Lígia Liz Sonvezzo Garcia

GEOFÍSICA DE DETALHE NA ÁREA DE OCORRÊNCIA DOS GEISERITOS DE ANHEMBI, SP

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geologia

Área de concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

SÃO PAULO

2013

Agradecimentos

Esses dois anos de pesquisa foram uma árdua jornada de desafio, construção e amadurecimento. Nenhum empreendimento é realizado de forma fácil e sem esforço, muito menos sozinho. Aprendi que uma dissertação é a extensão na vida do autor, e aqueles que passam por nós deixam um pouco de si e levam um pouco de nós. Por esse motivo deixo meu sincero carinho e agradecimento para estes que me ajudaram e encorajaram.

Primeiramente agradeço ao professor Jorge Kazuo. Para mim foi uma honra e imenso orgulho tê-lo como orientador. Nunca me esquecerei de seus eternos ensinamentos e inestimável confiança. Manifesto aqui minha gratidão pelas diversas oportunidades concedidas.

Agradeço também ao pesquisador Fernando Saraiva e família pela paciência e dedicação. Uma excelente pessoa que foi mais que um informal co-orientador, que transmitiu seu conhecimento. Foi meu amigo e companheiro de campo, resolvendo minhas incontáveis dúvidas e, principalmente, fornecendo estímulo ao longo de todo o trabalho.

Manifesto meu apreço ao Sensei Katsuaki Koike, por todo aprendizado e hospitalidade na Universidade de Kyoto, Japão.

Meu singelo obrigado aos técnicos Paulo e Samuel, que me ajudaram nas aquisições em campo e me proporcionaram incalculáveis risadas. À equipe da gráfica pela paciência. Aos funcionários da biblioteca pela solicitude. À colega de sala, Alessandra, pela paciência nos dias de bagunça e aos doces “bom dia” de todos os dias.

Aos Profs. Gallas e Taiolli pelos diversos debates, colaboração e conhecimentos transmitidos. Aos colegas de pesquisa Assis Cavallaro e Carlos Carrasco.

Manifesto aqui a minha eterna gratidão aos amigos. Aos eternos amigos da faculdade: Ana Leticia, Andrea, Fernando, Giuliana, Manuela, Mariana e Marília. Cada um me ajudou em diversos momentos e em diferentes etapas. Sei que essas amizades me transformaram na pessoa que sou hoje.

Ao companheirismo e carinho de Luís Antônio. Uma pessoa incrível com um coração enorme. Obrigada pela paciência e respeito. Sei que essa vitoria não seria igual sem você.

Meus respeitosos agradecimentos pela contribuição da banca do exame de qualificação e pela participação dos membros da banca examinadora da defesa. Não deixo

de agradecer ao imprescindível apoio CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e FAPESP (Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de São Paulo). Ao programa Santander pela oportunidade de estágio no Japão.

Por fim, agradeço em especial àqueles que sempre me apoiaram, que apostaram em mim mais do quem ninguém e que, seguramente, são os que mais compartilham da minha alegria: minha família. Tenho certeza que o carinho da minha mãe, a confiança do meu pai e a parceria da minha irmã foram imprescindíveis para que eu chegasse até aqui.

Para meus amados

pais Garcia e Sandra

e minha irmã Gabi

“...Eu aprendi que são os pequenos acontecimentos

diários que tornam a vida espetacular...”

William Shakeaspeare

Sumário

1. INTRODUÇÃO 1
2. OBJETIVOS 2
3. JUSTIFICATIVA 2
4. LOCALIZAÇÃO 2
5. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS 5
   5.1. Geomorfologia 5
   5.2. Hidrografia 6
6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7
   6.1. Geologia 7
      6.1.1. Geologia Regional 7
      6.1.2. Arcabouço Estrutural 9
      6.1.3. Síntese Evolutiva 10
      6.1.4. Domo de Anhembi 15
      6.1.5. Geologia Local 16
   6.2. Gêiseres 18
      6.2.1. Ocorrência de gêiseres no mundo 21
   6.3. Geofísica 22
      6.3.1. Georradar 22
      6.3.2. Resistividade 27
      6.3.3. Trabalhos anteriores 33
7. MATERIAIS E MÉTODOS 34
   7.1. GPR 35
   7.2. Caminhamento Elétrico 38
8. RESULTADOS 40
   8.1. Georradar 40
      8.1.1 Investigação direta dos dados de georradar 45
   8.2. Caminhamento 47
9. DISCUSSÃO 54
10. CONCLUSÃO 57
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 59

Lista de Figuras

Figura 1. Mapa de acesso à Anhembi.....3
Figura 2. Mapa de localização da área estudada. Modificado de IBGE, 1970.....4
Figura 3. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo de acordo com IPT, 1981.....5
Figura 4. Geomorfologia da área de estudo. Modificado de IPT, 1981.....5
Figura 5. Mapeamento morfoestrutural com anomalia de drenagens (A) e curvas de isovalor (B). Conforme Araújo et al., (2003).....6
Figura 6. Unidades Hidrográficas de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. Modificado de SIGRH/DAAE.....7
Figura 7. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Modificado de Milani, 2004.....8
Figura 8. Principais lineamentos da Bacia do Paraná. Modificado de Zalán et al., 1990.....10
Figura 9. Estratigrafia da Bacia do Paraná. Modificado de Milani, 2007.....14
Figura 10. Compartimentação do Domo de Anhembi. Em vermelho a área de Anhembi. Modificado de Araújo et al., 2006.....15
Figura 11. Mapa geológico do mapa de Anhembi com lineamentos interpretados dos sistemas de fraturamento. Modificado de Araújo, 2003.....16
Figura 12. Cones silicosos em forma cônica encontrados na área.....18
Figura 13. Imagem de manifestação de gêiser no Chile. Foto da autora.....19
Figura 14. Modelo de formação de gêiseres com base em Yellowstone. Extraído de Bryan, 1995.....20
Figura 15. Mapa das principais ocorrências de gêiseres modernos. Modificado de Bryan, 1995.....21
Figura 16. Sobreposição das ocorrências de gêiseres modernos e ambiente tectônico.....22
Figura 17. Esquema da movimentação do arranjo das antenas transmissoras e receptoras do georradar. Modificado de Saraiva, 2010.....23
Figura 18. Técnicas convencionais de aquisição de dados. (A) Reflexão; (B) Ponto médio comum; (C) Transiluminação. Modificado de Kearery et al., 2002.....27
Figura 19. Parâmetros da definição de resistividade. Modificado de Kearery et al', 2009.....28
Figura 20. Fluxo de corrente de um único eletrodo na superfície. Modificado de Kearery et al., 2009.....29
Figura 21. Configuração tetraeletródica usual. Modificado de Braga, 2007.....30
Figura 22. Arranjo dipolo-dipolo. Modificado de Gallas, 2000.....32
Figura 23. Arranjo dipolo-dipolo com caminhamento a várias profundidades de investigação. Modificado de Gallas, 2000.....33
Figura 24. Gradiente na Área 2 por Gallas e Taioli (2011).....34
Figura 25. Mapa da distribuição das áreas de aquisição. Modificado de Google earth ®.....35
Figura 26. Equipamento de GPR fabricado pela IDS.....36
Figura 27. Aquisição *commom offset* ou reflexão.....36
Figura 28. Mapa de distribuição dos perfis da Área 1.....37

Figura 29.Mapa de distribuição dos perfis da Área 2..... 37
Figura 30. Aquisição de resistividade pelo equipamento Syscal Switch Pro fabricado pela IRIS.....38
Figura 31. Mapa de distribuição das linhas de resistividade da Área 3.....39
Figura 32. Perfil da Linha 4 com detalhe para a camada inclinada e a presença de hipérbole marcantes.....41
Figura 33. Porção oeste da área com concentração de exumação dos cones silicosos, onde os resultados apresentaram maiores amplitudes pelo método do GPR.....42
Figura 34. Mapa em planta da resposta de resistividade dos geiseritos em diferentes profundidades a sudeste (direita) e noroeste (esquerda) da Área 1.....43
Figura 35. Mapa em planta da resposta de resistividade dos geiseritos em diferentes profundidades da Área 2.....44
Figura 36. Região da Área 1 e 2 em que são observadas as anomalias do georradar.....45
Figura 37. Investigação direta por trado e cavadeira.....46
Figura 38. Material escavado. Solo com areia fina a argila, bem compactado e coloração avermelhada.....46
Figura 39. Cavas com ausência e presença de buracos ocasionados por animais.....47
Figura 40. Perfis de resistividade enquadrados no primeiro padrão.....48
Figura 41. Perfis de resistividade enquadrados no segundo padrão.....49
Figura 42. Perfis de resistividade enquadrados no terceiro padrão.....50
Figura 43. Perfis de resistividade enquadrados no quarto padrão.....50
Figura 44. Mapa em planta de resistividades em diferentes profundidades. (A) 0,5 m ; (B) 1,5 m; (C) 2,55 m; (D) 3,705 m; (E) 4,976 m; (F) 6,373 m.....52
Figura 45. Configuração de resistividade em 3D de diferentes profundidades. . (A) 0,5 m ; (B) 1,5 m; (C) 2,55 m; (D) 3,705 m; (E) 4,976 m; (F) 6,373 m.....53
Figura 46. Representação esquemática das anomalias observadas.....55
Figura 47. Modelo 1. Falhas estruturais como conduto para ascensão da água quente.....56
Figura 48. Modelo 2. Precipitação da sílica sobre camada inclinada pré- existente.....57

RESUMO

GARCIA, L. L. S. **Geofísica de detalhe da área de ocorrência dos geiseritos de Anhembi, SP**. 2013. 72 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2013.

