

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**LEVANTAMENTO GEOLÓGICO E GEOFÍSICO PARA RECONHECIMENTO DE
MINÉRIO RESIDUAL EM MINA DE URÂNIO A CÉU ABERTO**

Ana Flávia da Silva Araujo

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro (SP)

2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

ANA FLÁVIA DA SILVA ARAUJO

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO E GEOFÍSICO PARA
RECONHECIMENTO DE MINÉRIO RESIDUAL EM MINA DE
URÂNIO A CÉU ABERTO

Trabalho de Conclusão de Curso 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 Geólogo.

Rio Claro - SP

2022

A663l Araujo, Ana Flávia da Silva
Levantamento geológico e geofísico para reconhecimento de
minério residual em mina de urânio a céu aberto / Ana Flávia da Silva
Araujo. -- Rio Claro, 2022
61 p. : il., 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. Geociências. 2. Drenagem ácida de mina. 3. Resistividade
elétrica. 4. Cargabilidade. 5. Urânio. I. Título.

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

Essa ficha não pode ser modificada.

ANA FLÁVIA DA SILVA ARAUJO

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO E GEOFÍSICO PARA
RECONHECIMENTO DE MINÉRIO RESIDUAL EM MINA
DE URÂNIO A CÉU ABERTO

Trabalho de Conclusão de Curso 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 Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Msc. Lenon Melo Ilha

Msc. Matheus Felipe Stanfoca Casagrande

Rio Claro, 02 de dezembro de 2022

Ama Flávia Araujo

Assinatura do(a) aluno(a)

CESAR
AUGUSTO
MOREIRA:2837
5763870

Assinado de forma
digital por CESAR
AUGUSTO
MOREIRA:28375763870
Dados: 2022.12.20
06:50:13 -03'00'

Assinatura do(a) orientador(a)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Professor Dr. César Augusto Moreira por sua dedicação e ensinamentos nessa caminhada, pela paciência e por todo o apoio no final da graduação.

À INB/Caldas (Indústrias Nucleares do Brasil) pela permissão, apoio e suporte quanto a execução das aquisições em campo e da pesquisa.

À minha família pelo apoio incondicional, cuidado e maior amor do mundo.

À República Sinta a Liga, por ter me acolhido e sido meu lar nos últimos anos, em especial à Nicolli, Leticia, Juliana, Beatriz, Beatriz Correr, Flávia, Renata, Ariane, Lúcia e Julya.

Ao Bruno, Matheus e Grella por, mesmo de longe, estarem no meu coração sempre!

Às pessoas que estiveram comigo nesse ano de mudanças e novidades: à equipe de exploração da Lundin Mining pela oportunidade, por todos os ensinamentos e por terem me mostrado como é trabalhar em equipe. Do tempo de estágio, agradeço em especial à Leticia (que tive o prazer de voltar a conviver nesse ano), Bruna (que compartilha inúmeras semelhanças de vida comigo e vivemos momentos incríveis), Deyllon (pelos dias de qualidade às quartas-feiras), Katarine e Willy.

RESUMO

A área de estudos está localizada no Planalto de Poços de Caldas e corresponde às frentes de lavra da cava da Mina Osamu Utsumi (MOU), atualmente pertence às Indústrias Nucleares do Brasil (INB). A fim de investigar a ocorrência de minério residual na cava da mina, bem como indicar zonas potenciais para geração de drenagem ácida de mina (DAM), foram realizadas aquisições geofísicas pelos métodos eletrorresistividade e polarização induzida, os quais atuam como métodos de investigação indireta altamente assertivos. As linhas foram dispostas em três setores, cada qual com quatro níveis representados pelas bermas da frente de lavra SE da mina. O talude global dos três setores apresenta ± 45 metros cada, da crista superior onde foi realizada a primeira linha geofísica de cada setor até o pé do talude, no fundo da cava. As linhas foram realizadas no sentido SW, com comprimento de 100 metros e eletrodos com espaçamento de 5 metros. A partir disso, foram gerados modelos de inversão sob os parâmetros de resistividade e cargabilidade. O método de polarização induzida permitiu identificar anomalias de alta cargabilidade (> 20 mV/V) interpretadas como zonas sulfetadas. A eletrorresistividade propiciou contrastes entre baixa ($< 100 \Omega.m$), intermediária (entre 287 e $2000 \Omega.m$) e alta resistividades ($> 2000 \Omega.m$), interpretados como zonas saturadas com sais dissolvidos, rocha mais alterada referente à brecha vulcânica e rochas inalteradas mais resistivas, interpretadas e reconhecidas em campo como o foiaito, respectivamente. Em todos os setores foi possível a delimitação de zonas potenciais para geração de DAM, passivo que complica a exequibilidade do processo de descomissionamento, a partir do cruzamento entre as anomalias de baixa resistividade e alta cargabilidade.

Palavras-chave: sulfeto, drenagem ácida de mina, resistividade elétrica, cargabilidade.

ABSTRACT

The study area is located on the Planalto de Poços de Caldas and corresponds to the mining fronts of the Osamu Utsumi mine (MOU), which currently belongs to Indústrias Nucleares do Brasil (INB). In order to investigate the occurrence of residual ore in the mine pit and to indicate potential zones for the generation of acid mine drainage (ADM), geophysical acquisitions were carried out by DC resistivity and induced polarization methods, which operate as highly assertive indirect methods. The lines were arranged in three sectors, each with four levels represented by the levels of the SE mining front of the mine. The overall slope of the three sectors is ± 45 meters each, from the upper crest where the first geophysical line of each sector was acquired to the foot of the slope, or bottom of the pit. The lines were carried out in the SW direction, with a length of 100 meters and electrodes with a distance of 5 meters. Thus, inversion models were generated under the physical parameters of electrical resistivity and chargeability. The induced polarization method allowed the identification of high chargeability anomalies (> 20 mV/V) interpreted as sulphide zones. The electroresistivity provided contrasts between low ($< 100 \Omega.m$), intermediate (between 287 and 2000 $\Omega.m$) and high resistivities ($> 2000 \Omega.m$), interpreted as zones saturated with dissolved salts, the most altered rock referring to the volcanic breccia and more resistive unaltered rocks, mapped as foiaito, respectively. In all sectors, it was possible to delimit potential zones for the generation of DAM, a liability that complicates the feasibility of the decommissioning process, based on the integration between anomalies of low resistivity and high chargeability.

Key words: sulfides, acid mine drainage, electrical resistivity, chargeability.

Sumário

1 INTRODUÇÃO	8
2 OBJETIVOS	10
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	11
3.1 Métodos Geoeletricos	11
3.1.1 Eletroresistividade.....	11
3.1.2 Polarização Induzida	13
3.2 Drenagem Ácida de Mina	15
3.3 Descomissionamento de Mina	18
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
4.1 Localização.....	19
4.2 Histórico	20
4.3 Processos operacionais da Mina.....	21
4.4 Geologia.....	23
4.4.1 Contexto Geológico Regional	23
4.4.2 Contexto Geológico Local.....	25
4.4.3 Mineralização	27
4.5 Aspectos geomorfológicos, hidrológicos e hidrogeológicos	29
4.6 Clima e vegetação	31
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	32
5.1 Reconhecimento Geológico	32
5.2 Levantamento Geofísico	34
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	38
6.1 Eletroresistividade.....	38
6.2 Polarização Induzida.....	43
6.3 Drenagem ácida de mina na localidade de estudo.....	47
7 CONCLUSÕES	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

1 INTRODUÇÃO

O setor mineral no Brasil compõe 2,44% do Produto Interno Bruto (DTTM/SGM, 2019) e gera uma gama de empregos diretos. Em 2020, o setor foi imprescindível para o saldo positivo da balança comercial brasileira e totalizou US\$32,5 bilhões, correspondente a 63,8% do saldo do país (IBRAM, 2020). O setor confere uma importância substancial para suprir necessidades básicas e o atual estilo de vida da população e necessita amplamente de pesquisas para o aprimoramento de técnicas, inserção de novas tecnologias e redução de impactos ambientais.

Todavia, é conhecida a magnitude dos riscos ambientais acarretados no ramo. Em aspectos gerais, o relevo é alterado com retirada de material da cava da mina e subsequente acréscimo em pilhas de rejeito, além da possibilidade de ocorrer alteração da qualidade da água superficial e subterrânea, com possibilidade de rebaixamento da zona saturada. Com isso, o solo pode ser impactado, bem como suas propriedades, o material rochoso pode se tornar instável em aspectos geotécnicos, além da fauna, flora e o ar poderem ser desestabilizados.

A exploração de urânio, por exemplo, pode ocasionar a contaminação do meio físico e possibilitar a contaminação atmosférica por poeira radioativa e emissões de radônio provindas da operação e implantação de pilhas de rejeito e estéreis (ABDELOUAS, 2006).

O empreendimento analisado corresponde à Mina de Urânio Osamu Utsumi (MOU) em Caldas (MG) administrada pelas Indústrias Nucleares do Brasil (INB). Esteve ativa de 1982 até 1995, com esgotamento da jazida. Atualmente, está em processo de descomissionamento e recuperação ambiental dadas as complicações advindas das contaminações ocorrentes (Souza, et al., 2013). Na localidade ocorre um dos principais passivos que pode ser gerado em minerações de cava a céu aberto com sulfetos associados, denominado drenagem ácida de mina (DAM). Para sua ocorrência, água meteórica infiltra na cava da mina e em pilhas de estéreis e, devido à percolação nas rochas, ocorrem reações químicas com o oxigênio e pirita (ALBERTI, 2017). Alguns fatores aceleram o processo esse processo, como alta concentração de oxigênio, granulação das partículas presentes, superfície do mineral sujeito à oxidação, temperatura alta, concentração do íon férrico Fe^{2+} e presença de bactérias específicas (SENGUPTA, 1993).

Na cava da MOU, as frentes de lavra são infiltradas por água e há abundância de oxigênio, visto o contato direto com a atmosfera. A paragénese mineral das rochas da localidade conta com minerais sulfetados que, associados aos fatores supracitados, se convertem em sulfato, com geração de ácido sulfúrico. Esse processo resulta no efluente com alta salinidade, baixo pH, elevada carga de metais dissolvidos e íons, como o sulfato (BORMA & SOARES, 2002; SIMATE & NDLOVU, 2014; PABST et al., 2018). A fim de conter e mitigar o passivo

ambiental, é necessário tratar ou eliminar um dos componentes geradores (JOHNSON & HALLBERG, 2005; SKOUSEN et al., 2018; PARK et al., 2018).

Para investigação da subsuperfície, a geofísica atua como um método indireto assertivo que possibilita a localização das zonas de minério residual sulfetadas principalmente com pirita nas frentes de lavra, bem como das zonas potenciais para geração de DAM. Além disso, é um método promissor caracterizado pela rapidez da aquisição dos dados e pelo custo baixo dos métodos aplicados em áreas contaminadas (MOREIRA et al., 2006).

Os métodos geofísicos elétricos são baseados em parâmetros intrínsecos aos materiais terrestres, a depender do conteúdo mineral, variedade da granulação, porosidade, tipos de argilominerais, permeabilidade, presença de fluido intraporo, fraturas, falhas, entre outros. A presença de água subterrânea de alta salinidade em um meio de maior resistividade confere um contraste dos parâmetros físicos do meio, quantificados pelo método da eletrorresistividade (BLOWES, 1997; CAMPBELL et al., 2000; CAMPBELL & FITTERMAN, 2000). O conteúdo de minerais metálicos, como a pirita, é evidenciado por anomalias de alta cargabilidade, propiciadas pela investigação com o método da polarização induzida (CAMPBELL & FITTERMAN, 2000; CAMPBELL & BEANLAND, 2001). Dado isso, o presente estudo visa a integração dos métodos geofísicos elétricos supracitados para investigar as zonas de minério residual nas frentes de lavra da mina, além de analisar as localidades potenciais para geração de drenagem ácida de mina.

2 OBJETIVOS

Investigar a existência de zonas de minério residual em frentes de lavra de mina de urânio e potenciais localidades para geração do passivo ambiental de drenagem ácida de mina (DAM), por meio de reconhecimento geológico e investigação geofísica a partir dos métodos de Eletrorresistividade e Polarização Induzida.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Métodos Geoeletricos

Os métodos geoeletricos se baseiam na transmissão de correntes elétricas. O processo pode ser de forma natural, como o método de potencial espontâneo e, predominantemente, de modo artificial em subsuperfície, como os métodos de eletrorresistividade e polarização induzida (BRAGA, 2016).

Os métodos geoeletricos são altamente aplicáveis para contrastar as propriedades elétricas dos diferentes meios geológicos. São empregados em levantamentos de investigação rasas a fim de fornecer informações pertinentes à compreensão da dinâmica subsuperficial por meio de medições de cargabilidade e resistividade elétrica (OLDENBURG e LI, 1999; ELIS e ZUQUETTE, 2002; REIN et al., 2004; EBONG et al., 2014; EPOV et al., 2017; YURKEVICK et al., 2017).

As rochas pertencentes ao contexto geológico ao qual a Mina Osamu Utsumi está inserida possuem sulfetos metálicos que funcionam como bons condutores elétricos. Portanto, os métodos geoeletricos são altamente indicados como uma ferramenta de investigação prospectiva nesse contexto, com a possibilidade de identificar os minerais metálicos.

3.1.1 Eletrorresistividade

O método geoeletrico da Eletrorresistividade (ER) tem como base a quantificação do parâmetro físico da *resistividade elétrica* (ρ) no meio geológico, a qual se baseia na dificuldade oferecida à passagem de uma corrente elétrica pelas partículas constituintes do material. Para isso, uma corrente elétrica é introduzida no solo a partir de um arranjo a ser estabelecido por aterramento galvânico e, dado isso, é medida a *diferença de potencial* (*ddp*) gerada.

A corrente elétrica é tida por ampère no SI e corresponde à razão entre o número de cargas por unidade de tempo. Quando passa por um meio, a aplicação de uma corrente elétrica gera uma diferença de potencial, proporcional à tensão aplicada. Dado isso, a 1ª Lei de Ohm baseia o método, de modo a definir que a intensidade da corrente elétrica que passa por um resistor é diretamente proporcional à tensão nos terminais (Equação 6) (HALLIDAY et al., 2009).

$$V = IR \text{ (V) ou } R = V/I \text{ (}\Omega\text{)} \quad (6)$$

V: ddp, volt (V)

I: corrente elétrica, ampère (A)

R: resistência, ohm (Ω)

A relação entre a resistência e a resistividade corresponde à 2ª Lei de Ohm (Equação 7), baseada na relação inversamente proporcional da resistividade e o comprimento de um corpo e diretamente proporcional à área de sua seção transversal. No SI a unidade da resistividade é ohm x metro ($\Omega.m$) e da condutividade, que é seu oposto como propriedade física, é siemens/metro (S.m) (MUSSET & KHAN, 2000).

$$R = \rho L/S (\Omega) \text{ ou } \rho = R S/L (\Omega.m) \quad (7)$$

ρ : resistividade, ohm x metro ($\Omega.m$)

L: comprimento

S: área da seção transversal

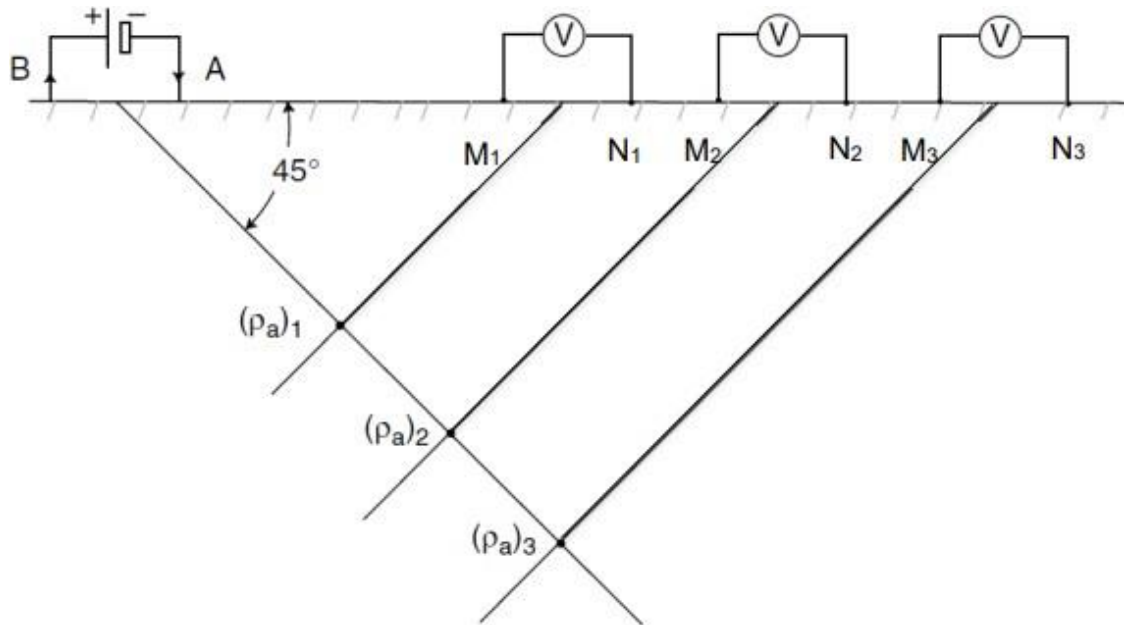
A resistividade elétrica em subsuperfície é condicionada por processos eletrônicos, dada a presença de minerais metálicos ou condutores, e eletrolíticos, devido ao deslocamento dos íons dissolvidos na água dentro de poros ou fraturas. A porosidade pode ser um fator controlador a depender de sua saturação e, geralmente, conforme a porosidade diminui, a resistividade aumenta. A condutividade eletrolítica é dominante, no caso, por ser característica da água subterrânea uma concentração de íons dissolvidos.

Em meios homogêneos, a resistividade é constante, independente do espaçamento dos eletrodos e, em meios heterogêneos, que são o caso do ambiente geológico, a resistividade varia de acordo com as variações físicas no meio investigado. Dado um circuito elétrico simples, uma fonte elétrica conecta-se a um resistor e, no caso da aquisição feita em trabalho de campo, o resistor é análogo ao meio geológico. Assim, a resistência a passagem de corrente pelo sistema garante uma dissipação de energia que é medida por um voltímetro. Quanto maior o espaçamento, maior a penetração da corrente (KEAREY et al., 2002; LOWRIE, 2007). Assim, os diferentes materiais possuem respostas distintas de resistência ao fluxo de corrente e, com a quantificação desse parâmetro, é determinada a heterogeneidade resistiva no meio e, através de correlações com métodos de investigação direta, o tipo de material geológico em subsuperfície.

O arranjo dipolo-dipolo é configurado de modo que o espaçamento entre os eletrodos de corrente e potencial mantenham-se fixos para cada linha de investigação (Figura 10). O afastamento entre os eletrodos aumenta a profundidade de investigação (MUSSET & KHAN,

2000) e o arranjo oferece uma boa resolução lateral, indicado para mapear estruturas verticalizadas (WARD, 1990).

Figura 10 - Esquema de tomografia elétrica realizada pelo arranjo Dipolo-dipolo.

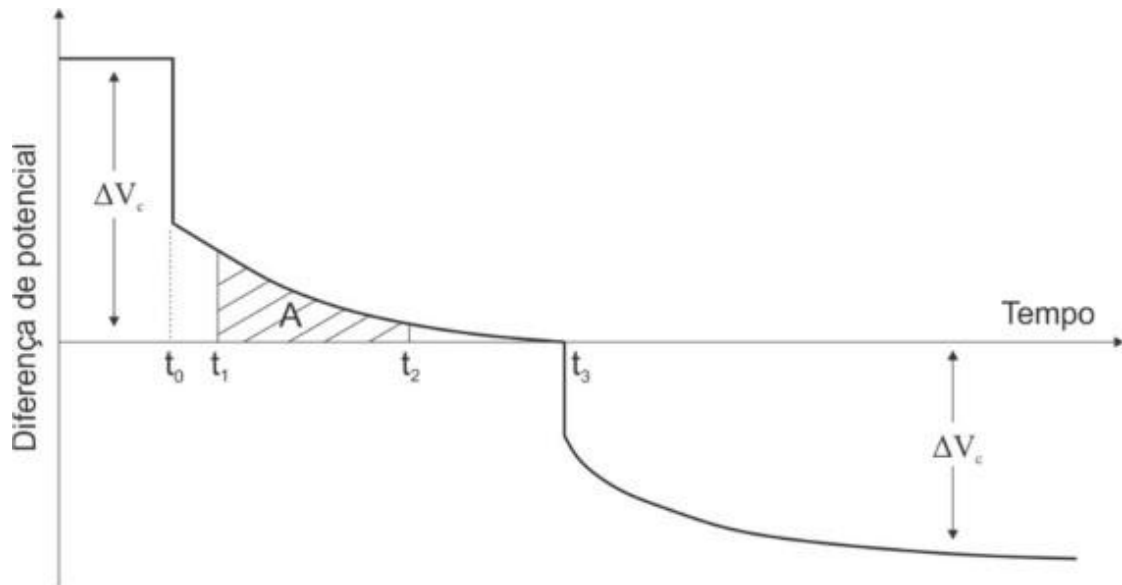


Fonte: Camarero, 2021. Adaptado de Everett, 2013.

