) para carbonatos, por possibilitar melhor caracterização da rocha. Foram descritas lâminas que

apresentavam cimento compostos por calcita e/ou dolomita esparítica e ocorrências de cristais de carbonato com clivagem romboédrica dispersos, com tamanhos que variam de 1 a 6 mm. Os alquímicos são compostos por “peloids” que variam de 0,1 a 10 mm, com forma de elipsóide e eixo maior paralelo ao acamamento. Também foi notada a ocorrência de vênulas de carbonato.

Esta unidade faz contato superior concordante e gradacional com a Formação Serra da Saudade, tal contato pode ser visualizado em campo na região do sinclinal de Buenópolis. Em aerofotos e imagem LANDSAT-TM, a Formação Lagoa do Jacaré pode ser facilmente reconhecida por sua reflectância e pela abundante vegetação, geralmente assentada sobre seus litotipos.

5.2.14 Formação Serra da Saudade

A formação Serra da Saudade é uma unidade ocorre somente na região dos flancos do sinclinal de Buenópolis, e ocupa cerca de 4% da área mapeada. Os litotipos desta unidade são muito suscetíveis ao intemperismo, e estão quase sempre alterados. Esta formação atinge espessuras de até 300 metros.

Essa unidade é composta por litotipos muito semelhantes aos da Formação Serra de Santa Helena, constituída por metasiltitos e metaargilitos laminados, com coloração que varia de acinzentada a esverdeada, ou amarelada e rosada quando alterada. Subordinadamente, ocorrem arenitos finos com laminações plano-paralelas e marcas de onda assimétricas.

Esta unidade faz contato superior com a Formação Três Marias, porém tal contato não foi observado em campo devido ao intemperismo. Em aerofotos e imagem LANDSAT-TM, esta formação pode ser reconhecida por seu contraste de relevo (negativo) e reflectância em relação às unidades circundantes.

5.2.15 Formação Três Marias

Esta unidade, na área mapeada, está presente somente no núcleo do sinclinal de Buenópolis e ocupa cerca de 3% da Folha Serra do Cabral.

A Formação Três Marias é caracterizada por arcóseos acinzentados, de granulometria fina a grossa, ricos em micas detríticas. Em estado fresco, podem ser localmente avermelhados e maciços, com estratificações planas e cruzadas de porte métrico. A unidade apresenta, localmente, clastos esparsos de quartzo e/ou quartzito, subarredondados e com granulometria

de seixo. De forma subordinada, ocorrem siltitos e argilitos laminados cuja cor varia de cinza-esverdeado a amarelado ou avermelhado quando intemperizados, semelhantes aos encontrados nas formações Serra de Santa Helena e Serra da Saudade.

A grande predominância de arcósios finos a grossos, localmente com clastos, e com frequentes estratificações cruzadas, sugere sedimentação fluvial, do tipo entrelaçada (*braided*). Esta unidade pode ser identificada em aerofotos e imagem LANDSAT-TM por seu contraste de relevo (positivo) e reflectância mais alta em relação às unidades circundantes.

5.2.16 Grupo Areado

Os litotipos do Grupo Areado são representados na área mapeada somente pelos ruditos da Formação Abaeté, que corresponde à base deste grupo.

5.2.17 Formação Abaeté

Esta unidade, na região mapeada, está presente somente na base da Serra da Água Fria, no extremo noroeste da folha, e na Serra do Cabral em pequenos afloramentos próximos à cidade de Buenópolis e ocupa cerca de 1% da área total da Folha Serra do Cabral. Ela exibe um forte controle altimétrico em torno da cota de 900 m. A espessura da Formação Abaeté é estimada em torno de 30 metros.

Na região de estudo, esta formação é caracterizada por ortoconglomerados polimíticos maciços (com 10% de matriz), que apresentam matriz silto-arenosa, ferruginosa e de coloração amarronzada, além de estarem, em geral, lateritizados. Quando lateritizados, estes conglomerados exibem cores que variam de arroxado a avermelhado. Os clastos são subarredondados a arredondados, de baixa esfericidade, com granulometria que varia de seixo a bloco, e os seixos correspondem a 85% do total de clastos. A composição dos clastos inclui quartzitos (laminados ou não) e metassiltitos. A Formação Abaeté não exibe deformação ou metamorfismo e repousa em discordância sobre os sedimentos do Grupo Bambuí.

Muitas vezes ocorre intemperismo da matriz e dos clastos mais frágeis destes conglomerados, e restam apenas os clastos mais resistentes, que são dispersos pela superfície da região. Esta unidade pode ser detectada em aerofotos ou imagem LANDSAT-TM devido à sua textura muito rugosa.

5.2.18 Coberturas Detrito-Lateríticas

As coberturas detrito-lateríticas estão concentradas na porção oeste da folha, apresentam maior abundância na porção norte e ocupam cerca de 4% da área mapeada. Tais coberturas ocorrem sobre os litotipos do Supergrupo Espinhaço nas chapadas da Serra do Cabral, e do Grupo Areado na Serra da Água Fria, em cotas altimétricas que variam de 950 a 1000 m.

Essas coberturas são formadas por depósitos arenosos de granulometria fina, média, grossa e muito grossa, que variam de brancas a amarelo-acastanhadas, com grãos subarredondados a arredondados, mal selecionados, com horizontes de cascalhos e desenvolvimento local de processos de lateritização.

5.2.19 Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares estão concentrados no extremo nordeste da folha, junto ao Córrego da Grotta e representa menos de 1% do total da área da folha. Esses depósitos são representados por sedimentos arenosos, cascalhosos e argilosos, depositados nos aluviões dos cursos d'água da região.

5.3 Geologia estrutural

O acervo estrutural da Folha Serra do Cabral está diretamente relacionado ao comportamento das unidades proterozóicas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco. Foram observados e medidos os principais elementos geométricos planares e lineares da área: acamamento (S0), foliação (S1), lineações de interseção (Ln) e eixos de dobras.

5.3.1 Acamamento

Nos litotipos do Supergrupo Espinhaço, o acamamento é a estrutura predominante, evidenciado em campo por variações granulométricas nos litotipos mais grosseiros e por laminações com variações composicionais nas unidades mais finas (a exemplo dos metassiltitos das formações Santa Rita e Córrego Bandeira). Estruturas sedimentares, como marcas

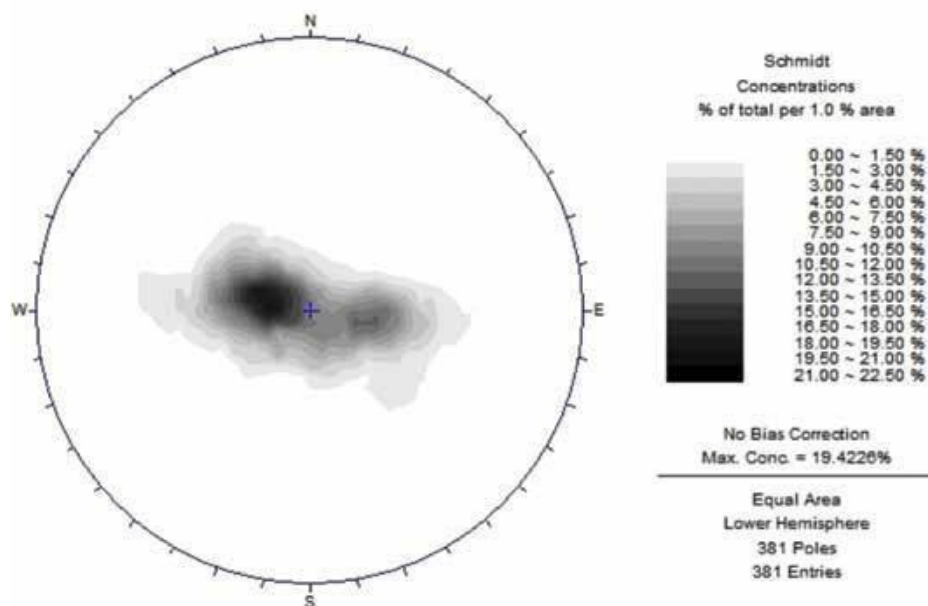
onduladas e estratificações cruzadas e plano-paralelas, também são indicadores relevantes presentes em todos os litotipos desta unidade.

Nas unidades do Supergrupo São Francisco, os acamamentos (S0) são bem observados nos metapelitos, por variações composicionais evidenciadas a partir das variações das cores de alteração, e nos metarenitos, pelas variações granulométricas.

O comportamento do S0 nestes dois supergrupos é similar, o que viabiliza, entre outros fatores, o tratamento indistinto entre eles. O S0 apresenta leve dobramento em ambas as unidades, com mergulhos suaves e direção geral das camadas no sentido N-S. O mergulho médio do acamamento é maior para os litotipos do Supergrupo São Francisco, sobretudo na região do sinclinal de Buenópolis, onde ocorre um aumento mais pronunciado.

O acamamento em geral tem direção aproximada N5E, e seus mergulhos variam entre 3 e 70°, e a grande maioria apresenta baixos mergulhos entre 10 e 30°. É notável uma concentração ligeiramente maior de mergulhos para o leste. A unidade cretácea apresenta acamamento sempre sub-horizontal (Figura 8).

Figura 8: Estereograma com projeção polar das medidas de acamamento tomadas pelo grupo da CPRM



Adaptado de LOPES *et al.* 2014.

