

RELATÓRIO TÉCNICO HIDROGEOFÍSICA

2025



GEOLOGIA | GEOFÍSICA | MEIO AMBIENTE



APRESENTAÇÃO DA SOLICITANTE

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE DO ESTADO DE SANTA CATARINA – UDESC

CNPJ: 83.891.283/0001-36

END: Av. Madre Benvenuta

NÚMERO: 2007

BAIRRO: Itacorubi

CEP: 88035-901

MUNICÍPIO (UF): Florianópolis/SC

APRESENTAÇÃO DA EMPRESA

RAZÃO SOCIAL: PROSPECTA ESTUDOS GEOGRÁFICOS LTDA.

NOME FANTASIA: PROSPECTA – GEOLOGIA, GEOFÍSICA E MEIO AMBIENTE.

CNPJ: 35.502.451/0001-01.

ENDEREÇO

RUA: DEZESSETE DE JULHO.

NÚMERO: 2092.

CEP: 85.015-010.

CIDADE (UF): GUARAPUAVA (PR).

CONTATO

SITE: www.prospectageo.com

EMAIL: contato@prospectageo.com

TELEPHONE: (42) 3304-4560

WHATSAPP: (42) 9 9961-0509



EQUIPE EXECUTORA

Me. VICTOR COELHO PEREIRA
Engenheiro Geólogo

Dr. WELLINGTON BARBOSA DA SILVA
Geógrafo

APRESENTAÇÃO DOS PROJETOS

O presente relatório técnico tem como objetivo apresentar os resultados do estudo geofísico de eletrorresistividade realizado na data de 27 a 29/11/2025 para a locação de poço tubular profundo no município de Lages (SC) de acordo com o contrato 2490/2025

Este estudo foi conduzido para identificar e caracterizar as zonas de maior potencial aquífero, sendo escolhidos os locais para as aquisições a partir da análise da drenagem (análise estrutural) do terreno e por modelo digital de elevação.

Este relatório diz respeito a área da UDESC (CAV) Lages e visa assegurar a perfuração eficiente de um poço que atenda às necessidades do *campus*.

Diante desse desafio, optou-se pela aplicação da técnica de eletrorresistividade, utilizando o arranjo de eletrodos polo-polo e Schlumberger. Este método é reconhecido por sua capacidade de diferenciar as diversas camadas geológicas com base em suas propriedades elétricas.

Foram levantadas informações de poços perfurados na região, oferecendo uma base comparativa para a validação dos dados geofísicos. Também foram considerados os condicionantes geológicos locais, essenciais para uma interpretação precisa dos dados obtidos.

Os principais objetivos deste estudo são:

- Delimitar áreas de maior potencial aquífero;
- Avaliar a profundidade e a extensão das camadas portadoras de água;
- Identificar o ponto preferencial para a perfuração do poço tubular profundo.

A metodologia adotada para a locação do poço envolveu a realização de técnica de caminhamento elétrico (CE) com o arranjo polo-polo de eletrodos e técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV) com arranjo Schlumberger.

Essa abordagem integrada permitiu uma caracterização detalhada das formações geológicas e hidrogeológicas da área de estudo. Posterior a análise dos dados do caminhamento elétrico (CE), realizou-se no ponto de maior potencialidade a sondagem elétrica vertical (SEV).

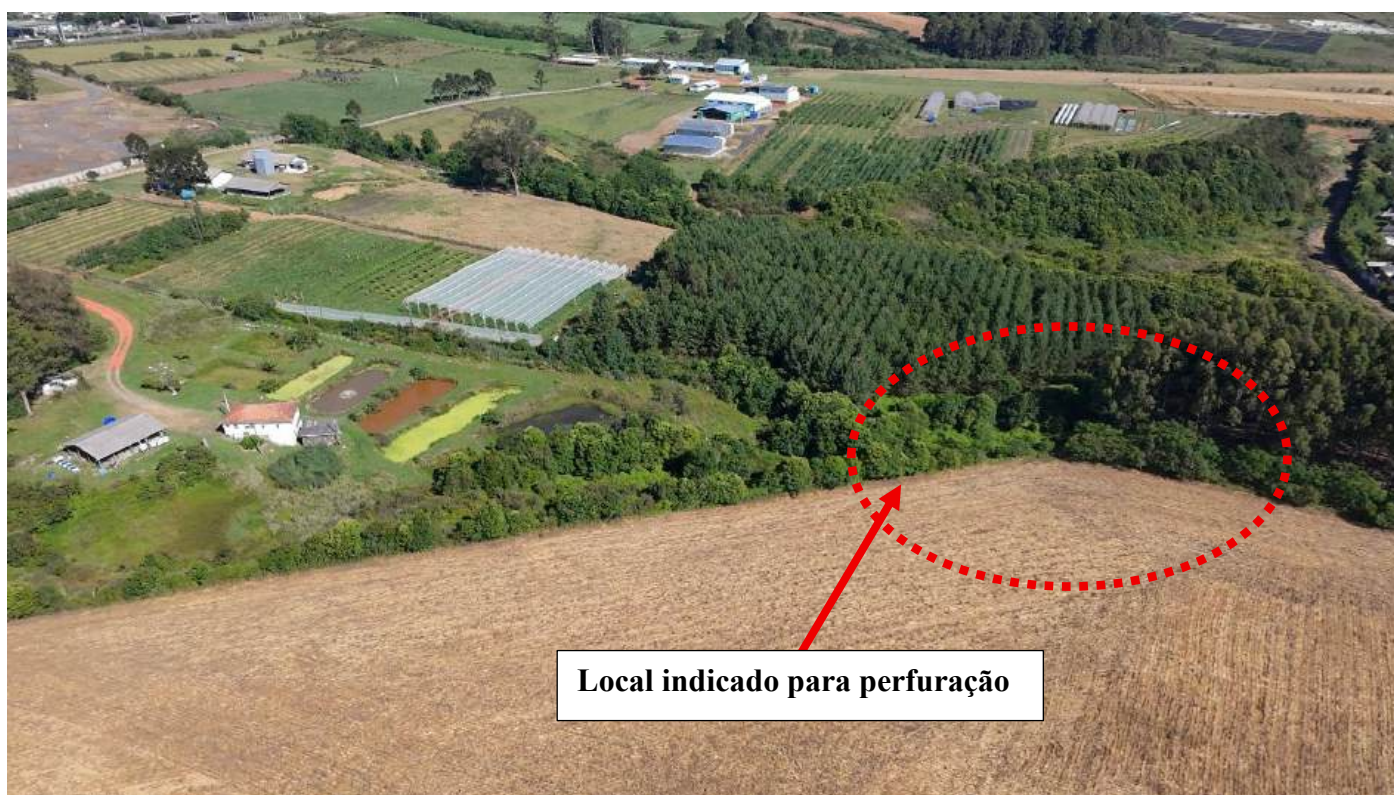
A ART do responsável que assina este relatório está no Anexo I.

RESUMO LINHA – CAMPUS UDESC-CAV

Disponibilizamos aqui o resumo do trabalho, de modo que possa ser consultado com maior rapidez.

| COORDENADAS GEOGRÁFICAS DO PONTO INDICADO PARA PERFURAÇÃO | PROFUNDIDADE INDICADA |
|---|-----------------------|
| 27°47'16.19"S 50°18'7.23"O | Até 248m |

Veja o ponto indicado para perfuração na figura a seguir:



Clique no link e acesse a localização do ponto indicado para perfuração no Google Maps:

<https://maps.app.goo.gl/bXG3oEddJx3gryy3A>

| | | |
|--------|--|----|
| 1. | INTRODUÇÃO | 9 |
| 2. | LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS..... | 10 |
| 3. | INFORMAÇÕES SOBRE O MEIO FÍSICO | 10 |
| 3.1. | Clima | 11 |
| 3.2. | Geologia..... | 12 |
| 3.3. | Supergrupo São Bento..... | 13 |
| 3.3.1. | Grupo Serra Geral | 13 |
| 3.3.2. | Grupo Passa Dois..... | 17 |
| 3.3.3. | Grupo Guatá | 23 |
| 3.3.4. | Grupo Itararé | 25 |
| 3.4. | Geomorfologia..... | 30 |
| 4. | MATERIAIS E MÉTODOS | 31 |
| 4.1. | Materiais Utilizados | 31 |
| 4.2. | Prospecção Geofísica | 31 |
| 4.3. | O Método da Eletrorresistividade | 31 |
| 4.3.1. | Caminhamento Elétrico..... | 32 |
| 4.3.2. | Sondagem Elétrica Vertical (SEV) | 33 |
| 4.4. | Seções Geofísicas | 35 |
| 4.5. | Relação entre Geologia e Resistividade | 36 |
| 4.5.1. | Resistividade dos Minerais e Rochas..... | 37 |
| 5. | RESULTADOS | 38 |
| 5.1. | Mapa de curvas de nível | 38 |
| 5.2. | Análise Estrutural..... | 38 |
| 5.3. | Hidrogeologia..... | 40 |
| 5.4. | Pesquisa de poços perfurados | 41 |
| 5.5. | Aquisição dos Dados geofísicos | 43 |
| 5.5.1. | Resultados de CE da Linha 1 | 43 |

| | | |
|--------|--|----|
| 5.5.2. | Resultados de SEV 1 | 45 |
| 5.5.3. | Resultados de CE da Linha 2..... | 47 |
| 5.5.4. | Resultados de SEV 2 | 49 |
| 6. | CONSIDERAÇÕES..... | 52 |
| 7. | RESPONSABILIDADE TÉCNICA..... | 57 |
| | ANEXO I: ANOTAÇÃO DE RESPONSABILIDADE TÉCNICA (ART)..... | 58 |
| | REFERÊNCIAS..... | 59 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Mapa de Localização das áreas de estudo. | 10 |
| Figura 2 - Mapa Geológico do Município de Lages..... | 12 |
| Figura 3 - Relevo de Lages. | 30 |
| Figura 4 - Ilustração dos arranjos polo-dipolo e dipolo-dipolo. | 32 |
| Figura 5 - Esquema de aquisição de dados utilizando o arranjo polo-polo..... | 33 |
| Figura 6 – Esquema de uma sondagem elétrica vertical com arranjo Schlumberger..... | 34 |
| Figura 7 – Interface do software IP2Win..... | 35 |
| Figura 8 – Exemplo de dados formatados para entrada no software IP2WIN | 35 |
| Figura 9 – Mapa com as curvas de nível de Lages. | 38 |
| Figura 10 – Plotagem dos pontos de interesse de acordo com controle estrutural..... | 39 |
| Figura 11 - Mapa hidrogeológico de Lages e Área de Estudo..... | 40 |
| Figura 12 – Pesquisa SIAGAS..... | 42 |
| Figura 13 – Poços perfurados, com destaque para a área de estudo..... | 43 |
| Figura 14 - Seção geofísica da Linha 1 com arranjo polo-polo..... | 44 |
| Figura 15 – Localização da Linha 1 e locais indicados para perfuração (linha azul). | 44 |
| Figura 16 – Local de execução da Linha 1..... | 44 |
| Figura 17 – Local de execução da SEV. | 45 |
| Figura 18 – Localização da SEV dentro da seção de CE da Linha 1 | 45 |
| Figura 19 – Local do centro da SEV 1 (estrela azul). | 45 |

| | |
|---|----|
| Figura 20 – Curva de campo dos dados observados no local da aquisição. | 46 |
| Figura 21 – Curva de campo dos dados | 46 |
| Figura 22 – Modelo geológico interpretado a partir dos parâmetros físicos obtidos após a inversão dos dados adquiridos na SEV 1 | 47 |
| Figura 23 - Seção geofísica da Linha 2 com arranjo polo-polo..... | 47 |
| Figura 24 – Localização da Linha 2 e locais indicados para perfuração (linha azul). | 48 |
| Figura 25 – Local de execução da Linha 2..... | 48 |
| Figura 26 – Local de execução da SEV. | 49 |
| Figura 27 – Local do centro da SEV 2 (estrela azul). | 49 |
| Figura 28 – Curva de campo dos dados observados no local da aquisição. | 50 |
| Figura 29 – Curva de campo dos dados | 50 |
| Figura 30 – Modelo geológico interpretado a partir dos parâmetros físicos obtidos após a inversão dos dados adquiridos na SEV 2..... | 51 |

1. INTRODUÇÃO

A disponibilidade de água subterrânea é um fator crítico para o desenvolvimento sustentável de comunidades, especialmente em regiões onde os recursos hídricos superficiais são limitados.

A construção de poços profundos (artesianos) é uma solução eficaz para garantir o abastecimento de água, desde que se tenha um conhecimento adequado das características hidrogeológicas do subsolo. Neste contexto, o estudo geofísico de eletrorresistividade surge como uma ferramenta essencial para a identificação e avaliação de aquíferos.

A área de estudo deste relatório está localizada no município de Lages, no campus Universitário da Universidade Estadual de Santa Catarina (UDESC).

Estudos prévios indicam a existência de formações geológicas favoráveis a ocorrência de água subterrânea, mas há a necessidade de uma investigação detalhada para garantir a localização de pontos para perfuração de poços.

O objetivo principal deste trabalho foi aplicar o método geofísico de eletrorresistividade para mapear as zonas de maior potencial aquífero, determinando a profundidade e espessura das camadas portadoras de água.

Especificamente, busca-se:

- Delimitar as áreas com maior probabilidade de ocorrência de aquíferos.
- Avaliar a continuidade e a extensão dos possíveis aquíferos identificados.
- Fornecer a melhor localização para a perfuração de poço artesiano.

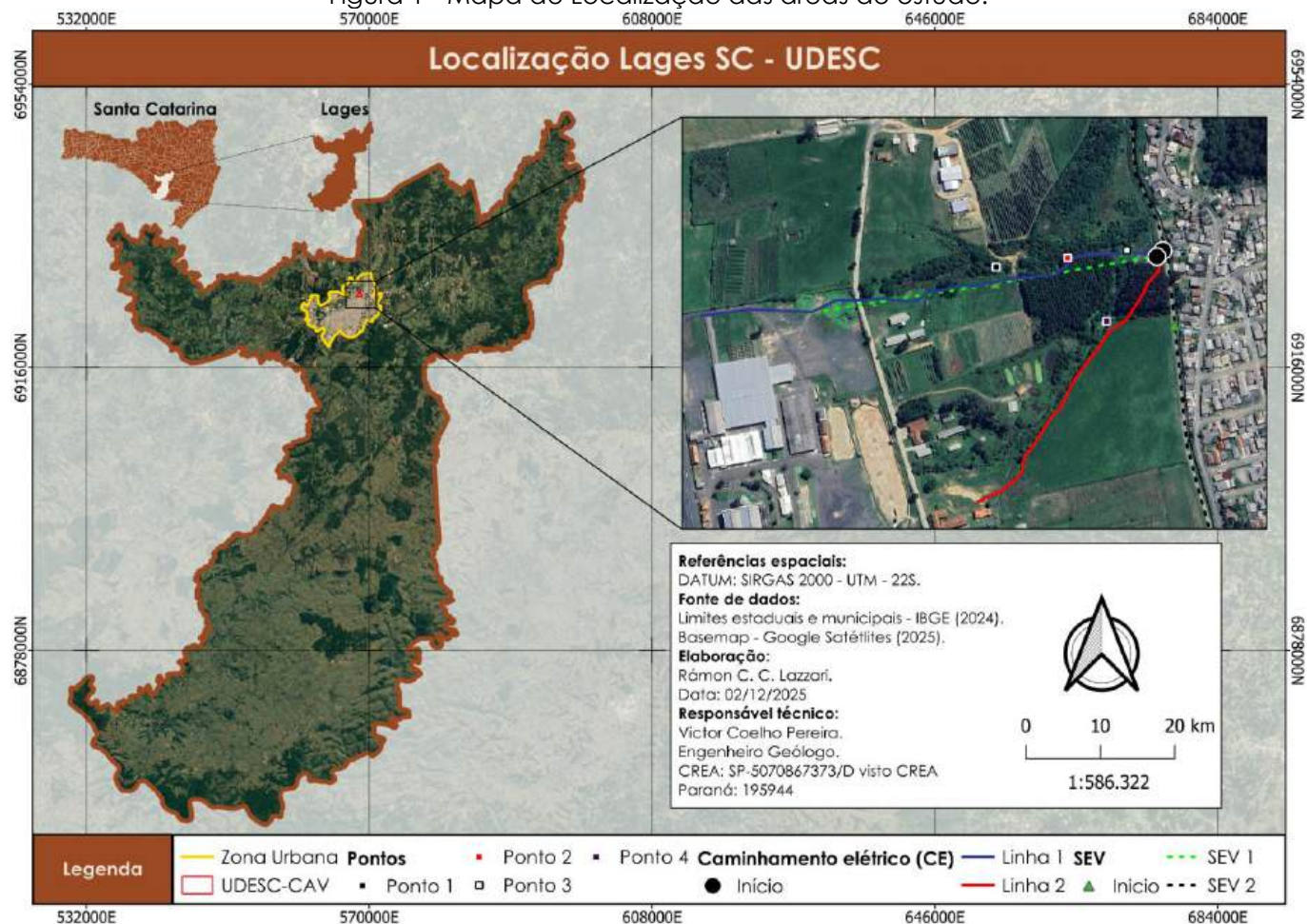
O método de eletroresistividade (ER) é amplamente utilizado e reconhecido por sua eficácia na distinção de diferentes feições geológicas, baseando-se na resposta elétrica dos materiais da subsuperfície. Para a aquisição dos dados, podem ser empregadas diferentes técnicas, como o caminhamento elétrico (CE), que mede a variação horizontal da resistividade do subsolo e a sondagem elétrica vertical (SEV), que obtém o perfil vertical de resistividade.

A universidade está localizada na região urbana sendo muito acessível, facilitando o transporte de equipamentos e a mobilização da equipe técnica.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

O município de Lages está localizado na região Centro-sul do estado de Santa Catarina (Figura 1), contando com uma área total de 2.644,313 km². A população no último censo contava com 164.981 pessoas e uma densidade demográfica de 62,4 habitantes por quilômetro quadrado.

Figura 1 - Mapa de Localização das áreas de estudo.



3. INFORMAÇÕES SOBRE O MEIO FÍSICO

Para a caracterização do meio físico do município de Lages e da área em estudo, foram utilizados procedimentos metodológicos que contaram com recursos e materiais já disponíveis, como imagens de satélite, cartas topográficas, bases digitais de sítios eletrônicos, bem como trabalhos de campo e imagens de drone.

Assim, a metodologia adotada para a execução desse trabalho, está apoiada na interpretação visual de imagens de satélite, técnicas de processamento digital de imagens e utilização de Sistemas de Informação Geográfica - SIG. Como recurso geotecnológico foi utilizado *software* SIG (Sistema de Informação Geográfica) para a compilação dos resultados e a produção cartográfica.

A partir das informações obtidas previamente, foi realizada a elaboração e adaptação dos produtos cartográficos, tais como: localização da área dentro da unidade litoestratigráfica, mapa planialtimétrico e mapa de hidrografia. Deste modo, foram gerados produtos cartográficos a partir de dados primários e secundários.

3.1. Clima

A região Sul do Brasil por estar localizada ao Sul do Trópico de Capricórnio (23°27'S) quase que em sua totalidade, excetuando-se a região do extremo Norte paranaense, apresenta um clima com grandes contrastes em relação ao clima predominantemente tropical do Brasil.

Conforme Cavalcanti et al. (2009) a região sul por estar localizada geograficamente nos subtrópicos, garante a maior amplitude do ciclo anual de temperatura no Brasil, obtendo maior diferença entre as estações do inverno e verão. Soma-se a estes fatores as condições de relevo do planalto meridional que favorece os contrastes na distribuição de temperatura.

A Região Sul do Brasil embora não apresente uma homogeneidade com relação aos valores de regimes térmicos, apresenta esta, com relação à pluviometria e ao ritmo estacional de seu regime. Destaca-se como característica predominante no clima do Brasil Meridional a presença de umidade. Onde ocorre o domínio exclusivo e quase absoluto do clima mesotérmico do tipo temperado (NIMER, 1989).

De acordo com a classificação de Köppen, o estado do Santa Catarina possui dois tipos climáticos, o tipo Cfa e Cfb.

No clima de tipo Cfa temos como característica um clima subtropical, com verões quentes. As temperaturas são superiores aos 22° no verão, com volume de chuvas no mês mais seco superior a 30 mm este tipo é predominante no centro-leste paranaense, bacia do rio Paraná. Também é encontrado na região Norte e Nordeste do estado.