3.1.2 Polarização Induzida

O método da Polarização Induzida (IP) é baseado na estimulação de voltagem dada após a interrupção da aplicação do fluxo de corrente elétrica contínua em subsuperfície (SUMNER, 1976). Quando é injetada corrente elétrica em subsuperfície, o potencial aumenta de modo rápido e demora um tempo a atingir o valor máximo V_p . Da mesma maneira, quando a corrente cessa, a tensão entre os eletrodos potenciais demora um tempo verificável para decair totalmente e o meio armazena a carga elétrica temporariamente (Figura 11) (REYNOLDS, 1997; TELFORD et al., 1990; MILSON & ERIKSEN, 2011). Portanto, quando aplicada no meio geológico, a voltagem medida pelos eletrodos não se dissipa no mesmo momento e fica armazenada em subsuperfície como energia mecânica, elétrica ou química, passível de ser detectada uma polarização residual (induzida) baixa, por um certo tempo.

Figura 11 - Gráfico representativo da tensão sob parâmetros de diferença de potencial e tempo. Ao atingir o valor máximo, leva tempo a decair após cessar a passagem de corrente elétrica.



Fonte: Kearey et al., 2002.

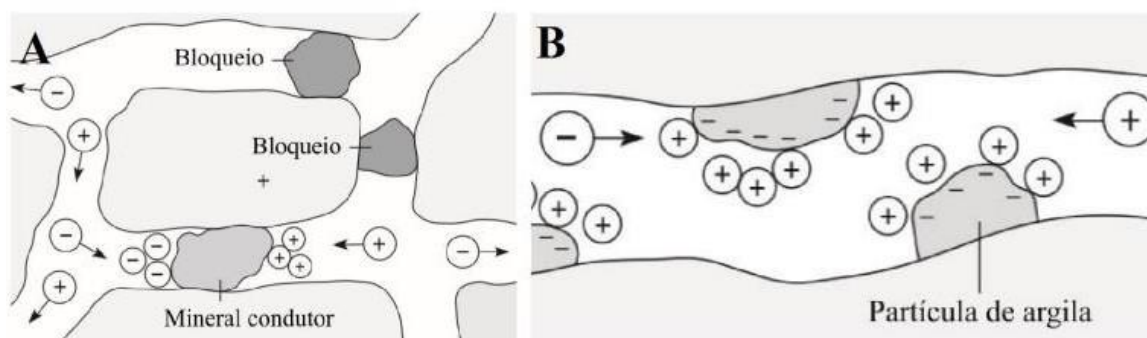
Segundo Telford et al. (1990), a quantificação da polarização induzida é medida pela cargabilidade (M), representada pela equação 8.

$$M = \frac{1}{V_0 (t_2 - t_1)} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad \left(\frac{mV}{V} \right) \quad (8)$$

Os principais mecanismos da polarização são: eletrolítico e metálico. O primeiro ocorre em rochas que não possuem minerais metálicos e a passagem de corrente se dá por fluxo eletrolítico do fluido presente nos poros (Figura 12 B). Quando estabelecida a corrente no meio, os íons se movem em direções opostas, com uma diferença de mobilidade entre ânions e cátions e quando a tensão cessa, os gradientes de tensão formados demoram um tempo a desaparecer (LOWRIE, 2007; KEAREY et al., 2002). A polarização metálica é baseada em um contexto de rochas com minerais metálicos em que os íons se concentram em superfícies opostas das partículas metálicas e, em um intervalo de tempo, retornam ao estado inicial quando cessada a corrente (Figura 12 A). Ademais, maior é o processo de polarização induzida quanto mais disseminados estão os minerais metálicos (VOGELSANG, 1995).

Para aquisição, é realizado o arranjo dipolo-dipolo em que o espaçamento entre os eletrodos de corrente e potencial mantêm-se fixos para cada linha de investigação. Na área de estudo, as zonas de rocha hidrotermalizadas podem ser dadas por polarização eletrolítica e as zonas de sulfeto, por polarização metálica, para identificar as áreas de geração de drenagem ácida de mina.

Figura 12 - Esquema de Polarização metálica (A) e eletrolítica (B).



Fonte: Casagrande, 2019. Adaptado de Musset & Khan, 2000.

Para estudos com alvos dinâmicos como zonas de acumulação ou fluxo de água, os métodos geoeletricos de eletrorresistividade e polarização induzida são amplamente aplicados. Em minas em fase de descomissionamento, foram realizados estudos quanto ao mapeamento de mina de carvão (HAMDAN et al., 2014; DIMOVSKI et al., 2017), distinção entre os rejeitos e o substrato rochoso por eletrorresistividade (MARTÍN-CRESPO et al., 2018) e utilização de polarização induzida em conjunto com o método eletromagnético a fim de destacar fraturas com fluxo de água e formação de argilominerais (GALLISTL et al., 2018; OROZCO et al., 2018). Os estudos de caso explicitam a excelência do contraste da resistividade elétrica e da polarização induzida na detecção de fraturas ou falhas preenchidas por água, além de possibilitar a identificação de zonas de alteração hidrotermal, contendo argilominerais e zonas de minério residual ricas em sulfeto, que propiciam a geração da drenagem ácida de mina.

3.2 Drenagem Ácida de Mina

A drenagem ácida (DAM) é um fenômeno ambiental grave e ocorrente em atividades mineradoras. A exploração de insumos como ouro, cobre, níquel, carvão, zinco e urânio apresenta potencial de geração do passivo ambiental, devido a paragênese mineral sulfetada (AKCIL & KOLDAS, 2006).

Segundo Gray (1997), a exposição de minerais sulfetados à água e oxigênio promove o processo da drenagem ácida, a depender da quantidade de mineral reativo e da presença de bactérias capazes de acelerar o processo. No presente trabalho, a cava da mina Osamu Utsumi (MOU) é definida como a localidade de estudo e a pirita (FeS_2) é o sulfeto predominante. Ocorrem reações que seguem etapas complexas que resultam na oxidação do sulfeto em sulfato, com geração de ácido sulfúrico e íon férrico. O produto gerado é um efluente ácido (pH da

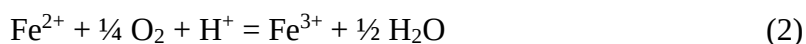
ordem de 2 a 3) enriquecido em íons dissolvidos, principalmente metais, além da ocorrência de mobilização de radionuclídeos, com possibilidade de precipitação de Ra e Pb no contexto (FERNANDES, 1998). Como consequência, o processo é capaz de degradar a qualidade das águas superficiais e subterrâneas, sedimentos e solos (PASTORE & MIOTO, 2000; AKCIL & KOLDAS, 2006; CAMPANER & SILVA, 2009).

Segundo Akcil & Koldas (2006), os fatores para geração da drenagem ácida incluem a concentração de O₂, temperatura, pH, área de superfície da partícula mineral, atividade química do Fe³⁺ e atividade bacteriológica. Ainda, conforme o INAP (2012), o tipo de sulfeto, a cristalinidade, morfologia e encapsulamento constituem outros fatores relacionados à ocorrência de DAM, os quais influem na taxa de oxidação do ambiente.

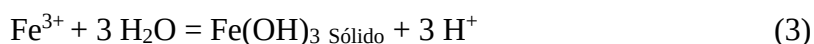
O processo é iniciado com a reação de oxidação da pirita em Fe²⁺, somado à hidrogênio e íon sulfato (Equação 1) (BLOWES, 1997; AKCIL & KOLDAS, 2006).



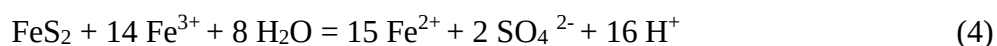
Os produtos gerados nessa etapa culminam no aumento da acidez do efluente e da condutividade. Se o ambiente tiver caráter oxidante, é possibilitada a reação de oxidação de Fe²⁺ para Fe³⁺ (Equação 2) (AKCIL & KOLDAS, 2006).



Em condições de pH que variam entre 2,3 a 3,5, o ferro férrico precipita como Fe(OH)³ e sulfato hidratado de ferro e potássio (jarosita), de modo a reduzir a concentração desse íon enquanto o pH é diminuído (Equação 3) (AKCIL & KOLDAS, 2006). Segundo Equeenuddin et al. (2013), somente em condições de pH inferior à 2,5 e em ambiente enriquecido em SO₄²⁻ a jarosita precipita. Dado isso, sua presença nos sedimentos explicita a ocorrência de drenagem ácida.

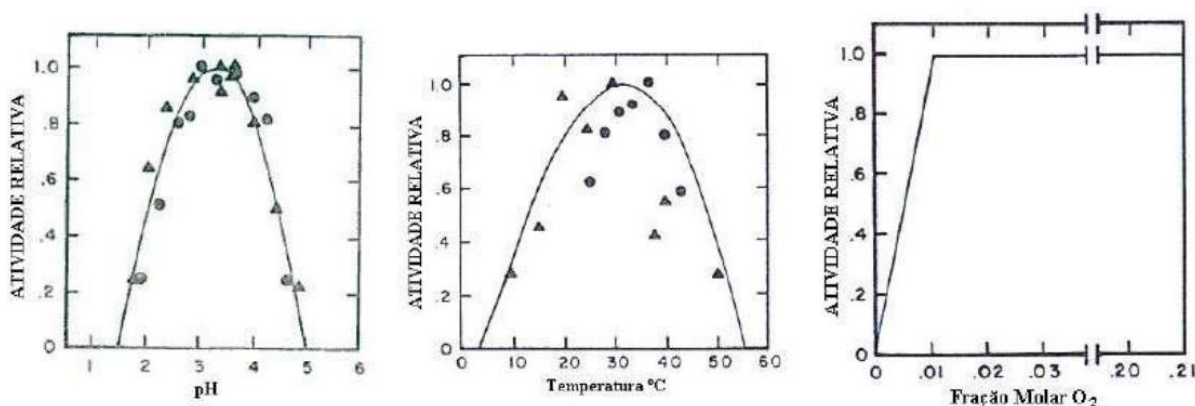


A oxidação da pirita é continuada no ambiente caso eventuais Fe³⁺ sejam gerados a partir da reação (2) e que não tenham precipitado pelo processo em (3). Com isso, é produzido ferro férrico somado à íon sulfato e liberação de H⁺, que evidenciam a acidez (Equação 4) (AKCIL & KOLDAS, 2006). Segundo Franklin (2007), a reação é considerada auto catálisa.



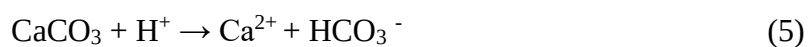
As bactérias *Thiobacillus Ferrooxidans* catalisam a oxidação em ambientes com pH preferencialmente inferior a 3,2 (KLEINMANN et al., 1981) e temperatura entre 20 e 40°C (JAYNES et al., 1984) (Figura 1). Os microrganismos podem aumentar a velocidade da produção de drenagem ácida em 5 a 20 vezes (SENGUPTA, 1993).

Figura 1 - Atividade da bactéria *Thiobacillus ferrooxidans* sob os parâmetros pH, temperatura e concentração de O_2 , respectivamente.



Fonte: Jaynes et al., 1984.

Comumente, em caso de drenagem ácida, a acidez varia entre 100.000 mg/L a 1.000 mg/L, fator que, somado ao baixo pH, é altamente influenciado pela permeabilidade (MORIN & HUTT, 1998; AKCIL & KOLDAS, 2006). A problemática pode perdurar por anos a séculos, a depender dos fatores envolvidos nas reações, o que implica em um processo dificultoso para o seu controle e que necessita de alto investimento para recuperação da área (KEFENI et al., 2017). A neutralização do efluente ácido pode ocorrer no próprio sistema, caso o ambiente permita reações para consumir íons H^+ e aumentar o pH (BLOWES, 1997). Para isso, reações de dissolução de minerais carbonáticos são indicadas, representadas pela reação tampão (Equação 5), que ainda podem funcionar como suprimento de HCO_3^- para o sistema hídrico (CAMPANER & SILVA, 2003).



Existem tratamentos ativos e passivos, classificados também em atividades biológicas ou abióticas para a problemática (JOHNSON & HALLBERG, 2005). Porém, o tratamento do

efluente ácido não inibe a sua formação, somente atenua o existente. Portanto, para encerrar de fato o processo da drenagem ácida de mina, é fundamental reconhecer as causas e inter-relações do fluxo de água com as zonas sulfetadas para que uma das fontes seja controlada e as reações cessem.

3.3 Descomissionamento de Mina

Segundo Franklin & Fernandes (2011), na década de 1940 a maior parte das minas de urânio instituiu suas operações no contexto mundial. Diferentes danos ambientais foram gerados nesse momento visto a ausência de legislações quanto ao descomissionamento de mina e decorrente recuperação ambiental, uma vez que a temática não era abordada e havia pouca experiência relacionada aos fechamentos. Era comum apenas abordar o parâmetro de recuperação, ou seja, a colocação de uma camada superficial de solo e vegetação na área. Atualmente, o descomissionamento é um tema muito discutido e especificado na etapa de planejamento inicial, realizado na abertura da mina.

Para a concessão de lavra, é essencial a apresentação do plano de fechamento de mina, apresentado como parte do Plano de Aproveitamento Econômico (PAE). Segundo a Agência Nacional de Mineração (ANM), o plano deve ser baseado nas Normas Reguladoras de Mineração – Suspensão, Fechamento de Mina e Retomada das Operações (NRM-20). De acordo com Nery (2009), o plano deve ser atualizado a cada cinco anos de atividade da mina e, assim que definida uma data para o encerramento das atividades, deve ser apresentado um projeto final do plano com antecedência de um ano.

Mudder & Harvey (1999) apontam que o final do ciclo de vida de uma mina é segmentado na desativação, recuperação, fechamento e pós fechamento. Sequencialmente, a desativação trata da transição entre o fim da operação de mina e fechamento, que é seguido pela recuperação que objetiva o restabelecimento vegetativo do local. Fechamento é a etapa em que a recuperação é efetivada e passa a ser estabelecido o monitoramento da área. Posteriormente, o monitoramento é encerrado e o ambiente fica devidamente recomposto, o que corresponde a fase de pós fechamento da mina.

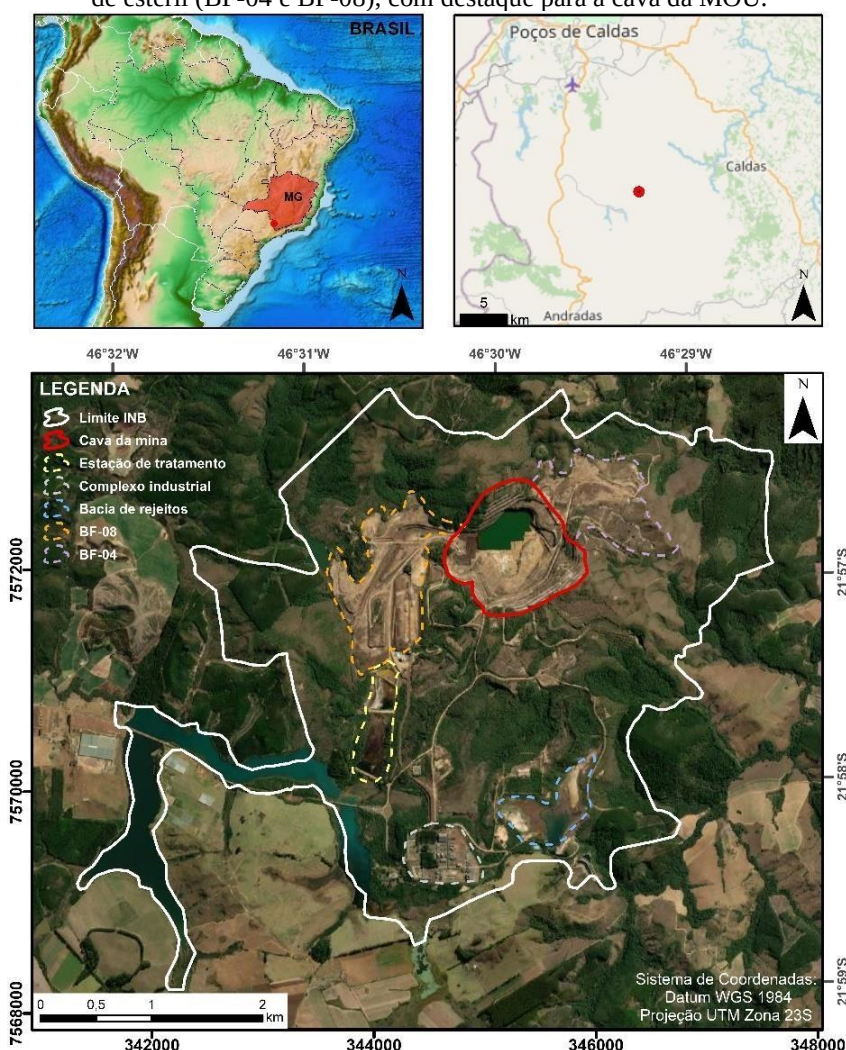
Diversos aspectos devem ser levados em conta para realização do devido procedimento na cava da mina, dentre eles o contrapilhamento, recuperação do nível de água, bloqueio de acesso de pessoas não-autorizadas e monitoramento regular. Ademais, se os taludes forem dimensionados com a estabilidade e fator de segurança adequados, são dispensáveis novos trabalhos após o fim da operação.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização

A área de estudos compreende o município de Caldas (MG), Poços de Caldas (MG), Andradas (MG) e Águas da Prata (SP), localizada no Planalto de Poços de Caldas. Integra a Mina Osamu Utsumi (MOU) do Complexo Mineiro Industrial de Poços de Caldas – CIPC, hoje denominado de Unidade de Tratamento de Minério – UTM. Atualmente, pertence às Indústrias Nucleares do Brasil (INB), a qual ocupa uma área em torno de 15 km² e é acessada pela BR-146. O complexo industrial da INB compreende a cava da mina, objeto de estudo do presente trabalho, complexo industrial, bacia de rejeitos, bota-foras 4 e 8, planta de beneficiamento desativada, bacias de contenção de águas ácidas, estação de tratamento de águas ácidas (ETA) e um reservatório de águas tratadas (Figura 2).

Figura 2 - Mapa de localização do complexo mineiro INB com localização em relação ao Brasil, com destaque para o estado de Minas Gerais, próxima aos municípios Caldas, Andradas e Poços de Caldas (MG). Delimitação do complexo mineiro INB e localização da estação de tratamento, complexo industrial, bacia de rejeitos, pilhas de estéril (BF-04 e BF-08), com destaque para a cava da MOU.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

4.2 Histórico

Na década de 1960, o Brasil passou a ter maior interesse acerca da exploração de urânio, com financiamentos no setor da investigação geológica e prospecção mineral. O panorama investigativo se intensificou na década de 1970, assim que a crise do petróleo impulsionou o governo brasileiro a repensar as fontes energéticas. Nesse cenário, houve a criação da NUCLEBRÁS em 1974 com advento de métodos e técnicas de trabalho em lavra, a partir de estudos de reservas voltadas ao Programa Nuclear Brasileiro. Isso objetivava a conquista da autossuficiência energética (BRASIL, 2009), como parte dos objetivos de construção das centrais nucleares Angra I e II (FAGUNDES, 2005).

Em 1988 a NUCLEBRÁS foi convertida em Indústrias Nucleares do Brasil (INB), a qual inicia o processo minerário com a mineração, enriquecimento até a fabricação de combustível nuclear (BRASIL, 2009).

A mina Osamu Utsumi foi construída em 1959 devido às descobertas de jazidas promissoras de caldasito (silicato de zircônio), baddeleyita (óxido de zircônio) e mineralizações de urânio, a partir de pesquisas realizadas desde a década de 1920 (MACIEL, 2007), o que a tornou o primeiro centro de produção de concentrado de urânio do Brasil (NASCIMENTO, 1998).

A exploração do minério por lavra a céu aberto começou em fevereiro de 1982 e alcançou 85 milhões de m³ nos primeiros 12 anos, no qual metade desse volume é relacionado à rejeito (FERNANDES et al. 2008). A reserva mineral totalizou cerca de 17.200 toneladas de U₃O₈ (FRAENKEL et al., 1985; SOUZA et al., 2013), com produção diária de 2.500 toneladas do minério (CIPRIANI, 2002). Ademais, foram 44,8 milhões de m³ de estéreis e 2,39 milhões de m³ de rejeitos que advinham do beneficiamento químico, chamado “*tailings*” (URÂNIO DO BRASIL, 1988; MAJDALANI & TAVARES, 2001; FRANKLIN, 2007). A mina finalizou sua atividade em 1995 e, desde 2005, está em processo de descomissionamento e recuperação ambiental.