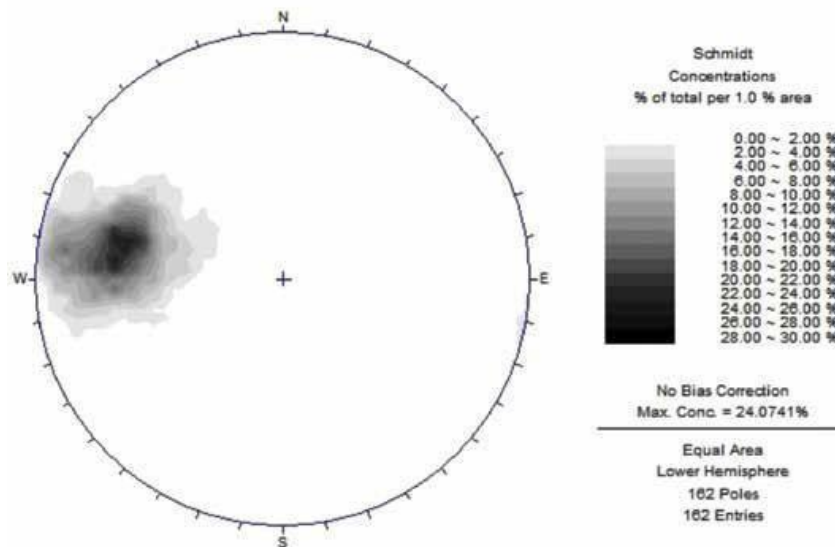
5.3.2 Foliação (Sn)

A foliação (Sn) é de difícil observação nas unidades do Supergrupo Espinhaço, mas é mais evidente nos litotipos do Supergrupo São Francisco, em especial nos de granulometria

mais fina, nos quais a foliação é bem desenvolvida. O comportamento de S1 é semelhante em ambas as unidades, com direção aproximada N-S e vergência para oeste. Nos litotipos finos do Supergrupo São Francisco, ocorre uma clivagem de fratura na maior parte dos afloramentos, com direção aproximada N-S e mergulhos de alto ângulo para leste (Figura 9).

Em campo, a equipe da CPRM identificou que a foliação é identificada pela orientação dos argilominerais ou dos filossilicatos (micas), e apresenta, por vezes, uma clivagem de fratura com comportamento plano-axial e mergulhos entre médio e alto ângulo, com vergências para o oeste. A foliação, em geral, tem direção aproximada N5E, com mergulhos que variam entre 10 e 85°, mas com mergulhos íngremes, entre 55 e 80°, na maioria dos casos.

Figura 9: Estereograma com projeção polar das medidas de foliação tomadas pelo grupo da CPRM

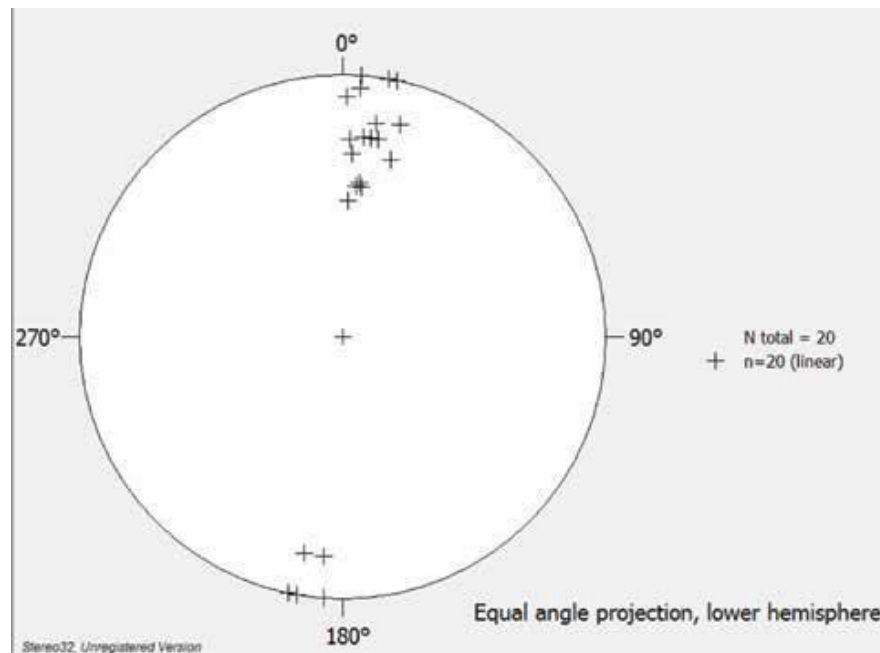


Fonte: adaptado de LOPES *et al.* 2014.

5.3.3 Lineação de Interseção (Ln)

Lineações de interseção (S0 – S1) foram medidas em eixos de dobras ou na interseção do acamamento com a foliação, sempre na direção N-S, com ligeiro desvio para o leste e caimentos suaves (em torno de 10°), em sua maioria para o norte (Figura 10).

Figura 10: Estereograma com projeção polar das medidas de lineação de intersecção tomadas pelo grupo da CPRM



Fonte: adaptado de LOPES *et al.* 2014.

5.3.4 Lineamentos

Foram fotointerpretados diversos lineamentos que cortam os litotipos do Supergrupo Espinhaço e mostram movimento transcorrente, em sua maioria sinistral, e provoca contato tectônico entre formações estratigraficamente separadas. Estes lineamentos aparecem somente na Serra do Cabral, com direções aproximadas ENE-WSW e WNW-ESSE. Vários desses lineamentos são marcados pela hidrografia da região.

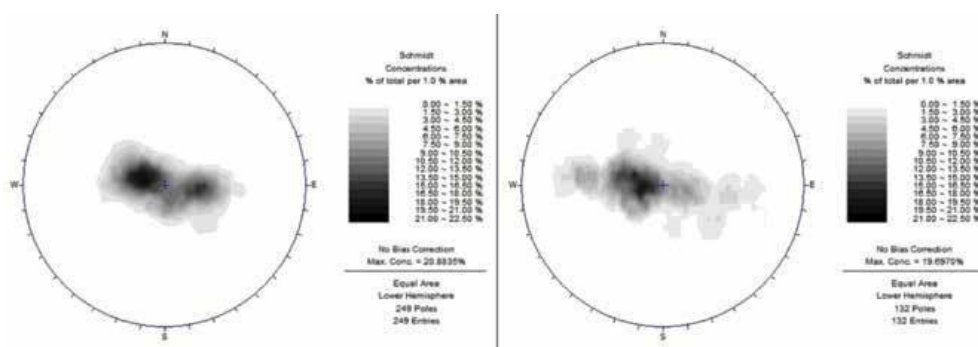
5.3.5 Estruturação e Deformação

A estruturação da Folha Serra do Cabral está diretamente relacionada ao comportamento das unidades proterozóicas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco. Foram observados megadobramentos suaves, que formam grandes sinformes e antiformes com fraca vergência para oeste. Os supergrupos Espinhaço e São Francisco têm comportamentos estruturais semelhantes, porém, devido às diferentes reologias, o Supergrupo São Francisco, por apresentar comportamento mais drástico, apresenta dobras de mesmas características, mas de menor porte e maior frequência do que as dobras presentes no Supergrupo Espinhaço. Estas dobras

apresentam comprimentos de onda quilométricos e um padrão de falhamentos transcorrentes de direções ENE-WSW e WNW-ESE, com sentidos de movimento sinistral e dextral, além da presença de algumas zonas de cisalhamento rúpteis.

Os estereogramas de acamamento para o Supergrupo Espinhaço e São Francisco mostram uma variação maior para o acamamento do segundo e indicam uma maior concentração de planos com caimento para leste, o que sugere a presença de um flanco longo a leste e um flanco curto a oeste (Figura 11).

Figura 11: Estereograma com projeção polar das medidas de acamamento tomadas pelo grupo da CPRM. À esquerda – Supergrupo Espinhaço; à direita – Supergrupo São Francisco



Adaptado de LOPES *et al.* 2014

Os grandes antiformes foram mais expostos às superfícies de aplainamento que atingiram a região e expuseram os litotipos do Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, da Água Fria e Mineira. Estes litotipos sustentam as grandes serras, e compõe os núcleos de dobras quilométricas, abertas e cônicas, com amplas zonas de charneira, ligeiramente assimétricas, com flancos longos e mergulhos menores a leste, e flancos curtos com mergulhos maiores a oeste, e mostram fraca vergência para oeste.

A Serra do Cabral é composta por duas grandes culminações antiformais, separadas por uma depressão sinclinal. A Serra do Cabral tem 35 km de largura e ocupa todos os 55 km de extensão da folha no sentido N-S, com o sinclinal oriental e ocupa 18,5 km e o ocidental 13,5 km, aproximadamente. O anticlinal ocidental é dividido em dois anticlinais menores e um sinclinal cujo eixo apresenta caimento para norte na porção NW da folha, próximo à Serra da Água Fria. Ao norte de Joaquim Felício, há um anticlinal menor com eixo ENE-WSW e caimento para ENE.

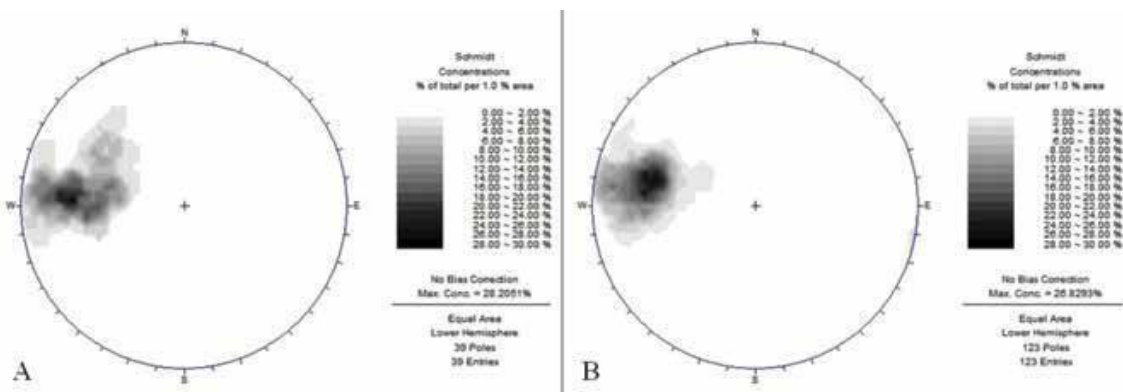
O grande sinforme da região é o sinclinal de Buenópolis, com aproximadamente 12 km de largura e 33 km de extensão. Esta estrutura preservou em seu núcleo os litotipos de topo do

Supergrupo São Francisco, como as formações Serra da Saudade e Três Marias. Como em toda a área, este sinclinal também apresenta fraca vergência para oeste, com flancos curtos de mergulho maior a Leste e flancos longos e suaves a oeste. Junto a esta estrutura ocorrem dobras parasíticas métricas, abertas e cônicas, diferentemente do resto da região. Outro sinforme é o sinclinal central da Serra do Cabral, que separa os anticlinais oriental e ocidental e forma uma dobra em “M”, que expõe a Formação Córrego dos Borges no meio da Serra do Cabral. Os pequenos desvios sofridos para leste pelos planos axiais das dobras acompanham a curvatura do front Espinhaço, localizado a leste da folha.

Os eixos e lineações de interseção medidos na região apresentam em sua grande maioria a direção N-S, com ligeiro desvio para leste, e a maioria dos caimentos para norte.