Milhares de cones siliciosos foram mapeados próximo de Anhembi, estado de São Paulo, e sugere tratar-se do mais importante registro geológico resultante de uma intensa atividade hidrotermal ocorrida no Período Permiano. Essa ocorrência é única no mundo devido à grande quantidade de cones silicosos e sua distribuição em pequena área. Na realidade, esses cones siliciosos foram classificados como geiseritos, registrando a existência de gêiseres no final do Permiano. Os geiseritos encontrados em Anhembi desenvolveram-se simultaneamente à sedimentação do siltitos e arenitos da Formação Teresina. Os cones encontram-se bem preservados, pois estão sendo exumados pela erosão moderna. No entanto, há indícios da presença de corpos ainda soterrados nos sedimentos da Formação Teresina. A fim de identifica-los foi usado os métodos geofísicos do georradar e da resistividade para mapeamento de subsuperfície. Os resultados mostram que há corpos enterrados até seis metros de profundidade nas localidades em que os geiseritos encontram-se exumados. Portanto, o campo de ocorrência desses cones é maior que o inicialmente conhecido pelas evidências em superfície.

Palavras-chave: Geofísica; Georradar; Geiseritos; Cones silicosos; Eletrorresistividade; Formação Teresina; Permiano.

ABSTRACT

Garcia, L. L. S. **GPR geophysical survey on geyserites from Anhembi, SP.** 2013. 72 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2013.

Thousands of siliceous mounds have been found near to Anhembi, state of São Paulo, which are supposed to be the geological record of a huge hydrothermal activity of Late Permian. This occurrence is unique in the world due to the number of siliceous mounds and its distribution in a small area. Actually, these siliceous mounds are nominated geyserites since they record the existence of geysers at Late Permian. Geyserites found in Anhembi developed simultaneously with sedimentation of siltstones and sandstones of the Teresina Formation. These geyserites are being exhumed by modern erosion and this is the reason they are well preserved. However, it´s presumed there are a lot of buried geyserites still within sediments of the Teresina Formation. In order to identify them we used GPR – ground penetrating radar – and resistivity to subsurface mapping. Results show buried geyserites four meters below the ground surface where exhumed geyserites are found. Therefore, this geyserite field is much bigger than it is supposed to be just seeing on the ground surface.

Key-words: Geophysics; GPR; Geyserites; Siliceous mounds; Teresina Formation; Late Permian; Resistivity.

1. INTRODUÇÃO

Na região de Anhembi, interior de São Paulo, foram identificados por Yamamoto et al. (2005) mais de 4500 cones silicosos, provavelmente resultantes de uma intensa atividade hidrotermal. Trata-se do mais importante registro conhecido de atividade hidrotermal do Período Permiano devido à sua grande quantidade, bem como pela densidade, pois ocupam uma área de apenas 1,5 km^2. Esses cones encontram-se bem preservados, pois estão sendo exumados pela erosão moderna, como é possível observar em campo.

Estes cones silicosos desenvolveram-se simultaneamente à sedimentação do topo da Formação Teresina, cujos sedimentos foram depositados em sistema de planície de maré (MATOS, 1995). Yamamoto et al. (2005) sugerem que se trata de antigos gêiseres e que devem ter sido formados num ambiente subaquático, pois apresentam características diversas das observadas nos gêiseres modernos, formados em superfície. Segundo ainda esses autores, os corpos de Anhembi apresentam preferencialmente forma cônica, ocorrendo, entretanto, corpos silicosos que não possuem esta forma e que podem ter sido desenvolvidos desde completamente submersos a emersos, devido à variação de marés (YAMAMOTO et al., 2005).

Para sustentar a hipótese que estes cones sejam geiseritos são necessários três requisitos: suprimento de água, um sistema de bombeamento e uma fonte de calor (BRYAN, 1995). No caso de Anhembi, o suprimento de água não seria problema, pois havia influência tanto das marés como também das descargas dos rios. O sistema de bombeamento seria desenvolvido através de fraturas no pacote sedimentar da Formação Teresina, bem como das camadas subjacentes. Assim, o problema reside na fonte de calor, a qual deve ser associada a uma atividade ígnea, que segundo Bryan (1995) é a mais potente fonte de calor. O grande problema em Anhembi é que não se conhece nenhum registro de atividade ígnea no Permiano. Trabalhos de campo desenvolvidos na região (ARAÚJO, 2003 e YAMAMOTO et al., 2005) não localizaram nenhuma evidência de vulcanismo nesse período.

Como tentativa de entender a formação dos gêiseres de Anhembi, bem como sua forma de ocorrência em subsuperfície, foram utilizados métodos geofísicos de investigação. Este é o ponto inicial para caracterização destes corpos.

A investigação geofísica foi baseada em dois métodos: georradar e eletrorresistividade. Como os cones silicosos estão sendo exumados pela erosão moderna, a premissa básica que levou à pesquisa foi a possível existência um grande número destes corpos nos sedimentos da Formação Teresina, os quais, portanto, ainda não foram mapeados. Pela pequena profundidade, poderiam eventualmente ser revelados utilizando-se georradar e eletrorresistividade, dadas suas características físicas diferentes das rochas encaixantes.

2. OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo o mapeamento em subsuperfície de cones silicosos, encontrados na região de Anhembi, interior de São Paulo, através da geofísica de detalhe, utilizando os métodos de georradar e resistividade. Visou também a investigação bibliográfica geológica de ambientes favoráveis à formação de gêiseres, baseado em ocorrências modernas em diferentes localidades. Com isso buscou esclarecer o modo ocorrência e o ambiente de formação destes cones silicosos, tendo em vista seu funcionamento em subsuperfície nas condições encontradas.

3. JUSTIFICATIVA

A compreensão da disposição espacial tanto aflorante quanto em subsuperfície destes cones é o ponto de partida para entender a sua formação e a evolução do ambiente em que está inserido. Além de contribuir para a ciência, o estudo de gêiseres, ainda que extintos, pode fornecer importante informações a respeito de possíveis depósitos minerais vulcanogênicos e circulação hidrotermal, associados a esse sistema.

4. LOCALIZAÇÃO

A área de ocorrência dos geiseritos situa-se a 9 km a noroeste da cidade de Anhembi, centro leste do estado de São Paulo. O acesso pode ser feito, a partir da cidade de São Paulo, através da Rodovia Castello Branco (SP-280) e posteriormente a rodovia SP-147 até a cidade

de Anhembi, ou então a partir de Piracicaba, via SP-147, até Anhembi (Figura 1). Os municípios limítrofes são: Piracicaba (a leste), Botucatu (a oeste), Conchas (a sul), Bofete (a sul) e Santa Maria da Serra (a norte).