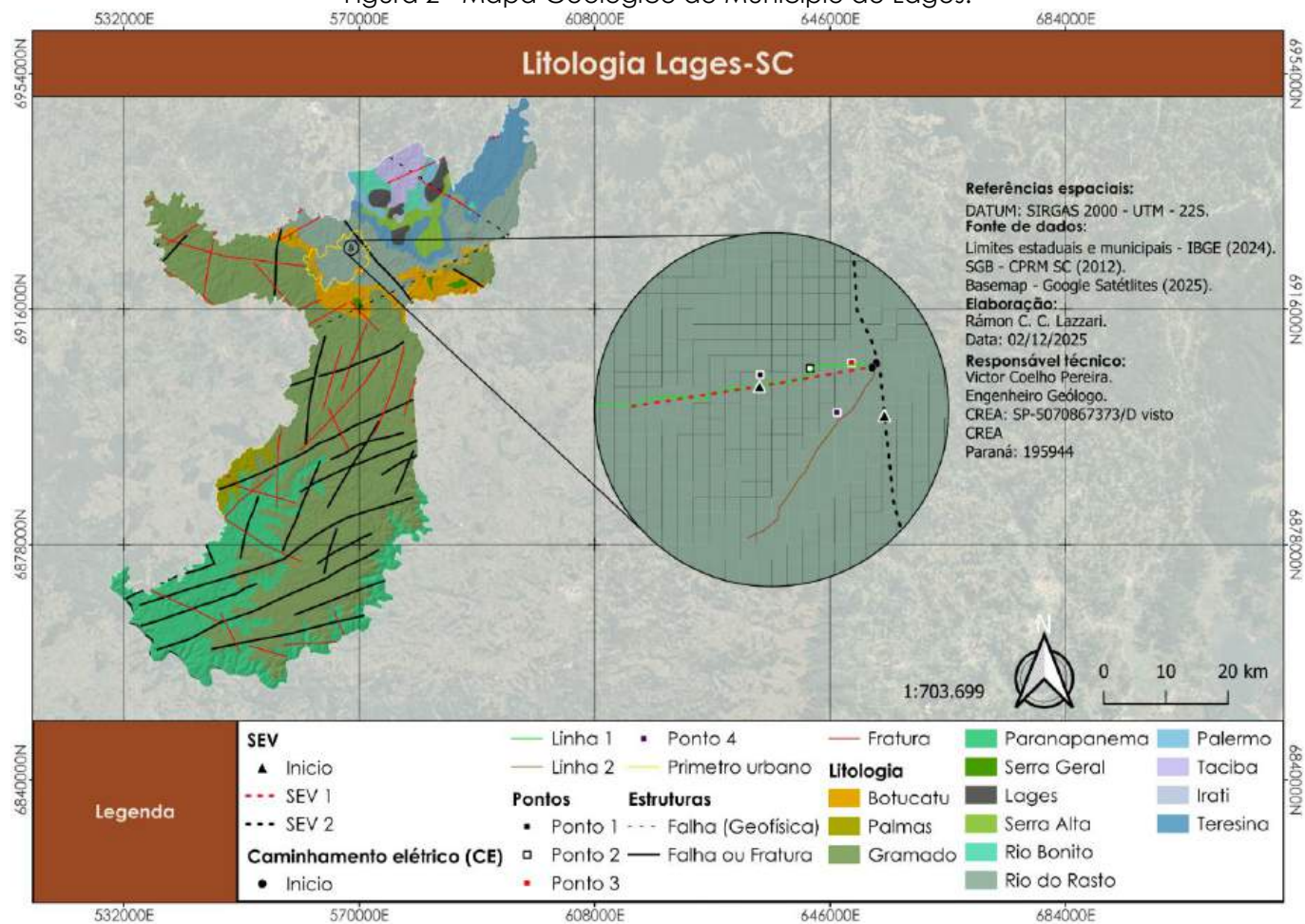
Já o tipo climático Cfb, tem como características um clima do tipo temperado, com verão ameno e chuvas bem distribuídas sem a ocorrência de estação de seca. A temperatura média do mês mais quente não chega a 22°C com precipitações variando entre 1.100 a 2.000 mm. Neste tipo climático, ocorrem geadas severas e frequentes num período médio de dez a vinte e cinco dias no ano. O tipo climático Cfb ocorre no planalto paranaense (EMBRAPA, 2022). Com esse tipo climático na região, pode-se observar a presença de Florestas Ombrófilas Mistas/Floresta de Araucária (*Araucaria augustifolia*), de Campos Naturais e da Floresta Semidecidual.

O município de Lages está totalmente inserido, conforme a classificação climática de Köppen-Geiger, como sendo do tipo Cfb.

3.2. Geologia

O município de Lages está inserido no segmento vulcano-sedimentar da Bacia do Paraná, na borda leste da bacia. Os limites municipais exibem grande diversidade litológica, resultado da atuação da neotectônica e do soerguimento do Domo de Lages, o que expõe unidades estratigráficas de diferentes idades. No território municipal ocorrem litologias pertencentes ao Supergrupo São Bento, ao Grupo Passa Dois, ao Grupo Guatá e ao Grupo Itararé (Figura 2).

Figura 2 - Mapa Geológico do Município de Lages.



Na porção sul do município afloram unidades do Supergrupo São Bento como a Formação Paranapanema e mais ao norte a Formação Gramado que corresponde a maior área do município. Localmente ocorrem também afloramentos da Formação Palmas (unidade ácida do magmatismo Serra Geral). Em algumas áreas ao sul da zona urbana observa-se a presença de diques e soleiras máficas de rochas do Grupo Serra Geral, sobrepostos por remanescentes da Formação Botucatu.

A Formação Botucatu apresenta sua distribuição em arco, demarcando aproximadamente o limite entre as unidades mesozoicas e as unidades paleozoicas expostas mais ao norte.

O Grupo Passa Dois aflora amplamente na região central, incluindo toda a zona urbana de Lages, representado principalmente pela Formação Rio do Rasto. Na região do Domo de Lages,

o soerguimento tectônico expõe as formações Teresina, Serra Alta e Irati, também pertencentes ao Grupo Passa Dois.

Mais ao norte, surgem as litologias do Grupo Guatá, representadas pelas Formações Palermo e Rio Bonito. No extremo norte do município afloram unidades ainda mais antigas, associadas ao Grupo Itararé, representadas pela Formação Taciba. A região do Domo de Lages integra ainda o contexto do Magmatismo Alcalino Subsaturado, relacionado ao Complexo Alcalino de Lages, que influencia tanto a estruturação quanto a exposição das unidades geológicas locais.

3.3. Supergrupo São Bento

3.3.1. Grupo Serra Geral

O Grupo Serra Geral constitui a principal unidade vulcânica da Bacia do Paraná, sendo a unidade litoestratigráfica de maior expressão areal no sul do Brasil, onde aflora predominantemente ao longo da escarpa do Planalto Meridional (Maack, 1968; Wildner et al., 2014). Sua denominação originou-se das "Eruptivas da Serra Geral" (White, 1908), sendo posteriormente elevada à categoria de grupo (Wildner et al., 2014; Rossetti et al., 2018; Licht & Arioli, 2018).

O grupo encontra-se em contato basal discordante sobre as unidades sedimentares do Grupo São Bento, como a Formação Rio do Rasto, e em contato superior discordante com os sedimentos do Grupo Caiuá (Bacia Bauru). O vulcanismo ocorreu em um intervalo de tempo restrito, datado entre aproximadamente 135 e 131 milhões de anos (Ma), com o auge da atividade por volta de 133 Ma (Renne et al., 1992; Ernesto et al., 1999; Thiede & Vasconcelos, 2010; Janasi, Freitas & Heaman, 2011).

Regionalmente, o Grupo Serra Geral é subdividido em dois subgrupos com assinaturas geoquímicas distintas:

Subgrupo Serra Geral Sul: Agrupa rochas máficas e intermediárias com baixos teores de TiO_2 (<2%) e rochas félsicas afíricas (Bellieni et al., 1984; Peate, Hawkesworth & Mantovani, 1992). Sua estratigrafia é constituída pelas Formações Vale do Sol (básica) e Palmas (félsica) (Rossetti et al., 2018; Besser, Vasconcelos & Nardy, 2018; Licht & Arioli, 2018). Subgrupo Serra Geral Centro-Norte: Dominado por rochas máficas e intermediárias com altos teores de TiO_2 (>2%) e rochas félsicas porfíricas (Bellieni et al., 1984; Licht, 2018). É constituído pelas Formações Chapecó (félsica), Pitanga e Paranapanema (básicas) no estado do Paraná (Licht & Arioli, 2018).

O vulcanismo do Subgrupo Sul encerrou-se precocemente, sendo sobreposto e desaparecendo sob as lavas do Subgrupo Centro-Norte na porção sul da bacia, indicando a

migração e continuidade das atividades vulcânicas (Rüegg, 1970 *apud* Licht & Arioli, 2018; Bellieni et al., 1984).

Ao magmatismo estão relacionados corpos intrusivos rasos, que compreendem um expressivo enxame de diques e soleiras, além de lacólitos, compostos por diabásio ou gabro. Estes diques podem atingir dezenas de quilômetros de extensão e até 1 km de espessura, enquanto as soleiras se estendem por alguns quilômetros.

3.3.1.1. Formação Botucatu

A Formação Botucatu constitui uma das mais expressivas unidades de rochas sedimentares da Bacia do Paraná, sendo reconhecida como um dos maiores e mais contínuos registros de paleodesertos eólicos do mundo (Almeida, 1954). Esta unidade de idade mesozoica (Jurássico Superior a Cretáceo Inferior) é composta predominantemente por arenitos eólicos que se estendem por uma vasta área na plataforma sul-americana.

Estratigraficamente, a Formação Botucatu marca o topo da sequência sedimentar do Supergrupo São Bento. Seu contato inferior é geralmente discordante sobre unidades permianas, como a Formação Rio do Rasto. Seu contato superior é concordante e transicional com os derrames basálticos da Formação Serra Geral, que a soterraram, encerrando o ambiente desértico (Scherer, 2000).

Litologicamente, é composta por arenitos finos a grossos, excepcionalmente bem selecionados, com grãos arredondados e de alta esfericidade, típicos de ambientes eólicos. Sua cor varia do branco ao rosa e avermelhado.

A arquitetura interna é dominada por estratificação cruzada de grande e médio porte, que registra a migração de dunas. Dois principais tipos litofaciológicos são descritos (Bigarella & Salamuni, 1961; Silva & Scherer, 2000):

Arenitos com Estratificação Cruzada Planar de Grande Porte (ACGP): Sets espessos (5-10 m) com lâminas transladantes cavalgantes e subordinados estratos de fluxo de grãos, interpretados como o registro de dunas crescentes simples (barchans ou barchanoides) com crista reta a levemente sinuosa. Arenitos com Estratificação Cruzada Acanalada de Médio Porte (ACMP): Sets de menor espessura (1,5-3 m) com estratificação tangencial, interpretados como dunas crescentes menores superpostas na face de escorregamento das dunas principais.

Os depósitos são interpretados como provenientes de um sistema eólico seco (dry sand sea ou erg), sem evidências de lençol freático alto ou interdunas úmidas (Kocurek & Havholm, 1993). A acumulação espessa e contínua de areia é atribuída a um paleoclima árido, controlado pela paleogeografia do Gondwana e pela presença de uma barreira orográfica (pré-Andes) que

impedia a entrada de umidade (Scherer, 2000). O padrão de paleocorrentes regional indica ventos predominantes de oeste/sudoeste (westerlies), com variações locais influenciadas por feições topográficas, como o sistema de falhas Torres-Posadas (Silva, 2000).

Na região de Lages, inserida no planalto central de Santa Catarina, a Formação Botucatu constitui o substrato imediatamente anterior ao vulcanismo da Serra Geral. É esperado que sua litologia e estruturas sedimentares sejam análogas às descritas para o sul do estado: sequências espessas de arenitos eólicos com estratificação cruzada maciça, representando um extenso campo de dunas. Seu contato superior com os derrames basálticos (Fácies Gramado ou equivalente) é fundamental, sendo frequentemente marcado por feições de interação lava-sedimento (peperitos), onde a lava infiltrou-se nas areias inconsolidadas do deserto Botucatu. A espessura da unidade na região pode ser significativa, contribuindo para a formação do relevo do planalto.

3.3.1.2. Formação Paranapanema

A Formação Paranapanema aflora em uma ampla faixa que se estende desde o Norte, nas margens do Rio Paranapanema, até a região de Foz do Iguaçu, no sudoeste do estado do Paraná. Essa unidade sobrepõe, de maneira concordante e gradacional, a Formação Pitanga, sendo seu topo delimitado por uma discordância erosiva em contato com as rochas sedimentares do Grupo Caiuá.

Litologicamente, a Formação é composta predominantemente por derrames de basaltos *lato sensu* com morfologia *pahoehoe*, tabulares e de grande espessura (>20 m), resultado de processos de inflação relacionados à ascensão de volumosos fluxos de magma com alimentação contínua. Localmente, também ocorrem derrames com morfologia *rubbly pahoehoe* (Licht & Arioli, 2018). Segundo os autores, depósitos vulcanoclásticos são observados na porção basal, tornando-se progressivamente mais raros em direção ao topo, até desaparecerem por completo.

Os basaltos apresentam, em geral, textura microporfirítica, característica de um regime eruptivo marcado por resfriamento lento em sistemas relativamente fechados, associado a altas taxas de efusão, condições compatíveis com a morfologia *pahoehoe* tabular e inflada (Licht & Arioli, 2018). Além disso, são descritos derrames contendo pegmatitos básicos, formados por agregados de cristais de augita e andesina com até 8 cm de comprimento, cristais de magnetita com microinclusões de sulfetos, pseudomorfos de olivina, bem como amígdalas preenchidas por vidro vulcânico contendo finas palhetas de cobre nativo (Licht, 2001; Vasconcellos et al., 2001; Ferreira, 2011; Titon, Vasconcellos & Licht, 2014; Soares et al., 2016).

3.3.1.3. Formação Gramado

O nome "Gramado" foi proposto por Peate et al. (1986). A Formação Gramado constitui os primeiros derrames vulcânicos dentro do Grupo Serra Geral que extravasaram sobre os arenitos eólicos do "deserto" Botucatu, sendo o regime desértico ainda ativo no início do vulcanismo (Scherer et al., 2007). Seus contatos também ocorrem diretamente sobre a Formação Guará em áreas contíguas (Zerfass, 2007).

Os primeiros derrames apresentavam pequena expressão lateral, eram confinados ao paleorelevo e formavam "lagos de lava" de morfologia *pahoehoe* (Wildner, 2004). Os conjuntos de derrames são descontínuos e podem atingir uma espessura máxima de até 350 m, com os principais afloramentos nas bordas sul e sudeste da Bacia do Paraná.

A interação da lava com as areias inconsolidadas gerou feições híbridas características: horizontes peperíticos na base dos derrames (Jerram & Stollhofen, 2002) e diques centimétricos de areia injetados em suas fraturas. O aporte de areias eólicas continuou durante as pausas eruptivas, formando camadas arenosas (Fácies Arenitos) como interderrames.

Litologicamente, é formada por basaltos e andesitos com espessura entre 12 e 40 m (Wildner, 2004). Seu perfil interno típico inclui: uma base com vesiculação incipiente; um núcleo central maciço (60–70% da espessura) de coloração cinza-escuro a esverdeada, com padrão colunar irregular (blocos de 0,1 a 0,4 m) e entablamentos; e um topo com vesículas bem desenvolvidas, frequentemente preenchidas por zeólitas, carbonatos ou saponita (Wildner, 2004).

Petrograficamente, as rochas são predominantemente porfiríticas ou microporfiríticas, com fenocristais de plagioclásio labradorítico e clinopiroxênio (0,5 a 2 mm), por vezes em textura glomeroporfirítica. A matriz exhibe textura intergranular fina. É comum a presença de cavidades preenchidas por zeólitas, argilominerais ou, em cavidades dictyotaxíticas, por celadonita, quartzo e vidro vulcânico (conforme descrição petrográfica do texto fornecido, sem citação específica).

3.3.1.4. Formação Palmas

A Formação Palmas, representa o conjunto de rochas vulcânicas ácidas do Grupo Serra Geral na Bacia do Paraná. Sua distribuição estende-se desde o rio Iguaçu (divisa SC/PR) em direção ao sul do Rio Grande do Sul, recobrendo uma área de aproximadamente 64.000 km², o que corresponde a cerca de 2,5% do volume total do vulcanismo (Nardy et al., 2008).

Litologicamente, é constituída por dacitos e riolitos que formam espessos pacotes de derrames tabulares. O conjunto atinge espessuras máximas de até 420 metros, com derrames individuais variando tipicamente entre 40 e 60 metros de espessura (Nardy et al., 2008).

Uma característica marcante é a presença de um proeminente horizonte de disjunção tabular no topo e uma porção central com bandamento de fluxo, que forma dobras apertadas e pode evoluir para autobrechas.

Estratigraficamente, a fácies assenta-se sobre as rochas básicas da Fácies Gramado. Este contato é marcado por uma importante discordância erosiva, responsável por gerar um paleorelevo de canais e platôs, além de espessos depósitos sedimentares vulcanogênicos. Feições de interação lava-sedimento, como níveis de brechas peperíticas e diques de arenito, são comuns próximo à base dos derrames, indicando a presença de sedimentos úmidos e inconsolidados (Fácies Arenitos) durante a extrusão.

Petrograficamente, as rochas são predominantemente glomeroporfiríticas a microporfiríticas, com fenocristais agregados de plagioclásio e clinopiroxênio, medindo geralmente de 0,5 a 2 mm. A matriz apresenta textura diversa, variando de vítrea (holohialina) a criptocristalina, sendo comum a devitrificação para agregados microcristalinos de quartzo e feldspato, com texturas esferulíticas ou micropoiuquíticas. A alteração hidrotermal para argilominerais e a impregnação por óxidos de ferro são frequentes.

Um aspecto econômico notável é a sua associação com mineralizações de ágata (geodos) no Distrito Mineiro de Salto do Jacuí. Estas ocorrem tanto em níveis basálticos quanto dacíticos, associadas a veios de arenito e brechas vulcânicas (Heemann, 1997, 2005). Em nível regional, a fácies exibe feições internas de domos e diques vulcânicos, com estruturas de fluxo bem preservadas (Lima et al., 2012).

3.3.2. Grupo Passa Dois

A sequência lógica utilizada para descrição litoestratigráficas presentes nos limites municipais de Lages será abordada em sua ordem cronológica, partindo da camada mais recentemente depositada até a camada mais antiga sedimentada, seguindo o Serviço Geológico Brasileiro para o estado do Paraná (SGB CPRM, 2021).

O Grupo Passa Dois apresenta rochas aflorantes no estado do Santa Catarina em uma faixa contínua cortando direção Norte-Sul chegando a municípios limítrofes de Paraná e Rio Grande do Sul.

A história deposicional do Grupo Passa Dois acompanha uma mudança progressiva nas condições paleoambientais da Bacia do Paraná. Após a última incursão marinha registrada, os ambientes passam a refletir uma tendência regressiva de grande escala, com o progressivo afastamento do mar e a instalação de sistemas de baixa energia. Inicialmente, áreas costeiras ainda sujeitas à influência de marés dominam a paisagem, sendo gradualmente substituídas por

ambientes cada vez mais continentais. Com o avanço da regressão, depósitos lacustres passam a dar lugar a sistemas fluviais eólicos e deltaicos, marcando o avanço de condições áridas e o fechamento efetivo da bacia.

Esses depósitos sedimentares foram originalmente sistematizados por White (1908), categorizada como Série, onde designou as formações que, atualmente, são correspondentes a formação Irati, Serra Alta e Terezina. A sistematização e a transversalidade com outras áreas de conhecimento proporcionadas por White, foram de suma importância para posterior calibração do tempo profundo desse Grupo, tendo seu início deposicional no neo-Artinskiano no Período Permiano (Santos et al. 2006).

Ainda no século XX, a Formação Rio do Rasto foi integrada por Gordon Jr. (1947) e Maack (1947). Posteriormente, Mendes (1954), em trabalhos desenvolvidos no estado do Paraná, subdivide a Série Passa Dois nas formações Irati, Estrada Nova (fácies Serra Alta e Terezina) e Rio do Rasto (fácies Serrinha e Morro Pelado). A atual categoria de grupo foi proposta por Mendes (1967), sendo que a subdivisão do Grupo Passa Dois, da base para o topo, nas formações Irati, Serra Alta, Terezina e Rio do Rasto, foi proposta por Schneider et al. (1974) para a porção sul da Bacia do Paraná.

O Grupo Passa Dois finda sua sedimentação ao fim do paleozoico na transição ao mesozoico com a modificação do paleoambiente de um sistema fluvial-lacustre com influência deltaica para um sistema de restrição ombroclimática, que dá origem a Formação Piramboia.

3.3.2.1. Rio do Rasto

Levando em conta que o Rio do Rasto é a formação que aflora na área de estudo, a sua descrição será mais detalhada, passando por aspectos gerais da formação, bem como aspectos regionais em trabalhos publicados.

A denominação "Formação Rio do Rasto" foi inicialmente proposta por White (1908), ao estudar a sucessão sedimentar aflorante na cabeceira do Rio do Rastro, no sudeste de Santa Catarina. A grafia original "Rastro" advém de um erro de transcrição, mantido pela literatura posterior (Schneider et al., 1974).

A unidade ocorre de forma ampla na Bacia do Paraná e é composta essencialmente por rochas siliciclásticas, predominando siltitos e arenitos finos esverdeados a arroxeados na base, e argilitos e siltitos vermelhos com intercalações lenticulares de arenito fino no topo (Schneider et al., 1974; Milani et al., 2007).

Em função dessas diferenças litológicas, Gordon Jr. (1947) propôs a subdivisão da unidade nos membros Serrinha, na base, e Morro Pelado, no topo. Embora em alguns estudos essa divisão

tenha sido representada cartograficamente de forma pontual (Mineropar, 2006), a Formação Rio do Rasto permanece indivisa nos mapas geológicos mais recentes (Besser; Brumatti; Spisila, 2021).