As foliações são mais abundantes nos litotipos do Supergrupo São Francisco e apresentam direção geral NNE-SSW com vergência para W. Em alguns locais, estas estruturas correspondem ao plano axial de dobras. Os principais lineamentos da região correspondem a zonas de cisalhamento rúptil transcorrentes, com direções ENE-WSW ou WNW-ESE e sentidos sinistral e dextral. Tais lineamentos são observados apenas nos litotipos do Supergrupo Espinhaço. Em campo, foram identificadas algumas destas zonas de cisalhamento rúptil (Figura 12). A estruturação e a deformação da área estão relacionadas ao ciclo brasileiro neoproterozóico, responsável pela estruturação da Faixa Araçuaí e, conseqüentemente, do *front* Espinhaço.

Figura 12: Estereograma com projeção polar das medidas de foliação tomadas pelo grupo da CPRM. À esquerda – Supergrupo Espinhaço; à direita – Supergrupo São Francisco



Adaptado de LOPES *et al.* 2014

5.4 Metamorfismo

O metamorfismo da área é de difícil determinação devido à ausência de minerais índices, que poderiam ser usados para determinar as paragéneses minerais. Os litotipos do Supergrupo Espinhaço, em especial, não apresentam nenhum mineral que possa ser usado para caracterizar o metamorfismo da região. Feições como sobrecrecimento, dissolução por pressão, extinção ondulante e textura poligonal dos grãos de quartzo, além de baixa taxa de porosidade e contatos amebóides, comuns aos litotipos desta unidade, podem ser usadas para caracterizar uma diagênese avançada ou um longo tempo de confinamento por soterramento.

Nas unidades do Grupo Bambuí, é possível observar a presença de micas brancas (provavelmente sericitas) e algumas cloritas com uma orientação incipiente, o que indica condições metamórficas da fácies xisto verde baixo.

Os dados adquiridos pela equipe da CPRM não permitem uma caracterização definitiva do grau metamórfico na área. Por essa razão, o evento é classificado como um metamorfismo transicional entre o anquimetamorfismo e a fácies xisto verde baixo.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Geofísica

A geofísica é uma ciência responsável pelo estudo das propriedades físicas intrínsecas aos materiais da Terra, cujas variações estão associadas a diferenças mineralógicas, granulométricas, porosidade, permeabilidade e presença de fluidos, além de estruturas como fraturas e falhas (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990; REYNOLDS, 2011). Métodos elétricos e eletromagnéticos são particularmente sensíveis a essas heterogeneidades, permitindo detectar contrastes físicos no subsolo (MUSSETT; KHAN, 2000).

A aplicação da geofísica representa uma alternativa eficaz para investigações preliminares em estudos geotécnicos, hidrogeológicos e de prospecção mineral, uma vez que variações nas propriedades físicas entre solos e rochas, bem como nos teores de umidade, produzem assinaturas mensuráveis pelos métodos geofísicos (DOMENICO; SCHWARTZ, 1990; FANTI, 2015; BÜCHI, 2022).

A integração de dados geológicos, como a orientação de falhas, fraturas e inclinação das camadas, com levantamentos geofísicos possibilita a criação de modelos hidrogeofísicos detalhados e confiáveis nos estudos de hidrogeologia. Essa abordagem combinada permite a identificação de camadas aquíferas, considera a profundidade, a continuidade lateral e as influências estruturais e estratigráficas, informações importantes para a escolha estratégica de locais mais propícios à perfuração de poços tubulares profundos. Investir nessa fase preliminar frequentemente resulta em otimização de custos e tempo, e evita perfurações improdutivas ou de baixa vazão.

6.2 Método da Eletrorresistividade

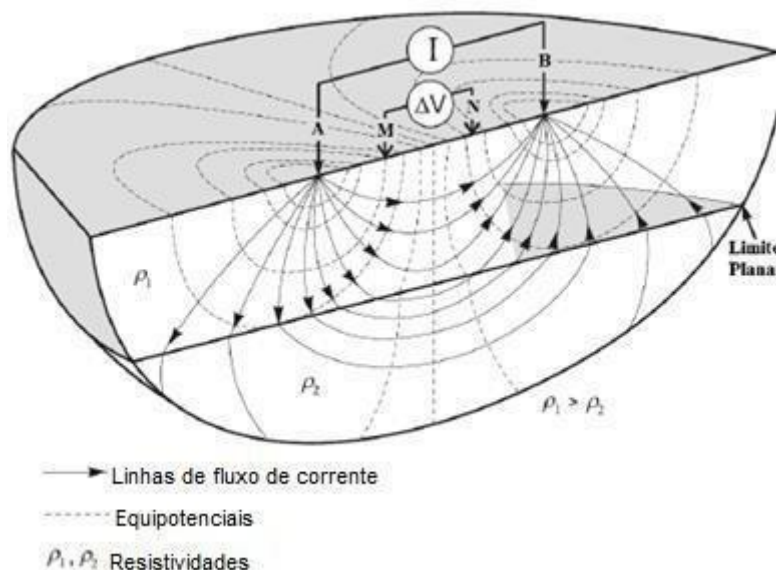
O método da eletrorresistividade é baseado na resistência dos materiais à passagem de corrente elétrica. Os valores de resistividade elétrica (ρ), medidos em ohm-metros $\Omega.m$, são característicos de cada tipo de material geológico (KEAREY *ET AL.* 2002). Em rochas, a condução elétrica ocorre, de forma principal, por meio de soluções iônicas presentes em poros ou fraturas. Essa condução é influenciada por fatores como composição mineralógica, porosidade e fraturamento (MUSSETT & KHAN, 2000). O método consiste na injeção de uma

corrente elétrica no subsolo por meio de dois eletrodos de corrente (A e B), e na medição da diferença de potencial ΔV (volts, V) entre dois eletrodos de potencial (M e N) (Figura 13).

Autores como Reynolds (2011) e Telford *et al.* (1990) reforçam que a eletrorresistividade é uma das técnicas mais eficazes para estudos hidrogeológicos em ambientes cristalinos, devido à sua sensibilidade às variações de saturação e à presença de descontinuidades.

Exemplos práticos ilustram a eficácia desses métodos. Em East Anglia, Inglaterra, sondagens com arranjo Schlumberger mapearam aquíferos no aquífero Crag e identificaram camadas de baixa resistividade associadas a sedimentos saturados, o que permitiu delimitar zonas favoráveis à perfuração de poços, com resultados corroborados por dados geológicos (MUSSETT; KHAN, 2000, p. 410-411). Outro estudo na mesma região utilizou tomografia elétrica para mapear a interface entre água doce e salina, identificando zonas de baixa resistividade ligadas à intrusão salina, e forneceu informações valiosas sobre a estrutura do aquífero (MUSSETT; KHAN, 2000, p. 412-416). Na Holanda, a integração de sondagens de resistividade com outros métodos, como o radar de penetração no solo, permitiu mapear com precisão a posição o lençol freático, o que reforça a complementaridade da eletrorresistividade em estudos hidrogeológicos (MUSSETT; KHAN, 2000, p. 409-410).

Figura 13: Princípio do método da Eletrorresistividade.



Fonte: adaptado de Knödel *et al.*, 2007.

A resistividade aparente (ρ_a) é calculada com base na Lei de Ohm e relaciona a diferença de potencial (ΔV) e a corrente (I) por meio de um fator geométrico K, que depende da

disposição dos eletrodos (KELLER e FRISCHKNECHT, 1966). A equação é dada pela equação 1:

$$\rho a = K \frac{\Delta V}{I}$$

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

Equação 1

6.3 Aquisição e Processamento de Dados

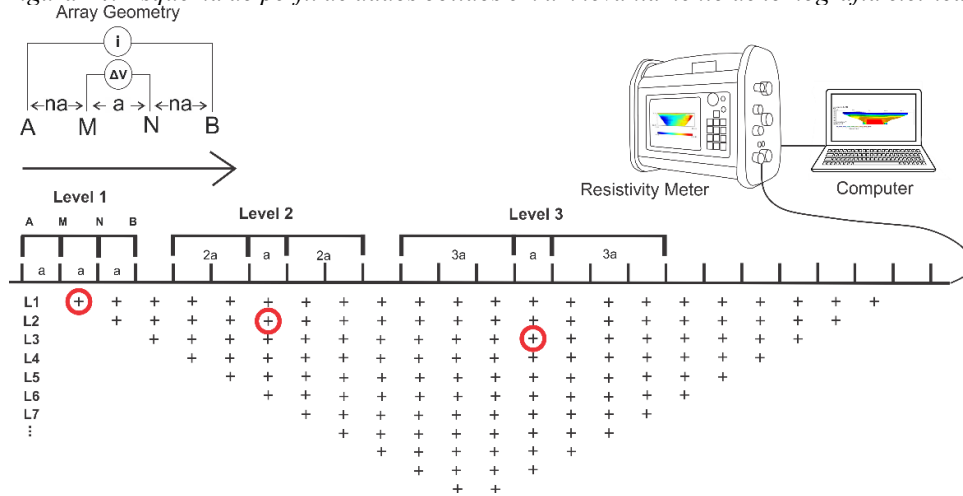
A técnica de tomografia elétrica foi empregada para investigar a subsuperfície, devido à sua capacidade de mapear contrastes laterais e verticais de resistividade em estruturas 2D (REYNOLDS, 2011; LOKE, 2004). (Figura 14). Essa técnica utiliza arranjos de eletrodos de corrente e potencial, dispostos linearmente e deslocados ao longo de um perfil, o que gera seções de resistividade por profundidade. O método é particularmente útil para identificar variações em camadas de solo, rochas e zonas saturadas, como aquíferos em ambientes sedimentares ou cristalinos.

A Figura 15 ilustra a montagem do equipamento durante o trabalho de aquisição de dados, que basicamente consiste na acoplagem do equipamento ABEM *Terrameter* LS a uma bateria que será a responsável por gerar a corrente elétrica. Do equipamento saem os cabos (o equipamento fica centralizado) que se conectam aos eletrodos mediante o uso de presilhas.

O arranjo utilizado foi do tipo Wenner-Schlumberger, que combina características dos arranjos Wenner e Schlumberger, e oferece boa resolução vertical e lateral (Figura 16). Nesse arranjo, quatro eletrodos são dispostos linearmente: dois de corrente (A e B), separados por uma distância maior, e dois de potencial (M e N), com separação menor. A distância entre os eletrodos de corrente é ajustada para investigar diferentes profundidades e mantém a simetria em relação ao centro do arranjo (LOWRIE, 2007).