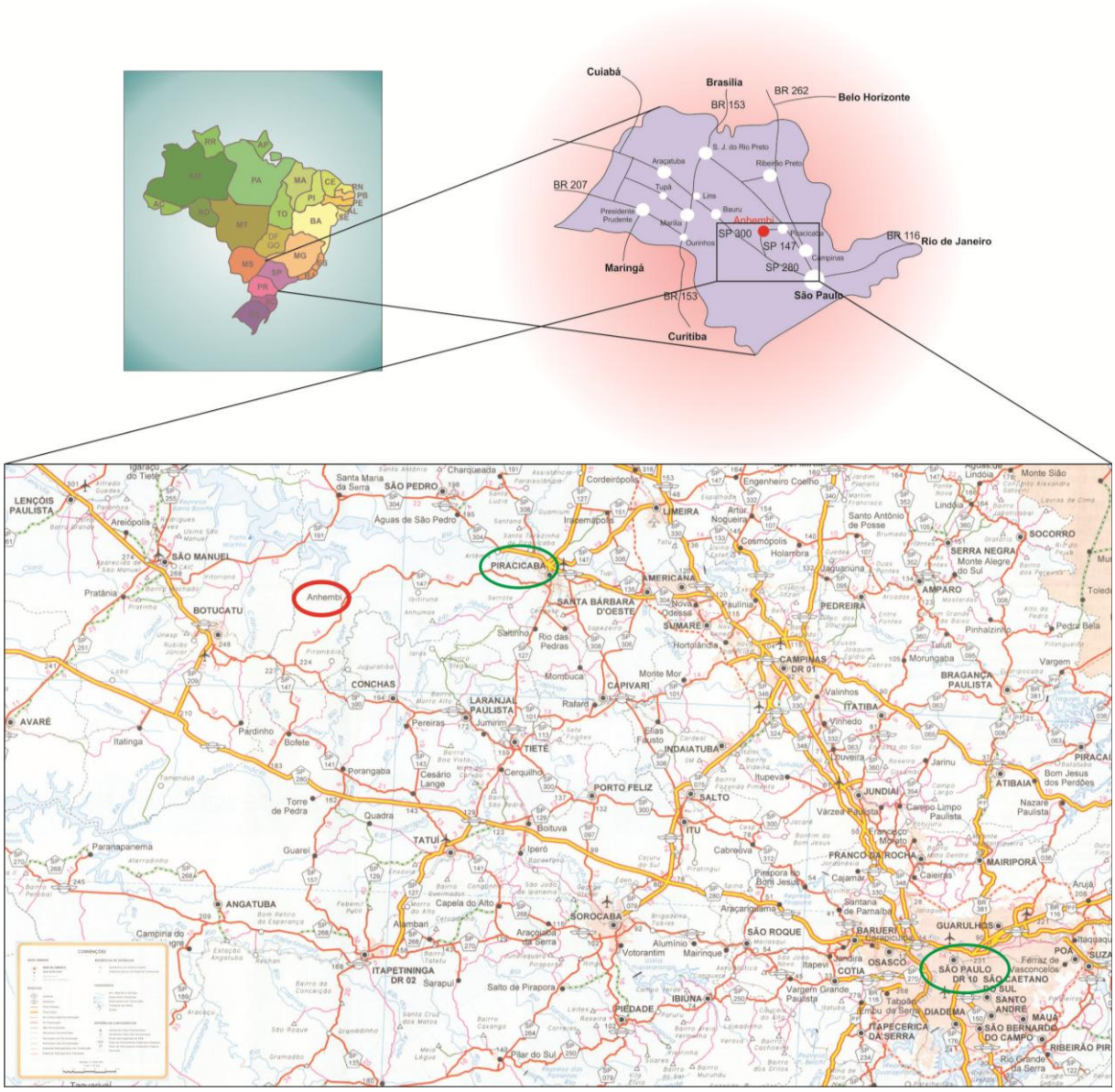


Figura 1. Mapa de acesso à Anhembi. Mapa do Estado de São Paulo modificado de www2.fc.unesp.br/csge. Mapa rodoviário extraído de www.estradas.com.br

Os cones silicosos estão localizados próximo ao entalhamento do vale do Córrego do Retiro, delimitado na Figura 2A pelo retângulo preto. Em vermelho, na mesma figura 2B, a localização aproximada dos cones silicosos aflorantes.

A área de investigação geofísica situa-se próxima às exumações a leste do Córrego do Retiro, com área total de aproximadamente 16.500 m² levando em conta as sobreposições de pequenas subáreas. A Figura 2C representa o limite destas subáreas investigadas.

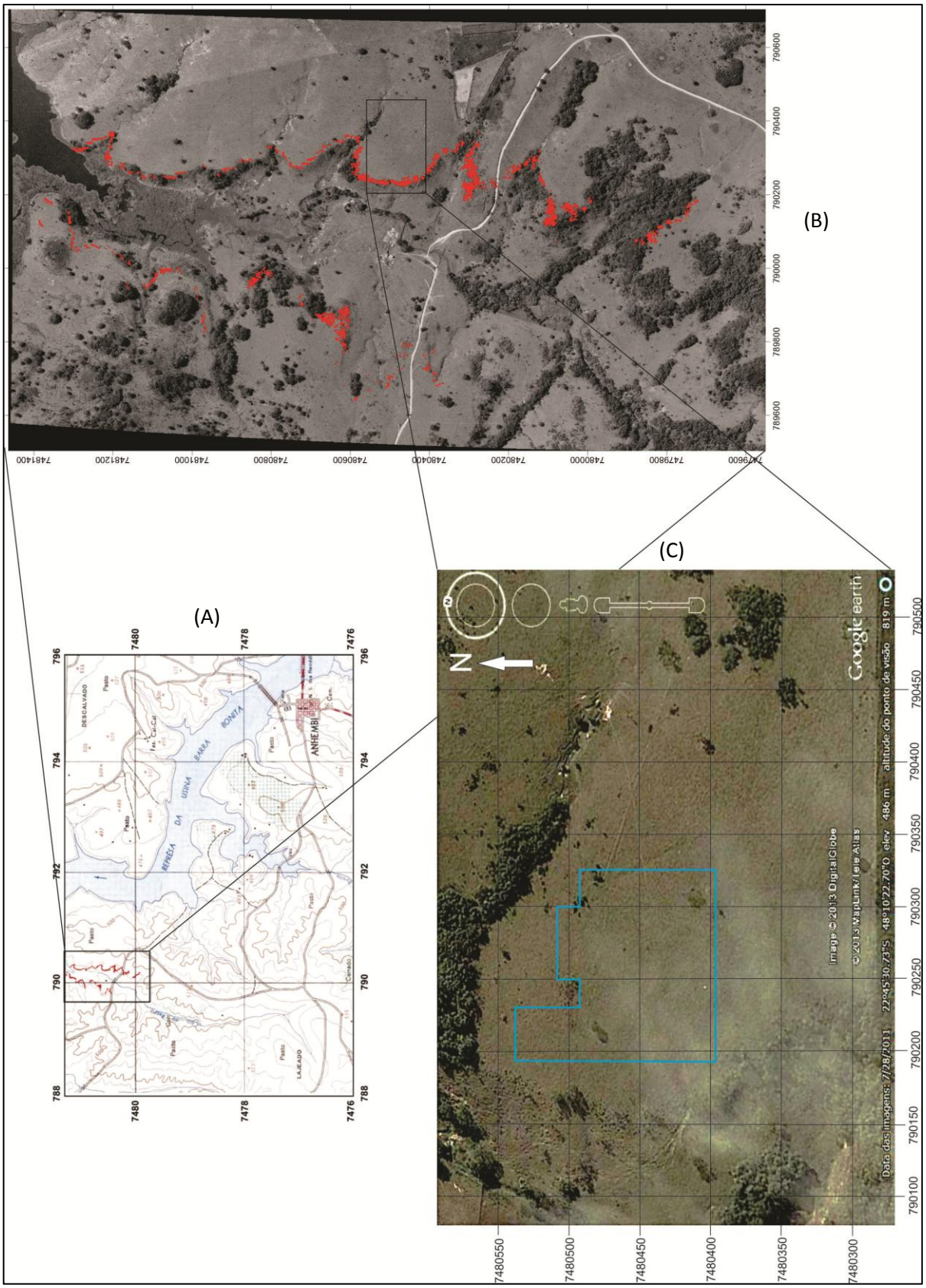


Figura 2. Mapa da localização da área de pesquisa. Em vermelho a localização dos cones silicosos. Mapa topográfico modificado de IBGE, 1970. Imagem Google extraída de Google earth ®.

5. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

5.1. Geomorfologia

O Estado de São Paulo está dividido em cinco províncias geomorfológicas: Planalto Atlântico, Província Costeira, Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental (Figura 3) (IPT, 1981).

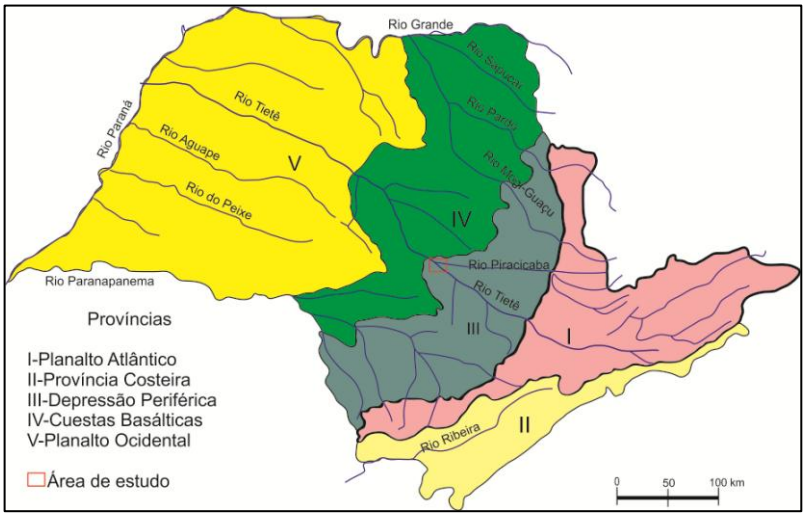


Figura 3. Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo, de acordo com IPT (1981).

A área de estudo localiza-se sobre a Depressão Periférica, a qual possui um relevo mais rebaixado (altitude de 469 m acima do nível do mar) em relação aos seus vizinhos, Planalto Atlântico e Planalto Ocidental. Caracteriza-se pelo afloramento de unidades Paleozóicas com mergulho de camadas da borda para o centro na bacia, com derrames basálticos formando cuestas basálticas (Figura 4). Essas cuestas estão sotopostas aos arenitos eólicos do Triássico, muito susceptíveis à erosão.