Trabalhos realizados na mina Osamu Utsumi como Read (1992), Fernandes et al. (1996), Fernandes & Franklin (2001), Fagundes et al. (2008), Fernandes et al. (2008), Nobrega et al. (2008), Souza et al. (2013) e Alberti (2017) explicitam a ocorrência de drenagem ácida de mina e alta radioatividade nas águas da cava e em pilhas de rejeito. A conjuntura dos fatores ambientais requer soluções na etapa de descomissionamento e recuperação ambiental e, diante disso, é desenvolvido o Plano de Recuperação de Áreas Degradadas (PRAD), firmado com o IBAMA e o CNEN.

altura e caracteriza uma amplitude de 125 metros em relação as cotas de base e topo (ALBERTI, 2017).

Com uma reserva estimada em 17.200 toneladas de U_3O_8 (FRAENKEL et al., 1985; Souza et al., 2013), os processos findam na produção da matéria prima para combustível nuclear, chamada *yellow-cake*. Segundo Filho (2014), a mina possuiu uma relação estéril-minério de $\pm 47:1$. A usina de beneficiamento e extração foi planejada para receber 750 milhões de toneladas de minério por ano.

Na etapa de mineração, o desmonte era dado de duas maneiras. Para o material mais desagregado, ocorria escavação direta com “*moto-scrapers*” e para o restante do conteúdo, eram utilizados explosivos nas rochas com remoção por carregadeiras. Assim, caminhões encaminhavam o minério para o beneficiamento físico, sujeito a britagem primária, secundária, moagem e espessamento (FRANKLIN, 2007).

Após a etapa de mineração, o minério era encaminhado para o britador primário, responsável por reduzir o conteúdo até a granulometria menor que 25 cm. O produto da etapa era direcionado ao pátio de estocagem do minério britado com potencial de armazenar 200 mil toneladas de minério, os quais eram subdivididos em 8 pilhas, classificadas segundo o teor de urânio solúvel. No caso, o *blend* que alimentava a usina tinha composição com teor médio de 680 ppm de urânio solúvel (CIPRIANI, 2002). A próxima etapa consistia na britagem secundária, momento em que era adicionada pirolusita (MnO_2), a fim de viabilizar a oxidação de U^{+4} para U^{+6} e da rocha fosfática como ácido fosfórico, que propiciava a precipitação de zircônio para reduzir o teor do metal para concentrações admissíveis no *yellow-cake*. Associada a britagem secundária, ocorria a moagem com moinhos de barra, a fim de reduzir a granulação para inferior a 1,168 mm. Em fase de espessamento, água tratada com cal era incorporada ao material, que originava uma polpa neutra com 55% de sólidos, bombeada para usina de beneficiamento químico por mineroduto (CIPRIANI, 2002; FRANKLIN, 2007).

Após o beneficiamento físico, era iniciado o beneficiamento químico em que a polpa de minério era submetida a tratamentos a fim de gerar o produto diuranato de amônio (DUA), comumente conhecido como *yellow-cake*. Nesse momento, ocorria a recuperação de molibdênio como molibdato de cálcio por lixiviação a partir de 4 baterias de 10 tanques de agitação em cada uma. O ácido sulfúrico (H_2SO_4) atuava como solvente em condições de temperatura de 70°C por 6 horas (CIPRIANI, 2002; FRANKLIN, 2007; OLIVEIRA, 2010) e o resultado era a solubilização do urânio como sulfato de uranila UO_2SO_4 . Posteriormente, a ganga era filtrada do licor uranífero (0,4 mg/L de U_3O_8) e ocorria o acréscimo de reagentes para retirada de molibdênio e finos, através de agentes floclulantes. A partir disso, era utilizada

amina terciária e solventes orgânicos inertes na retirada orgânica do urânio, que ficava com uma concentração de 5,5 g/L. O DUA era originado através do hidróxido de amônia para então o material ser filtrado, secado e estocado (FRANKLIN, 2007; OLIVEIRA, 2010).

Segundo Cipriani (2002), após lixiviação, o material era submetido a clarificação, que consiste na retirada de lama que passa pelo filtro (partículas finas) e é oxidada com clorato de sódio. Os efluentes originados pelas etapas para o desenvolvimento do *yellow-cake* eram encaminhados para Unidade de Tratamento de Efluentes Líquidos e para Unidade de Tratamento de Efluentes Sólidos, a depender do estado do material. O líquido passava por neutralização com utilização de calcário em ácido sulfúrico até pH entre 9 e 10. Isso ocasionava a precipitação do ferro solúvel e cátions metálicos (Al, Mn, Mg), na forma de hidróxidos. O sólido conferia um conteúdo composto por 98% do minério original, porém empobrecido em urânio. Seu tratamento envolvia a neutralização da acidez com a suspensão de cal (CaO). O material resultante dessas etapas era encaminhado para bacia de rejeitos (CIPRIANI, 2002; FILHO, 2014).

O Diuranato de Cálcio, conhecido como “DUCA”, corresponde a lama que provinha do tratamento químico para neutralização dos efluentes ácidos, composta por hidróxidos de metais (Fe, Al, Mn, elementos radioativos) em matriz sulfatada cálcica. No ano de 1998, esse material passou a ser depositado na cava da mina (CIPRIANI, 2002; NÓBREGA, 2008).

4.4 Geologia

4.4.1 Contexto Geológico Regional

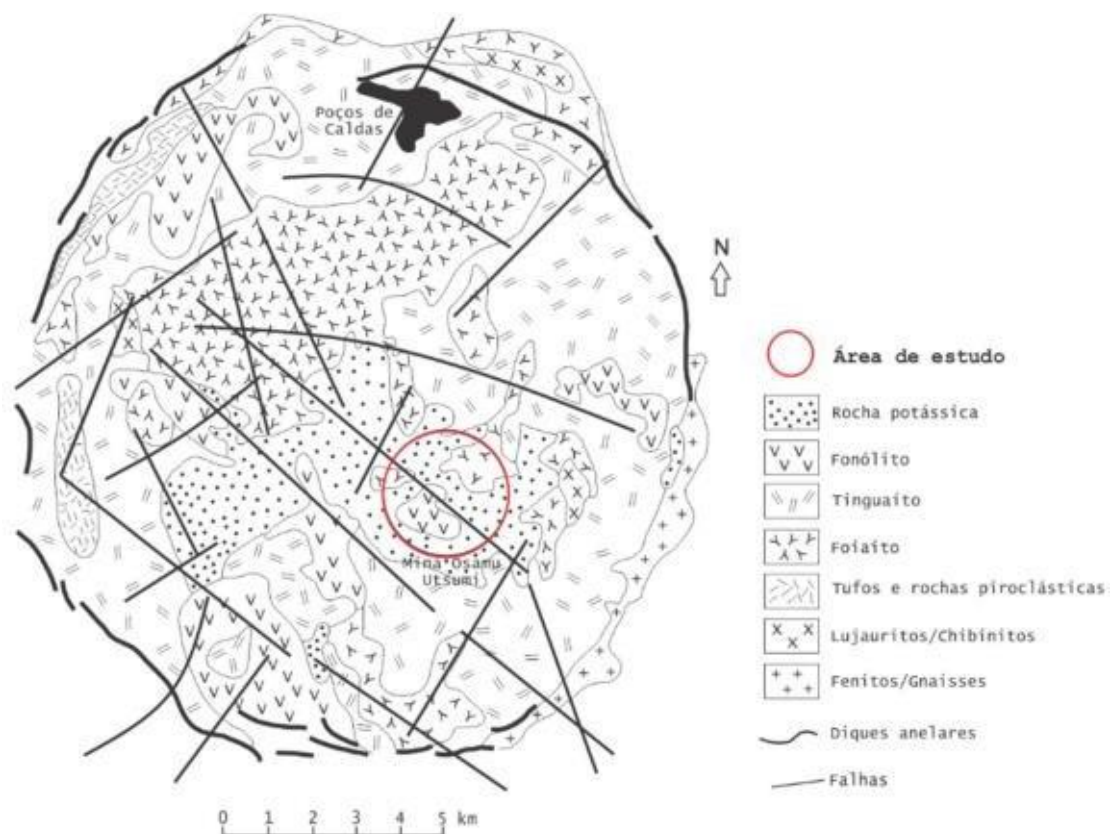
O Maciço Alcalino de Poços de Caldas está localizado no sudeste brasileiro, entre os estados de Minas Gerais e São Paulo e, geologicamente, na parte meridional do Escudo Atlântico com rochas constituintes referentes ao Maciço Mediano de Guaxupé, entre a Bacia do Paraná a oeste e a Serra da Mantiqueira, a sul (FRANKEL, 1985; TEDESCHI et al., 2015). É associado a separação das placas Sul-americana e Africana (ALMEIDA, 1977), relativa à conformação estrutural com zonas de falha e fraturas, o que classifica a intrusão alcalina como estruturalmente controlada (SADOWSKI, 1987; SCHORSCHER & SHEA, 1992).

Os estudos geológicos pioneiros da região são de Derby (1887, apud ELLERT, 1957) e Machado (1888), nos quais foi identificada a natureza vulcânica da região e a variedade de fonólitos e foiaítos do maciço alcalino. As pesquisas quanto aos minerais radioativos foram iniciadas na década de 1950, pelo Conselho Nacional de Pesquisa e USGS (TOLBERT, 1966). Além disso, houve um mapeamento realizado por Ellert (1959) e Ellert et al. (1959), análise estrutural a partir de sensoriamento remoto por Almeida e Paradella (1977) e investigação

geofísica por Araújo (1980), Hamza (1982) e Montes-Lauar (1988). Alguns estudos de detalhamento foram elaborados por Ulbrich, M. (1983), Ulbrich, M. et al. (1981) e Ulbrich, H. (1984).

O planalto de Poços de Caldas é uma estrutura circular dômica com diâmetro de aproximadamente 30 km, delimitada por escarpas de falhas que facilitaram a intrusão de uma chaminé em uma zona de fraqueza do embasamento (Figura 4) (COSTA et al., 2001). Segundo Fraenkel et al. (1985), a intrusão encobre rochas datadas do Pré-Cambriano referentes ao embasamento cristalino, dado por biotita-gnaisses que se transformam em anatexitos e são cortados por diques de dolerito.

Figura 4 - Litologias e estruturas geológicas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, com localização da área de estudo (Mina Osamu Utsumi).



Fonte: Fraenkel et al., 1985.

Na América do Sul, as intrusões de complexos alcalinos datam do Cretáceo Superior, o que integra as intrusões de Itatiaia, Passa Quatro, *stocks* de São Sebastião e o Complexo Alcalino de Poços de Caldas, correspondente à área de estudo (MONTES-LAUAR et al., 1995). Inicialmente, a idade foi determinada por Ellert (1959) de modo geral como Cretáceo Superior à Terciário e, posteriormente, Valenton et al. (1997) propuseram uma idade entre 87 a 52

milhões de anos, através de datações K-Ar. Shea (1991) determinou a idade média de 78 milhões de anos, a partir do método Rb-Sr.

O arqueamento do escudo cristalino em parte do Brasil possui direção NW e NE, bem como as intrusões alcalinas de Poços de Caldas, quase ortogonais entre si. Possivelmente, esse arqueamento foi responsável por gerar tensões de grande escala e caráter regional, capaz de propiciarem a ascensão do magma básico no Mesozóico, com consequente formação dos maciços alcalinos (FREITAS, 1951). Segundo Gorsky & Gorsky (1974), o maciço em questão é composto por rochas alcalinas, vulcânicas, subvulcânicas e plutônicas, com predominância de fonolitos, foiaítos, tinguaitos e nefelina sienitos.

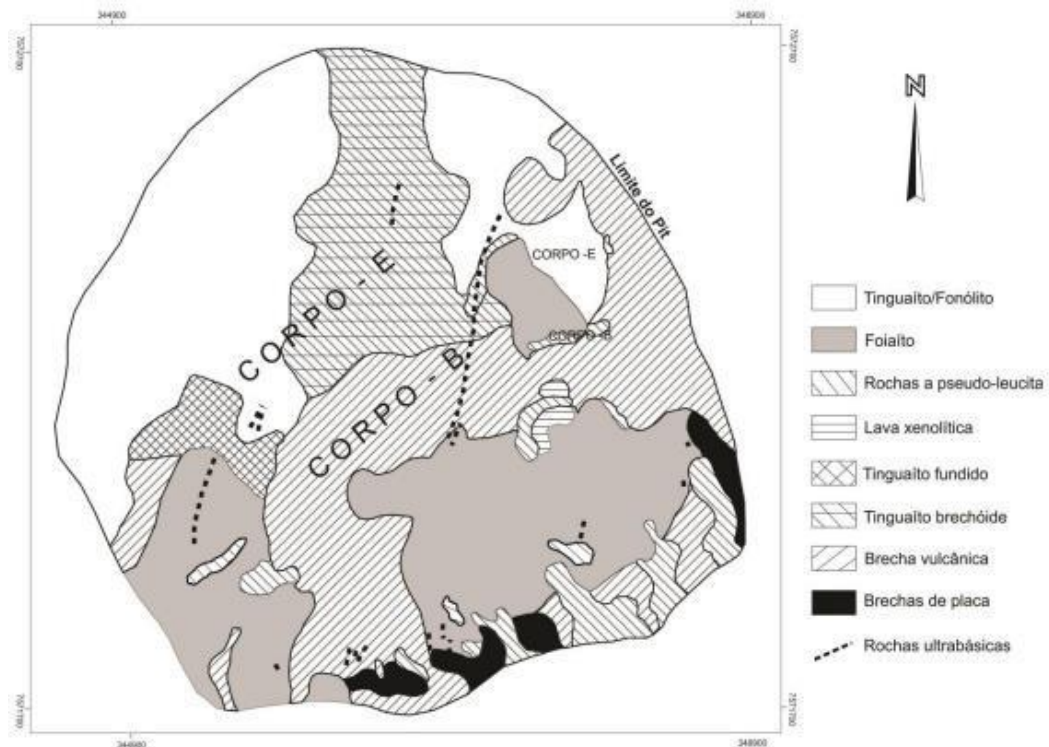
Para a localidade, há um modelo geológico evolutivo simplificado de três estágios magmáticos, elaborado por Capovilla (2001), a partir do modelo de evolução tectono-magmática de seis estágios, de Ellert (1959). O primeiro estágio está relacionado ao vulcanismo básico-ultrabásico máfico, o qual é cortado pelos fonolitos e nefelina sienitos da etapa seguinte. O segundo estágio corresponde ao magmatismo alcalino intermediário nefelínico principal, vulcânico e subvulcânico e, o terceiro estágio, confere o magmatismo final subvulcânico ultramáfico-alcalino, com enxames de diques de biotita lamprófiros.

Quanto a configuração estrutural do Maciço de Poços de Caldas, este dispõe de descontinuidades, falhas e fraturas. Os sistemas de falhas predominantes possuem direções N40E, relacionada à formação da caldeira, e N60W, referente à tectônica regional (FRAENKEL et al., 1985). O último se apresenta mais penetrativo, visto além do complexo alcalino, e é originado no Mesozóico, a partir da reativação tectonomagmática da plataforma Sul-Americana como consequência da fragmentação do Gondwana (ALMEIDA, 1986; SCHORSCHER & SHEA, 1992). Por fim, ocorrem falhas sub-circulares associadas às diversas intrusões do complexo alcalino (HOLMES et al., 1992).

4.4.2 Contexto Geológico Local

As principais rochas do planalto de Poços de Caldas são ígneas alcalinas félsicas. Os litotipos predominantes da área constituem o grupo de nefelina-sienitos, que variam quanto ao nível de alteração pelas soluções hidrotermais nas fases finais do vulcanismo (ALBERTI, 2017). Magno Júnior (1985) retrata que as principais rochas da MOU são fonólitos/tinguaítos, nefelina sienitos, brechas vulcânicas, foiaítos e rochas ultrabásicas. É possível identificar processos superimpostos magmáticos, de alteração hidrotermal e supérgena (Figura 5) (FRANKEL et al., 1985; CAPOVILLA, 2001).

Figura 5 - Mapa geológico da cava da Mina Osamu Utsumi.



Fonte: Magno Júnior, 1985.

Os fonólitos ou tinguaítos são rochas hipoabissais e efusivas que predominam na porção norte da cava da MOU, com níveis de alteração variantes, bem como a presença de pirita. Mais precisamente, a paragênese mineral é dada por feldspato potássico, a nefelina é substituída por ilita/sericita ou caulinita, e os clinopiroxênios conferem agregados de Fe, Ti e traços de U e Th. Além disso, a fluorita ocorre preferencialmente em fraturas e interstícios do maciço e são caracterizados por uma numerosa variedade de elementos terras raras (WABER et al., 1991).

A nefelina sienito predomina nas porções oeste e sul da MOU. A paragênese é composta por feldspato potássico, ilita e caulinita que substituíram a nefelina, clinopiroxênios com Fe, Ti e pirita, porém em menor quantidade quando comparada à concentração presente nas brechas (WABER et al., 1991).

Foiaíto é um tipo textural da nefelina sienito, caracterizado por ser uma rocha intrusiva fanerítica (GARDA, 1990) leucocrática com fortes evidências de alteração hidrotermal (MAGNO JÚNIOR, 1985; FRAENKEL et al., 1985)

As brechas vulcânicas correspondem a uma massa heterogênea de blocos com fragmentos de derrames, cimentados pelo material da última erupção. Possuem grande quantidade de minerais sulfetados, siderita, óxido de titânio, fluorita, além de minerais com Zr, U, Th e Tr. Quanto aos argilominerais, ilita e caulinita são as mais abundantes e os fragmentos supracitados que as constituem são referentes à nefelina sienitos e fonólitos.

As rochas ultrabásicas correspondem aos diques de biotita lamprófiros, que ocorrem pela área da mina com variações em espessura e estruturas “*pinch and swell*” com mudanças na direção e mergulho. São vítreos, a composição é predominantemente correspondente à piroxênio, com altos teores de CaO (GARDA, 1990) e são caracterizados como tardios por cortarem todos os litotipos supracitados.

4.4.3 Mineralização

Na localidade, o urânio é encontrado sob forma de uraninita [UO₂] de pureza elevada, e coffinita [U(SiO₄)_{1-x}(OH)_{4x}] e os corpos mineralizados são referentes às brechas enriquecidas, com teores mais altos que os fonólitos, foiaítos e sienitos (CAPOVILLA, 2001). Segundo Shea (1992), por mais de 10 Ma o magmatismo alcalino principal perdurou regionalmente e culminou na ocorrência de processos hidrotermais e na mineralização de urânio. Explosões magmáticas tardias resultaram nas brechas que possuem alta permeabilidade que possibilitam a percolação das soluções hidrotermais e decorrente mineralização em U-Th-Zr-ETR-F (MAGNO JÚNIOR, 1985; SCHORSCHER & SHEA, 1992; CAPOVILLA, 2001). O magmatismo final gerou a intrusão dos diques de biotita lamprófiros, ausentes de feições hidrotermais (GARDA, 1990). Essas intrusões foram datadas de 76 Ma pelo método Ar-Ar, o que acarreta que este seja o limite mínimo para o evento hidrotermal (SHEA, 1992; ULBRICH et al., 2002; FRANKLIN, 2007).

Os corpos mineralizados foram formados em uma chaminé de brecha com dimensões de 1200 por 600 metros, em superfície, com formato cônico. Seu limite a sul corresponde a uma falha e todo o conteúdo rochoso dentro e nas bordas da chaminé estão hidrotermalmente alterados (BIONDI, 1976). As rochas da cava da MOU são comumente enriquecidas em potássio se comparadas com nefelina sienitos e fonólitos comuns sob parâmetros geoquímicos (WABER et al., 1992). É considerado que houve um primeiro evento hidrotermal rico em potássio caracterizado pela ocorrência de pirita disseminada e mineralização de urânio e fluorita menos intensas, além de alteração argílica nas rochas hospedeiras. O evento supracitado resultou em trocas alcalinas e reorganização estrutural dos feldspatos alcalinos magmáticos (WABER et al., 1992).