A aquisição dos dados em campo foi realizada entre os dias 03 e 06 de fevereiro de 2024, mediante o uso do equipamento ABEM *Terrameter* LS com o acompanhamento da agrônoma Daniela Andrade (Eldorado Terras), que foi a responsável pelo contato com os proprietários das terras e pela viabilização do acesso às áreas de estudo, e participou ativamente de todo o processo (Figura 17 A, B, C e D).

Figura 14: Esquema do perfil de dados obtidos em um levantamento de tomografia elétrica.



Fonte: adaptado de Loke, 2003.

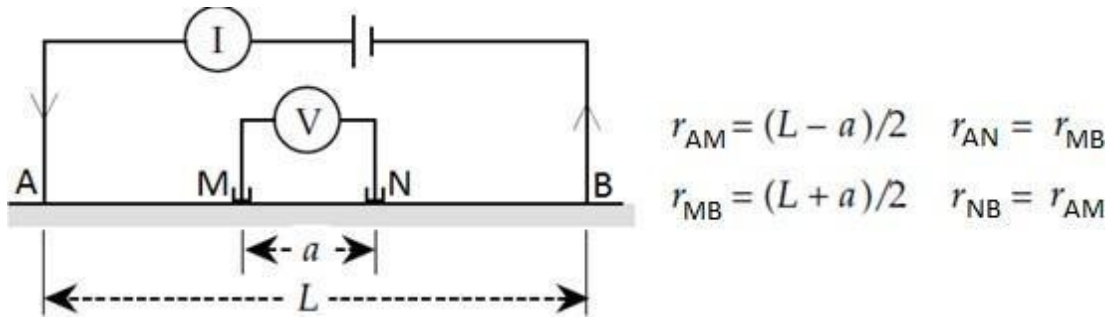
Figura 15: Aquisição de dados geofísicos por meio de técnica de tomografia elétrica. a) Detalhe do sistema de aterramento elétrico para aquisição de dados. b) Resistivímetro tomográfico ABEM Terrameter LS em operação; c) Linha de tomografia elétrica durante aquisição de dados.

Figura 15: Aquisição de dados geofísicos por meio de técnica de tomografia elétrica. a) Detalhe do sistema de aterramento elétrico para aquisição de dados. b) Resistivímetro tomográfico ABEM Terrameter LS em operação; c) Linha de tomografia elétrica durante aquisição de dados.



Fonte: Autor.

Figura 16: Disposição dos pares de eletrodos em arranjo Wenner-Schlumberger.



Fonte: adaptado de Knödel *et al.* 2007.

Em cada linha, que tinha cerca de 900 metros, foram inseridos 84 eletrodos metálicos no solo, conectados a cabos para a injeção de corrente elétrica e a medição da diferença de potencial. Essa configuração permitiu investigar profundidades de até 190 metros. A posição desses sensores foi registrada com um sistema DGPS (Stonex S850, Itália), o que garantiu uma precisão de 1 metro tanto na geolocalização quanto nas medições de altitude. As linhas geofísicas estavam muito distantes umas das outras, com cerca de 4 a 8 quilômetros de distância. Essas informações foram posteriormente integradas às planilhas de dados para a inversão geofísica.

Os dados obtidos por tomografia elétrica foram organizados em um editor de planilhas, juntamente com as coordenadas geográficas e altitudes de cada ponto, e posteriormente processados no *software* Res2DInv (Geotomo – Malásia).

O programa Res2DInv gera modelos bidimensionais da subsuperfície a partir de dados de imageamento elétrico, tendo sido desenvolvido para processar grandes conjuntos de dados com algoritmos de inversão robustos (LOKE; BARKER, 1996; LOKE, 2004). O modelo 2D utilizado na inversão é composto por blocos retangulares cuja geometria é definida conforme a distribuição dos pontos de dado na pseudosseção, conforme descrito nos manuais técnicos do *software* (GEOTOMO SOFTWARE, 2019).

A configuração e o tamanho dos blocos são definidos automaticamente pelo *software* com base na distribuição dos pontos amostrados. A profundidade da linha inferior desses blocos é aproximadamente equivalente à profundidade máxima de investigação, determinada pelo maior espaçamento entre eletrodos (EDWARDS, 1977).

Para calcular os valores de resistividade aparente, aquela cujos dados não foram processados ainda e não reflete o ambiente geológico tal como ele é, o programa utiliza uma sub-rotina de modelagem direta baseada na técnica de otimização não linear por mínimos quadrados (DEGROOTHEDLIN & CONSTABLE, 1990; LOKE & BARKER, 1996). O

resultado é apresentado na forma de uma seção que relaciona distância e profundidade, denominada modelo de inversão.

Figura 17: Etapa de coleta de dados em campo: A) Linha 3 – Santa Inez I, B) Linha 4 – Cedro I, C) Linha 5 – Cedro I, D) Linha 7 – Ecoagrícola (Pedra Alta).



Fonte: Autor.

7 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

As estimativas de vazão dos poços apresentadas a seguir foram obtidas a partir da interpretação dos valores de resistividade e da espessura da camada medidos na linha de calibração realizada na Fazenda Santa Inez I. As informações referentes à profundidade e à vazão do poço foram transmitidas verbalmente ao autor pelos colaboradores da fazenda, sem a apresentação de documentos que comprovassem sua veracidade. Como as linhas geofísicas eram muito distantes umas das outras (entre 4 e 8 km), a equipe entendeu que não haveria risco de interferência de um poço no outro.

Além disso, não há estudos prévios que delimitem ou classifiquem formalmente as zonas potenciais de saturação hídrica como aquíferos e por esse motivo, o termo “aquífero”, quando utilizado neste trabalho, não será acompanhado de nomenclatura específica. Diante do contexto da geologia regional, foi interpretado que as zonas de baixa resistividade associadas à presença de água seriam interpretadas como aquíferos fissurais e também entre os acamamentos das rochas.

Outro aspecto relevante é que, com base na interpretação da linha de calibração, foi adotado que as cores frias estão associadas a baixos valores de resistividade e representam ambientes saturados em água, ao passo que as cores quentes estão relacionadas a altos valores de resistividade e indicam ambientes secos.

Como uma última ressalva, fica registrado que não houve tempo hábil para que fosse feito o detalhamento da geologia nas áreas de estudo, devido ao curto período de tempo que a equipe dispunha para ficar na região.

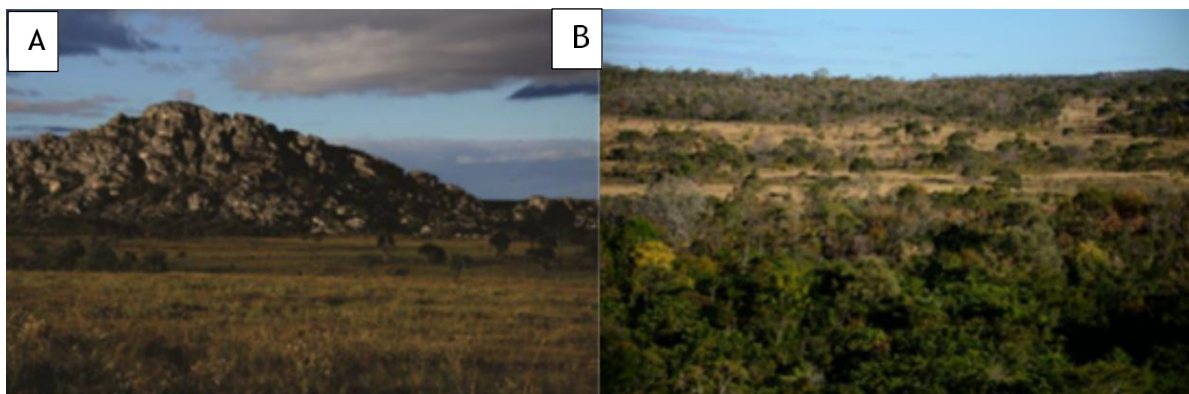
O levantamento geofísico foi precedido por um reconhecimento geológico local, cujo objetivo de identificar os principais controles geológicos e sua influência sobre as propriedades físicas detectáveis pelo método da Eletrorresistividade (Figura 18 A e B).

Com base no contexto geológico e estrutural da região, observa-se que esses fatores controlam diretamente a infiltração das águas pluviais, sobretudo devido à presença de solos rasos e bem drenados. O mapa geológico da Serra do Cabral evidencia a predominância de quartzitos nos planaltos, com ocorrências subordinadas de xistos — características confirmadas em campo nas estradas de acesso à área de estudo (Figura 19).

O intemperismo intenso dos quartzitos gera solos arenosos com blocos dispersos, embora, em casos de metamorfismo de grau mais elevado, a rocha possa permanecer amplamente preservada (Figura 19A). Em contrapartida, as regiões onde predominam os xistos apresentam relevo aplainado, solos argilosos espessos e maior retenção de umidade. Esta rocha contém aluminossilicatos do grupo das micas (muscovita e biotita), minerais que sofrem

hidratação facilmente durante o intemperismo e são convertidos em argilominerais, como a caulinita ou a muscovita.

Figura 18: Contexto geológico local. A) Morro de quartzito. B) Terreno plano.

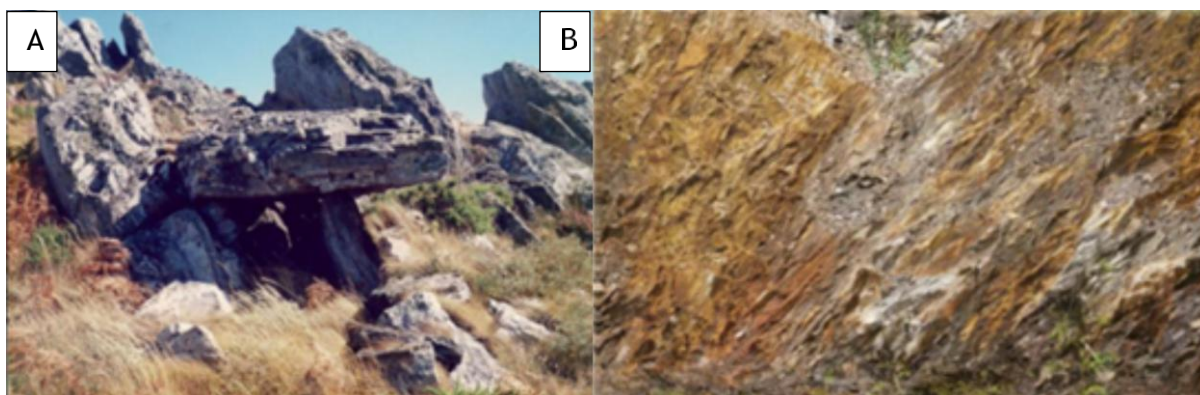


Fonte: Autor.