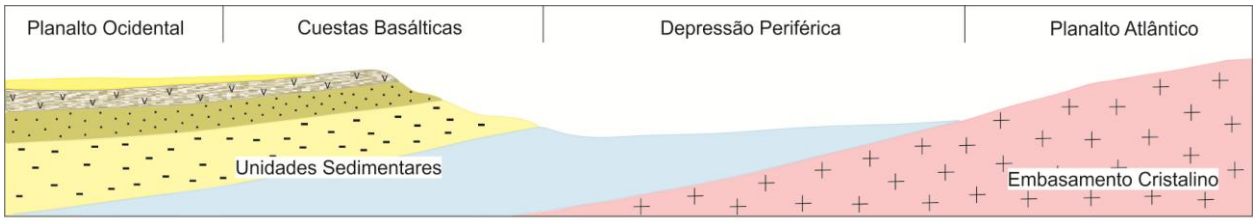


Figura 4. Geomorfologia da área de estudo. Modificado de IPT (1981).

O mapeamento morfoestrutural, realizado por Araujo et al. (2003), indica as principais anomalias de drenagens (Figura 5A) e curvas de isovalor (Figura 5B) ao longo do Domo de Anhembi, sob o qual a área está inserida, apresentando padrão anelar e radial de drenagem formado pelos rios Alambari e dos Remédios

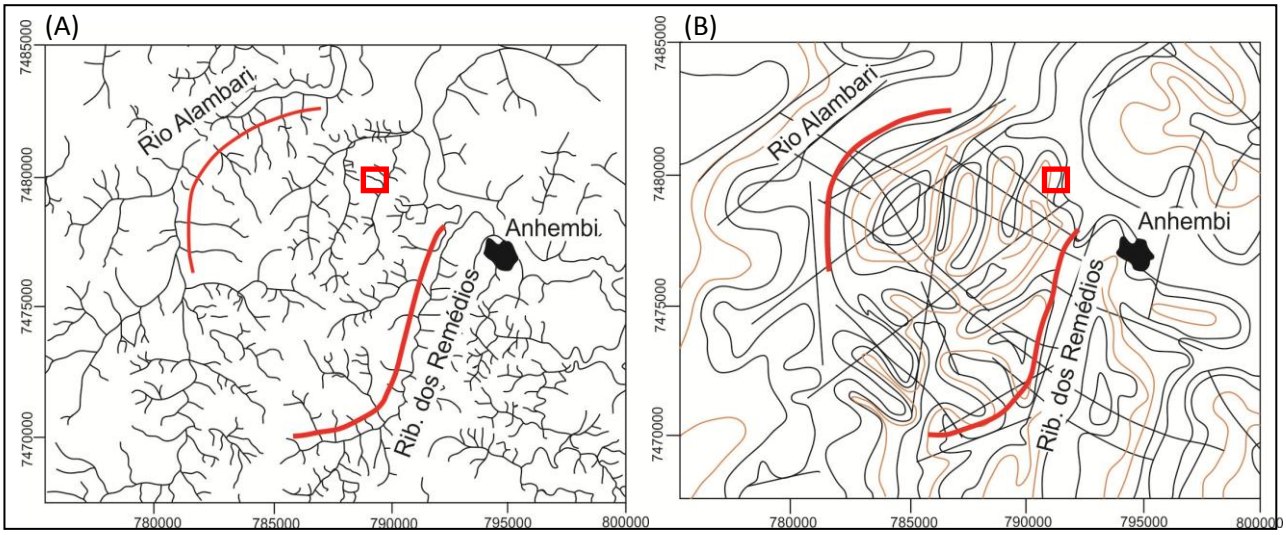


Figura 5. Mapeamento morfoestrutural com anomalias de drenagens (A) e curvas de isovalor (B). Conforme Araújo et. al. (2003).

5.2. <u>Hidrografia</u>

A região de Anhembi faz parte da Bacia Hidrográfica do Rio Sorocaba e Médio Tietê (Figura 6).

A porção sul do território, mais largo, constitui-se de dois divisores de água. O primeiro, à oeste, situado entre os afluentes do Rio Tietê, para onde corre toda a drenagem regional, e o segundo, na direção leste, situado entre os afluentes do Rio Piracicaba. Para norte existe um afunilamento do território do município e o delineamento de um único divisor de água

O município é cortado por diversos córregos e ribeirões, tais como Rio Tietê, Rio do Peixe, Ribeirão Bonito, Ribeirão Corta Rabicho, Ribeirão dos Pires, Ribeirão dos Pintos, Ribeirão Claro, Ribeirão Água Clara, Ribeirão dos Patos, Córrego Juquiratiba, Ribeirão Moquém, Ribeirão de Águas Fria e Ribeirão das Vacas. O Rio Alambari e Ribeirão dos Remédios são importante no ponto de vista geológico, pois circundam a estrutura dômica de Anhembi.

Em relação à hidrogeologia vale ressaltar a presença de uma vasta reserva de água subterrânea no município, integrante do Aquífero Guarani. Destaca-se ainda a existência de ao menos uma fonte de água sulfurosa no município.

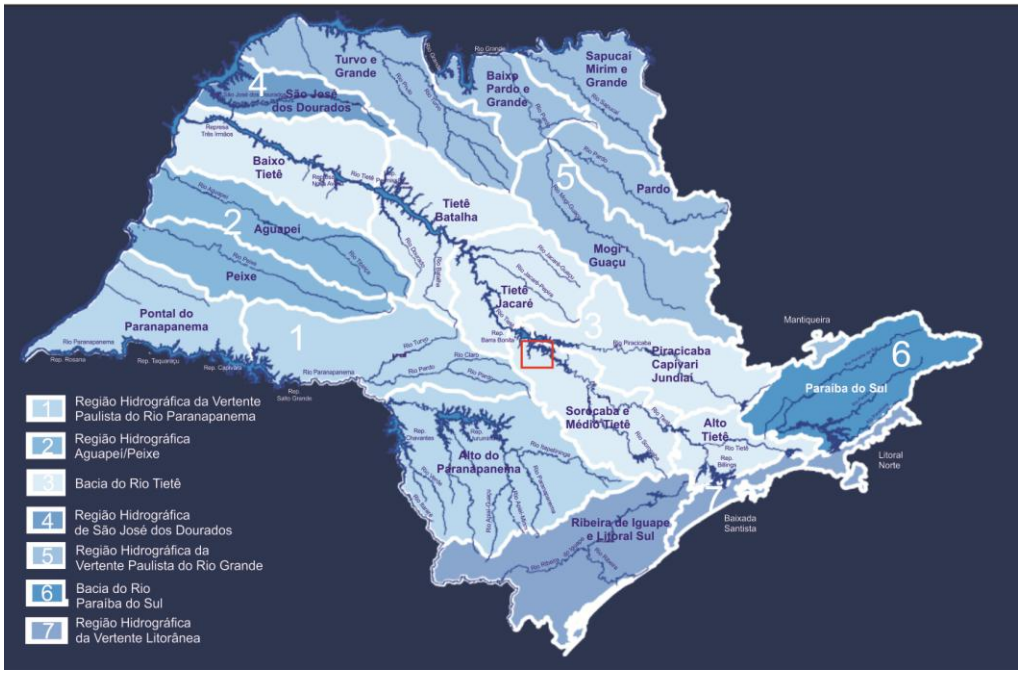


Figura 6. Unidades Hidrográficas de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. Em vermelho a região de Anhembi. Modificado de SIGRH/DAAE (Sistema de Informações para o gerenciamento de Recursos Hídricos para o estado de São Paulo).

6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

6.1. Geologia

6.1.1. Geologia Regional

A Bacia do Paraná constitui uma ampla região sedimentar do continente sul-americano, incluindo porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área de aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados (MILANI, 2007). Abriga dentro de seus limites, sucessões sedimentares e magmáticas de espessura máxima de sete mil metros, coincidindo

geograficamente com o depocentro estrutural da sinéclise com a região da calha do rio de mesmo nome (MILANI, 2007).

Exibe uma forma ovalada com eixo maior N-S, com contornos erosivos relacionados em grande parte à fenômenos geotectônicos meso-cenozóicos que subtraíram significativas área do contexto deposicional original (MILANI, 2007). O flanco leste foi modelado pela erosão decorrente do soerguimento marginal do rifte do Atlântico sul, com remoção sedimentar de até 2500m (ZANOTTO, 1993). No flanco Ocidental, a bacia é delimitada pelo Arco de Assunção, feição positiva originada da sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão orogênico andino (SHIRAIWA, 1994). A borda norte sugere representar um limite deposicional original em virtude da natureza arenosa em diferentes unidades sedimentares naquele domínio (MILANI, 2004) (Figura 7).