O Membro Serrinha corresponde à porção inferior da formação e foi nomeado por Moraes Rêgo (1930), a partir de afloramentos na Serrinha dos Machados (Mallet, PR). Litologicamente, apresenta arenitos maciços e folhelhos escuros na base, seguidos por siltitos e arenitos com intercalações carbonáticas (biomicritos) e coquinhas, típicos de ambientes fluviolacustres resultantes de uma progressiva continentalização iniciada ainda durante a deposição da Formação Teresina (Rohn; Lourenço; Meglhioratti, 2003; Meglhioratti, 2006). A paleofauna é composta por conchostráceos, bivalves de água doce, vegetais, palinórfos e estromatólitos (Schneider et al., 1974; Rohn, 1994; Meglhioratti, 2006; Neregato, 2007).

O Membro Morro Pelado foi descrito originalmente no km 19 da estrada Lauro Müller–Bom Jardim da Serra (SC) por Gordon Jr. (1947), e representa uma sucessão de argilitos e siltitos vermelhos, com estruturas sedimentares como estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela, intercalados a corpos lenticulares de arenitos finos (Schneider et al., 1974). Segundo Schemiko (2013), essa unidade representa um ambiente continental seco a úmido, com sistemas fluviais meandrantos, deltas dominados por rios e influências eólicas. A fauna fóssil característica inclui conchostráceos, escamas de peixes e restos de tetrápodes (Rohn, 1994).

A datação mais precisa da unidade foi realizada por Rocha-Campos et al. (2019), que obtiveram idade de $257,5 \pm 6,9$ Ma (U-Pb SHRIMP), a partir de zircões presentes em níveis argilosos vulcanogênicos no Membro Morro Pelado, situando a porção superior da Formação Rio do Rasto no Lopingiano (Neopermiano) (Rocha-Campos et al., 2011; Coutinho; Hachiro, 2005).

O contato da Formação Rio do Rasto com a Formação Teresina tem sido interpretado por diversos autores como concordante ou gradacional, devido à pouca variação litológica entre as unidades e ausência de superfícies erosivas evidentes (Vieira, 1973; Riccomini et al., 1984; Rohn, 1994). Essa interpretação sugere continuidade deposicional, sem lacunas significativas, embora a substituição abrupta de carbonatos por arenitos em alguns perfis tenha sido considerada por Rohn, Lourenço e Meglhioratti (2003) como possível indício de discordância local.

3.3.2.2. Formação Terezina

O termo Teresina foi cunhado pelo Moraes Regô (1930), para descrever uma formação de arenitos e siltitos do Rio Ivaí no município de Candido de Abreu. Sendo formalmente definida como Formação Teresina por Schneider et al. (1974), como uma unidade que consiste na alternância de argilitos e folhelhos com siltitos e arenitos muito finos, com níveis de calcários oolíticos e leitos de coquina na porção superior. As intercalações rítmicas dos sedimentos dão origem à laminação

flaser, característica dessa formação, além de laminação ondulada, microlaminação cruzada, fendas de ressecamento, marcas onduladas e diques de arenitos (Schneider *et al.*, 1974; Brito; Bertini, 1982).

A transição entre as deposições seguindo sentido nordeste do Paraná até São Paulo, demonstram modificações na coloração, apresentando avermelhamento em direção a região da calha do Rio-Tietê. Sondagens feitas na região nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo, apresentam deposição Segundo Meghlioratti (2006), nestes perfis litológicos no nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo, a formação é organizada em ciclos granocrescentes ascendentes siliciclásticos ou mistos.

Os ciclos siliciclásticos apresentam folhelhos, siltitos, argilitos, arenitos muito finos com laminações cruzadas por ondas, estratificação cruzada *hummocky*, acamamento *wavy* e lenticular, geralmente bastante bioturbado. Os ciclos mistos são caracterizados por apresentar carbonatos na parte superior ou na base do ciclo. Níveis de coquilhas são comuns. Essa característica deposicional demonstra clara modificação ambiental na bacia e a modificação da bioturbação ao passo que transiciona a deposição.

O ambiente deposicional da unidade ainda é discutido, sem consenso entre os autores. Alguns defendem que se trata de um sistema marinho raso com influência de planícies de maré (Schneider *et al.*, 1974; Sousa, Suguio & Castro, 1991; Fernandes & Coimbra, 1993; Matos, 1995). Por outro lado, estudos paleontológicos mais detalhados apontam ausência de fósseis inequivocamente marinhos, além da baixa diversidade de moluscos bivalves, o que sugere ausência de ligação direta com o mar (Maranhão, 1995; Simões *et al.*, 1998; Mello, 1999).

Meghlioratti (2006) propõe uma leitura intermediária: admite que possa ter havido, em algum momento, uma conexão com o oceano, a partir de fósseis que indicam tanto características de água doce quanto de ambientes hipersalinos, sempre associados a baixas taxas de sedimentação.

O contato com a Formação Serra Alta é transicional, marcado pela substituição gradual dos folhelhos por rochas heterolíticas com acamamento do tipo *wavy*, indicando águas cada vez mais rasas e sob influência de ondas (Rohn, 2001; Rohn *et al.*, 2003). Já a transição para a Formação Rio do Rasto apresenta pouca variação litológica, o que levou parte da literatura a interpretar esse contato como concordante e sem lacuna significativa (Vieira, 1973; Riccomini *et al.*, 1984; Rohn, 1994). Apesar disso, Rohn, Lourenço e Meghlioratti (2003) observam que a sobreposição brusca de carbonatos por arenitos pode apontar para uma discordância, mesmo sem presença clara de superfície erosiva.

Rocha-Campos et al. (2019) dataram a unidade em $266,5 \pm 7,1$ Ma (U-Pb SHRIMP), com base em zircões de níveis argilosos vulcanogênicos, embora os próprios autores considerem esses dados pouco confiáveis, devido à baixa quantidade de grãos analisados.

3.3.2.3. Formação Serra Alta

A denominação "Formação Serra Alta" foi originalmente proposta por Gordon Jr. (1947) ao descrever uma sucessão de argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuro a pretos, finamente laminados, observados na seção-tipo localizada ao longo da rodovia Rio do Sul–Ponte Alta, nas proximidades do km 50, no estado de Santa Catarina. Em literatura mais antiga, entretanto, a unidade aparece frequentemente referida como Formação Estrada Nova ou como uma subdivisão do Grupo Estrada Nova, refletindo a terminologia adotada por diversos autores no início do século XX (Oliveira, 1927; Moraes Rego, 1936; Gordon Jr., 1947; Maack, 1947; Mendes, 1954; Mezzalira, 1964; Salamuni, 1963; Loczy, 1966; Mendes; Fulfaro, 1966; Mendes, 1967).

Apenas a partir da década de 1960 o termo Serra Alta passa a ser utilizado de maneira mais consistente para designar uma formação pertencente ao Grupo Passa Dois (Sanford; Lange, 1960; Northfleet; Medeiros; Mühlmann, 1969; Vieira, 1973), culminando na definição formal proposta por Schneider et al. (1974), adotada amplamente em trabalhos posteriores (Milani; França; Schneider, 1994; Milani et al., 2007; Meghioratti, 2006; Holz et al., 2010). Apesar disso, o uso de "Estrada Nova" continuou presente na literatura por décadas, e sua menção ainda pode ser encontrada em estudos mais recentes (Mendes, 1984; Sousa, 1985; Maranhão, 1995; Maranhão; Petri, 1996).

Trabalhos desenvolvidos no nordeste do Paraná e no sul de São Paulo, especialmente Meghioratti (2006), descrevem a Formação Serra Alta como composta predominantemente por folhelhos escuros, não bioturbados, contendo restos dispersos de peixes e coprólitos (bone beds), intercalados a argilitos e delgadas camadas de calcário micrítico. Tais litologias foram depositadas em um ambiente marinho de baixa energia, abaixo do nível de base de ação das ondas de tempestade (Gama Jr., 1979; Meghioratti, 2006), refletindo o afogamento progressivo da chamada "bacia hipersalina Irati" (Milani; França; Schneider, 1994; Milani et al., 2007). Esse ambiente restrito e pouco circulante favoreceu a preservação de matéria orgânica e o desenvolvimento de condições anóxicas ao longo de grande parte da unidade.

O contato basal entre as formações Serra Alta e Irati é interpretado pela maioria dos autores como transicional (Hachiro, 1996; Araújo, 2001; Meghioratti, 2006), refletindo a continuidade deposicional entre sistemas marinhos restritos e marinhos mais profundos. Entretanto, a presença de brechas, bone beds, conglomerados intraformacionais, níveis arenosos localizados e o desaparecimento abrupto tanto dos folhelhos pirobetuminosos quanto da fauna de mesossauros

característica da Formação Irati sugere a possibilidade de uma discordância erosiva entre as unidades (Lages, 2004; Meglhoratti, 2006).

Essa interpretação implica uma reorganização ambiental importante, marcada pela transição de um sistema progradacional, com águas rasas e circulação limitada durante a deposição da Formação Irati, para um sistema retrogradacional, com águas mais profundas, maior afastamento da costa e condições redox mais restritivas durante a sedimentação da Formação Serra Alta (Meglhoratti, 2006; Holz et al., 2010). Em contraste, Warren et al. (2015), ao examinarem afloramentos na porção centro-leste do estado de São Paulo, interpretam o contato Serra Alta–Irati como claramente erosivo. O contato superior, por sua vez, é amplamente reconhecido como transicional, marcado pela passagem gradacional dos folhelhos escuros da Serra Alta para litotipos heterolíticos característicos da Formação Teresina (Meglhoratti, 2006).

3.3.2.4. Formação Irati

A Formação Irati, unidade basal do Grupo Passa Dois, encontra-se em contato gradacional com a Formação Palermo, conforme discutido por Brito e Bertini (1982). A denominação “Irati” foi introduzida por White (1906) ao descrever os “folhelhos pretos de Iraty”, uma sucessão de folhelhos fossilíferos exposta em corte de estrada de ferro nas proximidades da estação de Irati, no estado do Paraná, notável pela abundância de restos de *Mesosaurus brasiliensis*.

Litologicamente, a Formação é composta por folhelhos e argilitos cinza-escuros, níveis pirobetuminosos, margas, evaporitos e calcários associados (Schneider et al., 1974), depositados em um ambiente hipersalino resultante da restrição da circulação entre a Bacia do Paraná e o Oceano Panthalassa (Daemon; Casaletti; Ciguel, 1991; Milani et al., 2007). Essa condição de confinamento favoreceu a instalação de sistemas redox restritos e águas pouco circulantes, responsáveis pela preservação da matéria orgânica e da fauna característica.

Embora no estado do Paraná a Formação Irati permaneça cartograficamente indivisa (Besser; Brumatti; Spisila, 2021), levantamentos clássicos realizados em Piracicaba (SP) por Barbosa e Almeida (1949) e Barbosa e Gomes (1958) propuseram sua subdivisão em dois membros. O Membro Taquaral, correspondente à porção basal, caracteriza-se por argilitos, folhelhos cinza-escuros a claros e siltitos com laminação plano-paralela.

O Membro Assistência, situado no topo da unidade, apresenta folhelhos cinza-escuros a pretos pirobetuminosos e ritmitos associados a calcários, margas e evaporitos, todos marcados por laminação plano-paralela e por uma expressiva fauna de répteis mesossaurídeos (Milani; França; Schneider, 1994). Nos níveis carbonáticos ocorrem estruturas sedimentares como marcas onduladas, laminação cruzada, brechas intraformacionais, oolitos e esteiras algálicas (Schneider

et al., 1974). A fauna típica do Membro Assistência inclui *Mesossaurus brasiliensis* — especialmente abundante no Paraná — e *Stereosternum tumidum*, mais comum em São Paulo, além de restos de peixes, vegetais, palinórfos, carapaças de crustáceos, dentes de Labyrinthodontes e conchas, todos recorrentes na unidade (Schneider et al., 1974; Brito; Bertini, 1982).

A idade da Formação Irati foi refinada por Rocha-Campos et al. (2019), que obtiveram valores entre $279,9 \pm 4,8$ e 280 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP) a partir de zircões presentes em níveis argilosos com contribuição vulcanogênica, coletados no município de São Mateus do Sul. Esses resultados são consistentes com a presença de espécies correspondentes à zona Lueckisporites virkkiae, inserindo a unidade no Cisuraliano (Eopermiano) (Rocha-Campos et al., 2011; Coutinho; Hachiro, 2005).

3.3.3. Grupo Guatá

O Grupo Guatá apresenta rochas aflorantes na porção central do estado do Paraná, distribuídas em uma faixa contínua de direção aproximada norte-sul, que acompanha o alinhamento das unidades permianas inferiores da Bacia do Paraná. Essa sucessão litoestratigráfica repousa sobre o Grupo Itararé, com o qual mantém um contato basal caracterizado, em grande parte da literatura, como uma desconformidade, passando gradualmente para uma relação correlata e mais concordante no sentido norte-sul (Vesely et al., 2021a).

O termo “Grupo Guatá” foi formalmente proposto por Gordon Jr. (1947) para reunir os siltitos e arenitos aflorantes na região de Guatá, em Santa Catarina, consolidando em hierarquia de grupo duas unidades previamente reconhecidas por White (1908) como “Camada Rio Bonito” e “Camada Palermo”, anteriormente inseridas na antiga “Série do Rio Tubarão”.

A evolução terminológica dessas unidades remonta aos primeiros estudos estratigráficos da Bacia do Paraná. Oliveira (1916), ainda no início do século XX, subdividiu a “Série Tubarão” em duas unidades com clara conotação paleoambiental: o Grupo Itararé, caracterizado por depósitos glaciais e paraglaciais associados às últimas glaciações gondwânicas, e a unidade Rio Bonito, composta por camadas de carvão e sedimentos pós-glaciais que marcam a instalação de sistemas fluviais e costeiros após o recuo das geleiras.

A partir da proposta de Gordon Jr. (1947), essa subdivisão passa a adquirir caráter litoestratigráfico formal, definindo-se o Grupo Guatá como constituído, da base para o topo, pelas Formações Rio Bonito e Palermo.

A Formação Rio Bonito, unidade basal do Grupo Guatá, é composta predominantemente por arenitos finos a médios, localmente com estratificação cruzada, intercalados a níveis

carbonosos e camadas de carvão que refletem a instalação de condições de planície costeira, sistemas deltaicos e ambientes pantanosos de alta produtividade vegetal, típicos do Permiano inferior. Já a Formação Palermo, posicionada acima, é caracterizada principalmente por folhelhos marinhos de coloração cinza-escura a preta, que registram um contexto de transgressão marinha progressiva sobre os sistemas continentais e costeiros da Rio Bonito. Esses depósitos finos marinhos representam a instalação de ambientes de plataforma rasa, de baixa energia, associados a águas relativamente calmas e maior profundidade, marcando a continuidade da história pós-glacial da bacia.

3.3.3.1. Formação Palermo

A denominação "Formação Palermo" deriva da antiga Camada Palermo descrita por White (1908) na Vila Palermo, localizada nas proximidades do município de Lauro Müller (SC), região que posteriormente se consolidou como seção-tipo da unidade. Em sua caracterização clássica, Schneider et al. (1974) descrevem a Formação Palermo como constituída predominantemente por siltitos e siltitos arenosos, com ocorrência local de arenitos finos até níveis conglomeráticos, frequentemente marcados por intensa bioturbação.

Em alguns afloramentos, observam-se corpos lenticulares de arenitos finos e estruturas de estratificação hummocky, indicando a atuação episódica de eventos de maior energia durante sua deposição (Rocha-Campos, 1967; Milani et al., 2007). Os folhelhos cinza-escuros da unidade, por sua vez, representam superfícies de inundação máxima e constituem marcadores importantes para correlação regional (Milani, 1997).

O contato entre a Formação Palermo e a Formação Rio Bonito foi inicialmente interpretado como concordante por Schneider et al. (1974); entretanto, estudos posteriores documentaram corpos arenosos canalizados e superfícies erosivas que sugerem a presença de discordâncias locais entre essas formações (Tognoli; Mochizuki; Castro, 2001; Tognoli, 2006).

Em diversas áreas, esse limite basal corresponde a uma superfície transgressiva erosiva, a qual marca o início do trato transgressivo da sucessão em que se insere a Formação Palermo (Zacharias, 2004). O ambiente deposicional é amplamente interpretado como marinho transgressivo, caracterizado por águas rasas situadas abaixo do nível de ação das ondas e dominado por processos de sedimentação de baixa energia, coerentes com a ampla expansão marinha que caracterizou o intervalo (Schneider et al., 1974).

3.3.3.2. Formação Rio Bonito

A Formação Rio Bonito foi definida por White (1908) a partir de arenitos, folhelhos e níveis de carvão aflorantes na região de Lauro Müller (SC). Esses depósitos ocorrem logo acima do intervalo

glacial e registram o início de um processo transgressivo de sul para norte, associado a sistemas fluviodeltaicos com pulsos de transgressão e regressão (Ramos, 1967; Northfleet; Medeiros; Mühlmann, 1969).

Devido à ciclicidade sedimentar, a unidade foi organizada por Schneider et al. (1974) nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, posteriormente posicionados no Eopermiano (Kunguriano) com base em palinórfos (Daemon; Quadros, 1970). O Membro Triunfo reúne arenitos finos a médios, localmente conglomeráticos, com intercalações de folhelhos carbonosos e carvão, representando sistemas fluviais e estuarinos que passam a depósitos deltáicos no topo (Castro et al., 1999; Zacharias, 2004).

O Membro Paraguaçu marca a fase transgressiva mais expressiva, composta por lamitos, folhelhos ricos em matéria orgânica, arenitos finos e níveis carbonáticos, associados a estuários e ambientes marinho-rasos (Schneider et al., 1974; Zacharias, 2004). Entre Triunfo e Paraguaçu ocorre a floresta fóssil descrita por Mottin et al. (2022), vinculada ao aumento do aporte sedimentar durante a transgressão. O Membro Siderópolis registra a transição para sistemas restritos, com arenitos finos, folhelhos carbonosos e níveis de carvão, associados a barras de desembocadura e lagunas (Schneider et al., 1974; Zacharias, 2004). Idade U–Pb de 286 ± 3 Ma obtida para folhelhos carbonosos confirma a posição eopermiana da unidade (Jurigan et al., 2019).

3.3.4. Grupo Itararé

O Grupo Itararé marca o registro glacial e pós-glacial do Carbonífero Superior ao Eopermiano na Bacia do Paraná, reunindo depósitos de natureza essencialmente diamictítica, lamosa e arenosa, distribuídos em ciclos glaciogênicos sucessivos. Embora a unidade tenha ampla expressão na porção centro-leste do Paraná, no estado de Santa Catarina (e especificamente na região de Lages) encontra-se representada apenas por sua porção superior, correspondente à Formação Taciba, conforme a adaptação estratigráfica proposta por Vesely et al. (2021a).

Historicamente, o nome “Série Itararé” foi introduzido por Oliveira (1916) para descrever sedimentos conglomeráticos, arenosos e argilosos de origem glacial que afloram no vale do Rio Itararé, sendo posteriormente elevado ao status de grupo nos trabalhos de Gordon Jr. (1947) e Maack (1947). A evolução dos estudos estratigráficos resultou em diversas propostas de subdivisão (Maack, 1953; Schneider et al., 1974; França; Potter, 1988), todas partindo do reconhecimento de ciclos glaciais sobrepostos que variam de arenitos basais para diamictitos e lamitos no topo.

Na região de Lages, a sucessão aflorante corresponde exclusivamente à Formação Taciba, que representa a transição final da glaciação para ambientes progressivamente mais estabilizados. A formação inclui lamitos, folhelhos cinza e arenitos finos a médios, geralmente bem

estratificados, associados a sistemas de leques subaquosos, prodelta e ambientes de águas relativamente calmas, típicos da fase tardia de retrabalhamento dos depósitos glaciais. Localmente, diamictitos maciços ocorrem preservados próximos à base da unidade, registrando ainda a influência direta de fluxos glacial-marinhos.

O contato superior da Formação Taciba estabelece a passagem para depósitos de natureza não-glacial do Grupo Guatá, marcando uma mudança paleoambiental significativa na bacia.

3.3.4.1. Formação Taciba

A Formação Taciba, proposta inicialmente por França e Potter (1988), representa o topo do Grupo Itararé e ocorre ao longo de toda a faixa de afloramentos da unidade no Paraná. Em sua revisão mais recente, Vesely et al. (2021a) subdividem a formação em três membros: Rio Segredo, de caráter mais arenítico; Chapéu do Sol, dominado por diamictitos; e Rio do Sul, composto principalmente por lamitos e arenitos finos.

A relação estratigráfica entre Chapéu do Sol e Rio do Sul reflete interdigitação e contemporaneidade, com o Membro Rio do Sul transgredindo sobre o Chapéu do Sol, interpretação já sugerida por França e Potter (1988).

A Formação Taciba possui idade eopermiana (Cisuraliano), baseada em associações palinofossilíferas identificadas em diamictitos do Membro Chapéu do Sol (Souza; Vesely; Assine, 1999; e Souza, 2000), correlacionadas à subzona *Protohaploxypinus goraiensis*.

O Membro Rio Segredo é caracterizado por arenitos médios a grossos, maciços ou com estratificações cruzadas, além de conglomerados polimíticos e intercalações locais de diamictitos e ritmitos. Esses depósitos refletem sistemas subaquosos proglaciais, com fácies turbidíticas de alta e baixa densidade (Mottin et al., 2018; Vesely et al., 2021b).