Do ponto de vista hidrogeológico, os solos arenosos derivados dos quartzitos favorecem a formação de aquíferos livres e rasos, localizados na base do perfil do solo e sustentados por camadas impermeáveis. A permeabilidade nesses ambientes está associada às fraturas e ao acamamento de alto ângulo, estruturas que criam vias eficientes para a infiltração da água. Os quartzitos, por serem rochas rúpteis, tendem a fraturar sob esforços tectônicos, o que proporciona amplos espaços para armazenamento e alta conectividade, o que os torna excelentes aquíferos fraturados. Na Serra do Cabral, dados de poços tubulares profundos indicam que esse aquífero está limitado a aproximadamente 170 metros de profundidade.

Em contraste, nas áreas com solos argilosos derivados dos xistos e suas variações (quartzo-xistos e xistos quartzosos), também podem existir aquíferos rasos sobre rochas impermeáveis. No entanto, a permeabilidade é reduzida devido à menor porosidade, controlada pela predominância de argilominerais (Figura 19B). Essas regiões apresentam relevo mais plano e são geralmente desprovidas de afloramentos rochosos. A percolação da água ocorre principalmente por meio das fraturas e, sobretudo, ao longo da foliação, que tende a ser vertical ou apresentar mergulho elevado. Contudo, os xistos possuem alta capacidade de deformação (rochas dúcteis), característica que reduz os espaços disponíveis para armazenamento de água e compromete a conectividade da rede aquífera. Como resultado, esses aquíferos apresentam vazões reduzidas e comportamento de aquitarde (que dificulta a passagem da água).

Figura 19: Exemplos das principais rochas na Serra do Cabral. A) Quartzito. B) Xisto.



Fonte: Autor.

A primeira área de estudo foi a Fazenda Santa Inez I, localizada em uma ampla área agricultável de relevo relativamente plano. Nessa região, foram posicionadas duas linhas de tomografia elétrica em pontos centrais, além de uma terceira linha utilizada para calibração dos dados geofísicos (Figura 20).

A linha de referência (Linha 3) foi posicionada próxima a um poço com profundidade de 170 metros e vazão de 170 m³/h, localizado nos fundos da sede da fazenda. A seção obtida nessa área revela uma camada de resistividade inferior a 1000 Ω .m, associada a solo e saprólito saturados com água (representados pelos tons de azul e verde) e atinge cerca de 60 metros de profundidade. Além disso, foi identificado um intervalo aquífero restrito (azul) altamente favorável para a captação de água subterrânea.

Nas camadas mais profundas, foi observado sucessões de intervalos aquíferos, onde a disponibilidade de água diminui gradativamente com o aumento da profundidade. O limite do potencial aquífero na profundidade máxima investigada é marcado por um intervalo de resistividade da ordem de 90.000 Ω .m, o que indica a transição para um meio menos favorável à presença de água subterrânea (Figura 21).

A análise das demais seções será conduzida, em que será os elementos mais relevantes e serão estabelecidas comparações com a seção de referência. Quanto maior a semelhança com a seção de referência, maior será o potencial aquífero e a vazão dos poços tubulares profundos.

A análise das demais seções será conduzida, em que será os elementos mais relevantes e serão estabelecidas comparações com a seção de referência. Quanto maior a semelhança com a seção de referência, maior será o potencial aquífero e a vazão dos poços tubulares profundos

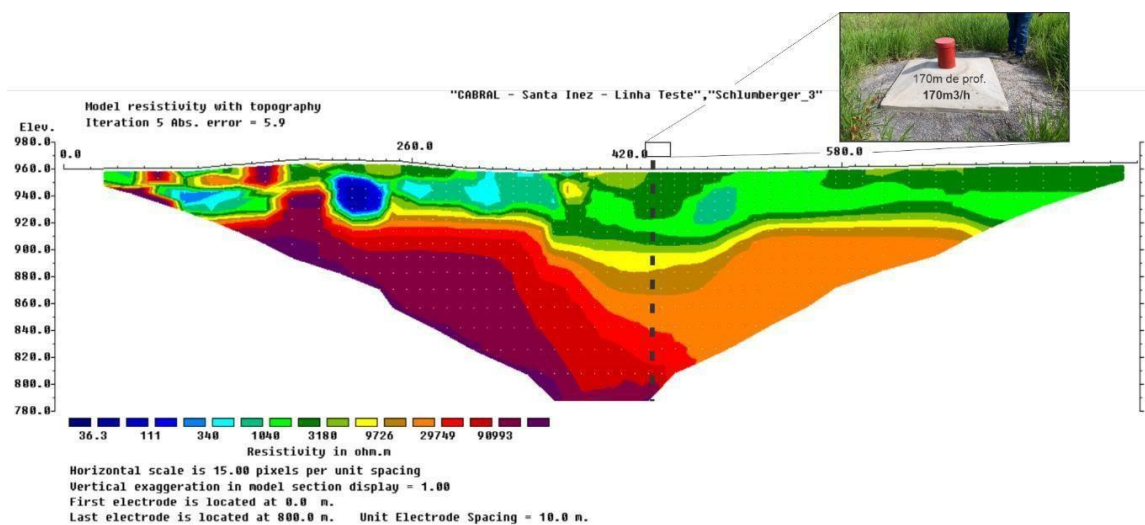
Figura 20: Localização das linhas geofísicas na fazenda Sana Inez I.



Fonte: Autor.

A análise das demais seções será conduzida, em que será os elementos mais relevantes e serão estabelecidas comparações com a seção de referência. Quanto maior a semelhança com a seção de referência, maior será o potencial aquífero e a vazão dos poços tubulares profundos.

Figura 21: Modelo de inversão da Linha de referência, com posição de poço tubular profundo.



Fonte: Autor.

A linha 1 foi posicionada na região centro-direita de uma ampla área agricultável (Figura 20). Nessa seção, foi identificada uma camada com resistividade inferior a $1000 \Omega.m$, associada a rochas saturadas com água (representadas pelos tons de azul e verde), e atinge uma profundidade de até 80 metros. Além disso, foram observados dois intervalos aquíferos restritos (azuis), altamente favoráveis à captação de água subterrânea. As camadas mais profundas são compostas por sucessões de intervalos aquíferos, com diminuição da disponibilidade de água conforme a profundidade aumenta. O limite do potencial aquífero em profundidade é identificado por um intervalo de resistividade de $90.000 \Omega.m$ (Figura 22).

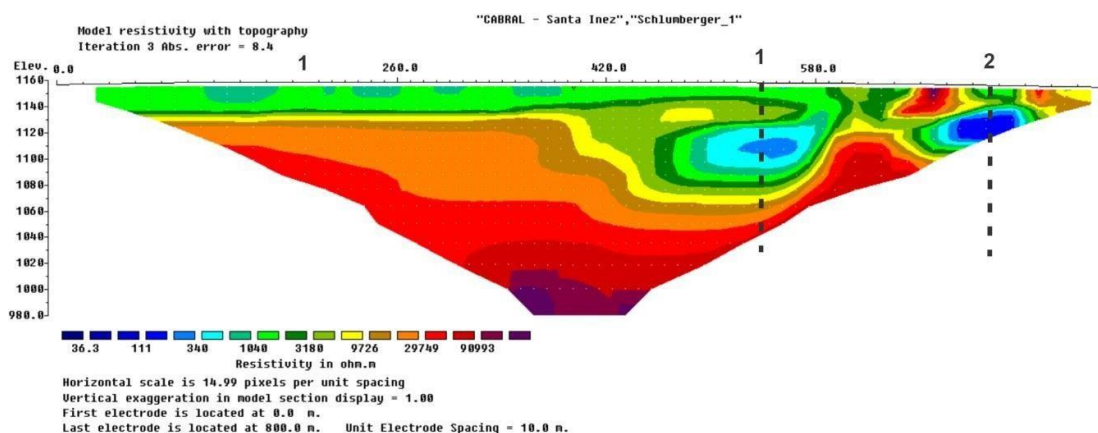
Com base nessa análise, foram indicados dois pontos de perfuração, separados por 175 metros, com uma profundidade máxima recomendada de 170 metros (Figura 22). As características do ambiente geológico entre esses pontos e a distância entre eles sugerem que não há risco de interferência entre a produção dos poços, pois existe uma região de valores altos de resistividade entre eles que indica que não haverá comunicação um com o outro.. A semelhança desta seção com a seção de referência sugere que a vazão dos poços poderá ser superior a $150 m^3/h$.

A Linha 2 foi posicionada na porção centro-esquerda de uma ampla área agricultável (Figura 20). Nesta seção, foi identificado um núcleo central com resistividade inferior a $1000 \Omega.m$, associado a rochas saturadas em água (representadas pelos tons de azul e verde). A feição apresenta 110 metros de largura e atinge até 60 metros de profundidade, configuração favorável para a captação de água subterrânea. Contudo, este núcleo está sobreposto a camadas de resistividade extremamente alta, superior a $90.000 \Omega.m$, o que delimita o potencial aquífero em profundidade. Consequentemente, esta seção é caracterizada por um baixo potencial para a acumulação de água (Figura 23).

Para essa área, foram recomendados dois pontos de perfuração, distantes 300 metros entre si, com profundidade máxima de 80 metros para ambos os poços. As características das rochas entre os pontos e a distância entre os poços sugerem que não há risco de interferência entre a produção de água dos poços. As vazões máximas estimadas são de $10 m^3/h$ para o poço 1 e de $30 m^3/h$ para o poço 2 (Figura 23).

A Fazenda Cedro I foi a segunda área de estudos, localizada em uma extensa área agricultável de relevo relativamente plano. Nessa região, foram posicionadas duas linhas de tomografia elétrica, em locais distintos, separadas por um vale de drenagem que atravessa o centro da fazenda, no sentido Norte-Sul (Figura 24).