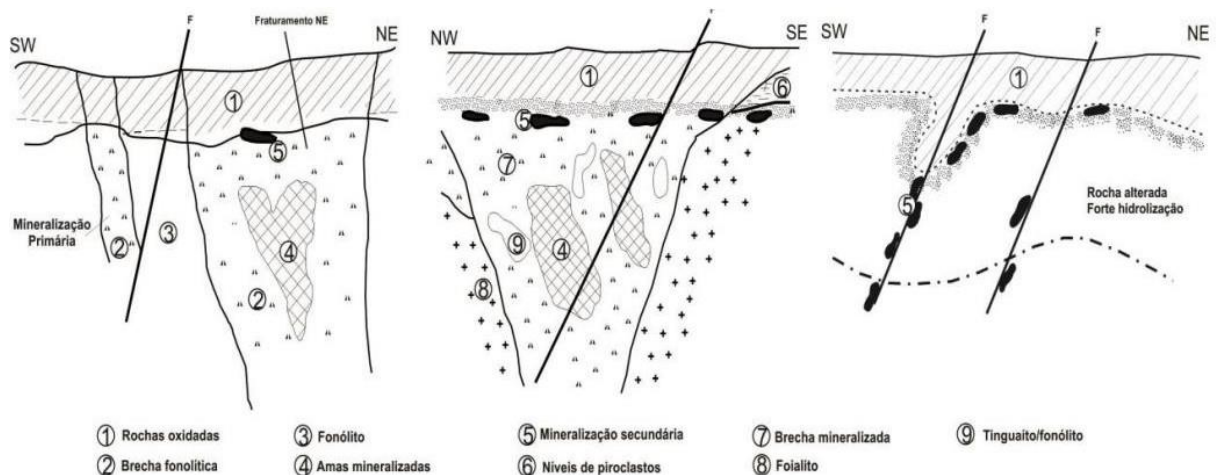
A atividade de potássio aumentou conforme a evolução do hidrotermalismo no cenário geológico em questão, quando ocorreu a principal troca alcalina e mineralização de pirita disseminada com fluorita subordinada, alteração argílica, pitchblenda e monazita. Com isso, a atividade hidrotermal é reestabelecida com a colocação das brechas vulcânicas com a percolação de fluido fortemente salino, o qual carregou concentrações de U, Th, Pb, Zr, Hf, Y e

F. Esse evento corresponde ao hidrotermalismo mais intenso, explicado pela ocorrência de vários pulsos de fluidos hidrotermais de composições distintas (WABER et al., 1992). Mais tarde, ocorre mineralização secundária que advém de processos supergênicos posteriores caracterizados por redistribuição de urânio.

Segundo Reed (1997), as soluções aquosas de alta salinidade referentes aos fluidos hidrotermais possuem temperatura variante entre 50 a 450°C, as quais percolaram nas rochas por fraturas e poros. Com isso, os minerais primários ficam instáveis e recristalizam.

Em suma, as zonas mineralizadas correspondem a corpos sub-horizontais na cava da MOU, denominadas de “A”, “B” e “E”, com espessura máxima de 8 metros (MAGNO JÚNIOR, 1985). O corpo “A” (Figura 6 A) é um cone vulcânico e está localizado à oeste na mina com concentração de urânio de cerca de 700 ppm. O corpo “B” (Figura 6 B) confere a mineralização mais expressiva, dada por volumosas brechas do tipo *pipe* relacionadas à intrusão foiaítica em zona de intenso fraturamento, com concentração de urânio de 800 ppm. Por fim, “E” (Figura 6 C) corresponde ao minério supergênico dado por tinguaitos e fonólitos fraturados e alterados pelo hidrotermalismo com um teor médio de urânio de 1200 ppm.

Figura 6 - Seções esquemáticas referentes às mineralizações dos corpos A, B e E, respectivamente.



Fonte: Magno Júnior, 1985.

Ademais, quanto à estruturação local, são duas as principais zonas de fraturamento com atitudes de N20E/80NW e N55W/75NE, praticamente ortogonais. Ambas apresentam boa condutividade hidráulica, dada a grande percolação de água (TARGA et al., 2019).

4.5 Aspectos geomorfológicos, hidrológicos e hidrogeológicos

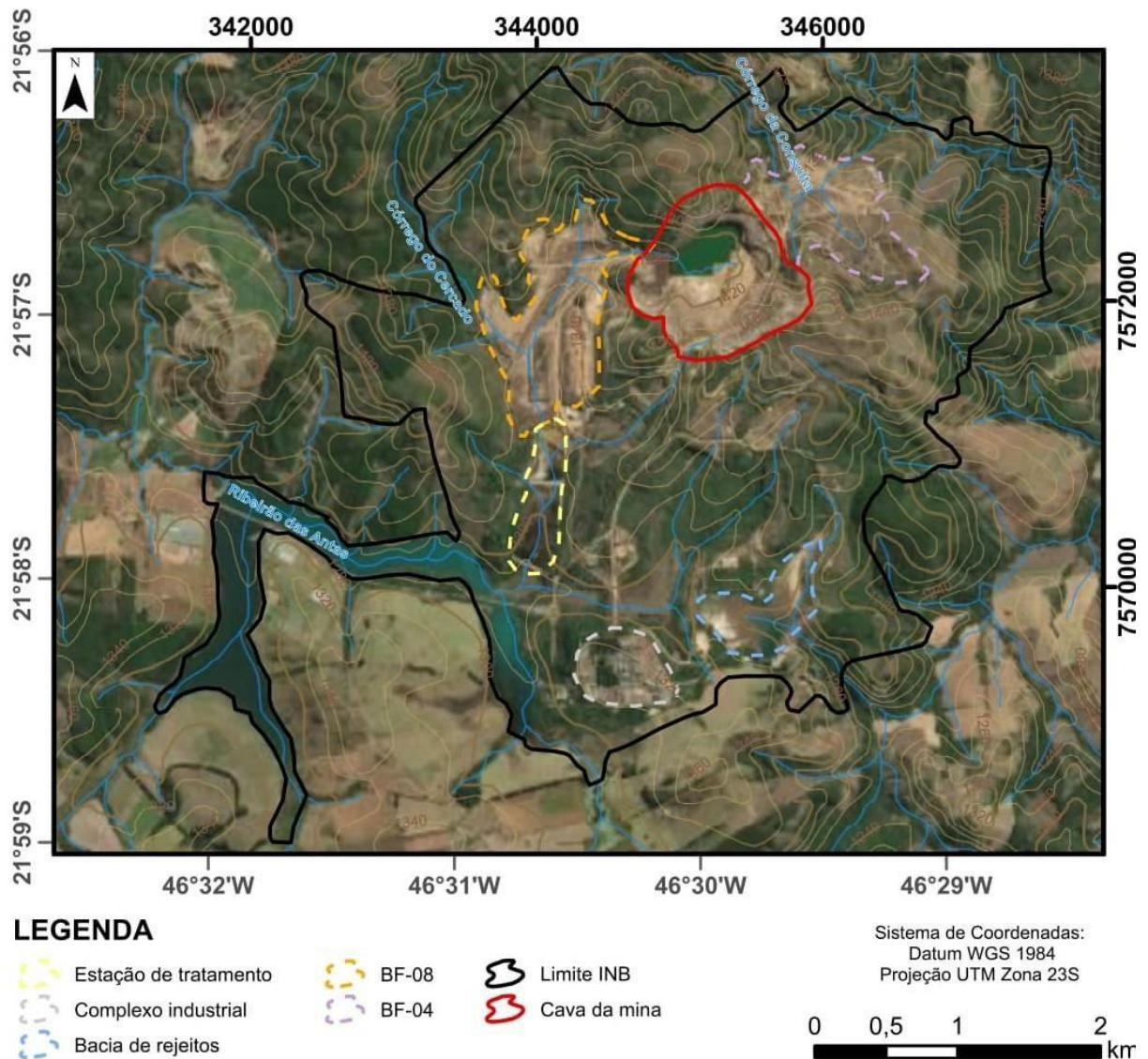
Previamente à construção da mina, o relevo local era caracterizado por vales entalhados com encostas de alta declividade e cursos de água efêmeros. As zonas de recarga de água subterrânea eram encostas dos vales e interflúvios e a condição hidroquímica era oxidante (CONSÓRCIO GEOTECH-SRK, 2005). Com a instalação da atividade minerária, as alterações quanto ao relevo interferiram na hidrologia original, de modo a alterar o fluxo de água subterrânea e da drenagem superficial. Além disso, o desmonte por explosivos condicionou mudanças no padrão estrutural de fraturas do maciço rochoso, principalmente na porção mais superficial do terreno (ALBERTI, 2017). Desse modo, as fraturas podem deixar de possuir caráter fechado e tomar uma nova configuração: abertas com maior percolação de água. Porém, é esperado que o grau de fraturamento diminua conforme o aumento de profundidade no maciço e que este seja caracterizado por grandes fraturas regionais.

A configuração geomorfológica atual decorre de uma erosão da conformação original da antiga caldeira, com intrusão datada de 80 Ma. Os mecanismos que regem a erosão local são os mesmos nos últimos 10 Ma e estima-se que a taxa erosiva nas zonas interfluviais seja de 12 metros a cada milhão de anos. O dique anelar é proeminente na topografia nas porções norte, oeste e sul (HOLMES et al., 1992; MORAES & JIMÉNEZ-RUEDA, 2008).

Segundo Moraes e Jiménez-Rueda (2008), a região divide-se em paisagens aluviais e planálticas. A primeira é caracterizada pela fisiografia de planícies de inundação, com terraços fluviais, canais abandonados, diques e lagoas marginais. As paisagens planálticas são dadas pelos taludes que limitam regiões planificadas, com alguns vestígios de outras unidades fisiográficas soerguidas de planícies aluviais e colúvios-alúvios recentes.

A região do Planalto de Poços de Caldas integra a bacia do Rio Pardo, afluente do Rio Grande. Inserida nesse contexto, a área de estudo representa a localidade relativa ao divisor natural de águas das bacias hidrográficas do Rio Verde e do Ribeirão da Antas. A figura 7 exibe a hidrografia e topografia originais da área de estudos com as principais drenagens enfatizadas. A cava da mina está localizada em uma região com vales encaixados referentes aos córregos da Consulta, Cercado e Ribeirão Soberbo, associados ao sistema de fraturamento regional do contexto geológico do Planalto de Poços de Caldas (MIYASAKI, 2014).

Figura 7 – Mapa com drenagens e localização do Córrego da Consulta, Córrego do Cercado e Ribeirão das Antas. Delimitação da área do Complexo mineiro da INB Caldas (MG).



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

A área de estudo tem potencial hidrogeológico relativamente baixo (MENTE, 2009), marcado por um sistema de aquífero do tipo misto, o qual é caracterizado um aquífero fraturado, referente aos nefelina-sienitos na base, que permitem a passagem de água e refletem um meio de porosidade secundária que possibilita o fluxo de água subterrânea, conectado a um aquífero poroso posto estratigraficamente acima, pertinente a porção de rochas intemperizadas, as quais permitem o fluxo de água subterrânea no meio poroso (GOLDER, 2012). Segundo Miekeley et al. (1992), o fluxo subterrâneo possui pH de 5 a 6 e caráter redutor, enquanto as águas superficiais têm pH entre 3 e 4 e são oxidantes.

4.6 Clima e vegetação

A mina Osamu Utsumi é geograficamente posicionada em uma área com altitudes que variam de 1300 a 1600 metros (FAGUNDES, 2005). Segundo a classificação climática de Köppen-Geiger, o clima da região possui duas estações bem definidas, classificado como Tropical de Altitude: entre os meses de abril a setembro, as temperaturas são baixas com ocasionais geadas e período seco, enquanto, de outubro a março, a pluviosidade é intensa e temperatura branda. Segundo Fagundes (2005), a média anual das temperaturas corresponde a mínima de 7,5°C e máxima de 25,9°C.

O planalto de Poços de Caldas apresenta floresta pluvial de altitude como vegetação predominante, comumente chamada de Floresta Atlântica (RIZZINI, 1979; MORAES & JIMÉNEZ-RUEDA, 2008). Localmente, ocorrem campos caracterizados por gramíneas rústicas, com predominância do capim “barba de bode”, além de vegetação ao longo de vertentes classificadas como arbóreas e arbustivas (CIPRIANI, 2002).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Reconhecimento Geológico

Nas etapas de trabalho de campo houve o reconhecimento da área com análise das frentes de lavra e consequente escolha da porção SE da cava da mina para realização das aquisições geofísicas. Com isso, foi verificada a geologia local da superfície de uma frente de lavra no setor A (linha 3A) a fim de estabelecer parâmetros comparativos com as respostas dos modelos geofísicos de inversão (Figura 8).

Figura 8 - Litologias delimitadas no reconhecimento geológico com ênfase para brecha vulcânica em amarelo e foiaito em vermelho, presentes em frente de lavra no setor A.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Levantamentos bibliográficos de pesquisas anteriores pertinentes da área de estudo estabeleceram alguns critérios e orientações para a etapa de reconhecimento geológico. Segundo Bonotto (2004), por exemplo, a ocorrência do urânio é mais comum em rochas ácidas como pegmatitos graníticos e rochas alcalinas.

A mineralização da MOU, com o urânio encontrado na forma de uraninita e coffinita, é relacionada às intrusões de foiaítos e tinguaitos em encaixates de fonólitos, com processos hidrotermais pós-magmáticos em larga escala. Após a colocação dos corpos supracitados, houve eventos explosivos que geraram um pacote de brechas e, devido à alta permeabilidade,

a estrutura foi capaz de ascender soluções hidrotermais mineralizadas em U-Th-Zr-ETR-F (MAGNO JÚNIOR, 1985; SCHORSCHER & SHEA, 1992; CAPOVILLA, 2001).

Importante pontuar que a acentuada alteração hidrotermal da mina, associada a piritização, alteração potássica e argilização intensa (CAPOVILLA, 2001), por vezes, impossibilita a diferenciação entre as zonas inalteradas e alteradas. A mineralogia gerada nesse contexto é dada por feldspato potássico e sericita, principalmente, sendo a última na forma microcristalina como resultado da substituição da nefelina. No depósito, ocorrem altos teores de titânio com minerais de molibdênio, zirconita, pirita e fluorita (FRANKEL et.al, 1985).

A partir da bibliografia, foi possível delimitar indício de mineralização na cava da MOU, como exibiu Capovilla (2001). São identificados macronódulos ricos em urânio pela oxidação *in situ* e em frente de lavra, com a diferenciação de uma porção azulada (reduzida) e marrom alaranjada (oxidada) (Figura 9).

Figura 9 - Macronódulos supergênicos ricos em U com oxidação *in situ*.

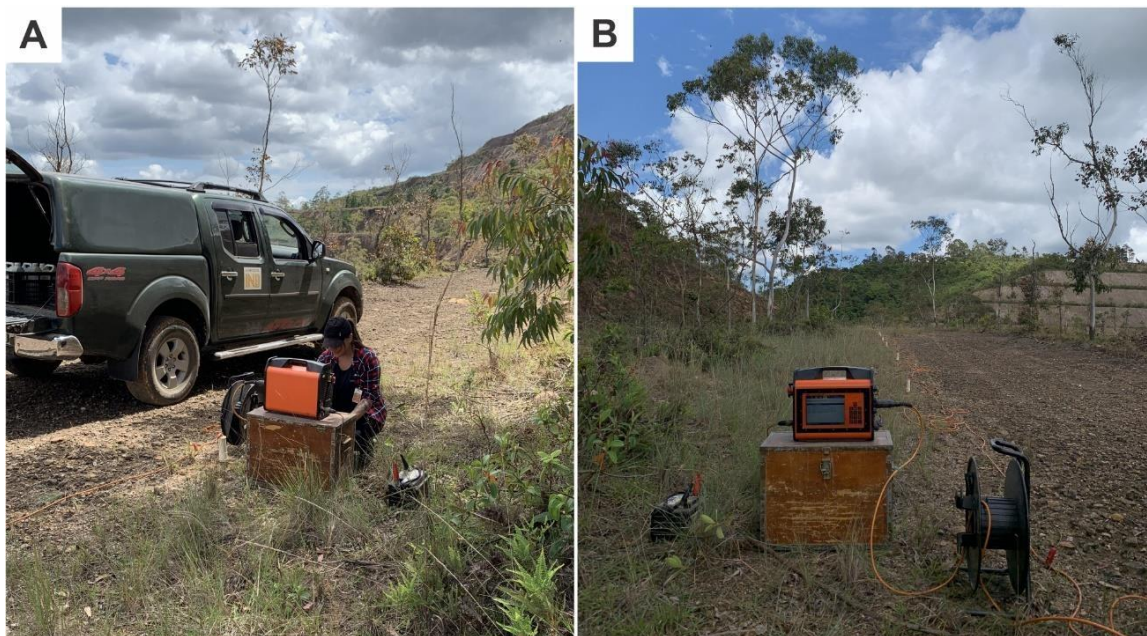


Fonte: Capovilla, 2001.

5.2 Levantamento Geofísico

A etapa de trabalhos de campo englobou a visita de reconhecimento da área e a posterior aquisição dos dados geofísicos na época chuvosa da região, mais especificamente de outubro de 2021 a fevereiro de 2022. A frente de lavra é varrida na sua totalidade, porém, com ênfase nos setores a serem investigados baseado na escolha de taludes heterogêneos com e sem a presença de água, a fim de analisar a ocorrência de minério residual e potenciais locais para geração de DAM. Com isso, foi escolhida a frente SE da cava da mina. A aquisição geofísica pelos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida (Figura 13) ocorreu em três setores (A, B e C), cada qual com quatro níveis representados pelas bermas da frente de lavra escolhida da mina. O setor A apresenta maior fraturamento e ocasionais rompimentos, B apresenta minério residual visível e ocorre mais alterado com porções de solo e locais desabamentos e, C corresponde ao setor menos fraturado e sem percolação visível de água. O talude global dos três setores apresenta ± 45 metros cada, da crista superior onde foi realizada a primeira linha geofísica de cada setor até o pé do talude, ou fundo da cava.

Figura 13 - Aquisição de dados geofísicos pelos métodos eletrorresistividade e polarização induzida. A. Aquisição pela autora; B. Linha de aquisição referente à “A”.

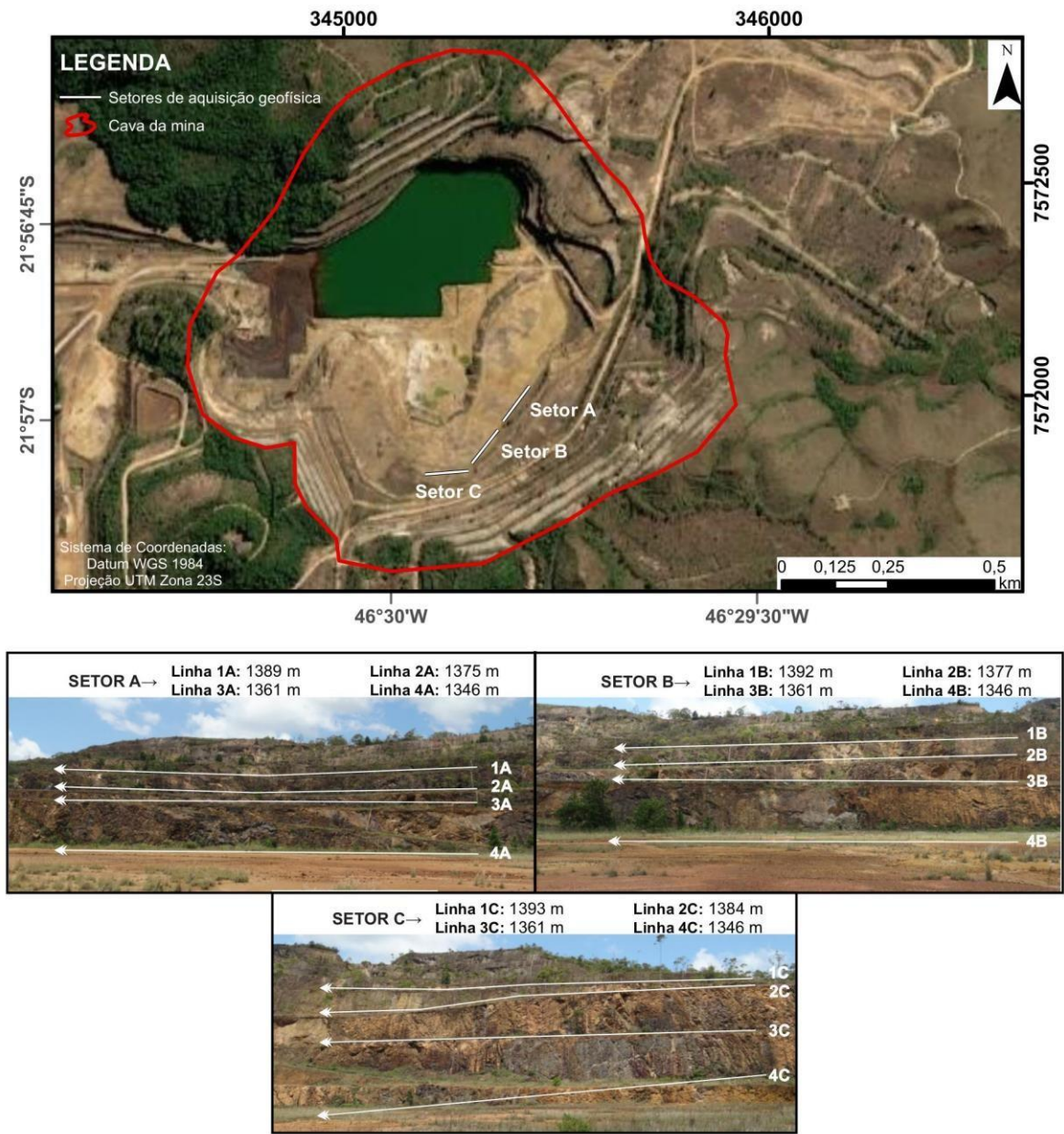


Fonte: Elaborado pela autora (2022).