O Membro Chapéu do Sol, por sua vez, consiste predominantemente em diamictitos cinza a esverdeados, maciços ou deformados, com clastos estriados e megaclastos, típicos de um ambiente glaciomarinho. Dentro desse membro ocorre o Arenito Engano, unidade informal de granocrescência ascendente composta por ritmitos e arenitos com influência deltaica de maré, frequentemente confundido com associações da Formação Rio Bonito, mas estratigraficamente distinto (Mottin; Vesely, 2021).

O Membro Rio do Sul, que transiciona diretamente a partir do Chapéu do Sol, reúne heterolitos ondulados, lamitos e siltitos cinza com delgadas camadas de arenito, apresentando granocrescência ascendente em direção ao topo. Idades do Asseliano ao Sakmariano (~295 Ma)

foram atribuídas à unidade com base em braquiópodes correlacionáveis à fauna Eurydesma (Taboada et al., 2016).

3.3.4.2. Magmatismo Alcalino Subsaturado

O magmatismo alcalino subsaturado de Santa Catarina integra o conjunto de intrusões cretácicas tardias da Província Alcalina do Sudeste Brasileiro, caracterizada por rochas insaturadas em sílica e enriquecidas em álcalis, frequentemente geradas por fusão parcial de mantos metasomatizados (ALMEIDA, 1986; ULBRICH & GOMES, 1981). No estado, esse magmatismo está representado por três ocorrências principais: as Intrusivas Alcalinas de composição nefelínica (K2λcp), o Complexo Alcalino de Anitápolis (K2λan) e o Complexo Alcalino de Lages (K2λlg).

As Intrusivas Alcalinas correspondem a corpos restritos compostos por aegirina-sienitos e diques de nefelina-sienito, típicos de magmas subsaturados gerados em condições de baixo grau de fusão e alta atividade de álcalis (ULBRICH & GOMES, 1981).

O Complexo Alcalino de Anitápolis apresenta ampla variedade de rochas alcalinas, incluindo álcali-sienitos, lusitanitos, nefelina-sienitos, malignitos, shonkinitos, urtitos, ijolitos, melteigitos e carbonatitos, refletindo forte evolução magmática e diferenciação modal em sistemas mantélicos enriquecidos (CAVALCANTE et al., 1979; AZZONE et al., 2009).

O Complexo Alcalino de Lages, por sua vez, constitui um dos sistemas subsaturados mais expressivos da região. É composto por nefelina-sienitos, olivina-melilitos, brechas kimberlíticas e carbonatitos de composição ankerítica, além de brechas feldspáticas derivadas de fenitização do embasamento (AZZONE et al., 2009).

Apresenta mineralogia acessória típica de sistemas alcalinos tardios, incluindo barita, pirita, sinchisita e safira, e idades Ar–Ar entre 73 e 76 Ma, coerentes com o pulso magmático cretáceo superior associado à reativação tectônica que afetou a borda continental sudeste do Brasil (MOTA & ALVES, 2006; ZALÁN & OLIVEIRA, 2009).

Essas ocorrências mostram afinidade com lineamentos crustais reativados durante o soerguimento da Serra do Mar e a evolução tectônica pós-rifte da margem continental, processo já discutido por Almeida (1976, 1991) ao relacionar a geração de magmas alcalinos à reativação de zonas de cisalhamento brasileiras e à subsidência assimétrica da Bacia de Santos.

3.3.4.3. Complexo Alcalino de Lages

O Complexo Alcalino de Lages compreende um expressivo número de corpos intrusivos a nível das camadas sedimentares gondwânicas, aflorando desde o Grupo Itararé até a Formação Botucatu. Esse estaria recoberto pelas lavas da Serra Geral, se não fosse um processo endógeno

de soerguimento formando um grande domo. O complexo alcalino de Lages é um dos mais internos dentro da bacia do paraná.

Dentre as rochas encontradas podem ser divididas em quatro grupos: Rochas alcalinas leucocráticas; rochas ultrabásicas alcalinas; carbonatitos e rochas associadas; brechas de chaminé e kimberlitos.

Rochas alcalinas leucocráticas, os principais tipos são fonolitos porfrtico – encontrados em locais como a serra da Fazenda Seca e ao longo de córregos, muitas vezes associados à formação de bauxita – e os fonolitos comuns, que formam as elevações mais conhecidas, como o morro do Tributo, a serra da Chapada e a serra do Cadeado.

Além desses, há ocorrências menores de fonolitos de diques, analcita traquitos e nefelina sienitos porfrticos, como no Cerro Alto de Cima. A distribuição dessas rochas segue um padrão que acompanha o contato entre as camadas sedimentares, com uma tendência de alinhamento na direção nordeste. Processos posteriores, como falhas e milonitização, afetaram algumas áreas, como a serra da Chapada.

A presença de bauxita em várias dessas intrusões é um aspecto economicamente relevante. Em muitos casos, os corpos rochosos representam múltiplas intrusões próximas, o que torna seu mapeamento e delimitação precisos mais complexos.

As rochas ultrabásicas alcalinas, como olivina melilitos e rochas similares, que formam diques ou preenchem chaminés vulcânicas antigas (brechas). Essas rochas são consideradas raras e foram inicialmente descritas no Brasil na década de 1960.

A ocorrência mais expressiva é um dique semi-máfico com cerca de 1 km de comprimento e 50 m de espessura, localizado a leste do Cerro Alto de Cima. Esse dique, que foi explorado como pedra para pavimentação, está encaixado em rochas sedimentares das Formações Irati e Serra Alta. Além desse, foram identificados outros diques menores próximos a estradas da região, como a Lages-Palmeira e a BR-282.

Também foram encontradas chaminés vulcânicas (brechas) a noroeste da Serra da Chapada. Uma delas contm olivina melilito, enquanto outra está tão misturada com fragmentos de rochas sedimentares que sua classificação precisa  difícil. Há ainda ocorrências isoladas, como um olivina nefelinito nos sedimentos do Rio do Rasto e um nefelinito sem olivina na área de ndios.

Um aspecto comum nessas rochas é a contaminação por sedimentos das Formações que intrudem, o que muitas vezes complica sua identificação petrográfica. Essas intrusões estão

distribuídas principalmente na região conhecida como Domo de Lages, cortando diferentes tipos de rochas, desde folhelhos e arenitos até basaltos.

Os carbonatitos da Fazenda Varela, localizados na porção centro-ocidental do Domo de Lages, formam um corpo intrusivo marcado por uma forte anomalia geofísica (cintilométrica). Sua distribuição é controlada por falhas nas direções NE e NW-SW, ocupando uma área principal com cerca de 600 m de diâmetro.

As rochas sedimentares encaixantes (do Grupo Guatá) foram intensamente alteradas pelo processo de fenitização, que gerou uma brecha felspática. É nessa brecha que os carbonatitos se intrudem. Investigações com trincheiras, poços e sondagens revelaram um corpo principal tabular de carbonatito claro e relativamente homogêneo, com cerca de 20 m de espessura, que se estende por pelo menos 100 m de profundidade.

Ao redor desse corpo, a brecha felspática é cortada por veios centimétricos a decimétricos de carbonatito escuro. As sondagens indicam uma mistura complexa de carbonatito e brecha, sugerindo um processo intenso e múltiplo de brechação, no qual o carbonatito atuou como cimento e reagiu com a rocha silicatada, quase substituindo-a por completo em alguns setores.

As brechas vulcânicas foram descritas por vários pesquisadores ao longo do tempo. Oliveira (1927) fez referência a um dique brechoso ao norte de Lages, provavelmente a Brecha da Invernadinha. Paiva (1933) descreveu uma "brecha fonolítica" perto de Índios, correspondente a uma brecha a oeste da Chapada. Loggy (1968) registrou uma brecha com fragmentos de olivina melilitito próxima a Índios.

Arioli (1974) estudou anomalias radioativas associadas a brechas ("brechas de pipe") próximas a Correia Pinto, reinterpretando estruturas antes consideradas tectônicas. A grande maioria dessas brechas corta os sedimentos da Formação Rio do Rasto, enquadrando-se perfeitamente no conceito de diatremas (chaminés vulcânicas preenchidas por material brechado e magmático juvenil).

A primeira referência a kimberlitos na área foi feita por Scheibe (1978), a partir do trabalho do garimpeiro João Zenos da Silva. Pelo menos quatro ocorrências foram indicadas: no Panódico (a oeste de Lages), no córrego dos Seus Passos (centro do Domo), no rio Caveiras (onde se encontrou piropo, um mineral indicador) e no Kimberlito Jangiso (norte de Lages, bairro Guarujá).

Este último foi alvo de levantamentos geofísicos, que revelaram uma diatrema irregular de aproximadamente 50 x 300 m com polaridade reversa, cortada por um dique de polaridade normal. Tal como as brechas, esses corpos kimberlíticos intrudem os sedimentos (especialmente do Rio do Rasto) e contêm uma grande quantidade de fragmentos dessas rochas encaixantes.

3.4. Geomorfologia

O município de Lages (SC) está inserido na região serrana de Santa Catarina, pertencendo à mesorregião Serrana na microrregião Campos de Lages. Com altitude média de cerca de 916 metros, o município representa 2.638 km², sendo o maior município de Santa Catarina. A população é de cerca de 164.981 habitantes (IBGE, 2022). O relevo do município pertence a um planalto montanhoso, caracterizado por topografia planáltico-ondulada típica da Serra Catarinense (Figura 3).

Figura 3 - Relevo de Lages.



Fonte: PROSPECTA (28/11/2025).

As classes de declividade predominantes são menores que 6% em uma área de 367,86 km², de 12-30% em uma área de 328,49 km² e de 6-12% em uma área de 235,15 km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 320 metros com altitudes variando entre 220 (mínima) e 540 (máxima) m. s. n. m. As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em "V", modeladas em rochas efusivas do Grupo Serra Geral.

Em aquíferos fraturados, os caminhos de fluxo preferenciais ocorrem dentro da rede de fraturas, que pode ser descrita em termos de conectividade e densidade de fraturas (Berkowitz, 2002; Manzocchi, 2002; Makel, 2007; Maillot et al. 2016; Viswanathan et al. 2018).

Assim, os caminhos de fluxo mencionados podem ser abordados adequadamente usando uma abordagem topológica (Saevik e Nixon, 2017). Esta abordagem é usada para avaliar o impacto da rede de fraturas na conectividade hidráulica em rochas cristalinas (Zuluaga et al. 2018).

A análise estrutural ou abordagem topológica usa componentes, como "nós" e "ramos" (Jing e Stephansson, 1997; Sanderson e Nixon, 2015 e 2018). Um "nó" é um ponto onde uma linha termina ou cruza outra linha, e pode ser classificado como isolado, adjacente ou como nós cruzados (nó X).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção, são detalhados os materiais utilizados e os métodos empregados para a realização do estudo geofísico de eletrorresistividade para a locação de um poço tubular profundo.

4.1. Materiais Utilizados

- Eletrorresistímetro modelo X7Xtal da fabricante Autoenergia, computadorizado com 32 canais de leitura;
- Multipoint 32 canais automático;
- 16 eletrodos de aço inoxidável;
- 01 Cabo Manga de 600 metros de comprimento;
- 02 Fios Flexíveis de 2,5 mm² e comprimento de 300 metros;
- Bateria 12 Volts;
- Software de Processamento de dados geológicos e geofísicos;

4.2. Prospecção Geofísica

A prospecção geofísica foi realizada utilizando a técnica de caminhamento elétrico (CE) com arranjo de eletrodos polo-polo e a técnica de sondagem elétrica vertical. Os procedimentos incluíram:

- Planejamento do perfil de medição: Definição da linha de investigação geofísica com base nas características do local.
- Execução do levantamento de eletrorresistividade: Realização das medições de resistividade elétrica da subsuperfície ao longo dos perfis planejados.
- Processamento e interpretação dos dados: Utilização de software especializado para processar os dados de resistividade e gerar a seção geofísica que representa a distribuição das camadas geológicas e suas propriedades hidrogeológicas.

4.3. O Método da Eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade consiste basicamente na injeção de uma corrente (I) no solo por intermédio de um par de eletrodos (denominados de **A** e **B**) e a medida da diferença de potencial (ΔV) resultante da passagem desta corrente através do outro par de eletrodos situados nas proximidades (denominados **M** e **N**). A geometria dos dipolos **AB** e **MN** no momento da medida definem o fator geométrico **K**, dado por:

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]$$

A resistividade elétrica aparente (ρ_a) pode então ser calculada através da equação:

$$\rho_a = K * \frac{\Delta V}{I}$$

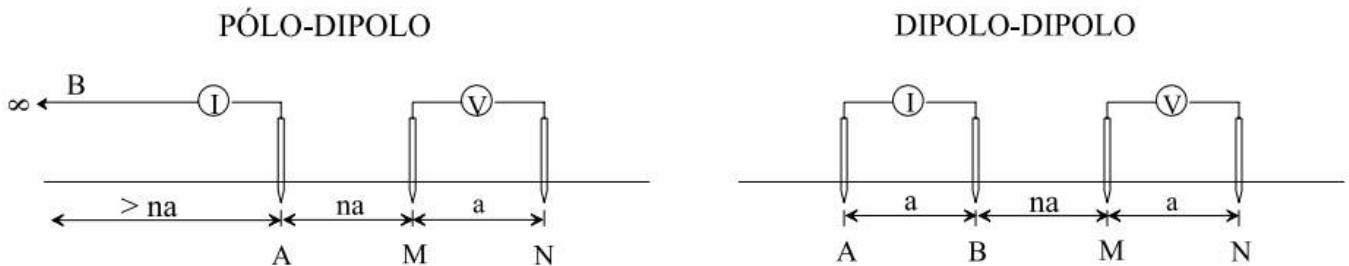
Os quatro eletrodos podem assumir qualquer disposição geométrica sobre a superfície do terreno. As diferentes disposições recebem o nome de "arranjos". Muitos destes, comumente utilizados nos levantamentos de campo, recebem nomes específicos (Schlumberger, Wenner, dipolo-dipolo, polo-dipolo, polo-polo, gradiente, entre outros), apresentando características peculiares, vantagens e desvantagens uns em relação aos outros (Ward, 1990; Gallas, 2000).

Duas principais técnicas de investigação podem ser destacadas: a sondagem elétrica vertical (SEV) e a do caminhamento elétrico.

4.3.1. Caminhamento Elétrico

A Figura 4 apresenta uma ilustração esquemática dos arranjos polo-dipolo e dipolo-dipolo, que são aqueles geralmente utilizados em levantamentos de caminhamento elétrico.

Figura 4 - Ilustração dos arranjos polo-dipolo e dipolo-dipolo.



Fonte: Gandolfo e Gallas (2007).

O espaçamento ou abertura entre os eletrodos de corrente (**AB**) e/ou potencial (**MN**), comumente fixo, é denominado de "a". O fator de separação entre eletrodos, variável, é designado por "n", sendo geralmente um número inteiro. O fator geométrico **K** pode também ser calculado através da seguinte equação:

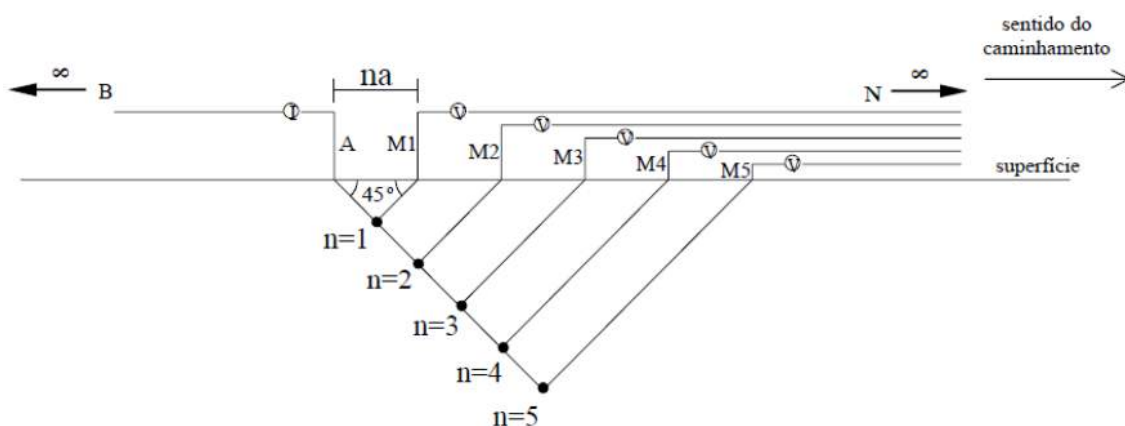
$$K = 2\pi * G * a$$

A constante **G** assume distintos valores de acordo com o arranjo utilizado. De forma geral, o potencial elétrico medido será inversamente proporcional ao fator geométrico **K** ou ao parâmetro **G**.

Os valores de **G** e **K** do arranjo polo-dipolo são sistematicamente menores do que os do dipolo-dipolo, ratificando o fato de que o primeiro apresenta uma razão sinal/ruído maior do que o segundo arranjo.

No arranjo polo-polo (Figura 7), um dos eletrodos de corrente (**A**) e um dos eletrodos de potencial (**M**) são colocados ao longo do perfil investigado, enquanto outros dois eletrodos são colocados em distâncias muito grandes do perfil, simulando distâncias "infinitas", garantindo-se que eles não tenham influência sobre o resto do arranjo (Nogueira, 2014).

Figura 5 - Esquema de aquisição de dados utilizando o arranjo polo-polo.



Fonte: Gandolfo (2007).

A sequência das medidas é feita aumentando-se a distância entre os eletrodos **A** e **M** na linha de levantamento, sendo que a profundidade de investigação aumenta à medida que a distância **AM** aumenta (Gandolfo, 2007).

Esse é o arranjo que apresenta o melhor desempenho em termos de profundidade de investigação, apresentando, entretanto, baixa resolução (Gandolfo, 2007). É geralmente utilizado em aquisições tridimensionais, pois fornece o maior número possível de medidas, além de apresentar uma perda de dados muito pequena nas bordas e elevada razão sinal/ruído (Gandolfo e Gallas, 2005).

4.3.2. Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

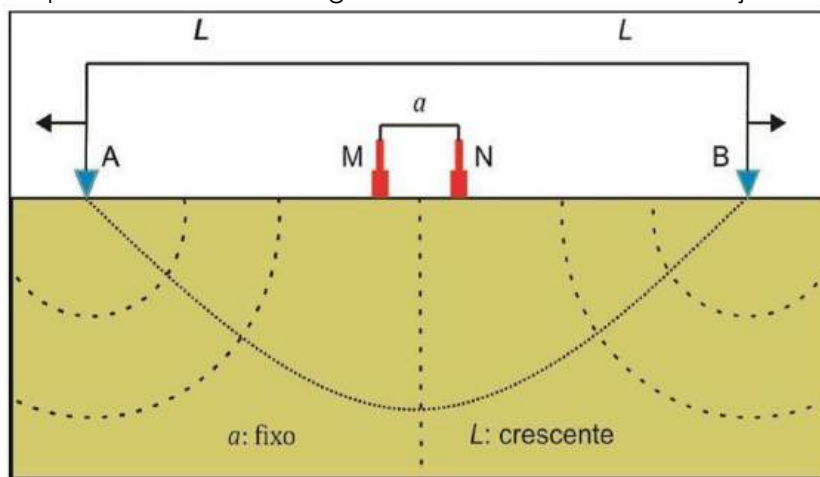
As sondagens elétricas verticais (SEV) consistem no alinhamento de quatro eletrodos distribuídos na mesma direção, partindo de um ponto central e se estendendo simetricamente em sentidos opostos. Esse tipo de ensaio é especialmente eficiente para estudos rasos, sendo amplamente aplicado em investigações hidrogeológicas e em outras aquisições de dados próximos à superfície. Para um melhor desempenho, a técnica é indicada principalmente para ambientes com homogeneidade lateral, ou seja, formações sedimentares mais contínuas.

A SEV funciona como uma sequência de medições de resistividade realizadas na superfície, variando-se progressivamente o afastamento entre os eletrodos de corrente (AB) e/ou entre os eletrodos de potencial (MN). Durante o procedimento, o centro do dipolo de recepção permanece fixo, enquanto um eletrodo de corrente e um de potencial se deslocam

simultaneamente, mantendo configuração espelhada em relação ao ponto central. Dessa forma, A e B mantêm distâncias equivalentes ao centro, assim como M e N.

À medida que a distância entre os eletrodos de corrente (AB) aumenta, o volume investigado na subsuperfície também se expande, permitindo alcançar camadas mais profundas. Os resultados obtidos refletem as variações de resistividade em função da profundidade e das propriedades dos diferentes materiais geológicos.

Figura 6 – Esquema de uma sondagem elétrica vertical com arranjo Schlumberger.



O processamento das curvas de SEV consiste em determinar a distribuição espacial (em profundidade) dos parâmetros físicos (resistividade real) no subsolo (BRAGA, 2016).