Figura 22: Modelo de inversão da Linha 1, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares.



Fonte: Autor.

Para essa área, foram recomendados dois pontos de perfuração, distantes 300 metros entre si, com profundidade máxima de 80 metros para ambos os poços. As características das rochas entre os pontos e a distância entre os poços sugerem que não há risco de interferência entre a produção de água dos poços. As vazões máximas estimadas são de 10 m³/h para o poço 1 e de 30 m³/h para o poço 2 (Figura 23).

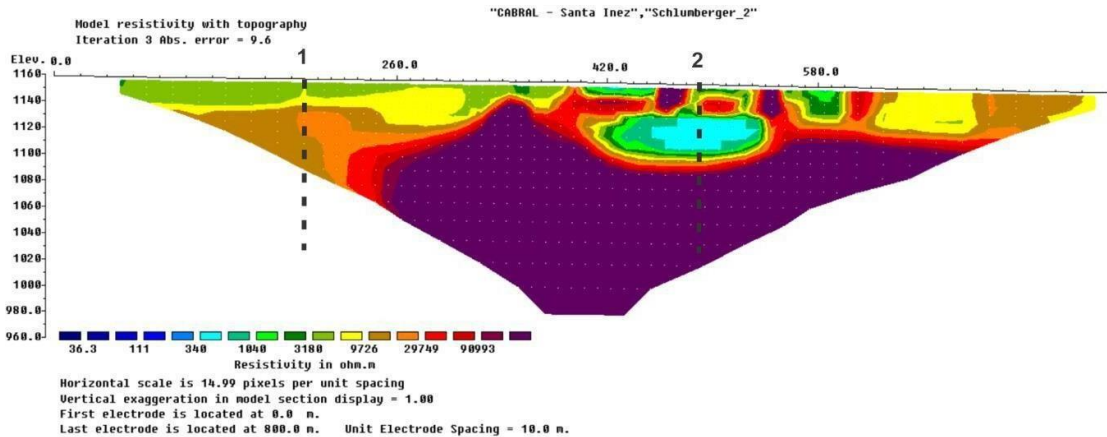
A Fazenda Cedro I foi a segunda área de estudos, localizada em uma extensa área agricultável de relevo relativamente plano. Nessa região, foram posicionadas duas linhas de tomografia elétrica, em locais distintos, separadas por um vale de drenagem que atravessa o centro da fazenda, no sentido Norte-Sul (Figura 24).

A linha 4 foi posicionada na região central de uma vasta área agricultável (Figura 24). Nessa seção, foi identificada uma camada com resistividade inferior a 1000 Ω.m, associada a ambientes saturados com água (representadas pelos tons de azul e verde), com extensão de 500 metros e profundidade de até 60 metros, o que é altamente favorável para a captação de água subterrânea. No entanto, essa camada repousa sobre camadas extremamente resistivas, com resistividade superior a 90.000 Ω.m, que marcam o limite do potencial aquífero em profundidade. Como resultado, essa seção é caracterizada por um potencial aquífero mediano (Figura 25).

Foram recomendados dois pontos de perfuração, separados por uma distância de 330 metros, com profundidade máxima de 80 metros para o poço 1 e 100 metros para o poço 2. As características das rochas entre os pontos de perfuração e a distância entre os poços sugerem que não há risco de interferência na produção de água entre os poços, devido a distância entre

eles. As vazões máximas estimadas são de 40 m³/h para o poço 1 e de 10 m³/h para o poço 2 (Figura 25).

Figura 23: Modelo de inversão da Linha 2, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares.



Fonte: Autor.

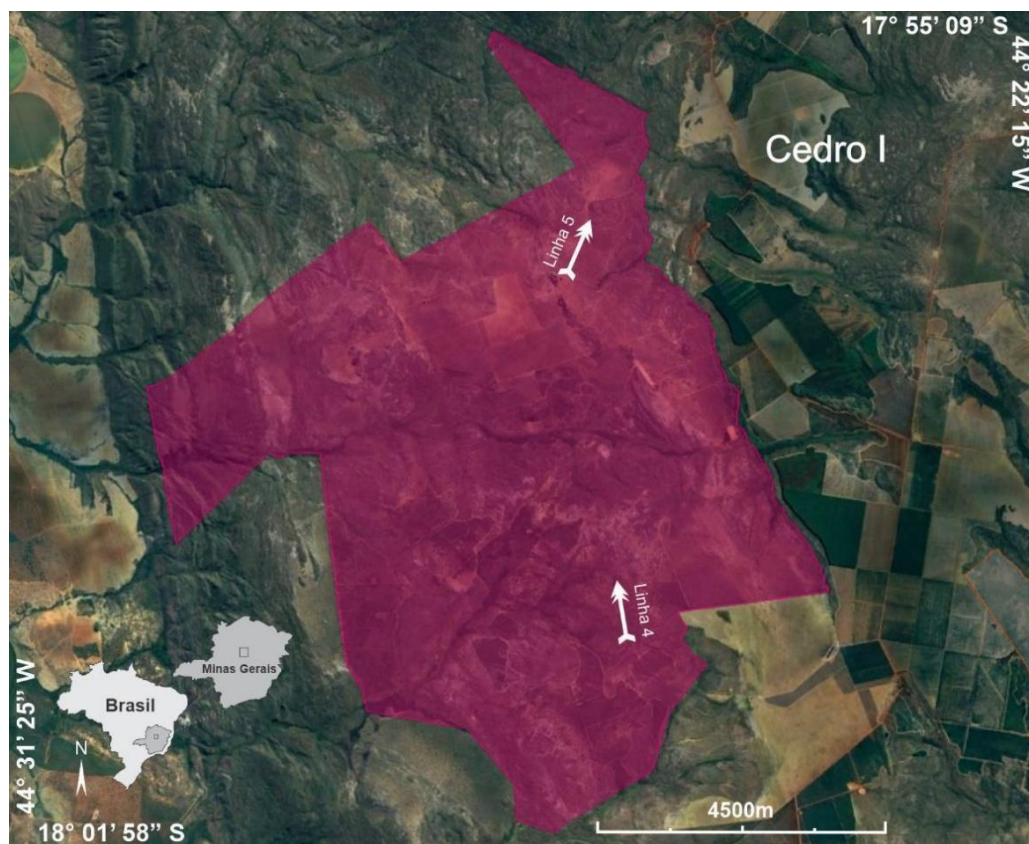
A Linha 5 foi posicionada na região central de uma ampla área agricultável (Figura 24). Nesta seção, foi identificado um núcleo com resistividade inferior a 1000 $\Omega.m$, associado a rochas saturadas em água (representadas pelos tons de azul e verde). A feição está localizada no centro da seção e atinge até 70 metros de profundidade, uma configuração favorável à captação de água subterrânea. Contudo, esta camada repousa sobre rochas de resistividade muito elevada, superior a 90.000 $\Omega.m$, o que delimita o potencial aquífero em profundidade. Desta forma, a seção é classificada como de médio potencial para a acumulação de água (Figura 26).

A Linha 5 foi posicionada na região central de uma ampla área agricultável (Figura 24). Nesta seção, foi identificado um núcleo com resistividade inferior a 1000 $\Omega.m$, associado a rochas saturadas em água (representadas pelos tons de azul e verde). A feição está localizada no centro da seção e atinge até 70 metros de profundidade, uma configuração favorável à captação de água subterrânea. Contudo, esta camada repousa sobre rochas de resistividade muito elevada, superior a 90.000 $\Omega.m$, o que delimita o potencial aquífero em profundidade. Desta forma, a seção é classificada como de médio potencial para a acumulação de água (Figura 26).

É recomendado um único ponto de perfuração com profundidade máxima de 80 metros, com uma vazão máxima estimada de 20 m³/h (Figura 28).

A linha 7, realizada na posição centro-oeste da mesma área agrícola (Figura 27), também apresenta uma camada com resistividade inferior a 1000 Ω .m, que representa rochas saturadas com água (tons de azul e verde), com profundidade de até 70 metros, altamente favorável para a captação de água subterrânea. Contudo, essa camada está sobre camadas altamente resistivas, com resistividade superior a 90.000 Ω .m que representam o limite do potencial aquífero em profundidade. A seção, portanto, apresenta um baixo potencial aquífero (Figura 29).

Figura 24: Localização das linhas geofísicas na fazenda Cedro I.

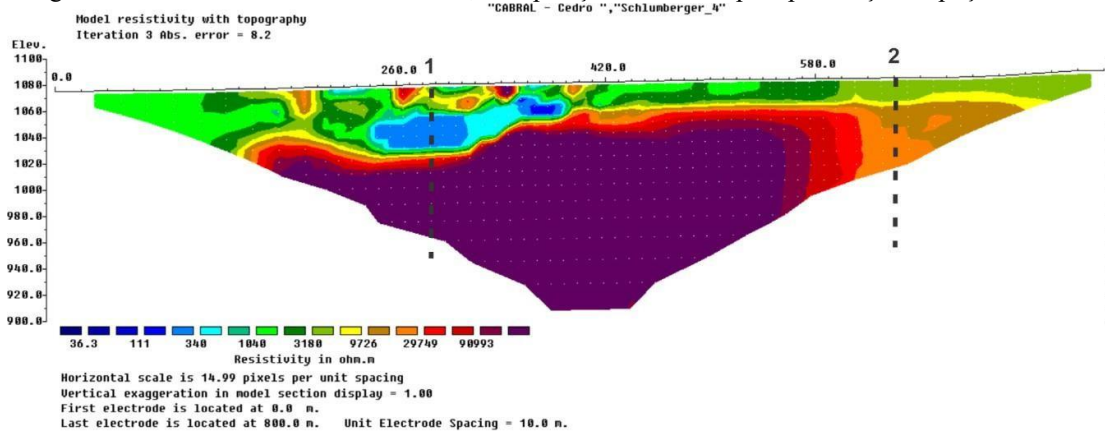


Fonte: Autor.

A Linha 5 foi posicionada na região central de uma ampla área agricultável (Figura 24). Nesta seção, foi identificado um núcleo com resistividade inferior a 1000 Ω .m, associado a rochas saturadas em água (representadas pelos tons de azul e verde). A feição está localizada no centro da seção e atinge até 70 metros de profundidade, uma configuração favorável à captação de água subterrânea. Contudo, esta camada repousa sobre rochas de resistividade muito elevada, superior a 90.000 Ω .m, o que delimita o potencial aquífero em profundidade.