As linhas foram realizadas no sentido SW, com comprimento de 100 metros com eletrodos com distanciamento de 5 metros (Figura 14). Para aquisição dos métodos supracitados, os procedimentos são os mesmos e os dados são obtidos simultaneamente. O equipamento corresponde a um resistivímetro Terrameter LS da ABEM de fabricação sueca

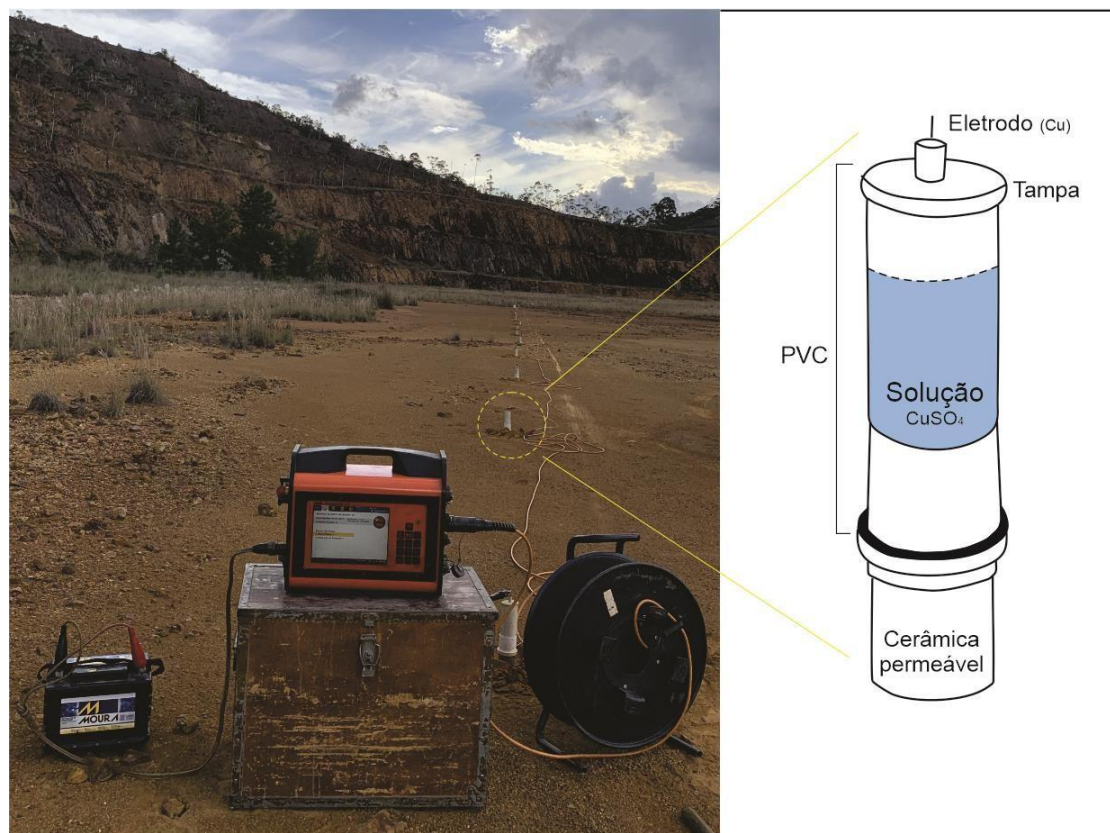
com 250 W de potência, corrente máxima de 2,5 A e resolução de 1 μ V (Figura 11) (ABEM, 2012). A configuração para o presente trabalho envolve corrente elétrica de 500 mA com tempo de transmissão de 1 segundo e tempo de leitura de 0,3 segundos após o corte. Os eletrodos utilizados para injeção de corrente e para medição da diferença de potencial são do tipo não polarizável, a fim de atenuar o efeito de corrente provocado por eletrodos metálicos. O material é tubo do tipo PVC e a base é confeccionada de cerâmica permeável (Figura 15).

Figura 14 - Mapa de localização dos setores. Esquema com detalhamento dos setores e suas respectivas linhas de aquisição geofísica com cotas.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 15 - Resistivímetro Terrameter LS da ABEM e ilustração do eletrodo utilizado com tubo de PVC e base de cerâmica, com conteúdo de solução de CuSO_4 .

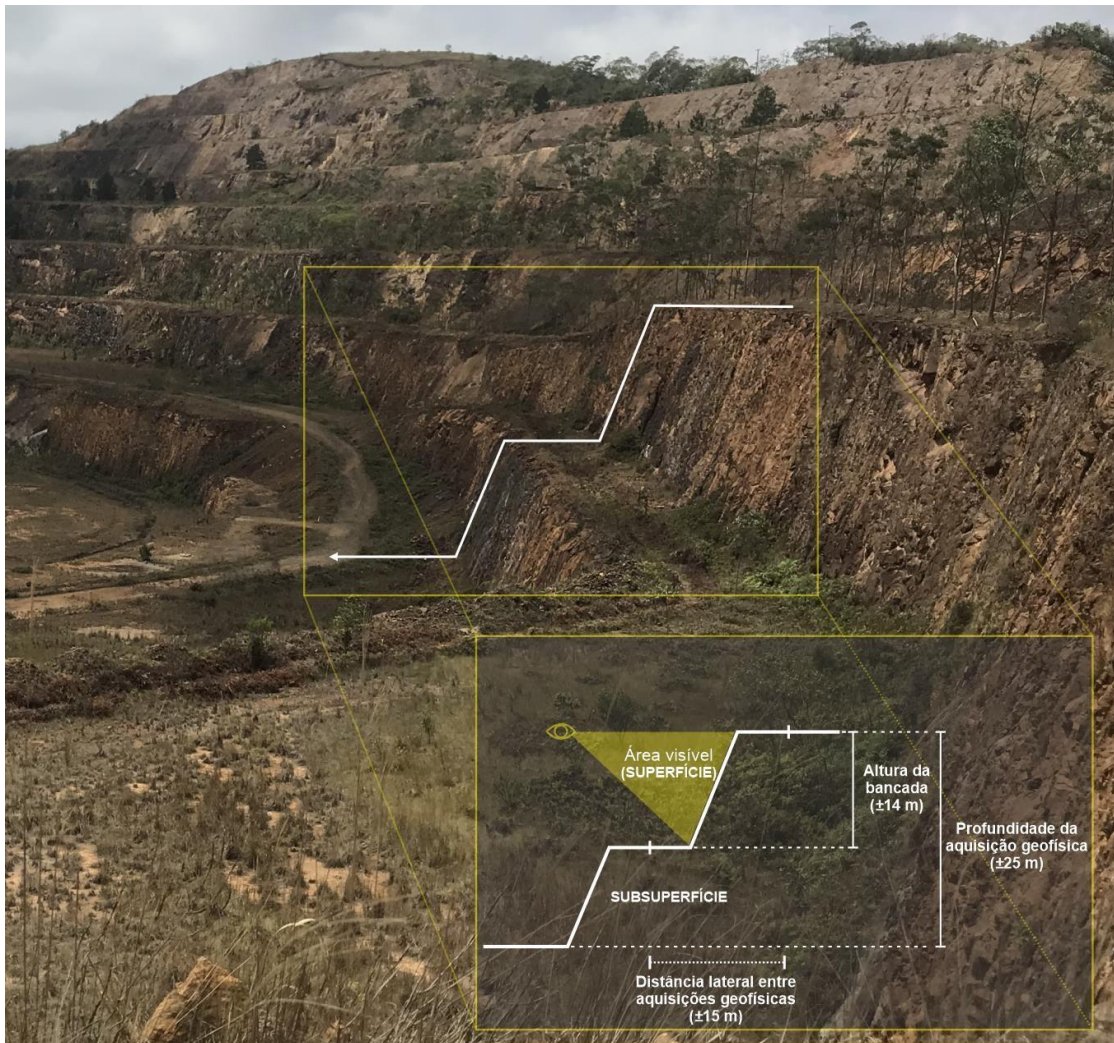


Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Uma análise estatística é executada após a aquisição dos dados a fim de eliminar valores negativos (anômalos) e minimizar valores extremos ao comparar com vizinhos. Os dados foram processados no software Res2Dinv (2D) versão 3.53 (Geotomo Software) para geração de modelos de inversão sob os parâmetros resistividade e cargabilidade em subsuperfície, com dados de topografia. Os modelos são exibidos em seções 2D que contém informações sobre a profundidade da aquisição geofísica (± 25 metros), comprimento da linha de aquisição, valores quantitativos expressos em escala colorida logarítmica (MOREIRA et al, 2016).

Fundamentado nos dados geofísicos processados, foram gerados modelos de inversão com informações quanto aos parâmetros de resistividade e cargabilidade. A partir disso, é possível reconhecer anomalias contrastadas em subsuperfície. A profundidade máxima atingida pela aquisição geofísica corresponde à aproximadamente 25 metros, sendo por volta de 14 metros referentes as características visíveis dos taludes e o restante confere as características em profundidade, ou seja, alcançam o talude inferior de berma com cota menor. A aquisição foi realizada na linha central das bermas e cada berma se distancia lateralmente uma da outra em ± 15 metros, com um total de 45 metros entre as linhas 1 e 4 de cada setor (Figura 16).

Figura 16 - Representação esquemática da profundidade da aquisição geofísica nos taludes com indicação da superfície e subsuperfície.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

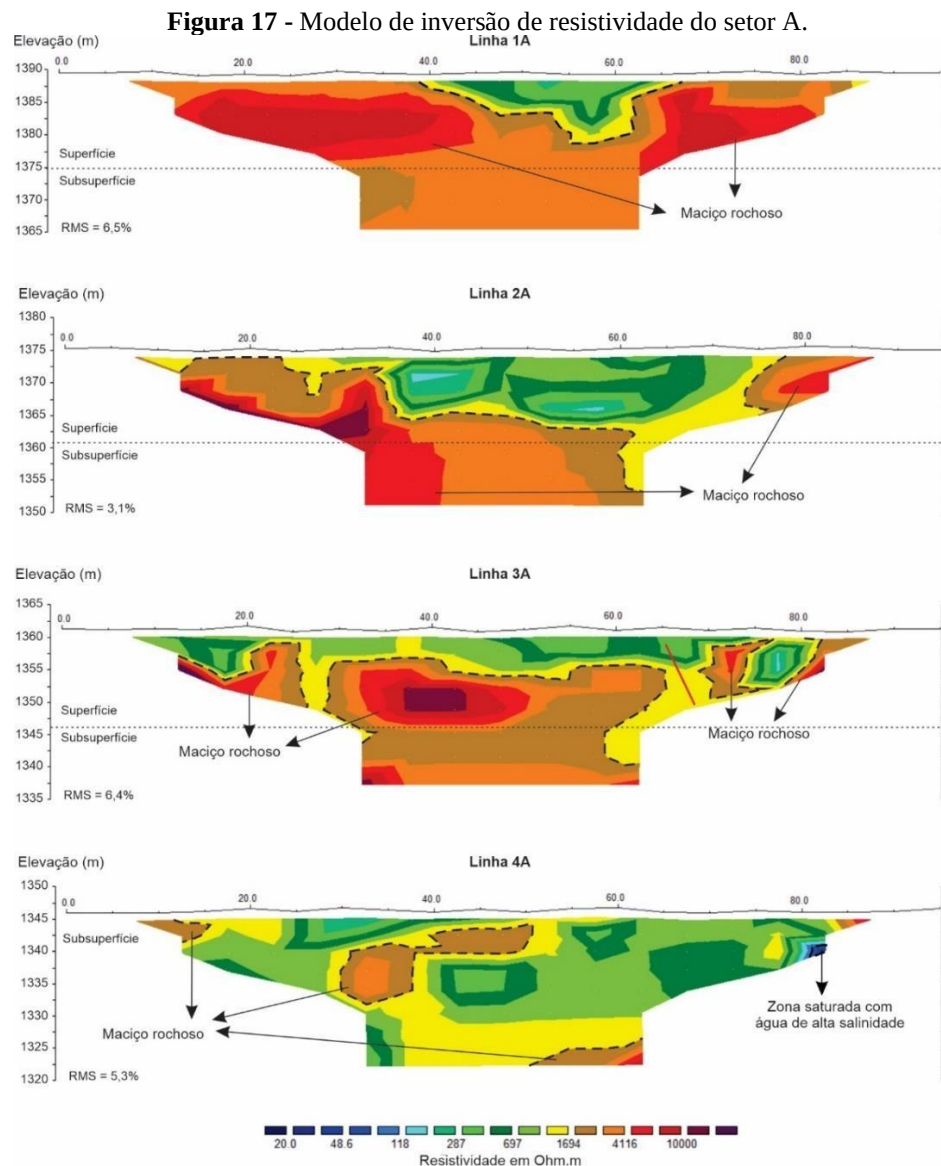
6.1 Eletorresistividade

Os modelos de inversão de resistividade gerados ocorrem em um intervalo entre <20 e $>10000 \Omega.m$. No presente trabalho, os valores inferiores a $100 \Omega.m$ indicam zonas saturadas em água, resultados compatíveis com Targa et al. (2019) e Li et al., (2014). São considerados valores de intermediária resistividade as anomalias entre 287 e $2000 \Omega.m$ e os valores de alta resistividade são referentes às anomalias superiores a $2000 \Omega.m$.

No setor A, apenas uma das seções apresenta uma pequena e pontual anomalia de baixa resistividade. Localizada na linha 4A, ocorre de 1337 a 1342 metros na extremidade SW da seção de ± 81 a 82 metros e é interpretada como uma zona saturada. Nas linhas 1A, 2A e 3A ocorre um contraste entre anomalias de intermediária (>287 e $<2000 \Omega.m$) e alta resistividade ($>2000 \Omega.m$), as quais são interpretadas como a uma rocha mais alterada e fraturada e rocha menos alterada e maciça, respectivamente. A linha em vermelho presente na linha 3A indica uma possível zona de fraqueza na rocha, definida por anomalia de baixa resistividade ou presença de uma queda na resistividade localmente, de forma a separar e dispor, lado a lado, corpos com resistividades semelhantes (Figura 17).

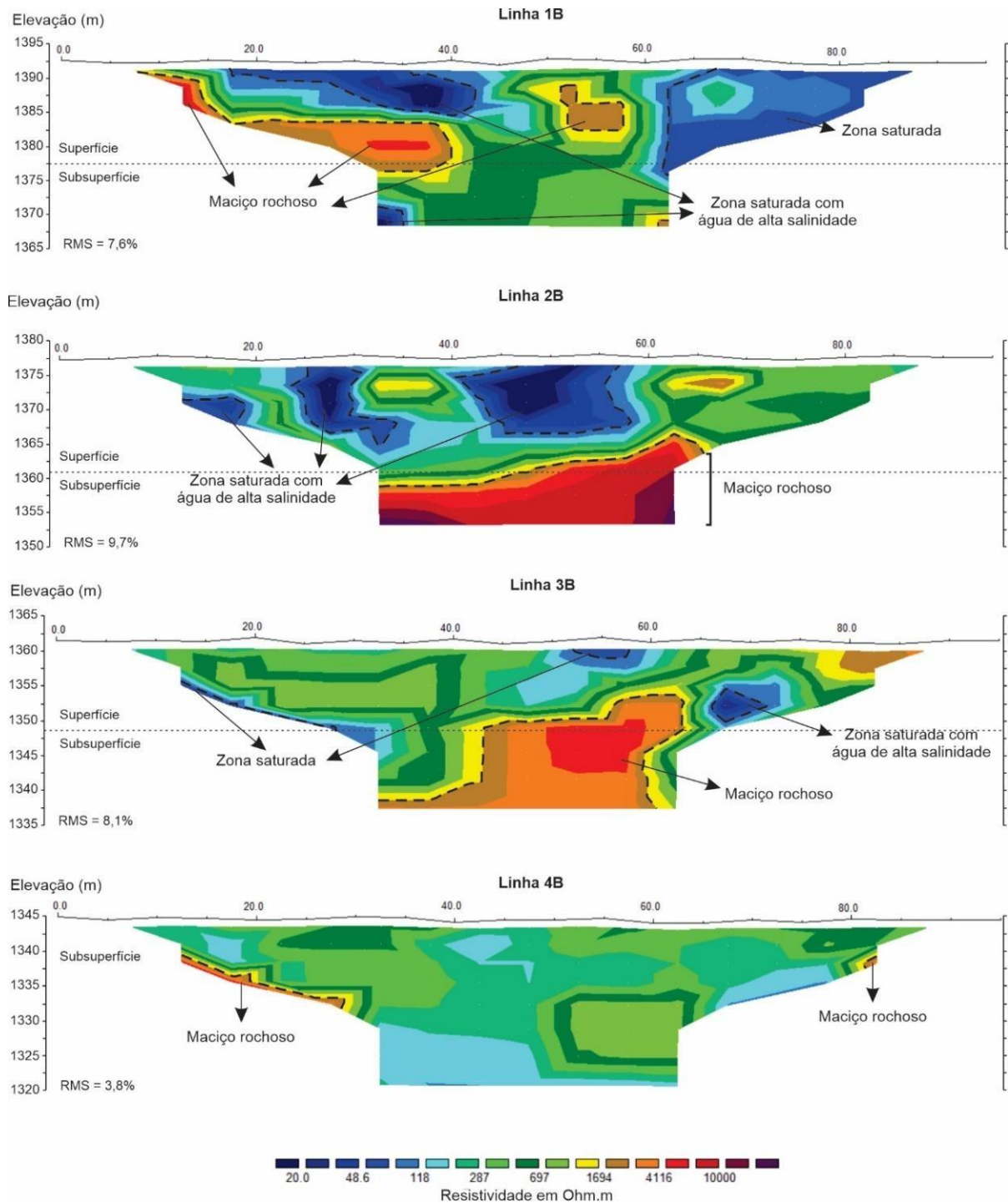
No setor B, ocorrem zonas saturadas nas linhas 1B, 2B e 3B. Nos 10 metros superiores os valores de baixa resistividade são interpretados como resultado da infiltração das águas superficiais dada a aquisição dos dados na época chuvosa. Na linha 1B, foram identificadas três zonas saturadas: de 1385 metros ao topo, entre 17 e 35 m na superfície; na extremidade SW a partir de 62 metros, de 1375 até o topo da aquisição, em superfície e; a partir de 32 até 35 metros, entre as cotas 1367 e 1372 metros em subsuperfície. Na linha 2B ocorrem três zonas contrastadas com baixa resistividade em superfície, correspondentes às zonas saturadas: de 12 a 20 metros entre as cotas 1367 a 1372 metros; de 25 a 31 metros entre a cota 1365 metros até o topo da seção; de 40 a 57 metros, entre a cota 1367 metros até o topo. A linha 3B apresenta três áreas contrastantes de baixa resistividade consideravelmente menores que as zonas saturadas das linhas 1B e 2B: anomalia superficial de 51 a 57 metros correspondente à infiltração da água superficial; de 65 a 71 metros entre as cotas 1350 e 1355 metros; de 12 a 27 metros entre as cotas 1347 e 1356 metros. A ocorrência de anomalias de intermediária resistividade (>287 e $<2000 \Omega.m$) indicam as rochas fraturadas, observadas na etapa de trabalho de campo. As linhas 2B e 3B apontam ocorrência de rocha inalterada em subsuperfície com resistividade superior a $2000 \Omega.m$ (Figura 18).

No setor C, ocorrem zonas saturadas nas linhas 3C e 4C. Na linha 1C predominam anomalias de intermediária e alta resistividades. A linha 2C apresenta a superfície com predominância de resistividade intermediária e anomalia de alta resistividade em subsuperfície. A linha 3C apresenta duas zonas saturadas em superfície: uma pequena zona muito superficial de 28 a 35 metros, interpretada como resultado da infiltração de água e; zona em ± 67 metros até a extremidade final SW da linha de aquisição, da cota 1352 metros até o topo da seção. A linha 4C apresenta uma zona saturada de maiores proporções na extremidade inicial da linha de aquisição (NE) até ± 30 metros, da cota 1334 metros até o topo da seção, em subsuperfície. Nas linhas 1C e 4C ocorrem zonas altamente resistivas ($>2000 \Omega.m$) referentes ao maciço rochoso inalterado e pouco fraturado. As anomalias intermediárias (287 a $2000 \Omega.m$) predominantes nas linhas 2C e 3C refletem as rochas com menor resistência e possivelmente fraturadas (Figura 19).