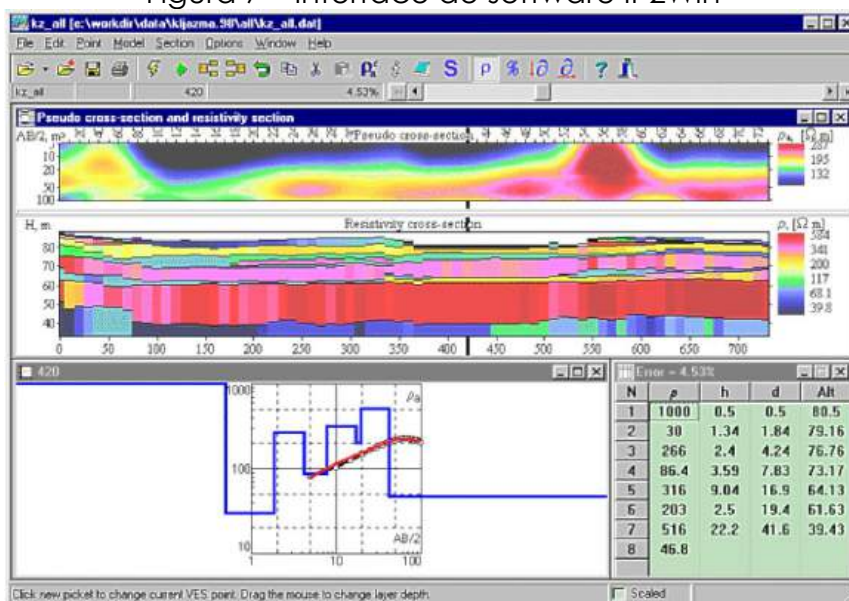
Nesse processo são feitas correlações entre informações geológicas-estruturais e camadas geoeletricas. As etapas práticas do processamento correspondem à:

- 1) Quantificação do número de camadas geoeletricas a partir do formato da curva de campo para definição do modelo geoeletrico inicial;
- 2) Inversão da curva de dados observadas para ajuste modelo geoeletrico inicial com base no número de camadas estimadas no item anterior;
- 3) Estabelecimento do modelo geoeletrico final a partir do ajuste fino do modelo geoeletrico após inversão;

O procedimento de inversão consiste na obtenção de um modelo matemático cuja curva de medidas se ajusta aos dados observados em campo. A inversão tem como objetivo recuperar a distribuição das propriedades físicas do meio que deram origem ao sinal medido (BUTLER, 2005).

Para realizar a inversão das curvas de campo foi utilizado o software (Figura 7) de análise de dados geoeletricos IP2Win (<http://geophys.geol.msu.ru/ipi2win.htm>).

Figura 7 – Interface do software IP2Win



Inicialmente, os dados adquiridos em campo são tabelados conforme o exemplo da Figura 8. Na tabela, os valores do potencial espontâneo (SP) são retirados dos registros de potencial (V) e após essa correção são inseridos no programa IP2win para realização da inversão.

Figura 8 – Exemplo de dados formatados para entrada no software IP2WIN

| | A | B | C | D | E | F | G |
|----|------|----|---------|--------|--------|--------|---------------|
| 1 | AB/2 | MN | SP (mV) | V (mV) | I (mA) | K | rho_a (ohm.m) |
| 2 | 2 | 1 | 1,76 | 1869,6 | 22,43 | 11,8 | 980,6 |
| 3 | 4 | 1 | -9,04 | 444,8 | 26,17 | 49,5 | 857,6 |
| 4 | 6 | 1 | -11,12 | 222,24 | 36,47 | 112,3 | 718,3 |
| 5 | 6 | 2 | 23,6 | 650,72 | 48,84 | 55,0 | 705,6 |
| 6 | 8 | 1 | -8 | 192,08 | 64,86 | 200,2 | 617,5 |
| 7 | 8 | 2 | 23,6 | 414,64 | 64,76 | 98,9 | 597,2 |
| 8 | 10 | 1 | -12,16 | 83,92 | 54,56 | 313,2 | 551,6 |
| 9 | 10 | 2 | 32,96 | 216 | 54,56 | 155,4 | 521,4 |
| 10 | 12 | 2 | 26,72 | 138 | 55,81 | 224,5 | 447,7 |
| 11 | 15 | 2 | 19,44 | 72,48 | 48,01 | 351,7 | 388,5 |
| 12 | 15 | 4 | 81,84 | 192,08 | 48,01 | 173,5 | 398,4 |
| 13 | 20 | 2 | 21,52 | 45,45 | 43,33 | 626,4 | 346,0 |
| 14 | 20 | 4 | 57,92 | 104,72 | 42,81 | 310,9 | 339,8 |
| 15 | 25 | 4 | 34 | 65,2 | 52,38 | 487,5 | 290,4 |
| 16 | 30 | 4 | 4,88 | 26,72 | 54,15 | 703,4 | 283,7 |
| 17 | 40 | 4 | -26,72 | -13,2 | 67,98 | 1252,9 | 249,2 |
| 18 | 40 | 10 | 24,64 | 62,08 | 67,98 | 494,6 | 272,4 |
| 19 | 50 | 4 | -39,2 | -29,84 | 73,8 | 1959,4 | 248,5 |

Entre as principais vantagens da SEV estão sua rapidez, o baixo custo e a boa precisão dos dados. Além disso, trata-se de um método não invasivo e pouco sensível a interferências externas, como instalações elétricas ou linhas de alta tensão, o que reduz significativamente a geração de “ruídos” que podem comprometer outras técnicas geofísicas.

4.4. Seções Geofísicas

Em função do objetivo dessa pesquisa, mapeamento da subsuperfície e identificação de potencial aquífero, foram interpretadas camadas geoeletricas a partir dos seus valores de

resistividade. As camadas interpretadas possuem diferentes valores de resistividade e conseqüentemente diferentes interpretações (Tabela 1).

Tabela 1 - Critério utilizado para interpretar os resultados geofísicos em camadas geoeletricas.

| NOME | INTERVALO DE RESISTIVIDADE (Ωm) | INTERPRETAÇÃO |
|-----------|---|--------------------------------------|
| Camada 01 | 0 – 100 | Material saturado e/ou argila. |
| Camada 02 | 100 – 300 | Material potencialmente saturado. |
| Camada 03 | 300 – 500 | Solo e/ou rocha levemente fraturada. |
| Camada 04 | Maiores que 500 | Rocha sã. |

Vale ressaltar que a interpretação das camadas é baseada nas características geoeletricas e geométricas obtidos nas seções geofísicas.

4.5. Relação entre Geologia e Resistividade

Uma rocha é um material heterogêneo constituído geralmente por uma fase sólida (matriz) e uma fase líquida ou gasosa que lhe preenche os poros. O comportamento elétrico da rocha vai depender de fatores como a resistividade intrínseca da matriz, porosidade, textura e distribuição dos poros, resistividade do líquido intersticial e processos que ocorrem nas superfícies de contato entre a matriz e as fases fluidas.

Na natureza, a resistividade dos materiais é muito variável, sendo os extremos a prata nativa com resistividade muito baixa ($1,6 \times 10^{-8} \Omega m$) e o enxofre puro com resistividade elevada ($10^{16} \Omega m$). De uma forma muito geral, as rochas ígneas têm resistividades mais elevadas e as rochas sedimentares resistividades mais baixas (Reynolds, 1997).

O comportamento dos minerais agrupa-se, quanto à resistividade, no sentido crescente, do seguinte modo: 1) o grupo dos metais, em que predomina a condução e onde a resistividade varia entre $10^{-6} \Omega m$ e $10^{-4} \Omega m$; 2) o grupo dos minerais cujo comportamento se assemelha aos semicondutores, que inclui materiais bons condutores (como a Covelita) e maus condutores (como o Quartzo); neste grupo a condutividade é muito influenciada pela temperatura). O terceiro grupo é formado pelos minerais com condutividades muito baixas, apresentando habitualmente valores de resistividade superiores a $10^7 \Omega m$.

Os líquidos que preenchem total ou parcialmente os poros das rochas são habitualmente soluções de sais minerais. A resistividade destas soluções varia na razão inversa da concentração

de sal dissolvido, pelo que, em condições normais, as águas mais profundas apresentam resistividades inferiores às águas superficiais, uma vez que estão mais fortemente mineralizadas.

Valores típicos para as águas subterrâneas superficiais variam entre 0,01 e 10 Ω m, enquanto as águas mais fracamente mineralizadas apresentam valores superiores a 20 Ω m. Os poros das rochas podem ainda conter soluções não aquosas (Reynolds, 1997).

4.5.1. Resistividade dos Minerais e Rochas

A prospecção geofísica pelo método da eletrorresistividade dá uma imagem da distribuição da resistividade no subsolo. Para converter essa imagem num modelo geológico, são necessários conhecimentos acerca dos valores típicos de resistividade dos diferentes materiais na subsuperfície, que podem ser consultados na Tabela 2.

Tabela 2 - Resistividade de alguns minerais e rochas.

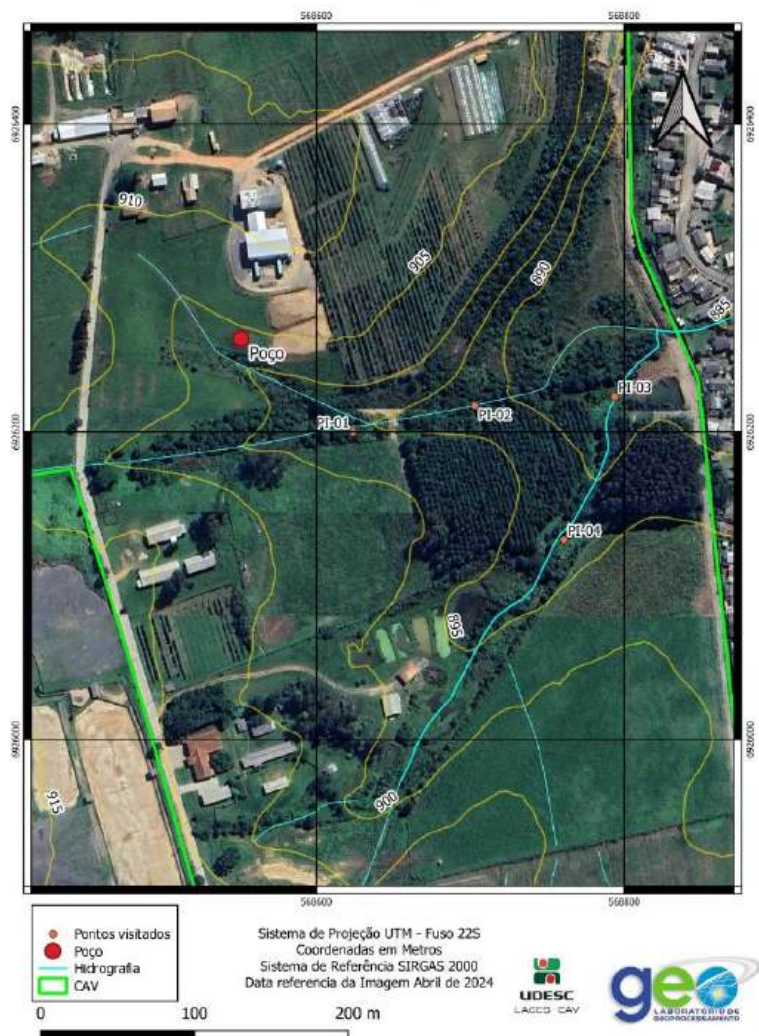
| MATERIAL | RESISTIVIDADE (OHM/M) |
|------------------------|---|
| Granito (úmido e seco) | 4,5x10 ³ – 1,3x10 ⁶ |
| Gabro | 103 - 106 |
| Xisto | 20 - 104 |
| Mármore | 100 – 2,5x10 ⁸ |
| Quartzito | 10 – 2x10 ⁸ |
| Argilito | 10 - 800 |
| Calcário | 50 - 107 |
| Argila (úmida e seca) | 1 – 100 |
| Areia (úmida e seca) | 1 - 104 |
| Água doce (20° C) | 80 |
| Água subterrânea | 0,5 - 300 |
| Água salgada | 0,1 – 1 |
| Água do mar | 0,2 |
| Ferro | 9x10 ⁻⁸ |
| Cobre | 2x10 ⁻⁸ |
| Solo | 1 – 10 |

Fonte: Adaptado de Telford et al. (1990) e Aktarakçi (2008).

Desta forma, é possível diferenciar os corpos geológicos dentro de uma seção geofísica, inferindo sua composição.

Inicialmente, a análise foi feita pela professora Raquel Valério de Souza Florêncio, do Departamento de Engenharia Ambiental, fez uma primeira análise estrutural através da análise da drenagem existente no campus e região próxima (Figura 10).

Figura 10 – Plotagem dos pontos de interesse de acordo com controle estrutural
UDESC - CAV



De acordo com observações de afloramentos em campo, também foi possível analisar a estrutura primária das rochas, que se apresentam com estrutura em folhas, com acamamento plano paralelo e cruzado, com gretas de contração preenchidas por sedimentos arenoso, típicos das Formações Rio do Rasto e Teresina. De acordo com o grau de litificação e as rochas têm comportamento rúptil e apresenta falhas e lineamentos que variam de poucos centímetros a poucos metros, não aparecendo em mapeamentos regionais.

Essas estruturas são de suma importância para aumento da acumulação e transmissividade da água entra a formação.

Importante salientar que esses pontos de fraqueza também podem ser caminhos de contato do aquífero com a superfície, tanto para descarga quanto para recarga. Em locais com potencial para contaminação, esse pode ser um problema em caso de exploração de água.

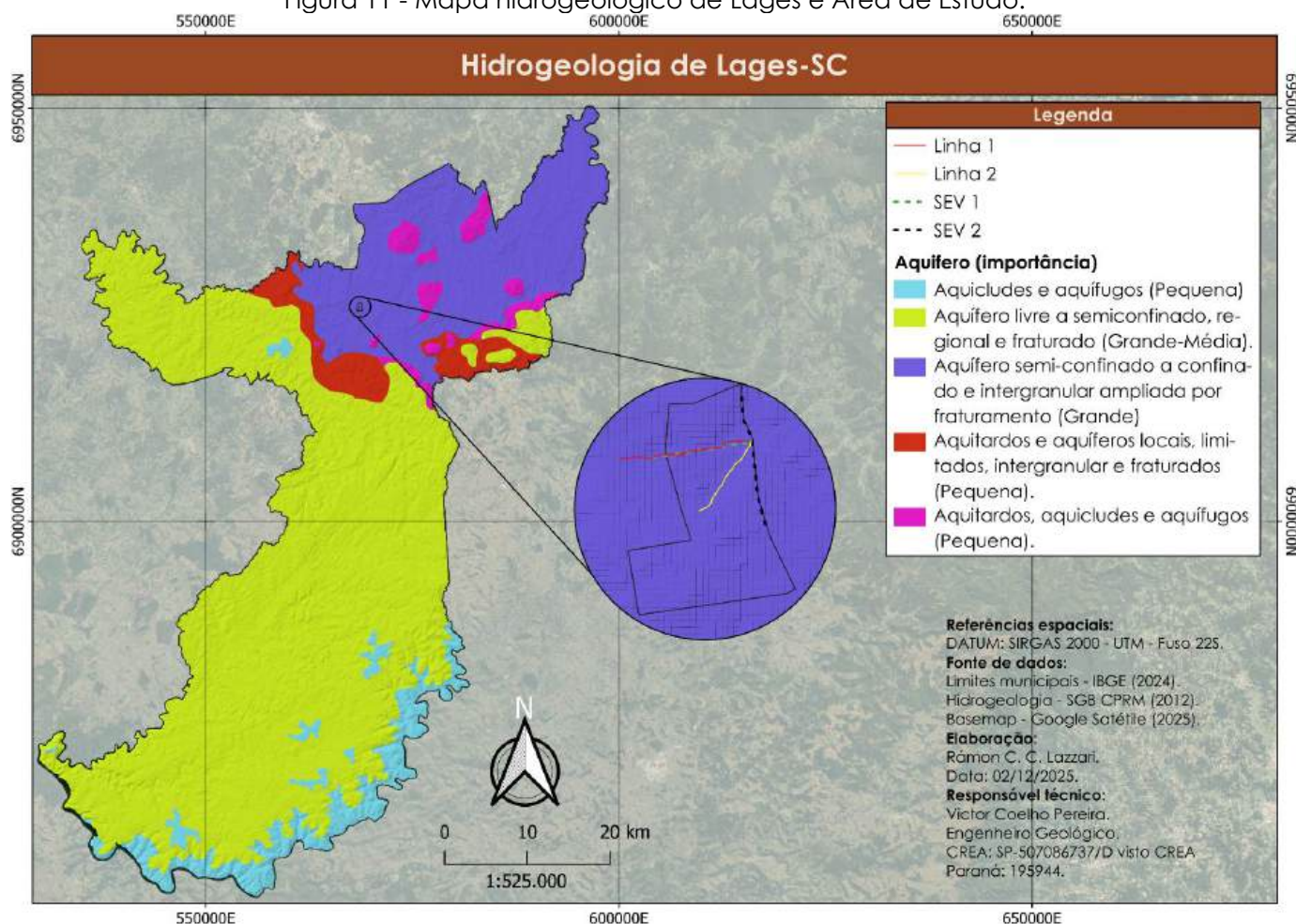
5.3. Hidrogeologia

A Formação Rio do Rasto, que aflora de forma contínua no Planalto de Lages, apresenta expressiva variação regional em seu potencial hidrogeológico. Na porção norte do estado, entre Canoinhas e Porto União, seus afloramentos mostram desempenho hidrogeológico moderado, com poços atingindo vazões em torno de 8,8 m³/h e baixos valores de capacidade específica (Machado, 2012).

Entre Monte Castelo e São Cristóvão do Sul, a Formação ocorre em setores topograficamente desfavoráveis, dominados por relevo íngreme e dissecação intensa, limitando a infiltração e o armazenamento hídrico; nessas áreas, o abastecimento restringe-se principalmente a nascentes.

A partir de São Cristóvão do Sul até as proximidades de Bom Retiro, observa-se um cenário hidrogeológico mais favorável. A presença da Intrusão Alcalina de Lages e o tectonismo associado ao soerguimento da Serra do Mar intensificam o fraturamento e favorecem a percolação profunda, resultando em maior produtividade em poços tubulares de profundidade moderada (Figura 11).

Figura 11 - Mapa hidrogeológico de Lages e Área de Estudo.



Os dados regionais ilustram essa variabilidade: em Otacílio Costa, um poço de 264 m apresentou vazão de 10 m³/h; no Distrito Industrial de Lages, um poço de 172 m perfurando a Formação Botucatu atingiu 31,6 m³/h, enquanto em Urubici um poço de 112 m produziu 15 m³/h, com capacidades específicas variando entre 0,28 e 1,70 m³/h/m.

Ao Sul de Bom Retiro, rumo à região carbonífera, a Formação Rio do Rasto retorna às encostas íngremes da Serra do Mar, onde o relevo acidentado novamente limita a recarga. Entretanto, a partir do setor carbonífero até a divisa com o Rio Grande do Sul, a unidade passa a apresentar as melhores condições hidrogeológicas do estado.

Nesse trecho, a Formação desce gradualmente em direção ao nível do mar, sendo recoberta por sedimentos Cenozóicos, e ocorre predominantemente na forma do Membro Morro Pelado, caracterizado por siltitos e argilitos vermelhos intercalados a arenitos finos.

O fraturamento frequente nessa unidade confere a ela elevado potencial aquífero; em Jacinto Machado, por exemplo, um poço de 104 m produziu 25 m³/h, com capacidade específica de 2,77 m³/h/m, um dos maiores valores reportados para a formação em Santa Catarina (Soares et al., 2025).

Em porções profundas e confinadas da unidade, destacam-se os poços de Treze Tílias e São João do Oeste, que registraram vazões superiores a 95 m³/h e confirmam o caráter confinado do sistema, com transmissividades entre 39,8 e 49,87 m²/dia e condutividades hidráulicas entre 0,24 e 0,37 m/dia.

Nesse sistema de aquífero, o encontro da água pode e ocorre de maneira semiconfinada a confinada, pois as rochas sedimentares embora apresentem arenitos médios em sua composição em sua grande maioria são folhelhos siltosas a argilosos, o que representa uma composição primária menos porosa em seus interstícios, isso pode controlar o fluxo de água que se encontra mais concordante com escoamentos fraturados.

Dessa forma embora seja de grande importância local e que apresente água no aquífero, a existência está subordinada a estruturas de lineamentos, relevo, fraturas e falhas que abastecem esses corpos subterrâneos.

5.4. Pesquisa de poços perfurados

A pesquisa sobre poços perfurados, possui o objetivo de aquisição de dados diretos para auxílio as aquisições de dados geofísicos.

Os dados oficiais de poços perfurados no país podem ser encontrados na página da CPRM – Serviço Geológico do Brasil (http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/pesquisa_complexa.php).

Na página podem ser vistos os poços perfurados e outorgados no Brasil, presentes na base de dados da CPRM. Para o município, foram encontrados 95 resultados (Figura 12).

Figura 12 – Pesquisa SIAGAS

The screenshot shows the SIAGAS search interface. At the top, there are search criteria for Superior Esquerdo and Inferior Direito, including latitude and longitude fields. Below this, there are dropdown menus for Bacia Hidrográfica, Região (Sul), Estado (Santa Catarina), and Município (Lages). A table below the filters shows search results with columns for Código do Ponto, UF, Município, and Localidade. The results list 95 records, all from Lages, SC, with various localities such as COXILHA RICA, DECIMO BATALHAO DE ENGENHARIA DE CONSTRUÇÃO, and AREA INDUSTRIAL - POÇO 1.

| Código do Ponto | UF | Município | Localidade |
|-----------------|----|-----------|---|
| 4300019107 | SC | Lages | COXILHA RICA |
| 4300019108 | SC | Lages | DECIMO BATALHAO DE ENGENHARIA DE CONSTRUÇÃO |
| 4300019109 | SC | Lages | FEDRAS BRANCAS - TURISMO RURAL |
| 4300019119 | SC | Lages | AV. VICTOR ALVES DE BRITO 2940 |
| 4300019120 | SC | Lages | MORRO DO PORTO |
| 4300019121 | SC | Lages | CONTA DINHEIRO - 19 LUIZA |
| 4300019122 | SC | Lages | BR 116, KM 12 - HOTEL PLANALTO |
| 4300019123 | SC | Lages | CENTRO - GRANDE HOTEL LAJES |
| 4300019124 | SC | Lages | RUA ALCIDES BACCIN, 300 |
| 4300019125 | SC | Lages | AREA INDUSTRIAL - POÇO 1 |
| 4300019126 | SC | Lages | AREA INDUSTRIAL - POÇO 2 |

Fonte: https://siagasweb.sgb.gov.br/layout/pesquisa_complexa.php

Os resultados da pesquisa foram plotados e utilizados para a confecção do mapa potenciométrico. O mapa confeccionado indica que a área próxima da UDESC-CAV apresenta boa potencimetria >20 metros.