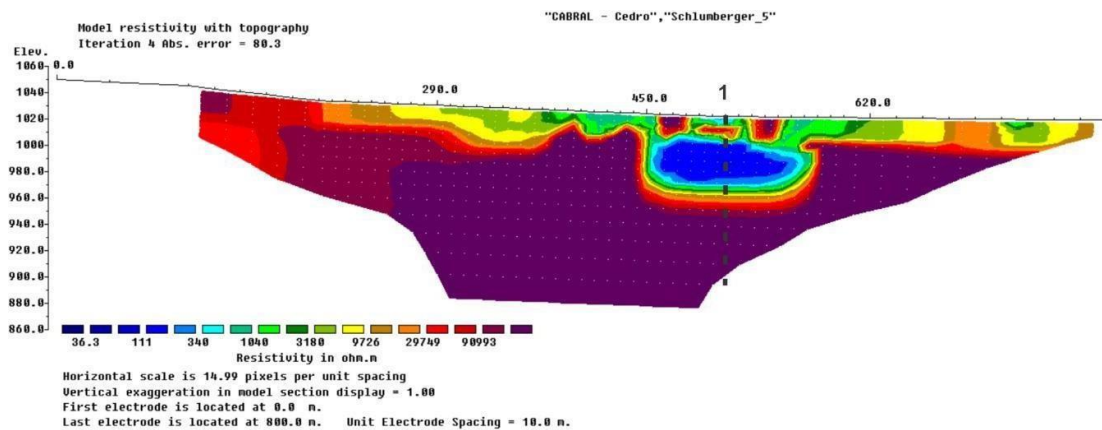
Desta forma, a seção é classificada como de médio potencial para a acumulação de água (Figura 26).

Figura 25: Modelo de inversão da Linha 4, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares.



Fonte: Autor.

Figura 25: Modelo de inversão da Linha 5, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares.



Fonte: Autor.

A Linha 5 foi posicionada na região central de uma ampla área agricultável (Figura 24). Nesta seção, foi identificado um núcleo com resistividade inferior a $1000 \Omega.m$, associado a rochas saturadas em água (representadas pelos tons de azul e verde). A feição está localizada no centro da seção e atinge até 70 metros de profundidade, uma configuração favorável à captação de água subterrânea. Contudo, esta camada repousa sobre rochas de resistividade muito elevada, superior a $90.000 \Omega.m$, o que delimita o potencial aquífero em profundidade.

Desta forma, a seção é classificada como de médio potencial para a acumulação de água (Figura 26).

É recomendado um único ponto de perfuração com profundidade máxima de 80 metros, com uma vazão máxima estimada de 20 m³/h (Figura 28).

A linha 7, realizada na posição centro-oeste da mesma área agrícola (Figura 27), também apresenta uma camada com resistividade inferior a 1000 Ω .m, que representa rochas saturadas com água (tons de azul e verde), com profundidade de até 70 metros, altamente favorável para a captação de água subterrânea. Contudo, essa camada está sobre camadas altamente resistivas, com resistividade superior a 90.000 Ω .m que representam o limite do potencial aquífero em profundidade. A seção, portanto, apresenta um baixo potencial aquífero (Figura 29).

Figura 26: Localização das linhas geofísicas na fazenda Ecoagrícola – Pedra Alta.

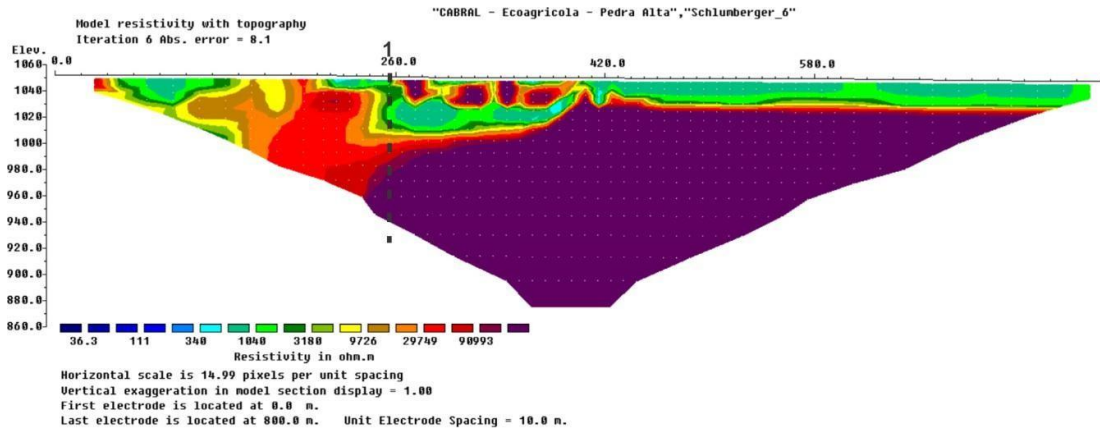


Fonte: Autor.

Neste caso, foram indicados dois pontos de perfuração, separados por uma distância de 360 metros, com profundidade máxima recomendada de 100 metros para ambos os poços. As características das rochas entre os pontos de perfuração e a distância entre os pontos indicam

que não há interferência na produção entre os poços. As vazões máximas estimadas são de 30 m³/h para o poço 1 e de 20 m³/h para o poço 2 (Figura 29).

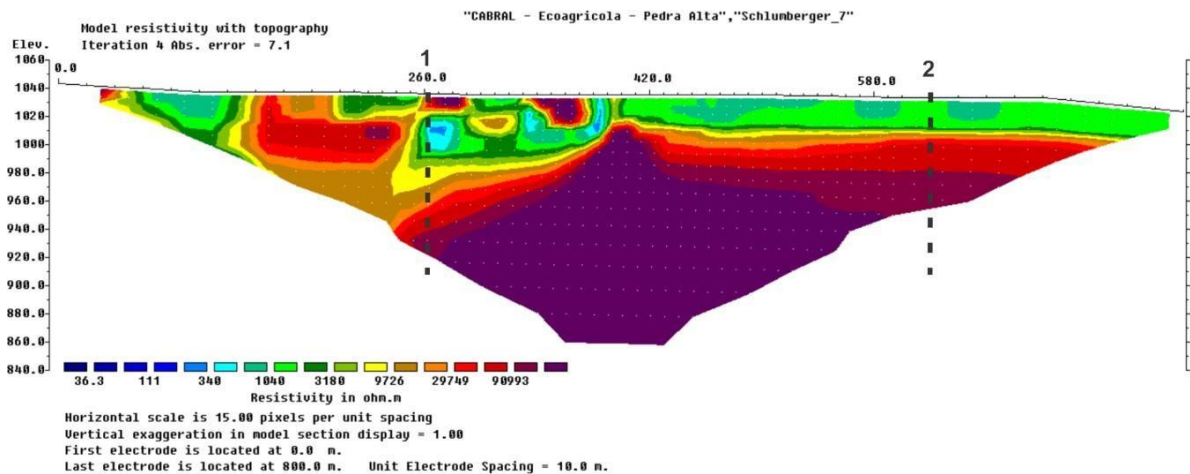
Figura 27: Modelo de inversão da Linha 6, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares.



Fonte: Autor.

Neste caso, foram indicados dois pontos de perfuração, separados por uma distância de 360 metros, com profundidade máxima recomendada de 100 metros para ambos os poços. As características das rochas entre os pontos de perfuração e a distância entre os pontos indicam que não há interferência na produção entre os poços. As vazões máximas estimadas são de 30 m³/h para o poço 1 e de 20 m³/h para o poço 2 (Figura 29).

Figura 28: Modelo de inversão da linha 7, com posições indicadas para perfuração de poços tubulares.



Fonte: Autor.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este estudo teve como objetivo realizar um diagnóstico preliminar do potencial hidrogeológico das áreas investigadas, com base em reconhecimentos geológicos de campo e dados sobre a vazão de poços e perfurações, incluídos poços de baixa vazão ou até secos.

A calibração das investigações geofísicas indiretas com dados diretos é crucial para garantir a confiabilidade e validade dos resultados, especialmente em decisões sobre investimentos de longo prazo.

A Fazenda Santa Inez I é destacada como a área com o maior potencial hidrogeológico, evidenciado por um poço perfurado a 170m de profundidade e com vazão de 170m³/h. As semelhanças entre a linha 1 e a linha de referência indicam que a região leste da fazenda pode ter poços com vazão estimada de 150m³/h. Por outro lado, a linha 2, que apresentou um contraste notável, revelou um baixo potencial hidrogeológico, com aquíferos limitados e assentados sobre rochas altamente resistivas. Para esta área, as vazões estimadas para os poços são de até 30m³/h.

Os contrastes observados nas duas linhas de tomografia elétrica em uma única propriedade refletem a variação litológica regional, com a região leste associada a quartzitos, que têm excelente capacidade de armazenamento e transmissão de água, enquanto a região oeste, associada a xistos puros ou xistos quartzosos, possui características de aquíferos rasos e com baixa vazão. O reconhecimento em campo de ambas as litologias na estrada de acesso à propriedade reforça essas conclusões.

Para a Fazenda Santa Inês I é recomendado:

- Região Leste, posicionamento de poços com até 170m de profundidade, conforme critérios de otimização para sistemas de irrigação. Em terrenos sedimentares, a distância mínima entre poços em geral é determinada pela regra do raio de $\frac{3}{4}$ da profundidade do poço, o que corresponde a aproximadamente 130m. No entanto, dado que a região leste está associada a um aquífero fraturado, o alcance em termos de transmissividade por fraturas e camadas é muito maior. Assim, foi sugerido uma distância mínima conservadora de 500m entre poços, para garantir a sustentabilidade e evitar interferência entre os poços.

- Região Oeste: as perfurações devem ser realizadas nos pontos indicados pelo levantamento geofísico, com profundidade máxima recomendada de 80m. Caso haja necessidade de aumentar a oferta de água, é recomendada a realização de estudos geofísicos adicionais, a fim de avaliar a viabilidade de novas perfurações ou o aproveitamento da água

proveniente da região leste, seja por adutoras ou bombeamento de poços. Embora o potencial aquífero da região oeste seja mais restrito, a implantação de uma rede de poços rasos distribuídos ao longo dos intervalos aquíferos limitados pode resultar em um conjunto de vazões satisfatório para as demandas de irrigação.