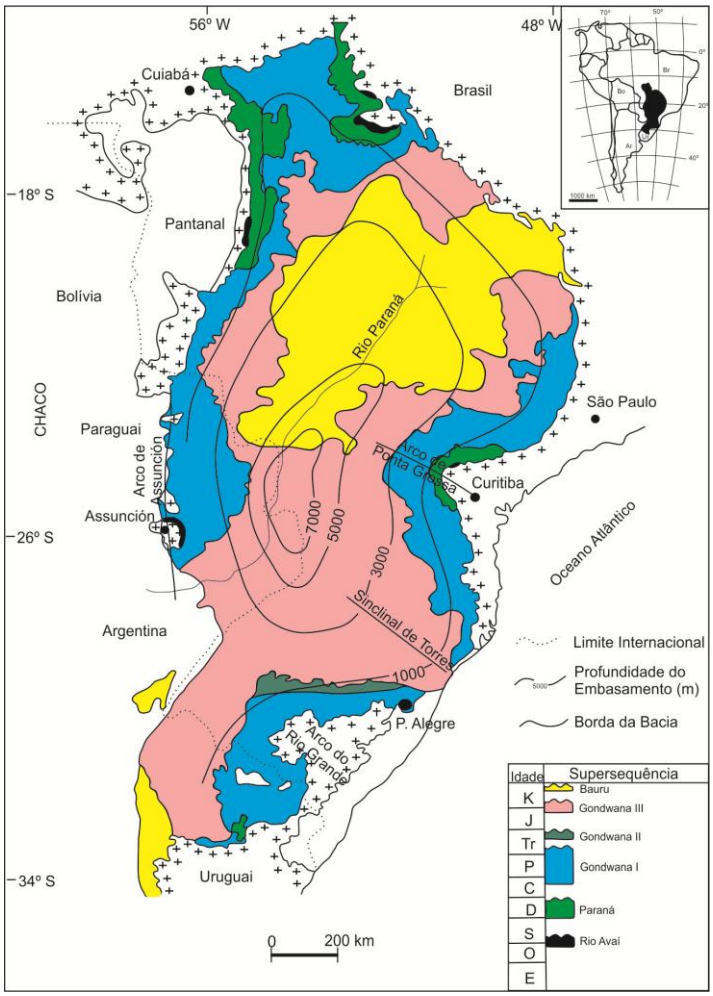


Figura 7. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Modificado de Milani, 2004.

Milani (1997) identificou no registro estratigráfico da bacia seis unidades de ampla escala: Rio Avaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Triássico), Gondwana III (Neojurássico- Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). O mesmo autor afirma que as três primeiras são representadas por sucessões que propõem ciclos transgressivos - regressivos ligados à variação do nível do mar no Paleozoico, e as demais, representam pacotes sedimentares continentais com rochas ígneas associadas.

6.1.2. Arcabouço Estrutural

A Bacia do Paraná teve sua origem e evolução a partir de processos associados à convergência entre a Placa Pantalassiana e a paleomargem sudeste do Gondwana, com choques de terrenos alóctones durante o Fanerozóico (MILANI, 2007). Esta tectônica é responsável pelos principais ciclos de subsidência da bacia e formação do arcabouço estratigráfico (MILANI, 1997).

Durante o Mesozóico–Cenozóico, com a ruptura do Gondwana e consequentemente a migração da placa Sul-Americana para oeste, a Bacia do Paraná começou a sofrer influência de caráter estrutural e deposicional (MILANI, 2007). Segundo ainda o autor, no Eocretáceo ocorreu o Magmatismo Serra Geral e iniciou-se, assim, a abertura do Oceano Atlântico. A reincidência de anomalias térmicas provocou a formação de relevos com altos topográficos, circundantes à bacia e incidência de manifestações alcalinas. Fernandes (1998) sugere que estas áreas altas contribuíram para a sedimentação da Bacia de Bauru.

A resposta estrutural ao longo de toda a história da Bacia do Paraná é caracterizada pela reativação de estruturas preexistentes em seu embasamento, refletindo grandes alinhamentos em pacotes sedimentares sotopostos, presentes no interior da bacia (ROSTIROLLA et al. 2000). Caracterizam-se por uma maior concentração de falhas, altos estruturais, diques e sills de diabásio. Alguns alinhamentos coincidem com grandes falhas do embasamento aflorante (SOARES, 1991), e com alinhamentos gravimétricos (QUINTAS, 1995). Diversos autores também descreveram estes alinhamentos, tais como por Northfleet et al. (1969) e Zalán et al. (1990). Este último trabalho afirma que a estruturação da bacia está relacionada com o fim do Ciclo Brasiliano e seus lineamentos encontram-se distribuídos em duas direções principais: primeiro com direção NW-SE, considerado como responsável pela delimitação dos depocentros formados durante a evolução da bacia, e outro conjunto com

direção NE-SW que é representado por zonas de fraqueza reativadas durante a evolução da bacia, intimamente relacionadas com o arcabouço tectônico das faixas móveis Ribeira e Dom Feliciano. Um terceiro grupo de estruturas com direção E-W é o menos compreendido. Zalán et al. (1990) acreditam que estes lineamentos datam do Triássico e são relacionados com o desenvolvimento do Atlântico Sul (Figura 8).

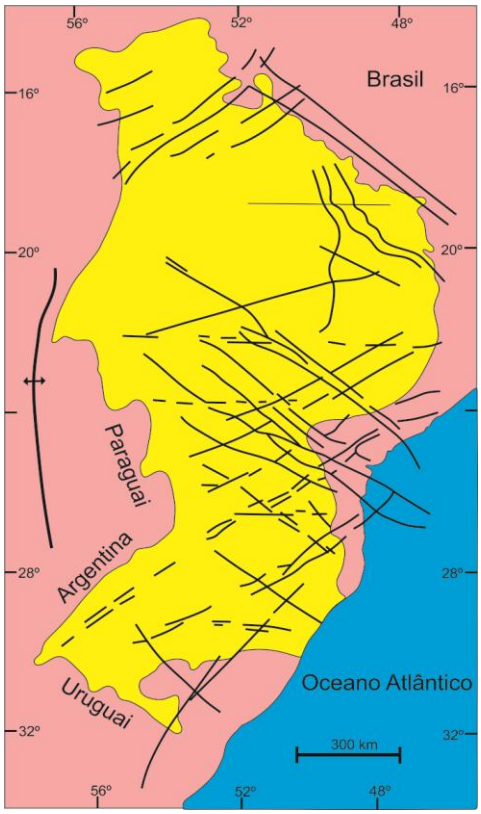


Figura 8. Principais lineamentos da Bacia do Paraná. Modificado de Zalán et al. (1990).

6.1.3. <u>Síntese Evolutiva</u>

Os processos responsáveis pela implantação da Bacia do Paraná, em relação à subsidência e acomodação do arcabouço e deposição das unidades sedimentares iniciais (Supersequência Rio Ivaí), são ainda muito discutidos entre pesquisadores (MILANI, 2007).

Para Milani (1997), o mecanismo de subsidência da bacia está relacionado com a flexura litosférica por sobrecarga tectônica, propagada continente adentro a partir da calha de antepaís desenvolvida na porção ocidental do Gondwana. No trabalho de Zalán et al. (1990), a implantação da sinéclise se deu devido a contração térmica procedentes do resfriamento da litosfera relacionado aos fenômenos tecno-magmáticos do Ciclo Brasiliano.

Para Fúlfaro et al. (1982), a instalação da bacia se deu devido a um conjunto de calhas aulacogênicas com direção NW-SE e precursoras da sedimentação cratônica. Já Soares (1991) admite um mecanismo de flexura litosférica com abatimento de blocos, na forma de grábens para acomodação dos sedimentos.

A seguir serão descritos resumidamente as seis unidades, identificadas por Milani (1997), de grande escala: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (Figura 9).

1- Supersequencia Rio Ivaí

As rochas sedimentares pré-devonianas, posicionadas estratigraficamente num pacote subjacente à Formação Furnas constituem o Grupo Rio Ivaí, juntamente com o Basalto Três Lagoas (MILANI et al. 1994). Esta unidade, a mais antiga identificada na Bacia do Paraná, assenta-se diretamente sobre o embasamento da sinéclise (MILANI, 2007). Três unidades constituem o Grupo Rio Ivaí: Altas Garças (fluvial-costeiro/ plataforma rasa), Iapó (glacial) e Vila Maria (plataforma rasa/distal) (ASSINE et al. 1994).

A sucessão de fácies do Grupo Rio Ivaí documenta o primeiro ciclo transgressivo-regressivo da sedimentação cratônica da Bacia do Paraná (MILANI, 2007). A sedimentação é predominantemente marinha, com o trecho transgressivo representado desde a base do pacote até a unidade da Formação Vila Maria, que manifesta a máxima inundação do ciclo (MILANI, 2007). Desenvolve-se então o pacote regressivo, com pequena expressão devido a grande remoção erosiva com a evolução da discordância pré-Furnas (MILANI, 2007).