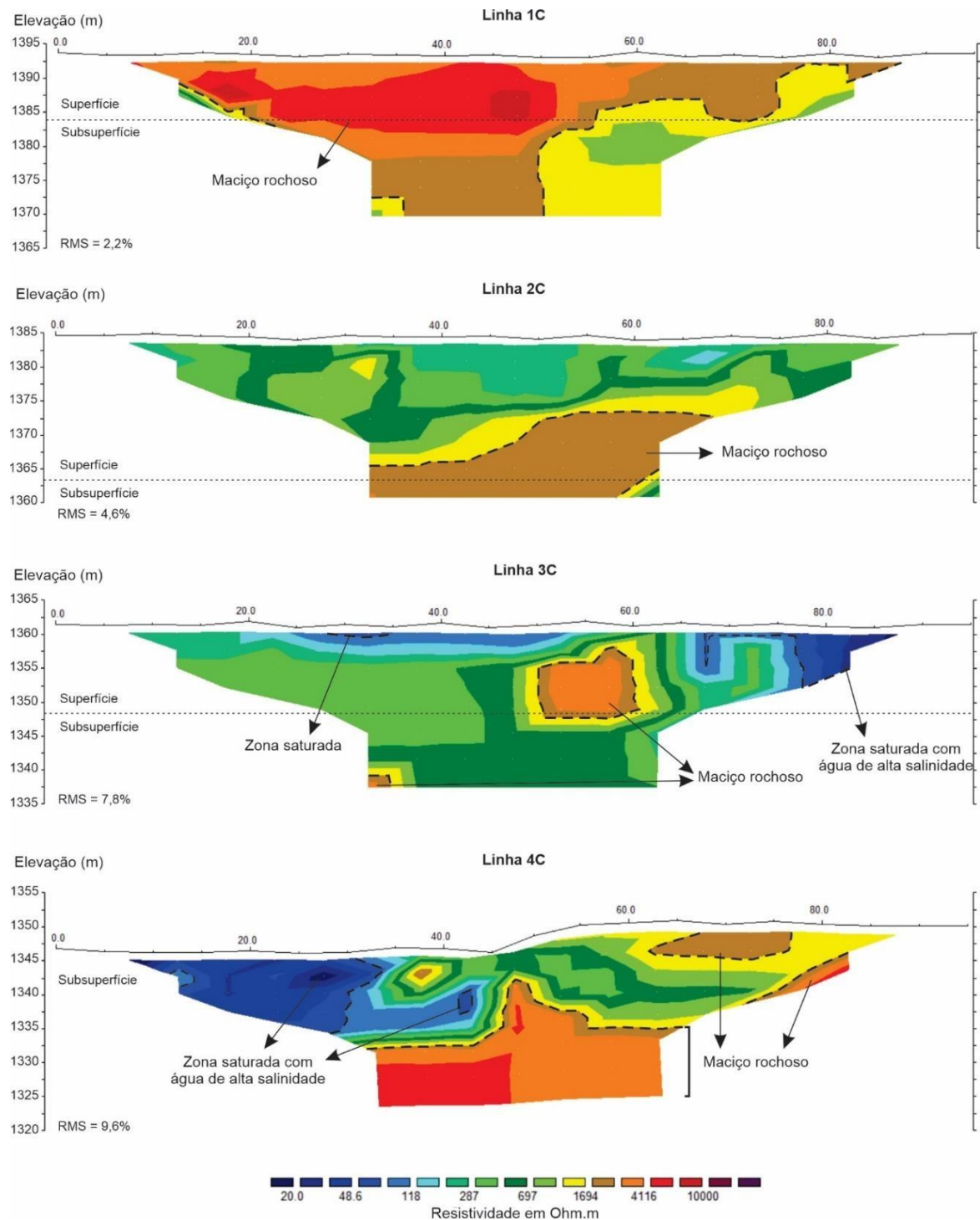
Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 18 - Modelo de inversão de resistividade do setor B.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 19 - Modelo de inversão de resistividade do setor C.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Análises químicas previamente realizadas na MOU confirmam a existência de drenagem ácida de mina, como melhor explicado no capítulo 3.2. O trabalho de Targa et al. (2019) aponta valores de resistividade entre 40 e 130 $\Omega.m$ para zonas saturadas de baixa salinidade, as quais podem estar associadas a um fluxo de água subterrânea natural ou não

contaminada, predominante na área de estudo e reconhecida em estudos geoquímicos preliminares, como de Alberti (2017). Segundo Power et al. (2018), valores de resistividade inferiores a 20 $\Omega.m$ são indicativos de geração ou migração de efluentes de alta salinidade, prenúncio de ambientes impactados por drenagem ácida.

No presente estudo, anomalias de baixa resistividade inferiores a 100 $\Omega.m$ são interpretadas como zonas saturadas em água, as quais ocorrem bastante expressivas nos setores B e C. Essas anomalias podem indicar ambientes oxidantes com baixo pH que tendem a apresentar alta concentração de sais dissolvidos nos efluentes (MAURYA et al, 2017; EPOV et al. 2017 apud TARGA, 2019). Ambientes que possuem ocorrência de drenagem ácida de mina conferem as configurações químicas supracitadas, o que corrobora que as anomalias de baixa resistividade identificadas correspondam às zonas de geração ou migração do efluente ácido. As anomalias de baixa resistividade muito superficiais, como as ocorrentes nas linhas 3B e 3C são geradas devido à percolação de água superficial, em função das aquisições geofísicas terem sido realizadas na época chuvosa. Todavia, o setor A apresenta resposta diferente dos demais setores, com contrastes predominantemente entre anomalias de resistividade intermediária e alta.

É interpretado que as anomalias de intermediária e alta resistividades indiquem o maciço rochoso. No caso, anomalias com resistividade intermediária (287 a 2000 $\Omega.m$) refletem uma rocha mais alterada e porosa, possivelmente mais fraturada e com maior possibilidade da ocorrência de percolação de água, o que denota a brecha vulcânica. As anomalias de alta resistividade acima de 2000 $\Omega.m$ são interpretadas como uma rocha menos alterada, resultado advindo da insaturação em água e maior resistência à passagem de corrente elétrica na rocha devido a dificuldade da percolação de água no local, que indica o foiaito. Como os setores localizam-se nas frentes de lavra da cava da MOU, são expectáveis e devidamente concretizados os resultados expostos, que incluem anomalias de intermediária e alta resistividades em todos os setores e suas respectivas linhas.

A linha em vermelho presente na linha 3A (Figura 17) pode indicar um plano de fratura ou eventual ruptura, por exemplo, na qual é facilitada a percolação de água no interior do maciço e o consequente aumento do intemperismo e desintegração local das rochas, intensificado nos períodos de chuva, visto que o nível de água aumenta e sua circulação é intensificada. Na linha em questão, é evidenciada uma estrutura com baixo valor de resistividade localmente referente as anomalias interpretadas como a brecha, ou seja, litologia mais alterada e fraturada. A baixa resistência caracterizada nesse contexto pode ser gerada pelo

fraturamento e porosidade da rocha, a qual reserva mais água de forma a possibilitar instabilidades no maciço rochoso.

6.2 Polarização Induzida

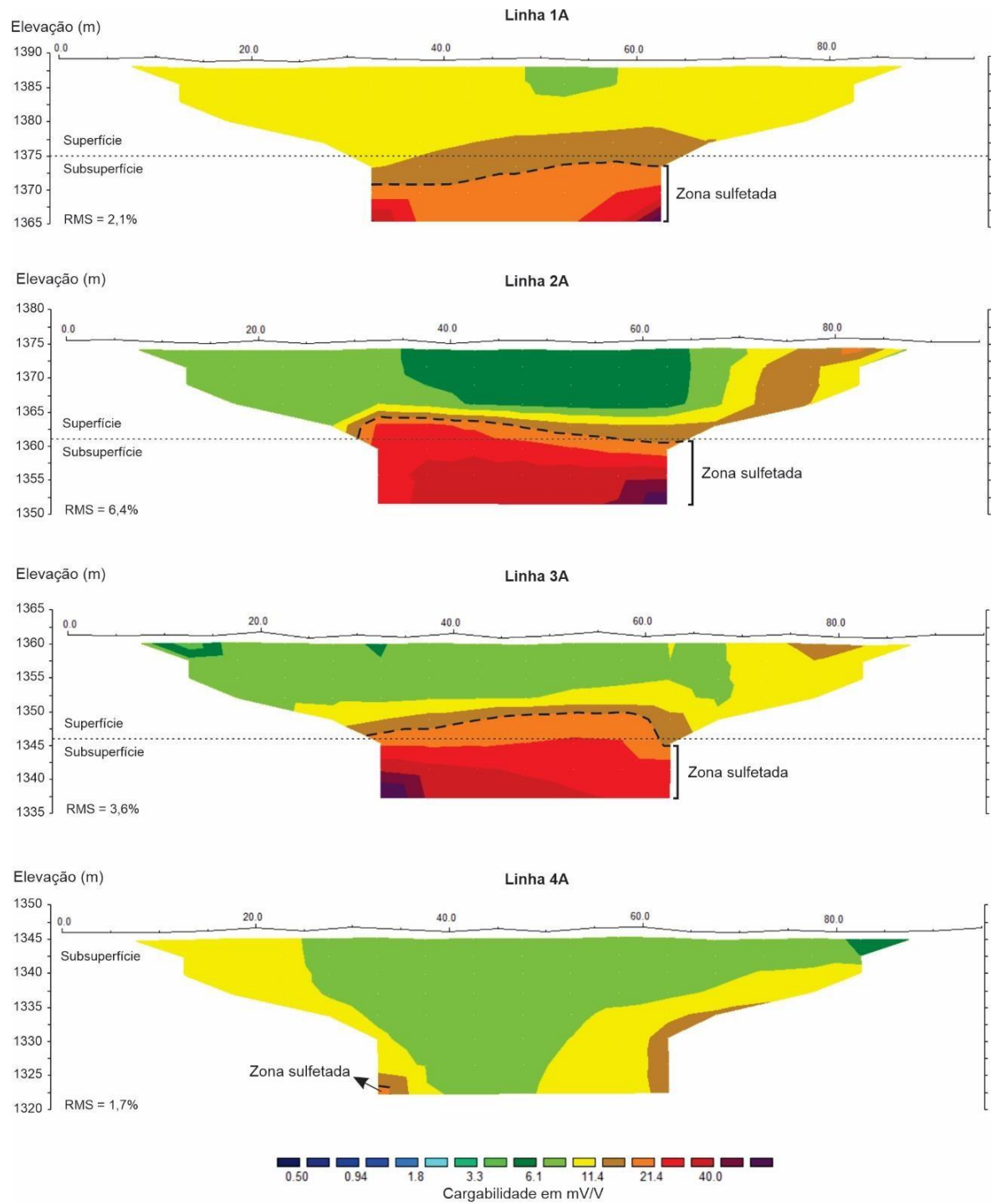
Os modelos de cargabilidade gerados a partir do método de polarização induzida possuem contrastes que variam em uma escala entre $< 0,5$ e > 40 mV/V. No presente estudo, objetivam a identificação de zonas com altas concentrações de sulfetos nas frentes de lavra a fim de localizar as zonas com minério residual, indicadas por anomalias de alta cargabilidade, definidas para valores >20 mV/V, resultados compatíveis com Yuval e Oldenburg (1996) e Oliveira et al. (2017).

No setor A, as linhas de aquisição 1A, 2A, e 3A apresentam zonas expressivas de alta cargabilidade semelhantes na forma tabular e ocorrentes em subsuperfície, interpretadas como zonas sulfetadas. Na linha 1A, a anomalia ocorre de 32 a 62 metros, entre as cotas 1365 e 1374 metros. Na linha 2A, a anomalia ocorre de 32 a 62 metros, entre as cotas 1350 e 1365 metros. Na linha 3A, ocorre de 32 a 62 metros, entre as cotas 1335 e 1350 metros. Na linha 4A ocorre uma anomalia muito pontual de alta cargabilidade de 33 a 34 metros entre as cotas 1322 e 1324 metros. Os valores de cargabilidade intermediários em superfície indicam ausência de sulfetação devido à lixiviação (Figura 20).

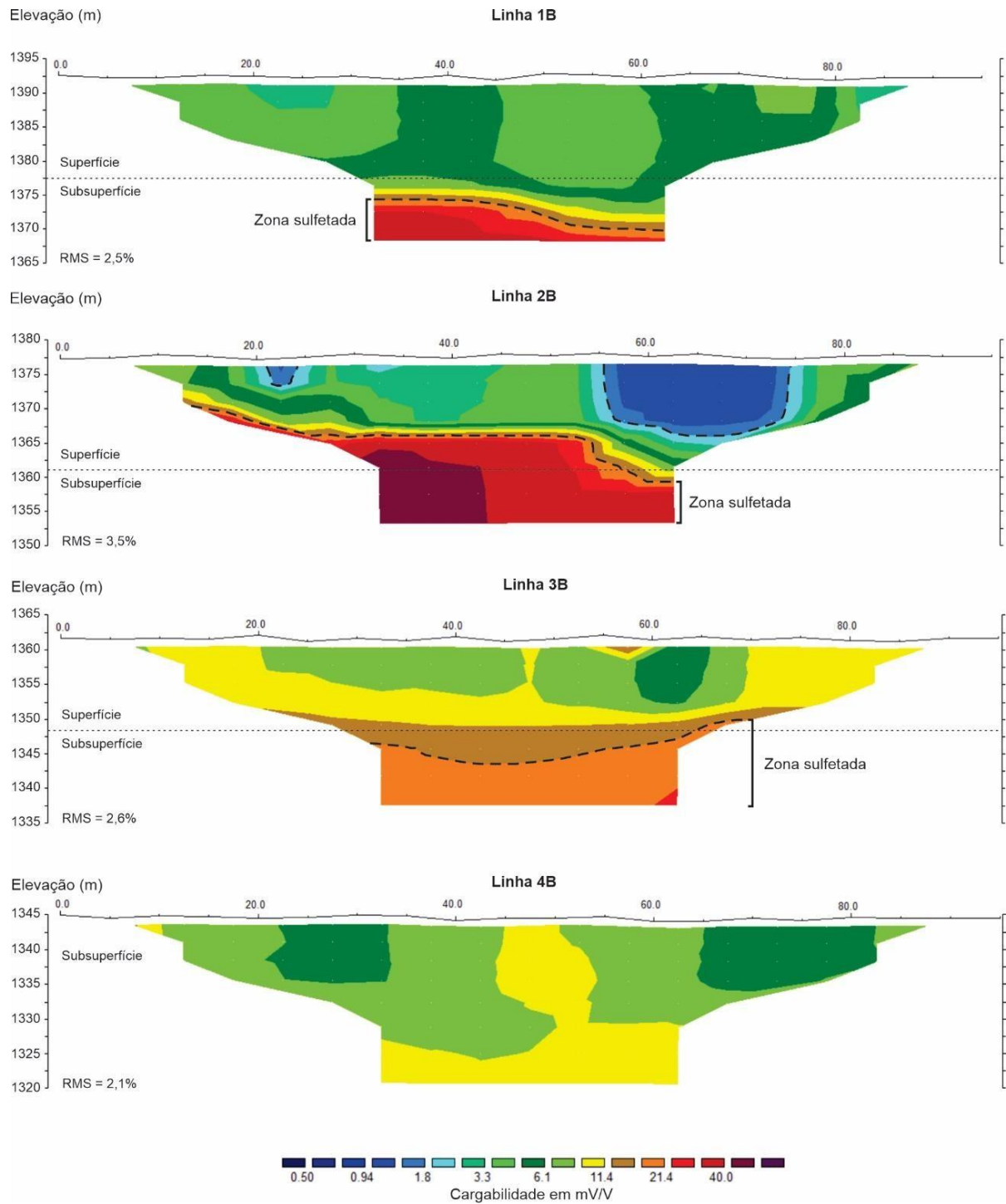
No setor B, as linhas de aquisição 1B, 2B e 3B apresentam zonas expressivas de alta cargabilidade em subsuperfície, interpretadas como zonas sulfetadas. Na linha 1B, a anomalia ocorre 32 a 62 metros, da base da seção (1365 m) até a cota 1375 metros. Na linha 2B, a anomalia é mais expressiva e de maior contraste, ocorrente de 12 a 62 m, a partir da base da seção (1350 metros) até a cota 1370 metros. Na linha 3B, a anomalia ocorre de 32 a 70 metros da base (1335 metros) até 1350 metros. A linha 4B apresenta somente valores intermediários de cargabilidade (Figura 21).

No setor C, as linhas de aquisição 1C e 4C interceptam anomalias muito pontuais de alta cargabilidade interpretadas como zonas sulfetadas e, somente a linha 3C apresenta uma expressiva zona sulfetada em subsuperfície. Na linha 1C, a anomalia pontual ocorre de 32 a 35 metros entre as cotas de 1370 e 1372 metros. Na linha 2C foram obtidos resultados intermediários para cargabilidade. Na linha 3C ocorre uma anomalia de 38 a 65 metros, da subsuperfície até a superfície, com redução da cargabilidade em direção ao topo, ainda que superior a 20 mV/V. Na linha 4C ocorre uma anomalia de menor proporção de 24 a 30 metros entre as cotas 1332 e 1335 metros (Figura 22).

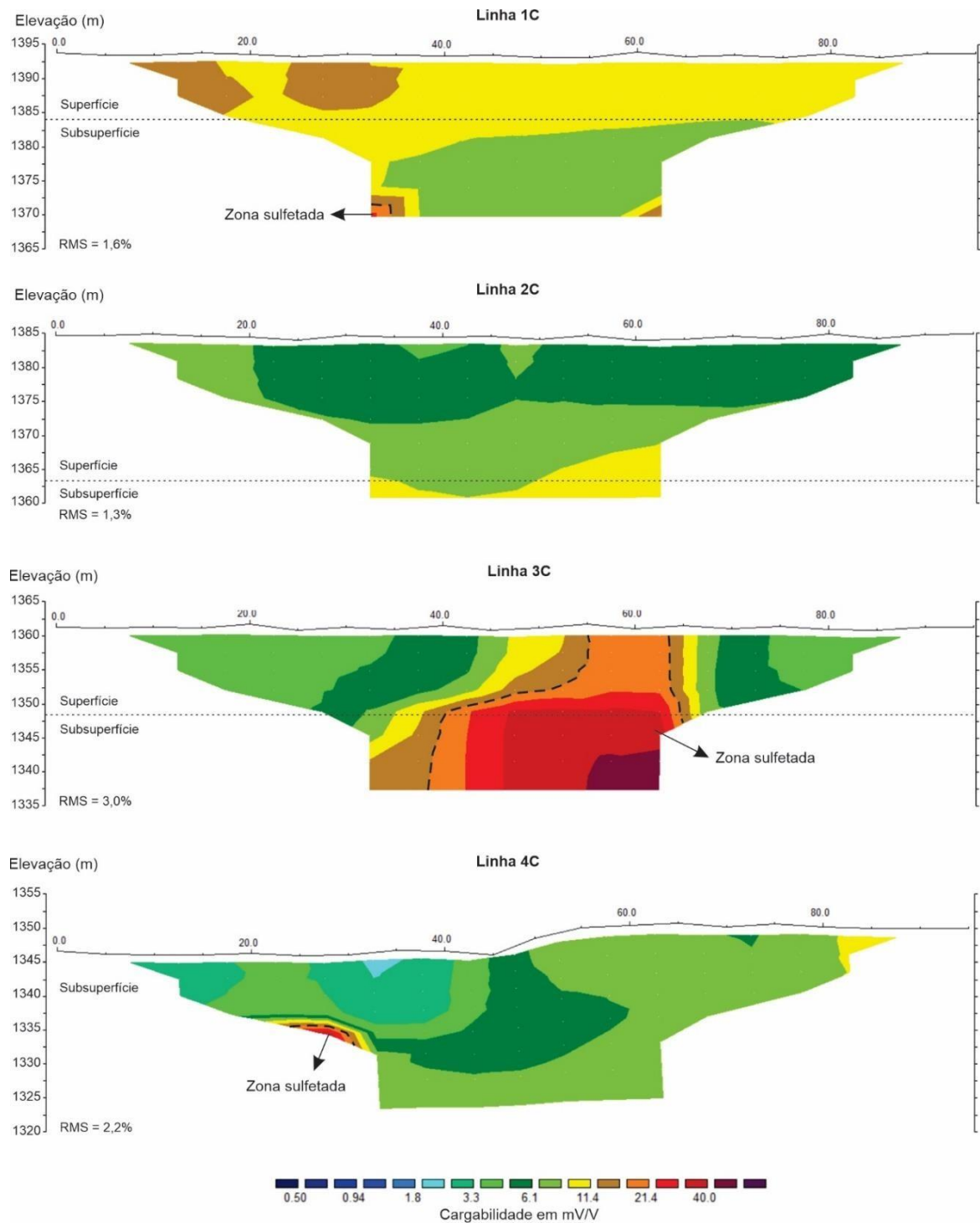
Figura 20 - Modelo de inversão de cargabilidade do setor A.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 21 - Modelo de inversão de cargabilidade do setor B.

Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 22 - Modelo de inversão de cargabilidade do setor C.

Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Diversos trabalhos indicam a relação diretamente proporcional da ocorrência de minérios sulfetados com as anomalias de cargabilidade, os quais corroboram os resultados do presente estudo, como Gurin et al. (2013), Hupfer et al. (2015), Moreira et al. (2016), dentre outros. Oliveira et al. (2017) estima que os valores de cargabilidade de 21 mV/V refletem

regiões sulfetadas em estudos de prospecção mineral. Yuval e Oldenburg (1996) apontam que, para valores de 20 mV/V, há uma concentração de 4% de minerais sulfetados.