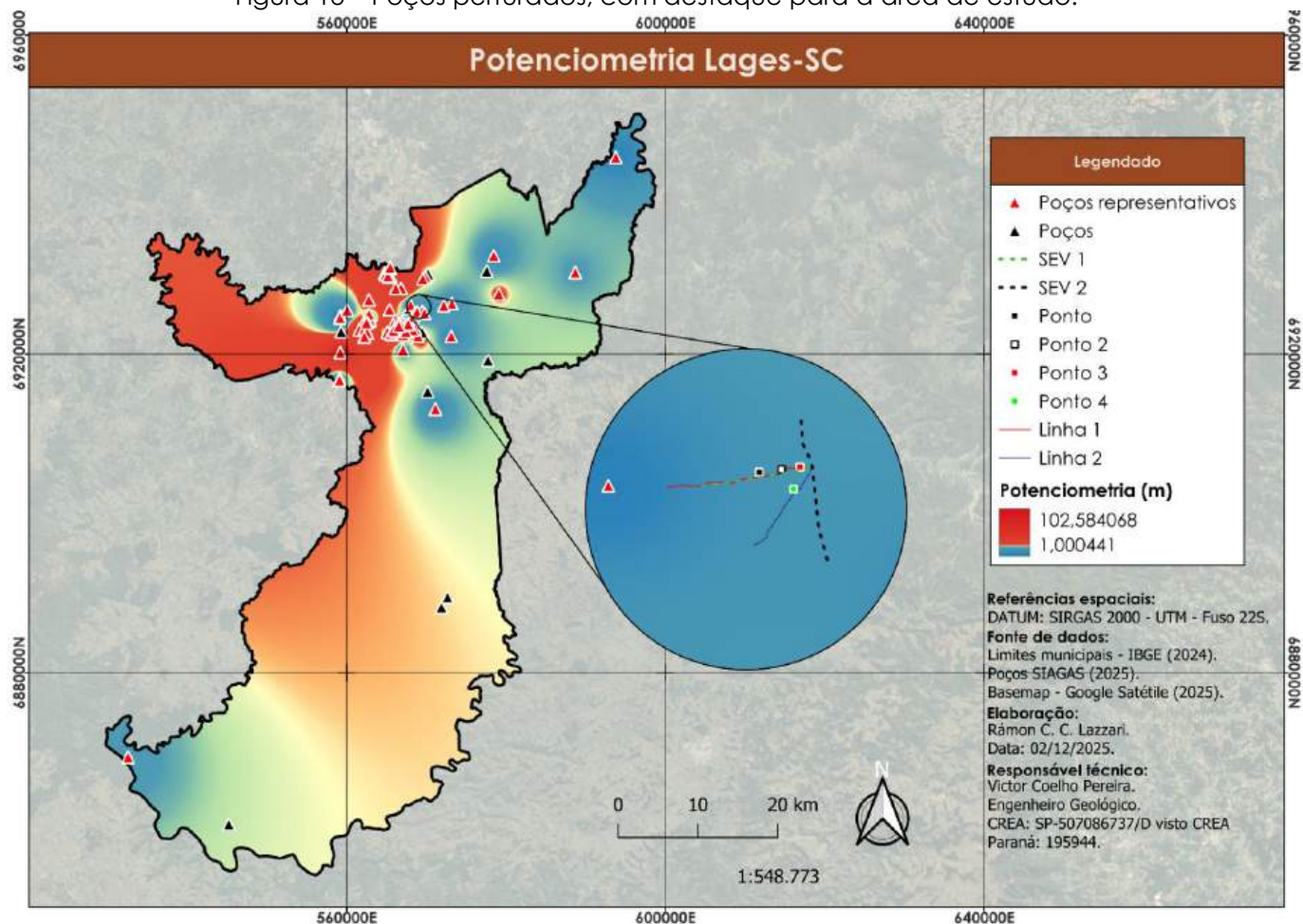
Pelo SIAGAS poucos poços eram realmente profundos, os dados demonstraram que próximo ao perímetro urbano três formações foram perfuradas para encontro de água subterrânea (Serra Geral, Botucatu e Rio do Rasto).

Para um recorte dentro da área do Rio do Rasto presentes no município de Lages (CPRM, 2012), foram encontrados dos 57 poços sua grande maioria pertencendo a perfurações do Rio do Rasto (40) uma parcela sendo do Serra Geral (10), Botucatu (3) e não informado (3).

Os poços do Rio do Rasto apresentaram profundidade média de 139 metros, nível estático 25,3 m, com média de produtividade de 4,3 m³/h ± 3,33; para os poços mais próximos a UDESC-CAV a profundidade média dos poços foi de 115,5 metros, nível estático de 10,0 m, com produtividade média de 4,9 m³/h ± 2,6.

Embora a potencialidade e as característica da formação não sejam de grande profundidade o espaço em que está inserida a área de estudo se mostra mais potencial (Figura 13).

Figura 13 – Poços perfurados, com destaque para a área de estudo.



5.5. Aquisição dos Dados geofísicos

Os dados do CE foram obtidos em: 2 perfis um de 600m de extensão e outro de 440 m, utilizando os arranjos polo-polo. O espaçamento entre eletrodos foi de 20 metros e até 20 níveis de investigação. A Tabela 3 apresenta os parâmetros de levantamento para o arranjo empregado.

Tabela 3 - Parâmetros de aquisição utilizados no levantamento sobre os perfis, com arranjo polo-polo

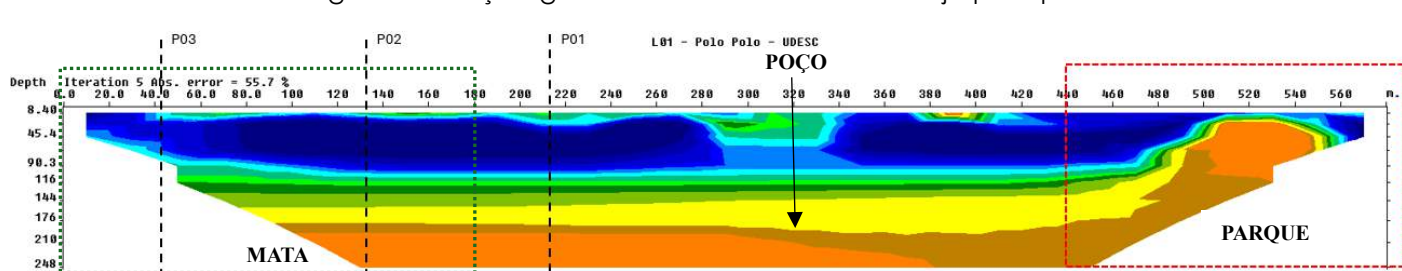
| AQUISIÇÃO | ARRANJO | ESPAÇAMENTO ENTRE ELETRODOS (A) | NÚMERO DE NÍVEIS DE INVESTIGAÇÃO (N) | EXTENSÃO | NÚMERO DE MEDIDAS |
|-----------|-----------|---------------------------------|--------------------------------------|----------|-------------------|
| 1 | Polo-polo | 20 m | 20 | 600 m | 487 |
| 2 | Polo-polo | 20 m | 20 | 420m | 320 |

Os dados da SEV foram obtidos em: 2 perfis um de 500 metros (SEV 1) de extensão e outro de 600 metros (SEV 2), utilizando a técnica.

5.5.1. Resultados de CE da Linha 1

Na Linha 1 foi aplicado o arranjo polo-polo e a profundidade máxima alcançada foi de 248 metros. Essa seção geofísica indica baixa resistividade nas camadas em tons de azul claro e azul escuro. Essa zona de baixa resistividade está espalhada por toda a seção (Figura 14).

Figura 14 - Seção geofísica da Linha 1 com arranjo polo-polo.



Toda a faixa azul, entre 0 a 440m (Figura 15), possui condições para perfuração, porém, entre 0 a 180m (polígono verde) a linha está na mata e de 440 a 600m (polígono vermelho) a linha avança para a área do Parque de Exposições Conta Dinheiro.

Figura 15 – Localização da Linha 1 e locais indicados para perfuração (linha azul).



Fonte: Google Earth Pro (modificado, 2025).

A interpretação dos dados geofísicos permite indicar a perfuração em qualquer local entre 0 a 420m. A profundidade máxima da zona de baixa resistividade vai até ~120m. Esses dados corroboram com a pesquisa dos poços perfurados na região, onde a profundidade média é de 139m e vazões médias de 4m³/h.

O poço perfurado próximo, que não possui boa vazão, está aproximadamente na mesma direção da posição 320m na Linha 1. Dentro dos locais com baixa resistividade (Figura 16) foi escolhido um local para a execução da SEV e possível perfuração do poço.

Figura 16 – Local de execução da Linha 1.

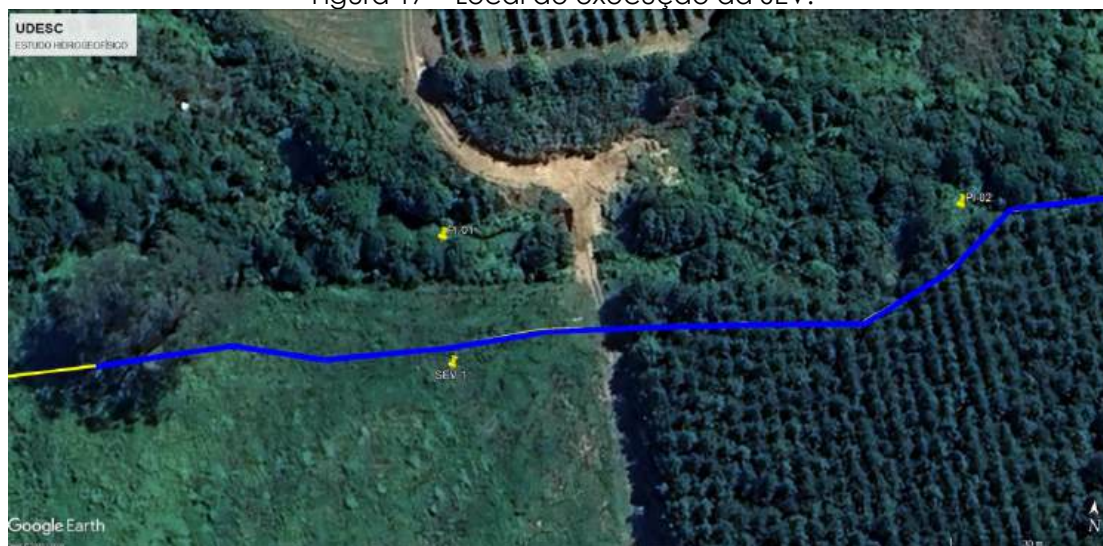


Fonte: Prospecta (2025).

5.5.2. Resultados de SEV 1

A sondagem elétrica vertical foi realizada após análise dos resultados do CE. O local escolhido para a execução do trabalho está próximo ao eletrodo 13 do CE e próximo ao PI 1 nas coordenadas UTM 22J 568627.80 m E 6926177.78 m S (Figura 17, Figura 18 e Figura 19).

Figura 17 – Local de execução da SEV.



Fonte: Prospecta (2025).

Figura 18 – Localização da SEV dentro da seção de CE da Linha 1

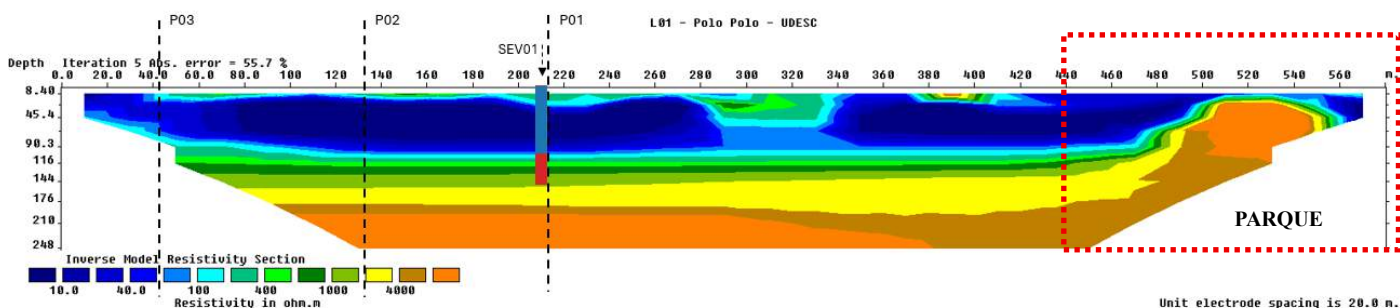
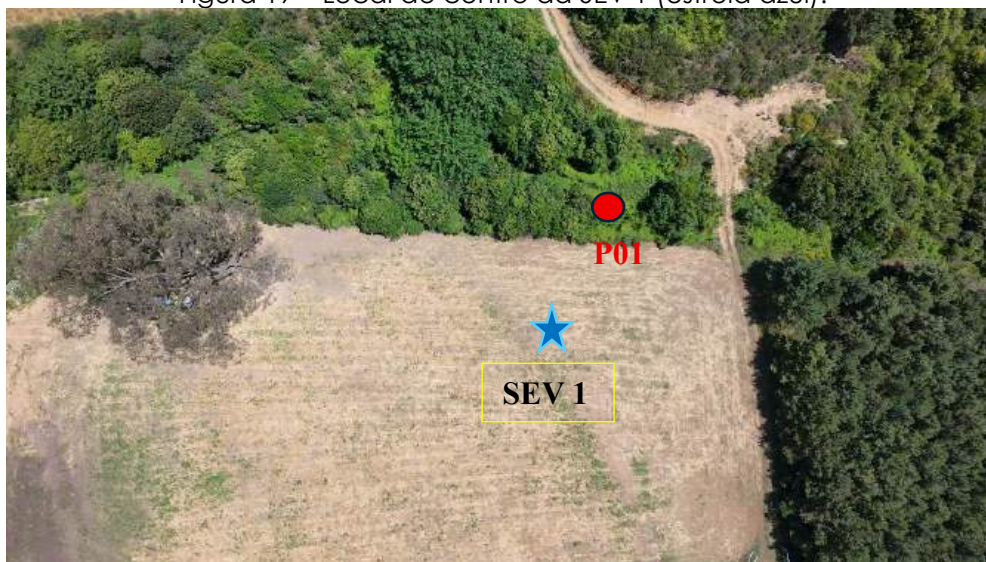
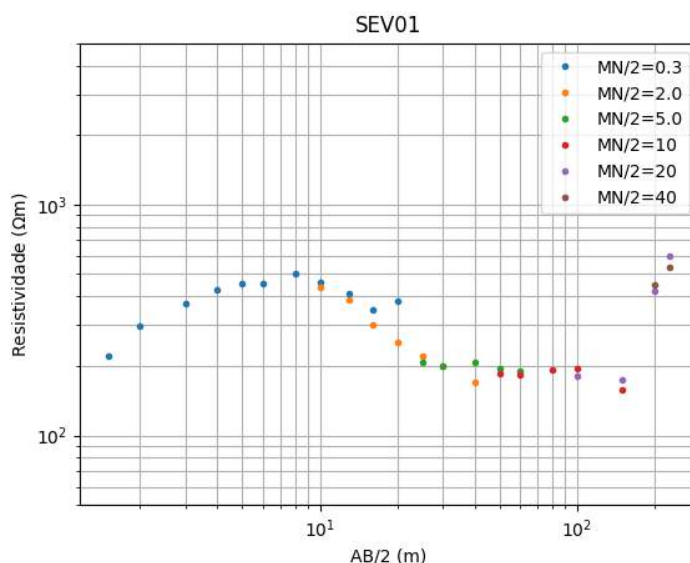


Figura 19 – Local do centro da SEV 1 (estrela azul).



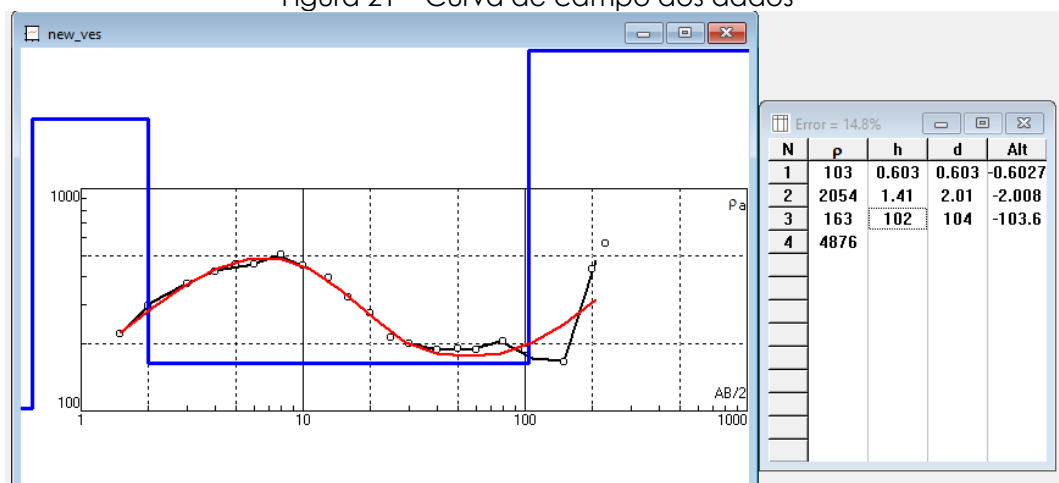
A Figura 20 apresenta os registros de resistividade aparente adquiridos, na qual é possível verificar que há registros inconsistentes com o padrão observado na forma da curva.

Figura 20 – Curva de campo dos dados observados no local da aquisição.



Após a inversão da curva de campo, o modelo geológico, pode ser interpretado através da correlação com informações geológicas da área e medidas diretas que, porventura, possam ser vinculadas ao dado geofísico (Figura 21).

Figura 21 – Curva de campo dos dados

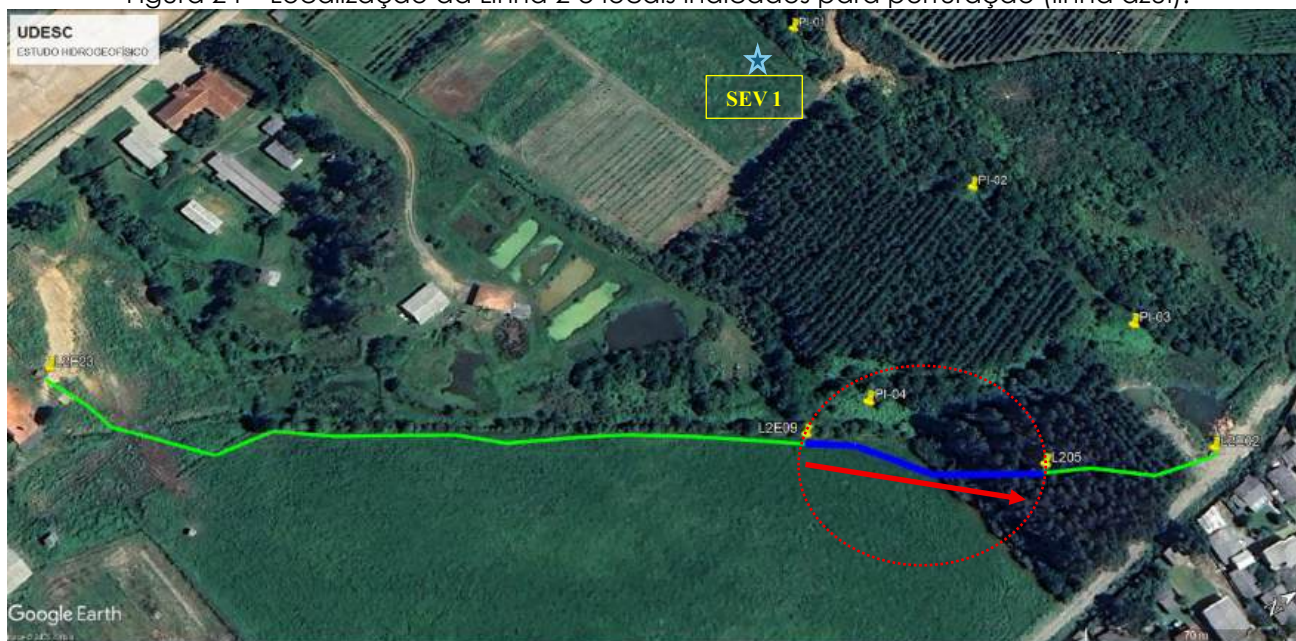


O modelo apresenta 4 camadas com o padrão de curva tipo H, i.e., $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$.