2- Supersequência Paraná

Esta supersequência é caracterizada pelo pacote devoniano Grupo Paraná. A base deste encontra-se tanto sobre os sedimentos silurianos do Grupo Ivaí, como também assentados sobre os litotipos do embasamento da sinéclise (MILANI, 2007). Esta posição estratigráfica coincide com uma superfície de discordância erosiva configurando um imenso vazio no pacote na formação subsequente (Formação Furnas) (MILANI, 2007). Segundo esse autor, outra superfície discordante está relacionada no topo do grupo desenvolvida no fim

do Devoniano. Estas discordâncias subtraíram importantes registros sedimentares, conforme Milani (2007).

A Supersequência Paraná constitui o segundo ciclo transgressivo-regressivo no registro estratigráfico da bacia (MILANI, 2007). Duas unidades constituem o Grupo Paraná: Furnas (fluvial/costeiro) e Ponta Grossa (plataforma rasa/distal). A primeira apresenta assinatura transgressiva que evolui para pelitos na base da Formação Ponta Grossa que, por sua vez, documenta a grande inundação do ciclo devoniano (MILANI, 2007).

3- Supersequência Gondwana I

Esta supersequência possui um inesgotável acervo de pesquisas, seja pelo interesse econômico associado, seja pelo maior volume sedimentar da bacia (MILANI, 2007).

Durante boa parte do Carbonífero, mais especificadamente no Mississipiano e parte do Pensilviniano, o continente Gondwana sul-ocidental estava locado em elevadas latitudes e tornou-se alvo de extensa glaciação (MILANI, 2007). A presença de geleiras fez com que a acumulação sedimentar fosse inibida e ocasionou uma significativa lacuna entre os pacotes neodevonianos da Formação Ponta Grossa e os neocarboníferos do Grupo Itararé (MILANI, 2007).

De acordo com a coluna estratigr[afica de Milani (2007), a Supersequência Gondwana I é dividida em três grupos: Itararé (Peri-glacial), Guatá (costeiro/plataformal) e Passa Dois (marinho restrito/plataformal/eólico/fluvial e lagos rasos), onde o primeiro compreende as formações Aquidauana, Lago Azul, Campo Mourão e Taciba; o segundo, pelas formações Rio Bonito e Palermo; e o o terceiro, pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina, Rio do Rastro, Pirambóia.

Este arcabouço estratigráfico documenta o terceiro grande ciclo transgressivo-regressivo da Bacia do Paraná, que se inicia no pacote glacial pensilviniano, representado pelo Grupo Itararé, atinge máxima inundação marinha no Cisulariano (Formação Palermo) e encerra com depósitos continentais (Formação Pirambóia) no início do Mesozóico (MILANI, 2007).

4- Supersequência Gondwana II

Este evento Triássico apresenta uma forte relação com o pacote pelítico e fossilífero da Formação Santa Maria, localizada na porção sul da bacia, e não encontra analogia aos demais domínios da sinéclise em se tratando em conteúdo fossilífero (BORTOLUZZI e BARBERENA, 1967). Seu posicionamento tem sugerido controvérsias.

A Formação Santa Maria apresenta um contato basal nítido, em que depósitos pelíticos sobrepõem-se abruptamente aos arenitos da unidade anterior (MILANI, 2007). Este autor sugere que este contato reflete em uma rápida transgressão lacustre sobre a superfície de discordância que marca o topo da Supersequência Gondwana I, implicando ser um episódio de afundamento acelerado do substrato e desenvolvimento de uma bacia faminta. A pronunciada erosão a que foi submetida, dificulta uma reconstrução mais confiável do contexto.

5- Supersequência Gondwana III

Milani et al. (1994) consideram nesta supersequência os pacotes estratigráficos depositados no intervalo do período Neo-Jurássico ao Eo-Cretáceo que compreende os sedimentos continentais eólicos da Formação Botucatu e o magmatismo Serra Geral.

Fúlfaro et al. (1980) apontam dificuldades para determinação do contato da Formação Botucatu com os sedimentos Pirambóia, da supersequência Gondwana II. Já Soares (1972), o considera transicional.

O magmatismo Serra Geral que afetou a bacia tem caráter de intenso mecanismo fissural como consequência da quebra do Gondwana no Cretáceo (MILANI, 2007). Uma série de episódios magmáticos caracteriza esse evento e atrela-se aos campos tensionais e fenômenos endógenos que levaram a desagregação do Pangea (MILANI, 2007). Este evento manifestou-se como espessas camadas de lavas, diversos diques que cortam seções sedimentares inteiras e níveis de soleiras intrudidas segundo o plano das estratificações dos sedimentos Paleozóicos (MARQUES e ERNESTO, 2004).

6- Supersequencia Bauru

Esta cobertura Neo-Cretácea tem contato basal discordante com os basaltos da Formação Serra Geral e, geralmente em sua base ocorre estrato delgado com aspecto brechóide com clastos angulosos do basalto e matriz arenosa (ALMEIDA e MELO, 1981). Esta supersequência é formada pelos grupos correlatos Caiuá (eólico) e Bauru (fluvial/eólico). O primeiro compreende as formações: Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. O segundo, pelas formações: Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília (MILANI, 2007).

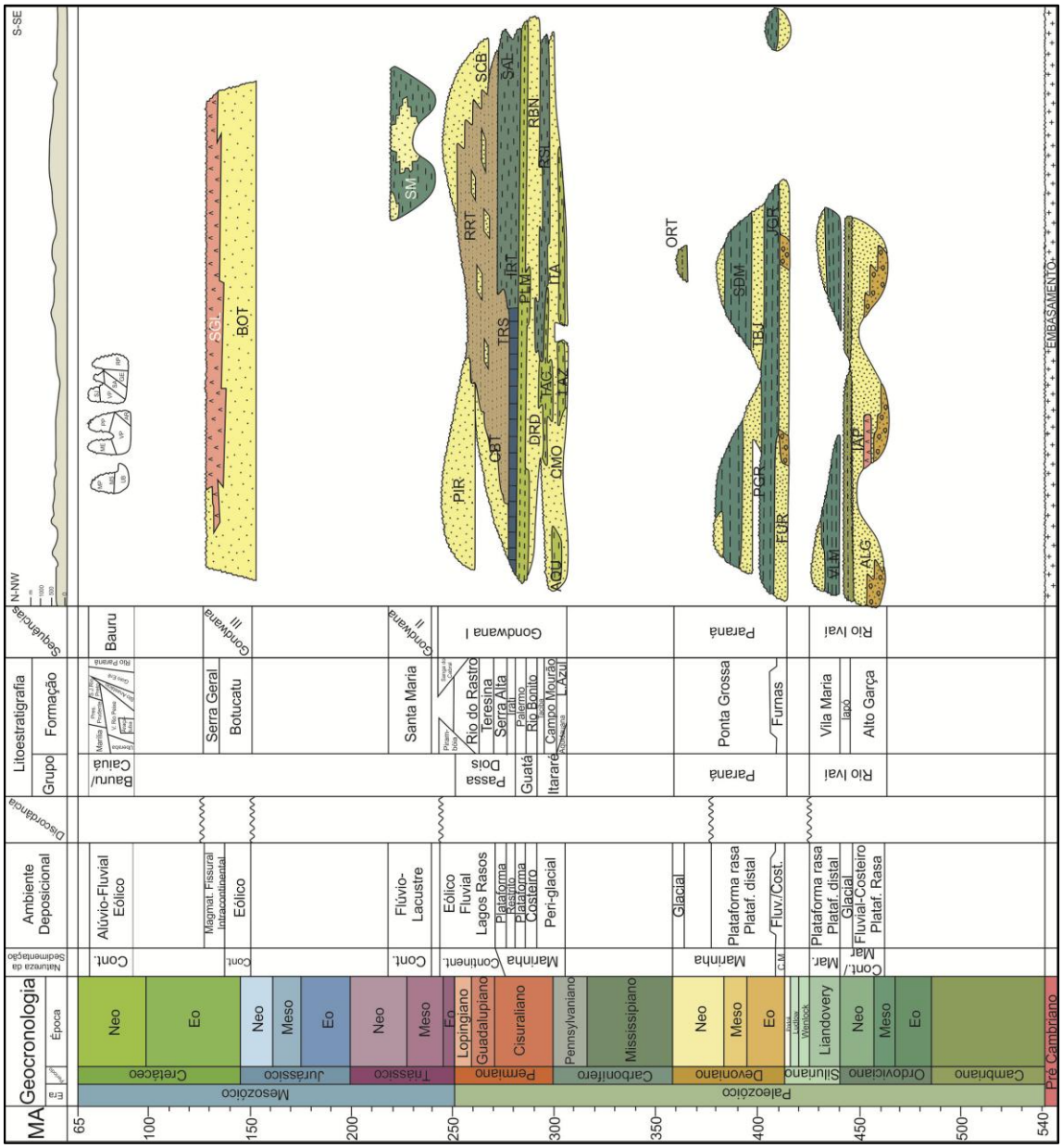


Figura 9. Estratigrafia da Bacia do Paraná. Modificado de Milani (2007).