No presente trabalho, é considerado que anomalias com valores superiores a 20 mV/V sejam referentes às zonas sulfetadas de minério residual nas frentes de lavra. Em todos os setores ocorrem expressivas zonas de alta cargabilidade. Os setores A e B possuem anomalias semelhantes, ocorrentes nas bases das linhas de aquisição em subsuperfície, com exceção das linhas das bermas com cotas inferiores (4A e 4B) referentes ao pé do talude global. O setor C apresenta apenas uma anomalia expressiva ocorrente na linha 3C. Vale ressaltar que a ausência de zonas de alta cargabilidade pode implicar na ocorrência de zonas com concentração de sulfetos baixas, pela forma de ocorrência altamente disseminada dos sulfetos ou por litotipo não sulfetado e, em superfície, pode ser justificado pela lixiviação dos sulfetos. A associação de anomalias de alta resistividade somadas à alta cargabilidade ocorrem bastante expressivas no estudo em todos os setores e indicam as zonas de minério residual nas frentes de lavra.

6.3 Drenagem ácida de mina na localidade de estudo

As localidades com potencial para geração de drenagem ácida de mina (DAM) são identificadas pela associação da resistividade somada à cargabilidade. Como esclarecido no capítulo 3.2, a interação de oxigênio com água e sulfetos viabiliza o processo de DAM (GRAY, 1997), visto que a água favorece a oxidação e lixiviação do material sulfetado e, somado ao oxigênio, gera incremento de íons sulfatos no ambiente. Posto isto, a correlação entre as anomalias de baixa resistividade ($<100 \Omega.m$) e de alta cargabilidade ($> 20 \text{ mV/V}$) indicam zonas sulfetadas saturadas com água de alta salinidade. Em todos os setores foram identificadas zonas em que ocorre uma interceptação das anomalias com as características supracitadas, que resultam em pequenas áreas interpretadas como potenciais para geração de DAM.

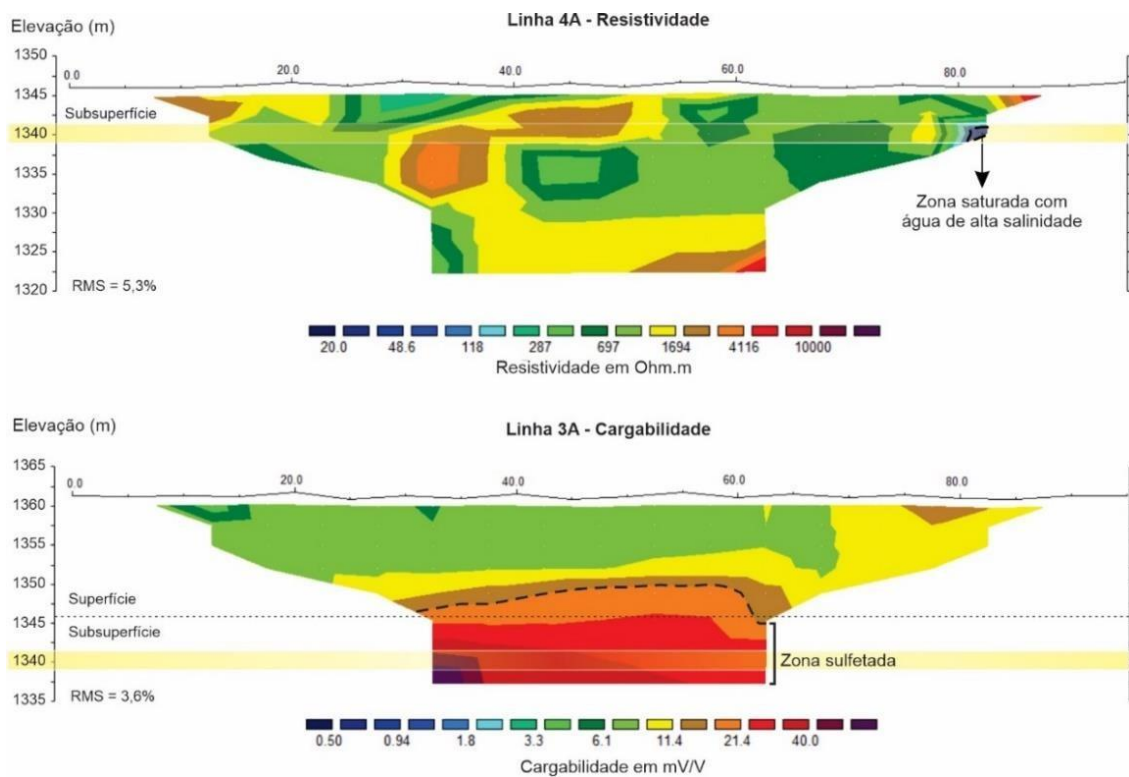
No setor A, os padrões para determinação da ocorrência de DAM ocorrem na intersecção da linha 4A sob o parâmetro de resistividade e a linha 3A sob cargabilidade. Em subsuperfície, mais especificamente entre as cotas 1337 a 1342 metros ocorre a zona altamente concentrada em sulfetos, justificada pela cargabilidade superior a 30 mV/V caracterizada por saturação em água com sais dissolvidos, dada a resistividade inferior a $48.6 \Omega.m$ (Figura 23).

No setor B, a ocorrência de DAM é propiciada em dois pontos distintos. O primeiro cenário possui a correlação mais expressiva do setor e trata da relação entre a linha 2B sob o parâmetro de resistividade e linha 1B sob cargabilidade, em ± 1370 metros (Figura 24). O segundo cenário relaciona a linha 3B quanto à resistividade e linha 2B de cargabilidade entre

1354 e 1360 metros. Ambas as conjunturas supracitadas refletem zonas sulfetadas saturadas em água com sais dissolvidos e, portanto, com resistividade que atinge valores inferiores a $20 \Omega.m$ (Figura 25).

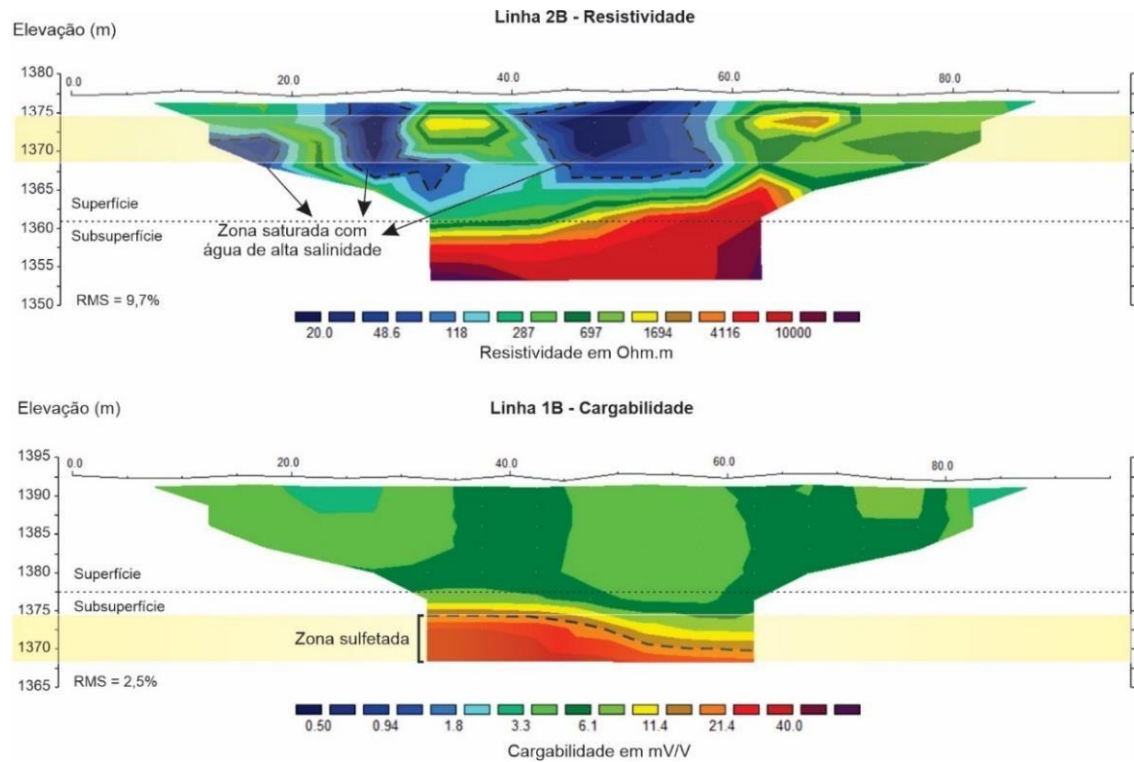
No setor C, a ocorrência de DAM é possibilitada na intersecção da linha 4C sob o parâmetro de resistividade e da linha 3C sob cargabilidade. Em subsuperfície, entre as cotas 1337 e 1345 metros, ocorre uma zona altamente concentrada em sulfetos com cargabilidade $>30 \text{ mV/V}$ confluyente com zona saturada em água com sais dissolvidos caracterizada por resistividade $<100 \Omega.m$ (Figura 26).

Figura 23 – Associação de modelos de inversão com evidência (amarelo) em zona sulfetada saturada com água de alta salinidade, potencial área para geração de DAM no setor A.



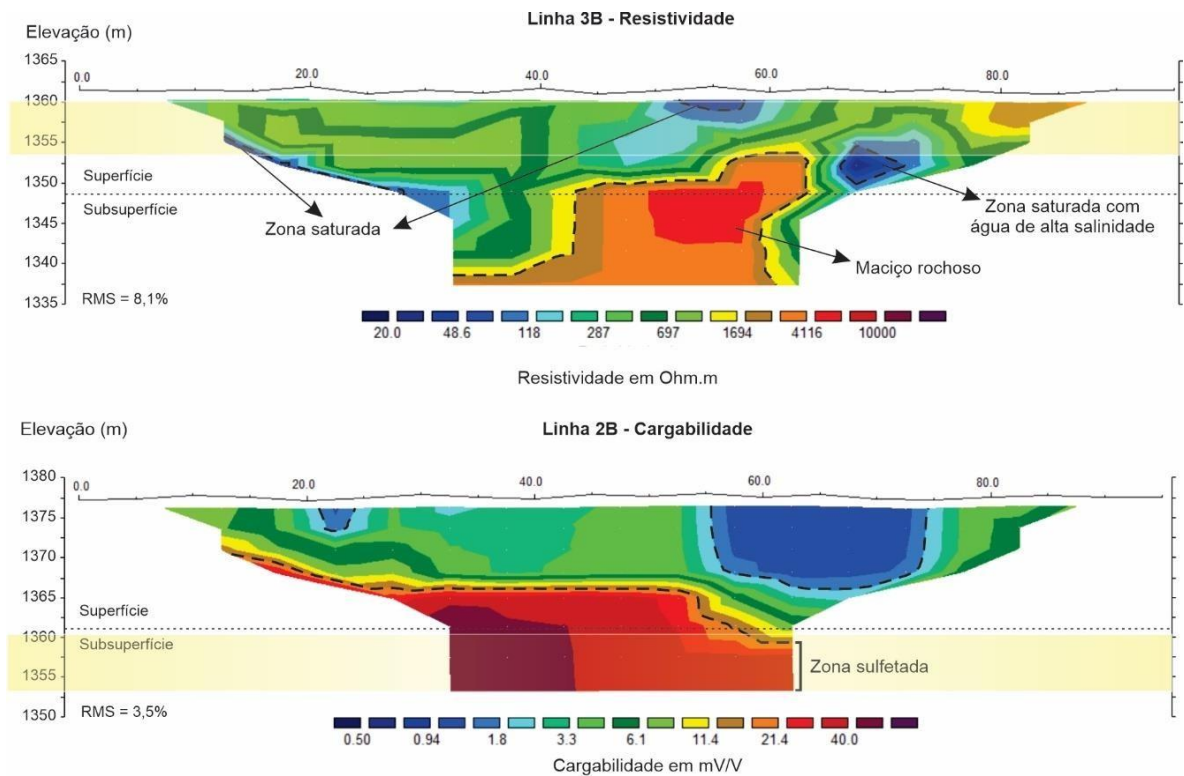
Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 24 - Associação de modelos de inversão com evidência (amarelo) em zona sulfetada saturada com água de alta salinidade, potencial área para geração de DAM no setor B – cenário 1.



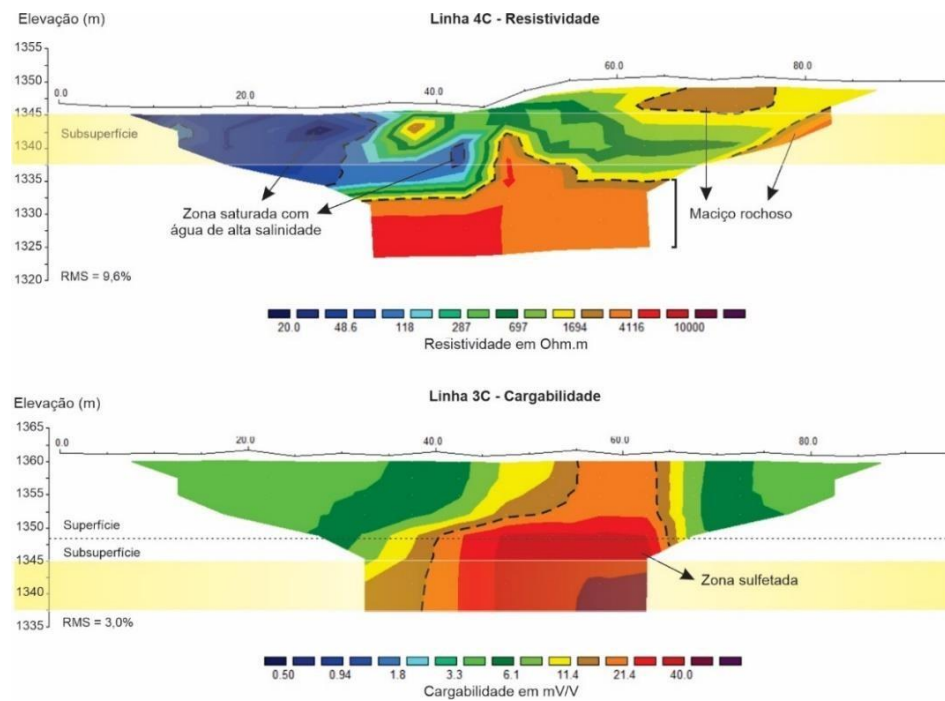
Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 25 – Associação de modelos de inversão com evidência (amarelo) em zona sulfetada saturada com água de alta salinidade, potencial área para geração de DAM no setor B – cenário 2.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

Figura 26 - Associação de modelos de inversão com evidência (amarelo) em zona sulfetada saturada com água de alta salinidade, potencial área para geração de DAM no setor C.



Fonte: Elaborado pela autora (2022).

7 CONCLUSÕES

A Mina de urânio Osamu Utsumi (MOU) esteve ativa de 1982 até 1995, com o esgotamento da jazida. Atualmente, está em processo de descomissionamento e recuperação ambiental devido as complicações advindas de seu grande potencial de contaminação. Na localidade ocorre um dos principais passivos que pode ser gerado em minerações de cava a céu aberto com sulfetos associados, denominado drenagem ácida de mina (DAM).

A fim de investigar a ocorrência de minério residual na cava da mina, bem como indicar zonas potenciais para geração de DAM, as aquisições geolétricas atuam como métodos indiretos altamente assertivos. O método de polarização induzida permitiu identificar anomalias de alta cargabilidade ($> 20 \text{ mV/V}$) interpretadas como zonas sulfetadas em todos os setores analisados (A, B e C). Em A e B, as anomalias ocorrem em subsuperfície e pontualmente na superfície, localidade em que as anomalias são menos ocorrentes devido ao processo de lixiviação. No setor C, somente uma das linhas (3C) apresentou expressiva zona sulfetada em subsuperfície.

A eletroresistividade propicia contrastes entre baixa ($< 100 \Omega.m$), intermediária (entre 287 e $2000 \Omega.m$) e alta resistividade ($> 2000 \Omega.m$), interpretados como zonas saturadas com sais dissolvidos, rochas mais alteradas alusivas à brecha vulcânica e rochas inalteradas mais resistivas, rotuladas como o foiaito, respectivamente. Em todos os setores analisados foi possível a diferenciação entre as anomalias de intermediária e alta resistividade. No setor A ocorre uma zona saturada pontual com água de alta salinidade. No setor B ocorrem anomalias de baixa resistividade em superfície e áreas saturadas muito superficiais surtidas pela infiltração da água da chuva, dada a aquisição geofísica no período chuvoso. No setor C, duas linhas apresentam anomalias relativas às zonas saturadas em superfície.

Como os setores localizam-se nas frentes de lavra da cava da MOU, mais especificamente no setor SE, são expectáveis e devidamente concretizados os resultados expostos, que incluem anomalias de alta resistividade somadas às anomalias de alta cargabilidade, as quais definem zonas de minério residual. Ademais, em todos os setores foi possível a delimitação de zonas potenciais para geração de DAM, passivo que complica a exequibilidade do processo de descomissionamento, a partir do cruzamento entre as anomalias de baixa resistividade e alta cargabilidade. Essas zonas ocorrem em subsuperfície nos setores A e C e na zona superficial da frente de lavra no setor B.

A fim de colaborar com a efetividade da recuperação ambiental e possibilitar o fechamento da mina, impossibilitar a percolação de água para o interior do maciço reduz a

chance da geração do passivo nas frentes de lavra da cava da mina. Para isso, é pertinente e rentável a instalação de drenos em superfície e subsuperfície com intuito de escoar a água para um espaço preferencial de forma a incapacitar as reações químicas da DAM, justificado pela ausência de um dos fatores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABEM. Terrameter LS – Instruction manual. ABEM Instrument, Sundbyberg, p. 122. 2012.
- ABDELOUAS, A. Uranium mill tailings: geochemistry, mineralogy, and environmental impact. *Elements*, v. 2, p. 335-341, 2006.
- AKCIL, A.; KOLDAS, S. Acid Mine Drainage (AMD): causes, treatment and case studies. *Journal of Cleaner Production*, 14, p. 1139-1145. 2006.
- ALBERTI, H. L. C. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas impactadas pela drenagem ácida da mina de urânio - Osamu Utsumi, planalto de Poços de Caldas (MG). 2017. 194f. Tese (Doutorado em Geologia e recursos naturais) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Campinas. 2017.
- ALMEIDA FILHO, R. & PARADELLA, W.R. Estudo do maciço alcalino de Poços de Caldas através de imagens Landsat com ênfase em mineralizações radioativas. Dissertação de mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, SP. 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo póspaleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, p. 325-340, 1986.
- ARAÚJO, R. L. C., 1980. Pesquisa geotermal na chaminé alcalina de Poços de Caldas. 31st cong. Bras. Geol., Comboriú, Anais, 2: 1059-1074.
- BIONDI, J. C. 1976. Cubagem e avaliação do depósito de urânio do Cercado (c -09). In: Relatório interno NUCLEBRÁS. Rio de Janeiro, RJ.
- BLOWES, D. W. The Environmental Effects of Mine Wastes. In: PROCEEDINGS OF EXPLORATION 97: FOURTH DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION, 4. 1997, Toronto. Anais... Toronto: Prospectors and Developers Associaton, 1997, p. 887–892.
- BONOTTO, D.M. Radioatividade nas águas: da Inglaterra ao Guarani. São Paulo: Editora UNESP, 2004. 251 p.
- BORMA, L. S.; SOARES, P. S. M. Drenagem ácida e gestão de resíduos sólidos de mineração. In: TRINDADE, R. B. M.; FILHO, O. B. (Eds). Extração de Ouro: Princípios, tecnologias e meio ambiente. CETEM/MCT. 2002.
- BRAGA, A.C.O. Geofísica aplicada: métodos geoelétricos em hidrogeologia. Oficina de textos, 2016.
- BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM. Economia Mineral do Brasil/ Departamento Nacional de Produção Mineral. Brasília: DNPM, 2009.
- CAMARERO, P.L., MOREIRA, C.A., TARGA, D.A. *et al.* Analysis of Acid Drainage Flow Zones in a Rocky Massif in a Uranium Mine from Structural and Geophysical Diagnoses. *Mine Water Environ* **41**, 303–316 (2022). <https://doi.org/10.1007/s10230-021-00827-6>.
- CAMPANER, V. P.; SILVA, W. L. Processos físico-químicos em drenagem ácida de mina em mineração de carvão. *Quim. Nova*, vol. 32, No. 1, p. 146-152, 2009.

CAMPBELL, D.L.; HORTON, R.J.; BEANLAND, S. Geoelectrical laboratory measurements of materials from the May Day Mine dump, southwestern Colorado: U.S. Geological Survey OpenFile Report, 00-382, 26 p., 2000.