A primeira camada apresenta resistividade de 103 Ohm.m e espessura de 0,60m. A segunda camada apresenta resistividade de 2.054 Ohm.m e espessura de 2m. A terceira camada apresenta resistividade de 163 Ohm.m e espessura de 100m. A quarta camada possui resistividade de 4.876 Ohm.m e espessura indefinida devido a limitação do alcance dos dados adquiridos.

No contato entre a primeira e a segunda camada geológica, na profundidade aproximada de 2m, devido ao contraste de resistividades entre as camadas, interpretou-se como materiais pouco saturados e até mesmo insaturados até a profundidade medida.

Figura 24 – Localização da Linha 2 e locais indicados para perfuração (linha azul).



Fonte: Google Earth Pro (modificado, 2025).

Os dados obtidos nesta seção corroboram com os dados obtidos na CE 1 e SEV 1, tornando os dados mais confiáveis para recomendar a perfuração do poço.

De acordo com as necessidades de abastecimento do campus e das características dos aquíferos locais, nessa Linha o local mais indicado está entre 60 a 140m (eletrodo 5 a 9). Considerando a qualidade dos dados, o ponto mais indicado para perfuração nessa Linha é a posição 140m (L2E09).

Em caso de alteração do ponto de perfuração indicado, a sugestão é que o sentido da perfuração obedeça a direção indicada pela **seta vermelha** e dentro do **círculo vermelho**.

Dentro da faixa com baixa resistividade (Figura 25) foi escolhido um local próximo para a execução da SEV e possível perfuração do poço.

A SEV, escolhida após a aquisição do CE, necessita de espaço para sua execução e para alcançar profundidades maiores. O local escolhido foi determinado por sua proximidade e sua condição para execução.

Figura 25 – Local de execução da Linha 2.



5.5.4. Resultados de SEV 2

A sondagem elétrica vertical foi realizada após análise dos resultados do CE. O local escolhido para a execução do trabalho está na mesma direção do eletrodo 8 do CE, na estrada. As coordenadas UTM 22J 568853.00 m E 6926125.00 m S (Figura 26 e Figura 27).

Figura 26 – Local de execução da SEV.



Fonte: Prospecta (2025).

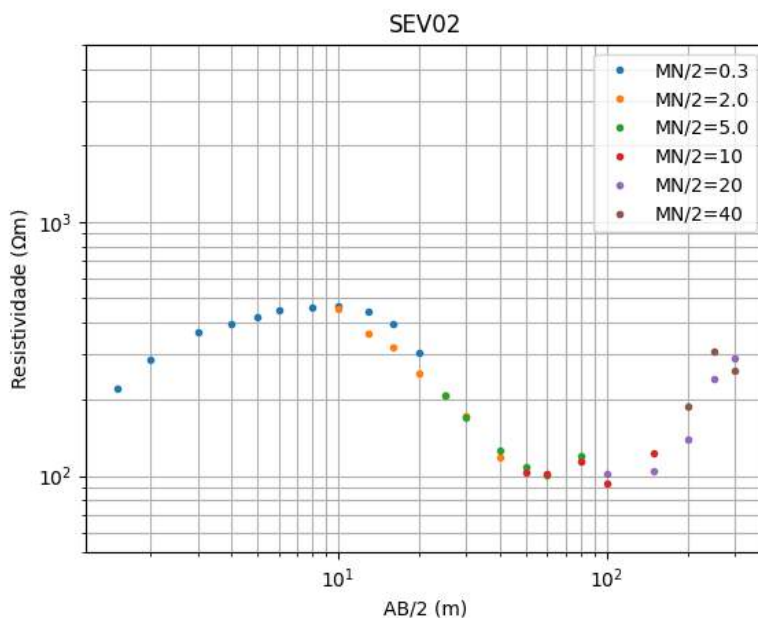
Figura 27 – Local do centro da SEV 2 (estrela azul).



Fonte: Prospecta (2025).

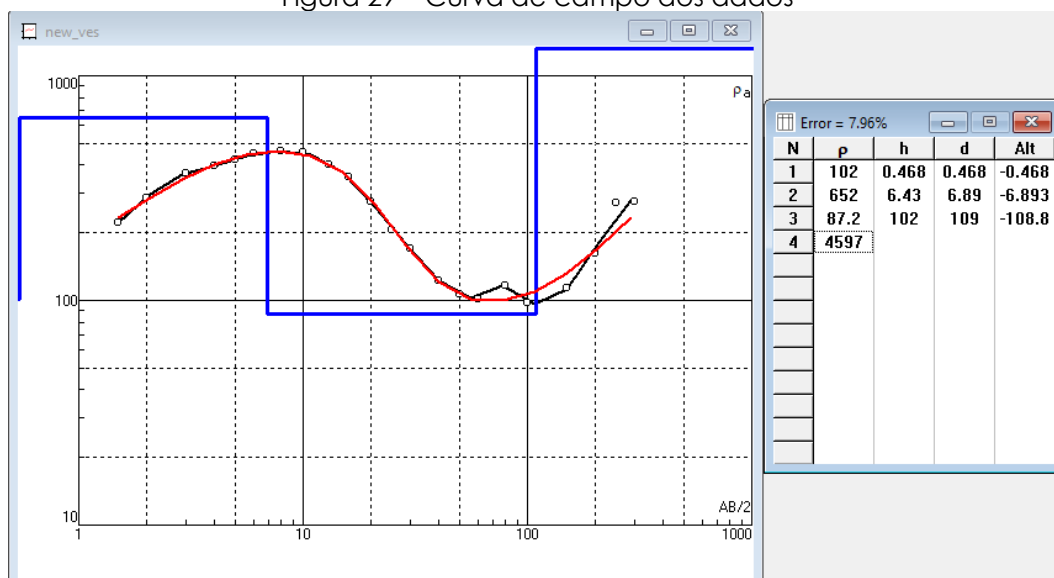
A Figura 28 apresenta os registros de resistividade aparente adquiridos, na qual é possível verificar que há registros inconsistentes com o padrão observado na forma da curva.

Figura 28 – Curva de campo dos dados observados no local da aquisição.



Após a inversão da curva de campo, o modelo geoeétrico, pode ser interpretado através da correlação com informações geológicas da área e medidas diretas que, porventura, possam ser vinculadas ao dado geofísico (Figura 29).

Figura 29 – Curva de campo dos dados



O modelo apresenta 4 camadas com o padrão de curva tipo H, i.e., $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$.

A primeira camada apresenta resistividade de 102 Ohm.m e espessura de 0,46m. A segunda camada apresenta resistividade de 652 Ohm.m e espessura de 6,4m. A terceira camada apresenta resistividade de 87 Ohm.m e espessura de 100m. A quarta camada possui resistividade de 4.597 Ohm.m e espessura indefinida devido a limitação do alcance dos dados adquiridos.

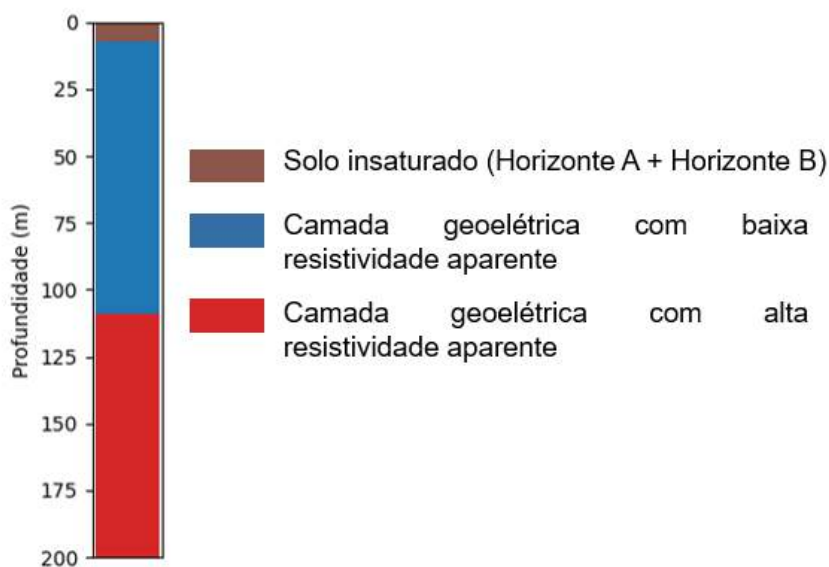
No contato entre a primeira e a segunda camada geolétrica, na profundidade aproximada de 6,9m, devido ao contraste de resistividades entre as camadas, interpretou-se como materiais pouco saturados e até mesmo insaturados até a profundidade medida.

Entre a segunda e terceira camada há uma queda de resistividade na ordem de 87.2 Ohm.m se estendendo até 102m. A interpretação é de que essa camada possua materiais saturados e que seja a mais favorável para ser alcançada pela perfuração.

A quarta camada possui um aumento considerável de resistividade na ordem de 4.597 Ohm.m e é interpretada como materiais insaturados.

O modelo gerado apresenta a distribuição dos materiais conforme as resistividades medidas na SEV 2 (Figura 30).

Figura 30 – Modelo geolétrico interpretado a partir dos parâmetros físicos obtidos após a inversão dos dados adquiridos na SEV 2.



A SEV 2 pode ser escolhida como uma opção para perfuração do poço, devendo-se levar em consideração a profundidade do aquífero e os potenciais riscos de contaminação por vazamentos de esgotos das casas próximas.

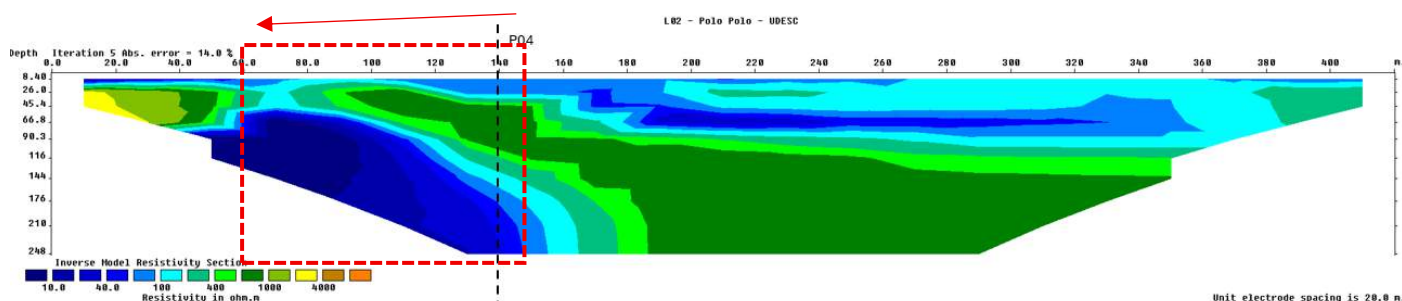
6. CONSIDERAÇÕES

De acordo com as informações levantadas sobre a área, são feitas as seguintes considerações:

- 1) O tipo de aquífero desejado para este trabalho foi do tipo fissural (em rocha sedimentar);
- 2) O meio investigado e de interesse é anisotrópico;
- 3) Foram realizados mapeamento geológico, com observações de afloramentos em campo, levantamento bibliográfico, levantamento de poços perfurados, aquisições de dados geofísicos e demais observações de campo;
- 4) O levantamento das estruturas secundárias locais foi realizado pela professora Raquel, docente que ministra a disciplina de geologia no curso de engenharia ambiental;
- 5) Sobre a aplicação do método geofísico de eletrorresistividade, foram utilizadas as técnicas de caminhamento elétrico (CE) e sondagem elétrica vertical (SEV);
- 6) As aquisições de dados utilizando a técnica de CE foi realizada em duas linhas guiadas pela análise das estruturas secundárias;
- 7) As aquisições de dados de SEV foram feitas utilizando os dados adquiridos e processados das Linhas de CE;
- 8) A **Linha 1** de CE, feita com arranjo polo-polo, possui 600m de extensão e alcançou a profundidade de 248m;
- 9) A Linha 1 apresentou resultados favoráveis para perfuração em toda sua extensão, porém, com profundidade limitada a ~120m;
- 10) Esses dados corroboram com os resultados das pesquisas de poços próximos a área de estudo, que indicaram que os poços possuem profundidade média de 139m e vazões de ~4m³/h;
- 11) A **Linha 2** de CE, feita com arranjo polo-polo, possui 420m de extensão e alcançou uma profundidade de 248m;
- 12) Em boa parte da Linha 2 (160 a 380m) é possível observar dados que se correlacionam com os da Linha 1, com profundidade de ~120m;
- 13) Nas posições 60 a 140m da Linha 2 é possível observar uma região de baixa resistividade em profundidades de até 248m;
- 14) Essa região é o principal alvo para perfuração de acordo com os dados geofísicos e ambientais;
- 15) A posição mais favorável para perfuração é a 140m que está nas coordenadas 22J 568772.25 m E 6926119.26 m S;

16) A escolha desse ponto é devido a maior quantidade de dados dentro da seção;

17) **A área de interesse** está demarcada dentro do polígono vermelho e o ponto escolhido está marcado pela linha preta tracejada (a linha preta também diz respeito ao lineamento mapeado);



18) A **SEV 1** (UTM 22J 568627.00 m E 6926177.00 m S) possui 500m de extensão e alcançou uma profundidade de 150m;

19) A SEV 1 apresentou 4 camadas, sendo que a camada de interesse vai de 2 a 102m de profundidade e possui resistividade de 163Ohm.m;

20) A **SEV 2** (UTM 22J 568853.00 m E 6926125.00 m S) possui 600m de extensão e alcançou uma profundidade de 200m;

21) A SEV 2 apresentou 4 camadas, sendo que a camada de interesse vai de 2 a 102m de profundidade e possui resistividade de 87Ohm.m;

22) Essa SEV 2 possui uma camada de baixa resistividade mais interessante que a SEV 1, por ter um valor de resistividade mais baixo, de 87 Ohm.m;

23) Os dados da SEV 2 corroboram com os dados da camada de baixa resistividade mais rasa apresentada nas duas seções;

24) **A perfuração do poço é recomendada** de acordo com os dados da Linha 2 de CE e SEV 2;

25) Na Linha 2 de CE o local indicado é na posição 140m (22J 568772.25 m E 6926119.26 m S);

26) O local de perfuração pode ser alterado, devendo ser respeitado a delimitação da zona de baixa resistividade na Linha 2;

27) Importante analisar as condições ambientais da área, que apresenta diferentes usos e ocupações;

28) Das observações que podem ser feitas nos locais indicados para perfuração do poço, pode ser destacado a existência de lagoas de decantação, que apresentam enriquecimento de N devido ao esgotamento das granjas a jusante;

29) Essas lagoas e áreas hidromórficas próximas, podem ser observadas na seção geofísica da Linha 2 do CE;

- 30) Essa área pode ser interpretada como uma “zona de recarga” do aquífero e um potencial ponto de fragilidade do aquífero mais raso;
- 31) Esses dados são de máximo interesse, uma vez que essa conexão das águas superficiais com as águas subterrâneas, podem indicar potenciais *hotspots* de contaminação;
- 32) A localização dessa conexão (linha azul claro) das águas superficiais com as águas subterrâneas na Linha 2 pode ser vista na Figura abaixo;



- 33) Essa característica da área ressalta ainda mais a necessidade de perfuração do poço profundo que, de acordo com a seção da Linha 2, não possui conexão com o aquífero mais raso;
- 34) A SEV 2 possui o agravante de estar próxima as casas vizinhas ao campus, que podem ser potenciais fontes de contaminação em caso de vazamento de esgotos domésticos;

35) Digno de nota é que o *campus* possui estação de tratamento de água já constituída e abastecida por poço perfurado a montante. Em caso de perfuração, a utilização da água é viabilizada pelo tratamento na estação;



36) Além da perfuração do poço principal, os dados geofísicos permitem outras perfurações mais rasas dentro dos locais e limites identificados;

37) Como sugestão de perfuração secundária ou perfuração teste, a locação pode ser feita a montante da L1, ainda dentro do *campus*;



- 38) Os dados geofísicos não permitem identificar a vazão ou mesmo a qualidade das águas a serem exploradas;
- 39) Perfurações mais profundas devem ser avaliadas conforme a disponibilidade de recursos financeiros, energia elétrica e necessidade de vazões mais altas;
- 40) Deve ser levado em consideração questões relativas à viabilidade da obra de perfuração, segurança, energia elétrica e distribuição de água;
- 41) Este relatório pode ser discutido com a empresa de perfuração e contratante do serviço antes da obra, ficando a PROSPECTA à disposição para eventuais esclarecimentos técnicos.

7. RESPONSABILIDADE TÉCNICA

Este relatório técnico foi elaborado pela empresa PROSPECTA – GEOLOGIA, GEOFÍSICA E MEIO AMBIENTE, sob a coordenação e responsabilidade técnica do Engenheiro Geólogo, VICTOR COELHO PEREIRA, inscrito no CREA: 5070867373-D/SP VISTO CREA SANTA CATARINA: 225363-0, que o assina.

Victor Coelho Pereira
Engenheiro Geólogo
CREA: 5070867373-D/SP

ANEXO I: ANOTAÇÃO DE RESPONSABILIDADE TÉCNICA (ART)



Anotação de Responsabilidade Técnica - ART **CREA-SC**
Lei nº 6.496, de 7 de dezembro de 1977
Conselho Regional de Engenharia e Agronomia de Santa Catarina



ART OBRA OU SERVIÇO
25 2025 10233389-9
Inicial Individual

1. Responsável Técnico
VICTOR COELHO PEREIRA
Título Profissional: Engenheiro Geólogo RNP: 2620119243
Registro: 225363-0-SC
Empresa Contratada: PROSPECTA ESTUDOS GEOGRAFICOS LTDA. Registro: 225671-9-SC

2. Dados do Contrato
Contratante: Fund Univ do Estado de Santa Cata - UDESC CPF/CNPJ: 83.891.283/0001-36
Endereço: AVENIDA MADRE BENVENUTA Nº: 2007
Complemento: Bairro: UDESC - UNIVERSIDADE UF: SC CEP: 88035-901
Cidade: FLORIANOPOLIS Ação Institucional:
Valor: R\$ 10.480,00 Tipo de Contratante: Pessoa Juridica de Direito Público
Contrato: Celebrado em: 10/11/2025 Vinculado à ART:

3. Dados Obra/Serviço
Proprietário: Fund Univ do Estado de Santa Cata - UDESC CPF/CNPJ: 83.891.283/0001-36
Endereço: AVENIDA LUIZ DE CAMOES Nº: 2090
Complemento: CAWUDESC Bairro: Conta Dinheiro UF: SC CEP: 88520-000
Cidade: LAGES Coordenadas Geográficas: Código:
Data de Início: 10/11/2025 Previsão de Término: 10/02/2025
Finalidade:

4. Atividade Técnica
Execução
Geofísica com métodos elétricos
Dimensão do Trabalho: 1,00 Unidade(s)

5. Observações
Dispensa eletrônica nº749/2025, Contrato nº 2490/2025, 2 linhas de caminhamento elétrico (CE) e 2 Sondagem elétrica vertical SEV

6. Declarações
Acessibilidade: Declaro, sob as penas da Lei, que na(s) atividade(s) registrada(s) nesta ART não se exige a observância das regras de acessibilidade previstas nas normas técnicas de acessibilidade da ABNT, na legislação específica e no Decreto Federal n. 5.296, de 2 de dezembro de 2004.

7. Entidade de Classe
NENHUMA

8. Informações
A ART é válida somente após o pagamento da taxa.
Situação do pagamento da taxa da ART: TAXA DA ART PAGA
Valor ART: R\$ 103,03 | Data Vencimento: 05/12/2025 | Registrada em: 25/11/2025
Valor Pago: R\$ 103,03 | Data Pagamento: 25/11/2025 | Nosso Número: 14002504000549166
A autenticidade deste documento pode ser verificada no site www.crea-sc.org.br/art.
A guarda da via assinada da ART será de responsabilidade do profissional e do contratante com o objetivo de documentar o vínculo contratual.
Esta ART está sujeita a verificações conforme disposto na Súmula 473 do STF, na Lei 9.784/99 e na Resolução 1.025/09 do CONFEA.