6.1.4. Domo de Anhembi

A área de estudo está inserida no contexto do Alto de Anhembi, denominado Domo de Anhembi por Soares, 1974. Localiza-se próximo a represa Barra Bonita, às margens do Rio Tietê e caracteriza-se por um eixo maior e principais lineamentos de direção N50ºO e falhas de direção NO e NE. Esta estrutura pode ser compartimentada em três blocos (PETROBRAS 1971, apud FRANZINELLI, 1972) chamados: Alto de Anhembi, na porção norte da estrutura, Alto de Anhembi Sul, na porção intermediária e Alto de Piapara, na porção sudoeste (Figura 10).

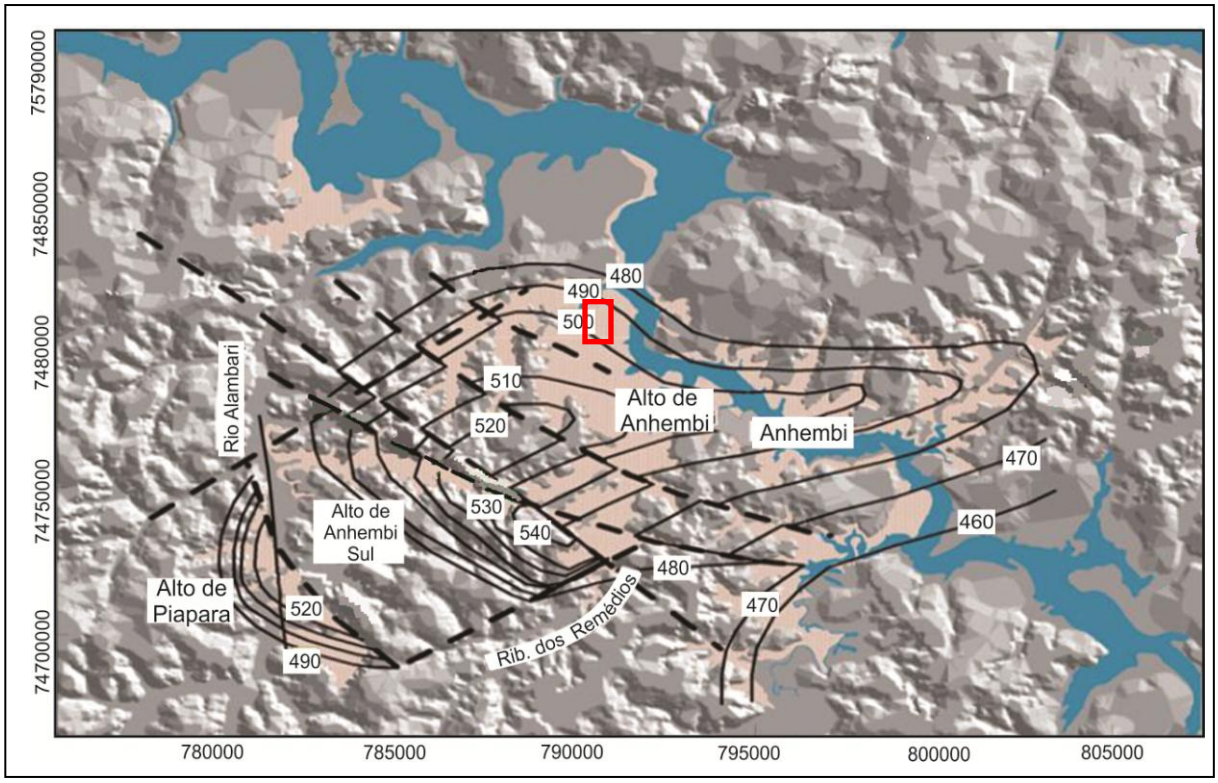
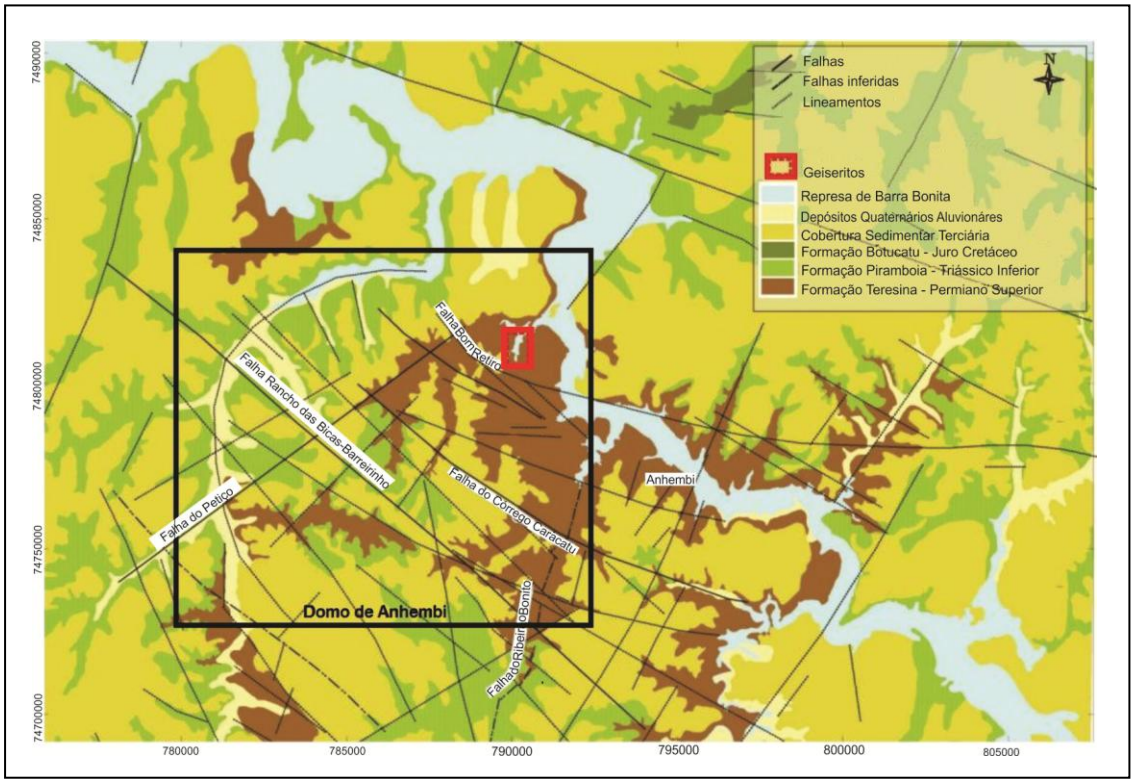


Figura 10. Compartimentação do Domo de Anhembi. Em vermelho a área de estudo. Modificado de Araujo et al. (2006) .

A estrutura dômica caracteriza-se pelo afloramento de rochas mais antigas da Formação Teresina no centro, e rochas mais jovens da Formação Pirambóia nas bordas. Araújo (2003) mapeou com detalhes o Domo de Anhembi, conforme o mapa geológico apresentado na Figura 11.

A área do Alto Estrutural de Anhembi é caracterizada pela presença de estruturas rúpteis pós-deposicionais. Entre elas, destacam-se as fraturas presentes nos siltitos Teresina e as bandas de deformação nos arenitos Pirambóia. Interpreta-se que estas estruturas foram

geradas por eventos mesozóicos, embora a reativação de estruturas permianas também seja considerada (RICOMINI, 1995).



Mapa 11. Mapa geológico do Domo de Anhembi com lineamentos interpretados dos sistemas de fraturamento Modificado de Araújo (2003).

6.1.5. <u>Geologia Local</u>

A região de Anhembi localiza-se na porção centro oriental da Bacia do Paraná, junto à depressão do Rio Tietê. Neste contexto, a presente síntese geológica se ateve às sucessões sedimentares do Permiano Superior ao Cretáceo Inferior, que caracterizam a região do Domo de Anhembi. Estas estão associadas à geologia e orogenia do Gondwana até a fragmentação e abertura do Oceano Atlântico com derramamento magmático.

Os sedimentos da Formação Teresina são representados por siltitos de cores variadas, desde cinza amarelados a avermelhados e até de coloração verde, os quais constituem camadas tabulares de até 2 m de espessura, com estratificações plano-paralelas e cruzadas (Araújo, 2003). Na área de pesquisa, esta formação exibe alternância de folhelhos, folhelhos arenosos, arenitos finos e sedimentos mistos (siliciclásticos e carbonáticos), calcilutitos e calcarenitos do Permiano Superior, depositadas em sistema de

planícies de maré, principalmente em zonas de intermaré e inframaré (YAMAMOTO et al., 2005).

Os fósseis mais comuns na Formação Teresina são conchas silicificadas de bivalves correlacionáveis a gêneros do Permiano marinho da Austrália (ROCHA CAMPOS et al., 1990), com possível atribuição aos gêneros *Pyramus Dana* e *Vacunella Waterhouse* e ostracodes não determinados, além de pteridófitas (MATOS, 1995).