CAMPBELL, D.L.; FITTERMAN, D.V., 2000. Geoelectrical methods for investigating mine dumps. In: FIFTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON ACID ROCK DRAINAGEF, 5., 2000, Denver. Anais... Denver: ICARD, 2000, p. 1513-1523.

CAMPBELL, D.L.; BEANLAND, S. Spectral induced polarization measurements at the Carlisle mine dump, New Mexico: U.S. Geological Survey Open-File Report, 01-363, 11 p, 2001.

CAPOVILLA, M. M. G. M. Urânio nos hidrotermalitos potássicos (“rocha potássica”) da mina Osamu Utsumi, Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. 2001, 149 p. Tese de doutorado –Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, São Paulo, SP, 2001.

CASAGRANDE MFS, MOREIRA CA, TARGA DA. Study of Generation and Underground Flow of Acid Mine Drainage in Waste Rock Pile in an Uranium Mine Using Electrical Resistivity Tomography. Pure and Applied Geophysics 177:703–721. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02351-9>, 2019.

CIPRIANI, M. Mitigação dos Impactos Sociais e Ambientais Decorrentes do Fechamento Definitivo de Minas de Urânio. 2002, 332 p. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas - Instituto de Geociências, Campinas, 2002.

CONSÓRCIO GEOTECH-SRK. Cava da Mina Relatório R1: Revisão dos EstudosDisponíveis. Nuclebras, RJ, 2005.

COSTA, P. C. G.; Delgado, S. L.; Carmo, C. C. 2001. Projeto hidrogeoambiental das estâncias hidrominerais de Poços de Caldas, Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG. Belo Horizonte, MG. 69p.

DERBY, O. A. On nepheline rocks in Brasil, with special reference to the association of phonolite and foyaite, Quart. Jour. Geol. Soc., v. 43, pp. 457-473, 1887.

DIMOVSKI, S.; STOYANOV, N.; TZANKOV, C.; KISYOV, A. 2017. A geophysical approach for mapping of abandoned mining workings and unconsolidated zones in coal mining areas. Journal of Mining and Geological Sciences, vol. 60, part I, Geology and Geophysics.

DTTM (Departamento de Transformação e Tecnologia Mineral), SGM (Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral). Disponível em: www.mme.gov.br (na parte reservada à SGM) – Sinopse 2019 (Metálicos e Não Metálicos, 2019).

EBONG, E. D.; AKPAN, A. E.; ONWUEGBUCHE, A. A. Estimation of geohydraulic parameters from fractured shales and sandstone aquifers of Abi (Nigeria) using electrical resistivity and hydrogeologic measurements. Journal of African Earth Sciences, 96, p. 99-109. 2014.

ELIS, V. R.; ZUQUETTE, L. V. Caracterização geofísica de áreas utilizadas para disposição de resíduos sólidos urbanos. Revista Brasileira de Geociências, 32 (2), p. 119-134, 2002.

ELLERT, R. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. São Paulo: Boletim Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo - USP, v.237, n. 18, p. 5-63, 1959.

EQUEENUDDIN, S. M.; TRIPATHY, S.; SAHOO, P. K.; PANIGRAHI, M. K. Metal behavior in sediment associated with acid mine drainage stream: Role of pH. *Journal of Geochemical Exploration*, 124, p. 230-237, 2013.

EVERETT, M. E. Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press, p. 441, 2013

FAGUNDES, J.R.T. Balanço hídrico do bota – fora BF4 da mina Osamu Utsumi, INB, como subsídio para projetos de remediação de drenagem ácida. 2005, 121 p. Dissertação de mestrado - Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, 2005.

FAGUNDES, J.R.T. Balanço Hídrico do Bota-Fora BF4 da Mina Osamu Utsumi, como subsídio para projetos de remediação de drenagem ácida. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 13, p. 19-28, 2008.

FERNANDES H.M., FRANKLIN M.R., VEIGA L.H.S., FREITAS P., GOMIERO L.A. 1998. Management of Uranium Mill Tailing: Geochemical Processes and Radiological Risk Assessment. *J. Environ. Radioac.*, 30:69-95.

FERNANDES H.M. & FRANKLIN M.R. 2001. Assessment of acid rock drainage pollutants release in the uranium mining site of Poços de Caldas – Brazil. *J. Environ. Radioac.*, 54:5-25.

FERNANDES H.M., FRANKLIN M.R., GOMIERO L.A. Critical analysis of the waste management performance of two uranium production units in Brazil - part I: Poços de Caldas production centre. *J. Environ. Manag.*, 87:59-72, 2008.

FILHO, C. A. C. Avaliação da qualidade das águas superficiais no entorno das instalações minero-industriais de urânio de Caldas, Minas Gerais. 2014. 363 p. Tese de Doutorado, PósGraduação em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais. Centro de desenvolvimento da tecnologia nuclear, Belo Horizonte, MG. 2014.

FRAENKEL, M. O.; SANTOS, R. C.; LOUREIRO, F. E. V. L.; MUNIZ, W. S. Jazida de urânio no Planalto de Poços de Caldas – Minas Gerais. *Principais depósitos minerais do Brasil*, v. 1, Recursos Minerais Energéticos, MMe, DNPM e CVRD, Brasília, p. 89-103, 1985.

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, 337 p. Tese de doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2007.

FREITAS, R. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP*, nº 130, Geologia 6, 120p. São Paulo, 1951.

GARDA, G. M. A alteração hidrotermal no contexto da evolução geológica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. 1990. 262p. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1990.

GOLDER ASSOCIATES. Plano de Recuperação de Áreas Degradadas – INB UTM Caldas. Technical Report, Belo Horizonte, 2012.

GORSKY V.A. & GORSKY E. 1974. Contribuição à mineralogia e petrografia do planalto de Poços de Caldas. Rio de Janeiro, CNEN, Boletim 13.

GRAY, N. F. 1997. Environmental impact and remediation of acid mine drainage: a management problem. *Environmental Geology*, v. 30, p. 62–71, 1997.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. Fundamentos de física. 8. ed. Rio de Janeiro, RJ: LTC, 2009 vol 4.

HAMDAN, H.; ANDRONIKIDIS, N.; KRITIKAKIS, G.; ECONOMOU, N.; AGIOUTANTIS, Z.; SCHILIZZI, P.; STEIAKAKIS, C.; PAPAGEORGIOU, C.; TSOURLOS, P.; VARGEMEZIS, G.; VAFIDIS, A. 2014. Contribution of electrical tomography methods in geotechnical investigations at Mavropigi lignite open pit mine, Northern Greece. *Environ Earth Sci*, 72:1589–1598.

HAMZA, V. M., 1982. Terrestrial heat flow in the Alkaline Intrusive Complexo f Poços de Caldas, Brazil, *Tectonophysics*, 83 (1-2): 45-62.

HOLMES, D. C.; PITTY, A. E.; NOY, D. J. Geomorphological and hydrogeological features of the Poços de Caldas caldera analogue study sites. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 45, p. 215-247, 1992.

IBRAM (Instituto Brasileiro de Mineração), Boletim do Setor Mineral, 2020 (outubro). Disponível em: <http://antigo.mme.gov.br/web/guest/secretarias/geologia-mineracao-e-transformacao-mineral/publicacoes/boletim-do-setor-mineral/>. Acesso em: 20 de Out. de 2021.

INAP - The International Network for Acid Prevention. The Global Acid Rock Drainage Guide – Gard Guide. 2012. Disponível em: . Acesso em 13 fev. 2022.

JAKOB GALLISTL, J.; WEIGANDB, M.; STUMVOLL, M.; OTTOWITZ, D.; GLADE, T.; OROZCO, A.F. 2018. Delineation of subsurface variability in clay-rich landslides through spectral induced polarization imaging and electromagnetic methods. 245, 292–308.

JAYNES, D.B. & ROGOWSKI, A. & PIONKE, H.. (1984). Acid Mine Drainage From Reclaimed Coal Strip Mines 1. Model Description. *Water Resources Research - WATER RESOUR RES.* 20. 233-242. 10.1029/WR020i002p00233.

JOHNSON, D. B.; HALLBERG, K. B. Acid mine drainage remediation options: a review. *Science of the Total Environment*, 338, p. 3-14. 2005.

KEAREY, P; BROOKS, M; HILL, I. An introduction to Geophysical exploration. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. 1º ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 429 p.

KEFENI, K. K.; MSAGATI, T. A. M.; MAMBA, B. B. Acid mine drainage: Prevention, treatment options, and resource recovery: A review. *Journal of Cleaner Production*. 2017.

KLEINMANN, R. L. P.; CREARAR, D. A.; PACELLI, R. R. Biogeochemistry of acid mine drainage and a method to control acid formation. *Mining Engineering*, p. 300-305, 1981.

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, H.-J. Environmental geology: Handbook of field methods and case studies. Berlin: Springer, v. 1, 2008.

LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics*. Segunda edição. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 381 p.

MACHADO, J. Beitrag zur petrographie der sudwestlichen grenze zwischen Minas Geraes and São Paulo. *Tschermarks Mineralogische und petrographische mitteilungen*, (9), p. 317-360, 1888.

MACIEL A.C. Formação de geólogos no Brasil e sua influência na prospecção, pesquisa e descoberta de jazidas de urânio In: Gomes C.B. (org.). *Geologia USP – 50 anos*. Editora USP, São Paulo, 544 p, 2007.

MAGNO JÚNIOR, L. B. Osamu Utsumi Mine, Geologic Presentation. In: Relatório interno NUCLEBRÁS. Rio de Janeiro, RJ, 1985.

MAJDALANI, A. A.; TAVARES, A. M. Status of uranium in Brazil. IAEA – TECDOC 1258, IAEA, Vienna, p. 119-127, 2001.

MARTÍN-CRESPO, T.; GÓMEZ-ORTIZA, D.; MARTÍN-VELÁZQUEZA, S.; MARTÍNEZ-PAGÁN, IGNACIO, C.; LILLO, J.; FAZD, A. 2018. Geoenvironmental characterization of unstable abandoned mine tailings combining geophysical and geochemical methods (Cartagena-La Union district, Spain). *Engineering Geology*, 232, 135–146.

MENTE, A. J. Análise das informações sobre recursos hídricos subterrâneos no país. Relatório técnico 015, jun. 2009. Projeto de assistência técnica ao setor de energia. Mente, Albert. J. Mendo Consultoria. Ministério de Minas e Energia e Banco Mundial. Disponível em: http://www.mme.gov.br/documents/1138775/1256660/P07_RT15_Analise_das_Informacoes_sobre_Recurso_Hidricos_Subterraneos_no_Pais.pdf/59673539-b83b-469b-b874-493991ccbb6e. Acesso em: 13 de fevereiro de 2022.

MIEKELEY, N.; JESUS, H. C. de; SILVEIRA, C. L. P. da; DEGUELDRÉ, C. Chemical and physical characterization of suspended particles and colloids in Waters from the Osamu Utsumi mine and Morro do Ferro analogue study sites, Poços de Caldas, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 45, p. 409-437, 1992.

MILSOM, J.; ERIKSEN, A. *Field Geophysics*. 4th Edition. Wiley & Sons Ltd, 2011, 297 p., 2011.

MIYASAKI, G. S. Plano de recuperação de áreas degradadas – PRAD, RT-006_099-515-3023_01-J. Parecer Técnico DIFOR número 01/14, 2014

MONTES-LAUAR, C. R., 1988. Estudo paleomagnético dos maciços alcalinos de Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia, M. Sc. Thesis, Inst. Astron e Geofis., Univ. São Paulo, 101pp.

MORAES, F. T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Fisiografia da região do planalto de Poços de Caldas, MG/SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (1), p. 196-208, 2008.

MOREIRA, C. A.; DOURADO, J. C.; BRAGA, A. C. O. Aplicação da técnica de caminhamento elétrico em área contaminada por derivados de petróleo. *Revista Brasileira de Geofísica*, São Paulo, v. 24, n. 4, p. 1-10, 2006.

MORIN A. K., HUTT N. M. Kinetic tests and risk assessment for ARD. In: 5th ANNUAL BC METAL LEACHING AND ARD WORKSHOP. Vancouver, Anais... Vancouver: KTRAARD, 1998, p 1-10.

MUDDER, T.; HARVEY, K. Closure concepts. *Mining Environmental Management*, v. 6, n. 6, p. 8-10, 1998.

MUSSETT A., KHAN M.A. 2000. Looking into the earth: an introduction to geological geophysics. New York: Cambridge University Press, p 470.

NASCIMENTO, M. R. L. Remoção e recuperação de urânio de águas ácidas de mina por resina de troca iônica. 1998. 93 p. Dissertação de mestrado em Química Analítica. Departamento de Química, Universidade Federal de São Carlos, São Carlos – SP. 1998.

NERY, M. A. C. Aspectos Regulatórios do Fechamento de Mina.set.2009. Disponível em: .s.d. Acesso em:29/01/2021. NÓBREGA, F. A. Análise de múltiplas variáveis no fechamento de mina – Estudo de caso da pilha de estéril BF-4, Mina Osamu Utsumi, INB Caldas, Minas Gerais. 2007. 86 p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Mineral. Departamento de Engenharia de Minas, Escola de Minas Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto - MG. 2007.

NÓBREGA, F.A.; LIMA, H.M.; LEITE, A.L. Análise de múltiplas variáveis no fechamento de mina - Estudo de caso da pilha de estéril BF-4, Mina Osamu Utsumi, INB Caldas, Minas Gerais. Ouro Preto, Revista Escola de Minas, v. 61, n. 2, p. 197-202, 2008.

OLDENBURG, D. W.; LI, Y. Estimating depth of investigation in DC resistivity and IP survey. *Geophysics*, 64, n°2, p. 403-416. 1999.

OLIVEIRA, A. P. Estimativa Simultânea de Parâmetros Hidráulicos e de Transporte em Estéreis de Mineração de Urânio. 2010, 163 p. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica, Campinas, 2010.

OROZCO, A.F.; BÜCKERA, M.; STEINERA, MALETC, J.P. 2018. Complex-conductivity imaging for the understanding of landslide architecture. *Engineering Geology*, 243, 241–252.

PABST, T.; BUSSIÈRE, B.; AUBERTIN, M.; MOLSON, J. Comparative performance of cover systems to prevent acid mine drainage from pre-oxidized tailings: A numerical hydrogeochemical assessment. *Journal of Contaminant Hydrology*. 2018.

PARK, I.; TABELIN, C. B.; JEON, S.; LI, X.; SENO, K.; ITO, M.; HIROYOSHI, N. A review of recent strategies for acid mine drainage prevention and mine tailings recycling. *Chemosphere*. 2018.

PASTORE, E. L.; MIOTO, J. A. Impactos ambientais em mineração com ênfase à Drenagem Mineira Ácida e transporte de contaminantes. *Solos e Rochas*, São Paulo, v. 23, n. 1, p. 33-56, 2000.

POWER, C.; TSOURLOS, P.; RAMASAMY, M; NIVORLIS, A; MKANDAWIRE; M. Combined DC resistivity and induced polarization (DC-IP) for mapping the internal composition of a mine waste rock pile in Nova Scotia, Canada. *J Appl Geophys* 150:40–51, 2018.

REED, M. H. 1997. Hydrothermal Mineral Deposits: What we do and don't know. Chapter 1. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposit*. Third Edition. Ed. H. L. Barnes. 303- 358.

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

REYNOLDS, J. M. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley, Sons Ltda., 1997. 806p.

RIZZINI, C. T. Tratado de fitogeografia do Brasil: aspectos sociológicos e florísticos. 1ª ed. São Paulo: HUCITEC, Editora da Universidade de São Paulo, 2º volume, 374 p. 1979.

SADOWSKI, G. R. A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. *Tectonophysics*, 143, p. 43-57, 1987.

SCHORSCHER, H. D.; SHEA, M.E. The regional geology of the Poços de Caldas alkaline complex: mineralogy and geochemistry of selected nepheline syenites and phonolites. *J. Geochem. Explor.* v. 45, p. 25-51, 1992.

SENGUPTA, M. Environmental impacts of mining – monitoring, restoration, and control. Lewis Publishers, v. 1, p. 167-259, 1993.

SHEA, M.E. 1991. Isotopic geochemical characterization of selected nepheline syenites and phonolites from the Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. Poços de Caldas Report nº 4. In: NAGRA, SKB, UK DOE. Poços de Caldas Project.

SIMATE, G. S.; NDLOVU, S. Acid mine drainage: Challenges and opportunities. *Journal of Environmental Chemical Engineering*, 2, p. 1786-1803. 2014.

SKOUSEN, J. G.; ZIEMKIEWICZ, P. F.; MCDONALD, L. M. Acid mine drainage formation, control and treatment: Approaches and strategies. The Extractive Industries and Society. 2018.

SUMNER, J. S. (1976). Principles of Induced Polarisation for Geophysical Exploration. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

SOUZA, A.M.; SIVEIRA, C.S.; PEREIRA, R.M. 2013. Contribuições dos metais provenientes das pilhas de rejeito da mina Osamu Utsumi a drenagens do Complexo Alcalino de Poços de Caldas, Minas Gerais. *Geochimica Brasiliensis* 27(1): 63-76.

STRECKEISEN, A. L. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*. 107:144-240.

TARGA, D. A.; MOREIRA, C. A.; CAMARERO, P. L.; CASAGRANDE, M.F.S.; ALBERTI, H.L.C. Structural analysis and geophysical survey for hydrogeological diagnosis in uranium mine. Poços de Caldas (Brazil). *SN Appl Sci* 1: 299, 2019.

TEDESCHI, L. R. Hidrogeoquímica e hidrologia do reservatório na cava da mina Osamu Utsumi do Complexo Mineiro-Industrial do Planalto de Poços de Caldas, Caldas, MG. 2005, 234 p. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Ouro Preto, Programa de pós-graduação em Engenharia Ambiental, Ouro Preto, 2005.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. Applied Geophysics. 2ed. Cambridge University Press, 1990. 770 p.

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; Taioli, F. (Eds). Decifrando a Terra – 2 a edição. Companhia Editora Nacional. São Paulo. 2009. 624 pp.

TOLBERT, J. The uraniferous zirconium deposits of the Poços de Caldas plateau, Brazil. U.S. Geological Survey Bulletin, 1185, p.28, 1966.

ULBRICH, M.N.C., 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de doutorado. Igc-USP. 369pp.

ULBRICH, H.H.G.J e GOMES, C.B, 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sci. Ver. 17:135-154.

ULBRICH, M.N.C; GOMES, C.B e ULBRICH H.H.G.J., 1984. Nefelina sienitos do Maciço de Poços de Caldas, MG-SP: Caracterização Mineralógica e PETrológica. 33º Congresso Bras. Geol. Rio de Janeiro, Anais, 9:4362-4376.

ULBRICH, H.H.G.J et al. Penecontemporaneous syenitic-phonolitic and basic-ultrabasic-carbonatitic rocks at the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE Brazil: geologic and geochronologic evidence. Rev. Bras. Geociênc., vol. 32, n. 1, pag. 15-2, 2002.

URÂNIO DO BRASIL S.A. Síntese dos trabalhos – Gerência da Mina de Caldas. Relatório Interno, Urânio do Brasil, Poços de Caldas, MG. 1988.

VALETON, I.; SCHULLMANN, A.; VINX, R.; WIENEKE, M. 1997. Supergen alteration since the upper cretaceous on alkaline igneous and metasomatic rocks of the Poços de Caldas ring complex, Minas Gerais, Brazil. App. Geochem. 12: 133-154.

VOGELSANG, D. Environmental Geophysics: A Practical Guide. Berlin: Springer-Verlag Eds., 1995, p. 173.

WABER, N.; SCHORSCHER, H. D.; Peters, T. 1991. Mineralogy, petrology and geochemistry of the Poços de Caldas analogue study sites, Minas Gerais, Brazil. Poços de Caldas Report N2, 514p.

WABER, N.; SCHORSCHER, J.H.D. e PETERS, T., 1992. Hydrothermal and supergene uranium mineralization at Osamu Utsumi Mine, Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil. In: N. A. Chapman, I. G. Mckinley, M.E. Shea and J.A.T. Smallie (Editors), The Poços de Caldas Project: Natural Analogues of Processes in a Radioactive Waste Repository. Journal of Geochem. Explor., 45: 53-112.

WARD, S. H. Resistivity and induced polarization methods. In: Society of Exploration Geophysics. In: Investigations in Geophysics, Geotechnical and Environmental Geophysics. v. 1, n. 5, p. 147-198, 1990.

YURKEVICK, N.; BORTNIKOVA, S.; OLENCHENKO, V.; ABROSIMOVA, N.; SAEVA, O.; KARIN, Y. Study of water rock interaction in sulfide mining tailings using geochemical and geoelectrical methods. Procedia Earth and Planetary Science, 17, p. 112-115. 2017.

YUVAL, D.; OLDENBURG, W. DC resistivity and IP methods in acid mine drainage problems: results from the Copper Cliff mine tailings impoundments. *Journal of Applied Geophysics*, 34, p. 187-198. 1996.