Para a Fazenda Cedro I é recomendado:

- Perfuração de poços nesta área deve ser realizada somente nos locais indicados pelo estudo geofísico, devido à ocorrência restrita de intervalos aquíferos. As perfurações devem ser limitadas a 80m de profundidade, uma vez que a região apresenta uma complexidade considerável para a localização de poços com base apenas em observações superficiais, como umidade do solo ou orientações de drenagens e fraturas.

A probabilidade de baixa vazão é bastante elevada, embora a chance de poços secos seja muito baixa. Com base nas características geofísicas da região, há um potencial claro para poços com vazão estimada de até 70m³/h. No entanto, a distribuição exata desses poços só pode ser determinada após estudos geofísicos adicionais, que devem considerar critérios de otimização de sistemas de irrigação, com o objetivo de alcançar a viabilidade econômica, que inclui o uso de adutoras, para garantir que o sistema de abastecimento de água seja eficiente e sustentável.

Para a Fazenda Ecoagrícola - Pedra Alta é recomendado:

- Instalação de poços deve seguir uma malha de poços com profundidades máximas entre 80m e 100m, com espaçamento de 400m entre os poços. Nesta área, existe uma camada aquífera extensa, mas com profundidade limitada a 80m, predominantemente composta por xistos. Esse contexto geológico, combinado com o relevo de planalto uniforme, resulta em solos argilosos, possivelmente mais profundos que nas outras áreas estudadas.

- Embora o potencial individual de poços seja estimado em 20m³/h e o potencial aquífero relativo seja baixo, uma distribuição criteriosa dos poços em uma malha regular, com uma distância mínima de 300m entre os pontos, pode resultar em um volume total satisfatório e em uma rede otimizada para irrigação.

A semelhança dos resultados geofísicos sugere que as camadas aquíferas possuem homogeneidade lateral e vertical, o que, aliado ao relevo da região, permite que estudos geofísicos adicionais não sejam necessários antes da instalação de poços, seja para um sistema de poços dispersos ou organizados em uma malha regular.

O estudo realizado nas três áreas de interesse revelou que todas apresentam potencial aquífero, com vazões que variam entre 20m³/h e 150m³/h. A Fazenda Ecoagrícola – Pedra Alta apresenta elevada homogeneidade hidrogeológica, o que facilita o planejamento e a perfuração de poços. Essa área não necessita de estudos geofísicos adicionais, que pode seguir com o plano

de perfuração baseado na uniformidade dos dados encontrados. Em contraste, a Fazenda Cedro I apresenta uma geologia mais complexa, o que dificulta a identificação precisa dos melhores locais para perfuração. Nesse caso, a realização de novos estudos geofísicos é recomendada para otimizar a localização dos poços e garantir a eficiência na captação de água.

Na Fazenda Santa Inez I, a porção leste apresenta alto potencial para acumulação de água, o que permite a perfuração de um número reduzido de poços com alta vazão e caracteriza a área como altamente favorável à exploração. Estudos geofísicos adicionais não são necessários nesta região, uma vez que os dados obtidos são suficientes para orientar as atividades de perfuração. A recomendação geral para as áreas de estudo inclui a otimização dos sistemas de irrigação, com foco na eficiência do uso da água disponível. Para a Fazenda Cedro I, a realização de investigações adicionais é crucial para a melhor compreensão da distribuição dos recursos hídricos e para o planejamento estratégico da perfuração de novos poços.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F. et al. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (Ed.). O Cráton do São Francisco. Salvador: SBG/SBA/CNPq, 1993. p. 45–62.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C. P.; MARTINS-NETO, M. A. (Ed.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Belo Horizonte: SBG-MG, 2001. p. 9–30.
- ALKMIM, F. F. et al. The Araçuaí Belt. In: HEILBRON, M. et al. (Ed.). Tectonic domains of South America. Rio de Janeiro: CPRM, 2007.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 33, n. 1, p. 127–139, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p. 349–364, 1977.
- BITTENCOURT, J. S.; KUCHENBECKER, M.; VASCONCELOS, A. G.; MEYER, K. E. O registro fóssil das coberturas sedimentares do Cráton do São Francisco em Minas Gerais. *Geonomos*, v. 23, n. 2, p. 19–24, 2015.
- BRAGA, A. C. O. Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática. 2006. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2006.
- BRANCO, J. J. R.; COSTA, M. T. Roteiro de excursão Belo Horizonte – Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 14., 1960, Brasília. Anais [...]. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1961.
- BRANNER, J. C. The Stone Reefs of Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 30, 1919.
- BÜCHI, F. Caracterização hidrogeofísica de aquífero fraturado em rochas cristalinas no município de São João do Pacuí – MG. 2022. 66 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2022.
- CHAVES, M. L. S. C.; BENITEZ, L. Diamante. In: Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte: SBG-MG, 2007.
- COSTA, A. F. Emprego do método da eletro-resistividade na caracterização da área da lixeira de Porto Velho – RO assentada em meio fraturado. 2008. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2008.
- DEGROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, v. 55, n. 12, p. 1613–1624,

1990.

DERBY, O. A. On the geology of the Jequitahy conglomerate. Geological Survey of Brazil, 1881.

DOMENICO, P.; SCHWARTZ, F. Physical and Chemical Hydrogeology. New York: John Wiley & Sons, 1990.

DOSSIN, I. A. et al. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. Revista Brasileira de Geociências, v. 14, n. 3, p. 204–214, 1984.

DUPONT, H. O Grupo Bambuí no Estado de Minas Gerais. 1996. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1996.

EDWARDS, L. S. A modified pseudosection for resistivity and IP. Geophysics, v. 42, n. 5, p. 1020–1036, 1977.

FANTI, A. C. Investigação de aquífero fraturado para entendimento de fluxo e transporte de contaminantes clorados: estudo de caso em Valinhos, SP. 2015. 159 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

FARIA, V. et al. Levantamento florístico de áreas de cerrado no Parque Estadual da Serra do Cabral. Boletim de Botânica da Universidade de São Paulo, v. 39, n. 2, p. 75–92, 2021.

FETTER, C. W. Applied Hydrogeology. 4. ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2001.

FOLK, R. L. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin: Hemphill Publishing Company, 1974.

FRANKLIN, M. R. Modelagem numérica do escoamento hidrológico e dos processos geoquímicos aplicados à previsão da drenagem ácida em uma pilha de estéril da mina de urânio de Poços de Caldas – MG. 2007. 358 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

GALLAS, J. D. F.; GIARDIN, A. Utilização de levantamentos geofísicos de eletrorresistividade para identificação de fraturas e falhas favoráveis à instalação de poços tubulares. Águas Subterrâneas, v. 30, n. 1, p. 61–76, 2016.

GEOTOMO SOFTWARE. Res2DInv ver. 3.59: Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least-squares method. Malaysia: Geotomo Software, 2019.

HASUI, Y. et al. Geologia do Brasil. São Paulo: Editora Beca, 2012.

INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS (IEF). Parque Estadual da Serra do Cabral: características ambientais e plano de manejo. Belo Horizonte: IEF, 2005.

INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS (IEF). Parque Estadual da Serra do Cabral. Disponível em: <https://www.ief.mg.gov.br/component/content/article/210-parque-estadual-da-serra-do-cabral>. Acesso em: 3 fev. 2025.

KARFUNKEL, J.; CHAVES, M. L. S. C. Conglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho (Grupo Costa Sena, Supergrupo Espinhaço) na região de Buenópolis, Minas Gerais. Geonomos, v. 3, n. 2, p. 1–14, 1995.

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

KELLER, G. V.; FRISCHKNECHT, F. C. Electrical methods in geophysical prospecting. Oxford: Pergamon Press, 1966.

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H. J. Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies. Berlin: Springer, 2007.

LOKE, M. H.; BARKER, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, v. 44, n. 1, p. 131–152, 1996.

LOKE, M. H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. [S. l.]: Geotomo Software, 2004. Disponível em: <http://www.geotomosoft.com>. Acesso em: 5 fev. 2025.

LOPES, T. C. et al. Geologia e recursos minerais da folha Serra do Cabral SE.23-XCV: estado de Minas Gerais. Brasília: CPRM, 2014.

LOWRIE, W. Fundamentals of Geophysics. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

MUSEU DE ASTRONOMIA E CIÊNCIAS AFINS (MAST). Serra do Cabral: um patrimônio arqueológico em Minas Gerais. Rio de Janeiro: MAST, 2012. Disponível em: https://site.mast.br/hotsite_anais_ivsppa/pdf/01/03%20serra%20do%20cabral.pdf. Acesso em: 3 fev. 2025.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. Looking into the Earth: an introduction to geological geophysics. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.

NIMER, E. Clima. In: *Geografia do Brasil: Região Sudeste*. Rio de Janeiro: IBGE, 1977. v. 3, p. 51–89.

PANGAIO, T.; SEDA, N. Dinâmica ambiental e vegetação da Serra do Cabral. *Caderno de Geografia*, v. 20, n. 3, p. 45–60, 2010.

PENHA, U. C. Depósitos de diamantes de "Grau-Fino" e cascalhos lateríticos da borda oeste da Serra do Espinhaço (MG): exemplos de Buenópolis e Joaquim Felício. 2001. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2001.

PFLUG, R. Geologie des südlichen Teils der Serra do Espinhaço und der angrenzenden Gebiete, Minas Gerais, Brasilien. 1968. Tese (Doutorado) – Universidade de Heidelberg, Heidelberg, 1968.

PFLUG, R.; SCHÖLL, W. U. The Macaúbas Group: glaciogenic deposits in the Araçuaí Belt, Brazil. *Geologische Rundschau*, v. 63, p. 285–301, 1974.

REYNOLDS, J. M. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. 2. ed. Chichester: Wiley-Blackwell, 2011.

SCHÖLL, W. U. The Macaúbas Group and the geology of the Araçuaí Fold Belt. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais, 1973.

SOUZA FILHO, R. G. Arcabouço estrutural da porção externa da Faixa Araçuaí na Serra do

Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. 1995. 148 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1995.

TARGA, D. A. Diagnóstico hidrogeológico-geotécnico por meio de análise estrutural na Mina Osamu Utsumi (Poços de Caldas – MG). 2018. 68 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2018.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. Applied Geophysics. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990.

VIEIRA, G. M. L. Análise da percolação de água em barragem de terra pelo método da eletrorresistividade. 2015. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2015.