9. Assinaturas
Declaro serem verdadeiras as informações acima
LAGES - SC, 25 de Novembro de 2025

VICTOR COELHO PEREIRA:099149166
19
Assinado de forma digital por VICTOR COELHO PEREIRA:09914916619
Dados: 2025.11.27 17:37:24 -03'00'

VICTOR COELHO PEREIRA
099 149 166-19

Documento assinado digitalmente
gov.br PAULO SERGIO FURTADO
Data: 10/11/2025 13:51:34 -0300
Verifique em <https://valid.ar.br.gov.br>

www.crea-sc.org.br falecom@crea-sc.org.br
Fone: (48) 3331-2000 Fax: (48) 3331-2107



Contratante: Fund Univ do Estado de Santa Cata - UDESC
83.891.283/0001-36

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. Rio de Janeiro: **DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia**, 1954. 21 p. (Notas Preliminares e Estudos, n. 86).
- ALMEIDA, F. F. M. O alinhamento magmático de Cabo Frio. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, p. 1-14, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. O alinhamento de Guapiara. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, p. 114-122, 1991.
- ARIOLI, E.E. **Projeto Domo de Lages – Avaliação de indícios/74 – Relatório final**, v.I. Ministério das Minas e Energia, Convênio CNEN/CPRM, Cia. Pesq. Rec. Min., Diret. Operações, Porto Alegre, 46p.
- ARAÚJO, L. M. **Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas seqüências Irati**. 2001. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; NARDI, L. V. S.; PACCA, I. G. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 579–618, 1984.
- BERKOWITZ, B. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. **Advances in Water Resources**, v. 25, n. 8-12, p. 861–884, ago. 2002.
- BESSER, M. L.; VASCONCELLOS, E. M. G.; NARDY, A. J. R. Morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic lava flows in the northern segment of the Torres Trough, Paraná Igneous Province. **Brazilian Journal of Geology**, v. 48, n. 2, p. 201–219, 2018. DOI: 10.1590/2317-48892018201800087.
- BESSER, M. L. et al. **Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Paraná**. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral, Curitiba: SGB-CPRM, 2021.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. **Geological Society of America Bulletin**, v. 72, p. 1089-1106, 1961.
- BRITO, I. M.; BERTINI, R. J. Estratigrafia da Bacia do Paraná - III. O Grupo Passa Dois. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 54, n. 2, p. 56-8, 1982.
- COGGON JH. A comparison of IP electrode arrays. **Geophysics**, 38(4): 737–761. 1973.
- COUTINHO, J. M. V.; HACHIRO, J. Distribution, mineralogy, petrography, provenance and significance of Permian ash-carrying deposits in the Paraná Basin. **Geologia USP, Série Científica**, v. 5, n. 1, p. 29–39, 2005. DOI: 10.5327/S1519-874X2005000100003.
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. **Bioestratigrafia e palinologia do paleozóico superior da bacia do Paraná**. Ponta Grossa: PETROBRÁS; DESUL, 1969. 69p. (Relatório Técnico Interno, n.384).
- DAEMON, R. F.; CASALETI, P.; CIGUEL, J. H. G. **Biopaleogeografia da Bacia do Paraná**. Curitiba: Petrobras, 1991. Relatório interno.

EDWARDS LS. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. **Geophysics**, 42(5): 1020–1036. 1977.

ERNESTO, M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MACEDO, J. W. P.; DE BRITO NEVES, B. B.; BELLINI, G.; MELFI, A. J. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Paraná Magmatic Province: an integrated approach. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 321–340, 1999.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas** [...]. Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 271-275.

FERREIRA, F. J. F. **Aspectos petrográficos e geoquímicos de derrames basálticos do centro-oeste do Paraná**. 2011. 128 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Universidade Estadual de Ponta Grossa, Ponta Grossa, 2011.

FIGUEIREDO, R. **Aplicações geofísicas em águas subterrâneas**. Boletim SBGF. n. 102. p 20-24. 2017.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 2, p. 147-191, 1988.

GALLAS JDF. **Principais Métodos Geométricos e suas Aplicações em Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia e Geologia Ambiental**. 174p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2000.

GANDOLFO, O. C. B. **Um estudo do imageamento geométrico na investigação rasa**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo - USP. São Paulo – SP. 2007.

GANDOLFO, O. C. B., GALLAS, J. D. F. Eletrorresistividade 3d – Uma avaliação preliminar da técnica. **Revista Brasileira de Geofísica**. n. 23, p. 191-198. 2005.

GORDON JÚNIOR, M. **Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul**. In: Notas preliminares e estudos, DNPM, DGM, v. 38. 1947. 20 p.

HALLOF PG. **On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements**: Cambridge, MIT, Ph.D. thesis. 1957.

HATTA, K. A., OSMAN, S. B. A. S. Correlation of Electrical Resistivity and SPT-N value from Standard Penetration Test (SPT) of Sandy Soil. **Applied Mechanics and Materials**. v. 785, p. 702-706. 2015.

HEEMANN, R. **Geologia, controles e guias prospectivos dos depósitos de ágata na região de Salto do Jacuí (RS)**. 1997. 164 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

HEEMANN, R. **Modelagem estrutural e tridimensional para a prospecção e avaliação dos depósitos de ágata do Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (RS)**. 2005. 175 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais) – Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

HOLZ, M. et al. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29. 2010. p. 381-399.

J. MAILLOT et al. Connectivity, permeability, and channeling in randomly distributed and kinematically defined discrete fracture network models. **Water Resources Research**, v. 52, n. 11, p. 8526–8545, 1 nov. 2016.

JANASI, V. A.; FREITAS, V. A.; HEAMAN, L. U–Pb ID-TIMS ages and the duration of silicic magmatism in the Paraná Magmatic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 143–156, 2011.

JERRAM, D. & STOLLHOFEN, H. Lava-sediment interaction in the desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction?. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 114, p. 231-249, 2002.

JING, L.; OVE STEPHANSSON. **Network Topology and Homogenization of Fractured Rocks**. Springer eBooks, p. 191–202, 1 jan. 1997.

JURIGAN, I.; RICARDI-BRANCO, F.; NEREGATO, R.; SANTOS, T. J. S. A new tonsterin occurrence in the eastern paraná basin associated with the Figueira coalfield (paraná, Brazil): palynostratigraphy and U-Pb radiometric dating integration. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, 102377, 2019.

KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. **Geofísica de exploração**. São Paulo/SP. Editora Oficina de textos. 2009, 429 p.

KELLER GV & FRISCHKNECHT FC. **Electrical methods in geophysical prospecting**. Oxford: Pergamon Press, 517p. 1966.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K. G. Eolian sequence stratigraphy: a conceptual framework. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. W. (Eds.). **Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications**. SEPM Special Publication, n. 52, p. 393-409, 1993.

KOEFUED, O. Geosounding Principles: Koefued, O. **Resistivity sounding measurements**. [s.l.] Elsevier Science & Technology, 1979.

LAGES, L. C. A **Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR)**. 2004. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 2004.

LOCZY, L. Evolução paleogeografia e geotectônica da Bacia gondwânica do Paraná e do seu embasamento. **Boletim DGM/DNPM**, Rio de Janeiro, v. 234, p. 71, 1966.

LOCZY, L. Basic and Alkalic volcanics of the State of Santa Catarina, Brazil. **Anais Acad. Bras. Ciênc.** 40 (supl.) :187-193, 1968.

LICHT, O. A. B. Geologia da Formação Serra Geral no Estado do Paraná. Curitiba: **Mineropar**, 2001. 78 p. (Série Estudos Geológicos).

LICHT, O. A. B. **Programa Geologia do Brasil: Levantamento Geológico — Estado do Paraná**. Curitiba: Mineropar/CPRM, 2018. 120 p. (Relatório Técnico).

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. A. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba: **Mineropar**, 2018. 1 mapa, escala 1:650.000.

LIMA, E. F.; PHILIPP, R. P.; RIZZON, G. C.; WAICHEL, B. L.; ROSSETTI, L. M. M. **Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos–Antônio Prado (RS)**. *Geologia USP. Série Científica*, v. 12, n. 2, p. 111-124, 2012.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Brazilian Archives of Biology and Technology**. 1947. pp.169-288.

MAACK, R. Notas preliminares sobre os derrames basálticos do Sul do Brasil. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 8, p. 1–50, 1953.

MAACK, R. Geografia Física do Estado do Paraná. Curitiba: **Livraria José Olympio/Editora da Universidade Federal do Paraná**, 1968.

MACHADO, J. L. F. **A redescoberta do Aquífero Guarani**. p. 33–39, abr. 2006.

MACHADO, José Luiz Flores. Mapa hidrogeológico do estado de Santa Catarina. Porto Alegre: **CPRM**, 2012. 1 mapa, color. Escala 1:500.000. Cartas Hidrogeológicas Estaduais. Programa Disponibilidade Hídrica no Brasil.

MÄKEL, G. H. The modelling of fractured reservoirs: constraints and potential for fracture network geometry and hydraulics analysis. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 292, n. 1, p. 375–403, jan. 2007.

MANZOCCHI, T. The connectivity of two-dimensional networks of spatially correlated fractures. **Water Resources Research**, v. 38, n. 9, p. 1–11–20, set. 2002.

MARANHÃO, M. S. A. S. **Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico**. 1995. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

MARANHÃO, M. S. A. S; PETRI, S. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológicos e bioestratigráficos. **Revista do Instituto Geológico**, v. 17, n. 1-2, p. 33-54, 1996.

MATOS, S. L. F. **O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo**. 1995. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

MENDES, J. C. *Estratigrafia da Série Passa Dois no Estado do Paraná*. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo — Geologia**, n. 13, p. 1–119, 1954.

MENDES, J. C. *A Série Passa Dois (Permiano) da Bacia do Paraná*. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 24, p. 3–29, 1967.

MENDES, J. C. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. **Revista IG**, São Paulo, v. 5, n. 1/2, p. 15-24, 1984.

MENDES, J. C.; FÚLFARO, V. J. As camadas gondwânicas no nordeste do Paraná. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 15, n. 4, p. 29-42, 1966.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo, Beca, p. 266-279, 2004.

MILANI, E. J. et al. **Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas**. Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, n. 1, 2007.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, v. 8, n. 1, p. 69-73. 1994.

MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. Mapa Geológico do Estado do Paraná: escala 1:250.000. Curitiba: Mineropar, 2006.

MEGLHIORATTI, C. F. **Estratigrafia e sedimentologia da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior da Bacia do Paraná) no Estado do Paraná**. 2006. 183 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2006.

MEZZALIRA, S. Grupo Estrada Nova. **Boletim Instituto Geográfico e Geológico**, São Paulo, v. 41, p. 63-84, 1964.

MORAES RÊGO, L. F. **Contribuição ao estudo da geologia do Estado do Paraná**. Rio de Janeiro: **Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, 1930. 94 p.

MOTTIN, T. E.; VESELY, F. F.; RODRIGUES, M. C. N. L.; KIPPER, F.; SOUZA, P. A. The paths and timing of late Paleozoic ice revisited: New stratigraphic and paleo-ice flow interpretations from a glacial succession in the upper Itararé Group (Paraná Basin, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 490, p. 488-504, 2018.

MOTTIN, T. E.; VESELY, F. F. Formação Taciba: última manifestação glacial no Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 78, p. 65-82, 2021.

MOTTIN, T. E.; IANNUZZI, R.; VESELY, F. F.; MONTAÑEZ, I. P.; GRIFFIS, N.; CANATA, R. E.; BARÃO, L. M.; SILVEIRA, D. M.; GARCIA, A. M. A glimpse of a Gondwanan postglacial fossil forest. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 588, 110814, 2022.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. **As unidades vulcânicas do Grupo Serra Geral nas regiões Centro-Oeste e Sul do Estado do Paraná**. *Geologia USP. Série Científica*, v. 8, n. 2, p. 53-74, 2008.

NEREGATO, R. **Análise tafonômica e paleoambiental dos bivalves da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior), Bacia do Paraná**. 2007. 140 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2007.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, p. 291-346, 1969.

OLIVEIRA, E. P. **Geologia do estado do Paraná**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio, 1916. (Boletim, 5). v. 1, p. 67-143.

OLIVEIRA, E. P. **Geologia e recursos minerais do estado do Paraná**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1927. (Monografia, 6).

PAIVA, G. Geologia do município de Lages, Santa Catarina. **Serv. Geol. Mineral. Min. Agric. Bol. 69**, 23p, 1933.

PEATE, D W e HAWKESWORTH, C J e MANTOVANI, Marta Silvia Maria. **Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution**. *Bulletin of Volcanology*, v. 55, n. 1-2, p. 119-139, 1992.

RAMOS, A. N. Análise estratigráfica da Formação Rio Bonito e suas possibilidades petrolíferas. **Boletim Técnico da Petrobras**, v. 10, p. 357-407, 1967.

RENNE, P. R.; DUNCAN, R. A.; HART, W. K. Constraints on the age of the Parana flood volcanism from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 353-365, 1992.

REYNOLDS, J. M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. 2ª edição. West Sussex/RU. Editora John Wiley & Sons. 2011, 696 p.

RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, F. F. M. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2, p. 754-764.

ROBAIN H, et al. The location of infinite electrodes in pole-pole electrical surveys: consequences for 2D imaging. **Journal of Applied Geophysics**, 41: 313-333. 1999.

ROCHA-CAMPOS, A. C. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PINTO, I. D. (ed.). **Problems in Brazilian Gondwana Geology**. Curitiba: UFPR, 1967. p. 27-103.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A. P.; KLEIMAN, L. E.; VARELA, R.; LLAMBIAS, E.; CANILE, F. M.; ROSA, C. R. da. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. **Gondwana Research**, v. 19, p. 509-523, 2011.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M.; NUTMAN, A. P.; SANTOS, P. R.; PASSARELLI, C. R.; CANILE, F.; FERNANDES, M. T.; SANTA, A. H.; VEROSLAVSKY, G. U-Pb zircon dating of ash deposits from the Paleozoic Paraná Basin of Brazil and Uruguay: a reevaluation of stratigraphic correlations. **Journal of Geology**, v. 127, p. 167-182, 2019.

ROHN, R. *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. 1994. 230 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1994.

ROHN, R. Estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (ed.). **Correlação de seqüências Paleozóicas Sul-Americanas**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 2001. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 20). p. 209-218.

ROHN, R.; LOURENÇO, R. S.; MEGLIORATTI, C. F. Estratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior da Bacia do Paraná) na região de Abatiá (PR). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 3, p. 283–292, 2003.

ROHN R. **The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress**. In: Workshop - Problems in the Western Gondwana Geology, South America - Africa correlations: du Toit revisited, 1, Gramado, Extended Abstracts, v. 1. 2007. p. 151–157.

ROSA FILHO, E. F. D., et al. **Aquíferos do Estado do Paraná**. Curitiba: Edição do Autor, 2011. 200 p.

ROSSETTI, L. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 355: 98-114. 2018.

ROSSETTI, L. M. et al. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, Southern Parana-Etendeka Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, 56: 409-421. 2014.

ROSSETTI, L. M. M. **Lithostratigraphy and Geochemistry of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province and Constraints on the Petrophysical Properties of Volcano-Sedimentary Sequences**. Tese de Doutorado, College of Physical Sciences, School of Geosciences, University of Aberdeen. 2018. 292 p.

RÜEGG, H. R. Zur Geologie des Paraná-Beckens (Brasilien). **Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**, v. 50, p. 129–153, 1970.

SAEVIK, P. N.; NIXON, C. W. Inclusion of Topological Measurements into Analytic Estimates of Effective Permeability in Fractured Media. **Water Resources Research**, v. 53, n. 11, p. 9424–9443, nov. 2017.

SALAMUNI, R. **Estruturas sedimentares singenéticas e sua significação na Série Passa Dois**. Curitiba: UFPR, 1963. (Boletim da Universidade Federal do Paraná. Geografia, 12).

SANDERSON, D. J.; NIXON, C. W. The use of topology in fracture network characterization. **Journal of Structural Geology**, v. 72, p. 55–66, mar. 2015.

SANDERSON, D. J.; NIXON, C. W. Topology, connectivity and percolation in fracture networks. **Journal of Structural Geology**, v. 115, p. 167–177, out. 2018.

SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brazil. **American Association of Petroleum Geologists bulletin**, v. 44, n. 8, p. 1316-1370, 1960.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 7, n. 2, p. 3-12, 2006.

SCHEMIKO, D. C. B. **A sedimentação do Membro Morro Pelado, Permiano superior da Bacia do Paraná: preenchimento de bacia interior por sistemas fluviais distributários**. 2013. Dissertação (Mestrado em Ciências da Terra) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2013.

SCHNEIDER, R. et al. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. In Congresso Brasileiro de Geologia, v. 28, No. 1974. p. 41-65.

SCHEIBE, L.F. Fazenda Varela carbonatite, Lajes, Santa Catarina, Brazil. In: SIMP. INTERN. CARBONATITES., Poços de Caldas, **Anais...**, Brasília, DNPM, p.137-146., 1978.

SCHEIBE, L.F. **Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC**. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo Instituto de Geociências, 1986.

SCHERER, C.M.S., **Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin**, 2000.

SCHERER, C.M.S., LAVINA, E.L.C., DIAS FILHO, D.C., OLIVEIRA, F.M., BONGIOLO, D.E., AGUIAR, E.S., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194, 169–193. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.002>.

SIMÕES, M. G.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; ANELLI, L. E. Paleoeology and evolution of Permian pelecypod assemblages (Paraná Basin) from Brazil. In: JOHNSTON, P. A.; HAGGART, J. W. (ed.). **Bivalves – Na Eon of Evolution – Paleobiological studies honoring Norman D. Newell**. Calgary: University of Calgary Press, 1998. p. 443-452.

SILVA, F. G.; SCHERER, C. M. S. Morphological characterization of ancient aeolian dunes using ground-penetrating radar, Botucatu Formation, southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 527-530, 2000.

SOARES, M. V.; VASCONCELLOS, E. M.; LICHT, O. A. B.; TITON, M.; FONSECA, V. P. Caracterização mineralógica e textural de derrames basálticos com bolsões pegmatíticos no centro-sul do Paraná. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 48., 2016, Porto Alegre. Anais [...]. Porto Alegre: SBG, 2016.

SOARES, D. T. **Caracterização hidroquímica do sistema aquífero Rio do Rasto, no município de Lages/SC**. 2025. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2025.

SOUSA, S. H. de M. **Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo**. São Paulo, SP. 1985. Dissertação (Mestrado), – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

SOUSA, S. H. M.; SUGUIO, K.; CASTRO, J. C. Sedimentary facies of the Estrada Nova and Corumbataí formations (Late Paleozoico of the Paraná Basin) in the State of São Paulo, Brazil.

In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7., 1988, São Paulo. **Proceedings** [...]. São Paulo: USP, 1991. p. 161-172.

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

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná–Etendeka flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**, v. 38, p. 747–750, 2010.

TITON, A. S.; VASCONCELLOS, E. M.; LICHT, O. A. B. Caracterização petrográfica e geoquímica de derrames da Formação Serra Geral no Paraná. Curitiba: Mineropar, 2014. (Relatório Técnico / Comunicação em evento técnico).

TOGNOLI, F. M. W.; MOCHIZUKI, A. H.; CASTRO, J. C. Discordâncias e reservatórios associados do Grupo Guatá nas margens leste e nordeste da Bacia do Paraná. In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (Ed.). *Correlação de seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*. Rio de Janeiro: **PETROBRÁS**, 2001. p. 185-192. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, v. 20).

TOGNOLI, F. M. W. **Estratigrafia das seqüências deposicionais do Grupo Guatá, borda leste da Bacia do Paraná. 2006**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 2006.

ULBICH, H. H. G. J; GOMES, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Sci.Rev.** 17: 135-154, 1981.

VASCONCELLOS, E. M. Caracterização petrográfica e mineralógica de derrames basálticos da Formação Serra Geral no Estado do Paraná. Curitiba: **Mineropar**, 2001. 56 p. (Relatório Técnico).

VESELY, F. F.; DELGADO, D.; SPSILA, A. L.; BRUMATTI, M. Divisão litoestratigráfica do Grupo itararé no estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 78, p. 3-23, 2021a.

VESELY, F. F.; KRAFT, R. P.; MATTOS, T. R.; SCHEMIKO, D. C. B.; BERTON, F.; MONTEIRO, L. B.; YAMASSAKI, H. S. Os primeiros turbiditos do Brasil. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 78, p. 110-12, 2021b.

VIEIRA, A. J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. **Anais** [...]. Aracaju: SBG, 1973. v. 3, p. 259-277.

VISWANATHAN, H. S. et al. Advancing Graph-Based Algorithms for Predicting Flow and Transport in Fractured Rock. **Water Resources Research**, v. 54, n. 9, p. 6085–6099, 1 set. 2018.

WAICHEL, B. L. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 215-216: 74-82. 2012.

WARD SH. Resistivity and induced polarization methods. **Geotechnical and environmental Geophysics**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists (SEG), v.1: Review and Tutorial, p. 147–89. 1990.

WARREN, Lucas et al. **Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, v. 38, n. 2 (suplemento), p. 213-227, 2008.

WARREN, L. V.; ASSINE, M. L.; SIMÕES, M. G.; RICCOMINI, C.; ANELLI, L. E. A Formação Serra Alta, Permiano, no centroleste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 1, p. 109-126, 2015.

WHITE I.C. **Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil.** Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro. 300 p. 1908.

WILDNER, W. **Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná–Conceitos básicos e divisão faciológica.** Anais... In: Reunião aberta da comissão brasileira de estratigrafia. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004.

ZACHARIAS, A. A. **Preenchimento de vales incisos por associação de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, nordeste do Paraná.** 2004. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 2004.

ZERFASS, H. Geologia da Folha Agudo (SH.22-Y-A-I), Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2007. 73 p. (Programa Geologia do Brasil).

ZULUAGA LF. et al. **Outcrop fracture characterization for geothermal reservoirs: challenges in optimizing inputs for reservoir models.** In: 6th European Geothermal Workshop, Strasbourg, France. 2018.



Assinaturas do documento



Código para verificação: **590U6WBX**

Este documento foi assinado digitalmente pelos seguintes signatários nas datas indicadas:



VICTOR COELHO PEREIRA (CPF: 099.XXX.166-XX) em 12/12/2025 às 15:31:51

Emitido por: "AC VALID RFB v5", emitido em 11/08/2025 - 19:36:53 e válido até 11/08/2026 - 19:36:53.

(Assinatura ICP-Brasil)

Para verificar a autenticidade desta cópia, acesse o link <https://portal.sgpe.sea.sc.gov.br/portal-externo/conferencia-documento/VURFU0NfMTIwMjJfMDAwMTE1NzFfMTE1NzNfMjAyNI81OTBVNidCWA==> ou o site <https://portal.sgpe.sea.sc.gov.br/portal-externo> e informe o processo **UDESC 00011571/2026** e o código **590U6WBX** ou aponte a câmera para o QR Code presente nesta página para realizar a conferência.