Acima desta unidade, a Formação Pirambóia é composta por rochas siliciclásticas de idade Triássica (ou Neopermiano). O aspecto geral de afloramentos são arenitos brancos, cinzas, amarelados e avermelhados, onde ocorrem estruturas sedimentares como estratificações cruzadas de médio e grande porte, atribuídas à migração de dunas eólicas ou barras em sistema fluvial, e estratificações plano-paralelas interpretadas como depósitos interdunas (YAMAMOTO et al., 2005).

O contato basal da Formação Pirambóia com a Formação Teresina tem origem controversa. Segundo Petri e Fúlfaro (1983), o início da deposição da Formação Pirambóia é marcado por regolito fóssil, com forma de brecha de siltito e silexito em matriz arenosa. Para Matos (1995), constitui uma sucessão de fácies com passagem transicional, ainda associado aos processos deposicionais atuantes na deposição do topo da Formação Teresina. O autor propõe nova unidade denominada camada Porangaba, substituindo a denominação "regolito fóssil". Caetano-Chang (1997) afirma a existência de extensiva discordância pré-Pirambóia na porção nordeste da bacia. Matos e Coimbra (1997) confirmam a inexistência de contatos erosivos entre a Camada Porangaba e a Formação Pirambóia.

Os corpos silicosos presentes na Formação Teresina, possuem formas cônicas de um a três metros de diâmetro e até dois de altura, composição essencialmente silicosa, densos e com paredes espessas (Figura 12). De acordo com Yamamoto et al. (2005), diferem de estromatólitos, como teriam sido classificados anteriormente, por três motivos: Primeiro pelo fato de estromatólitos fanerozóicos serem raros e serem formados em profundidades, longe do nível de ondas, diferentemente do que ocorre nos sedimentos de Anhembi. Segunda, pela raridade da concentricidade das paredes dos corpos, bem como suas irregularidades. Por ultimo, a ausência de evidências de origem calcária e laminição microbiótica.

Figura 12. Cones silicosos em forma cônica encontrados na área

6.2. Gêiseres

O gêiser é uma antiga palavra islandesa que provém de Geysir e significa "jorrar" (SMITH e SIEGEL, 2000). A primeira evidência desta estrutura foi reconhecida em uma nascente eruptiva em Haukadalur na Ilha da Islândia.

A maioria dos gêiseres conhecidos atualmente são encontrados em cerca de 45 bacias distribuidas ao longo do planeta, sendo que 55% destes estão localizados no Parque Nacional Yellowstone, com cerca de 500 gêiseres ativos (BRYAN, 1995). Neste parque, o Upper Geyser Basin contém 200 desses gêiseres em uma área de aproximadamente 4 km^2 (BRYAN, 1995). Esta é a maior concentração de gêiseres ativos encontrado no mundo.

O gêiser é formado a partir da percolação de água subterrânea encontrada nas fissuras, cavidades ou aquíferos que entra em contato com lava vulcânica ou rochas ígneas com elevada temperatura. Isso faz com que a água aqueça gradualmente, elevando sua pressão e fazendo com que aumente o ponto de ebulição. Quando sua temperatura atinge

um ponto crítico, entra rapidamente em ebulição e o vapor da água tende a subir pelo sistema de encanamento do meio ou formndo novos dutos. Em um primeiro momento o vapor de água entra em contato com a água fria que é infiltrada da superficie pelos poros da rocha e condensa nas paredes do conduto. Contudo ao estabelecer um novo equilibrio, atinge novamente o ponto de ebulição e a água superaquecida une-se ao vapor, sendo espelida em forma de jato e, dando origem a esta manifestação típica (BRYAN, 1995) (Figura 13).

Figura 13. Imagem de manifestação dos Geiseres de Tatio no Chile. Foto da autora.

Esses jatos podem atingir dezenas de metros de altura e temperaturas de 70 °C a 100 °C. São formados em ambientes onde há subducção de placas, afinamento crustal, ou hot spot. A maioria dos gêiseres se forma em lugares onde há rocha vulcânica, como o riolito, que sofre dissoluçao de alguns de seus componentes pela água quente, formando depósitos minerais chamados conglomerados siliciosos ou geiseritos dentro de sistemas de canalização (BRYAN, 1995). Ao longo do tempo esses depósitos de rocha fortemente consolidadas reforçam as paredes do canal e permitem a atividade do fenômeno natural.

Apesar de não se saber ao certo como o sistema de condutos desse fenômeno se comporte em subsuperfície, Bryan (1995) ilustra esquematicamente o modelo de formação dos gêiseres, com base em observações feitas no Parque Nacional de Yellowstone (Figura 14).

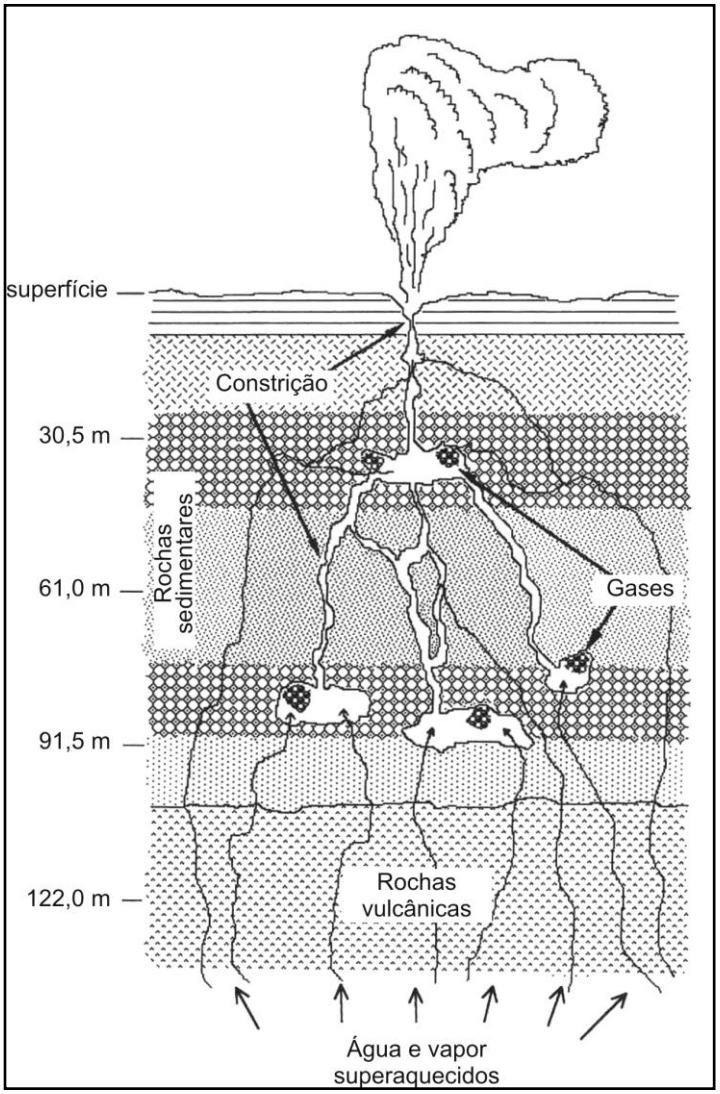


Figura 14. Modelo de formação de gêiseres com base em Yellowstone. Modificado de Bryan (1995).

O autor ainda sugere que existam condições específicas necessárias para a existência de um gêiser: suprimento de água, um sistema de bombeamento e uma fonte de calor. A provável fonte de água para alimentar um gêiser vem do subsolo. Muitos gêiseres estão localizados perto de rios, por isso suspeita-se que o aquífero subterrâneo dos rios é geralmente a principal fonte de água (RINEHART, 1980). Outra possível fonte vem do subsolo profundo, onde a água da chuva ou neve derretida infiltrada pode ter até mesmo centenas de anos (BRYAN, 1995). O sistema de bombeamento diz respeito às falhas e fraturas presentes no meio, bem como a porosidade. A fonte de calor reside na associação com uma atividade ígnea, pois segundo ainda este autor é a mais potente fonte de calor.

6.2.1. Ocorrência de gêiseres no mundo

A existência de gêiseres ao redor do mundo é limitada devido suas peculiares condições de formação. Entre essas condições se incluem o suporte e temperatura da água do sistema, bem como seu aquecimento superior ao ponto de ebulição normal, para uma dada pressão e temperatura (BRYAN, 1995). Em alguns lugares do mundo, principalmente no mais famoso parque de gêiseres ativos, o Yellowstone, nos Estados Unidos, ocorre esta combinação (BRYAN, 1995).

Na Figura 15, podem-se observar as diversas localizações dos gêiseres modernos conhecidos. Os locais mais importantes sejam pela sua quantidade, ou pela sua forma de manifestação são: Yellowstone National Park (USA), Valley of Geysers, Kamchatka Península (Sibéria), El Tatio (Chile), North Island, New Zealand, Iceland, Beowawe Geyser Field, Nevada (USA), Steamboat Springs, Nevada (USA), Umnak Island, Alaska (USA).

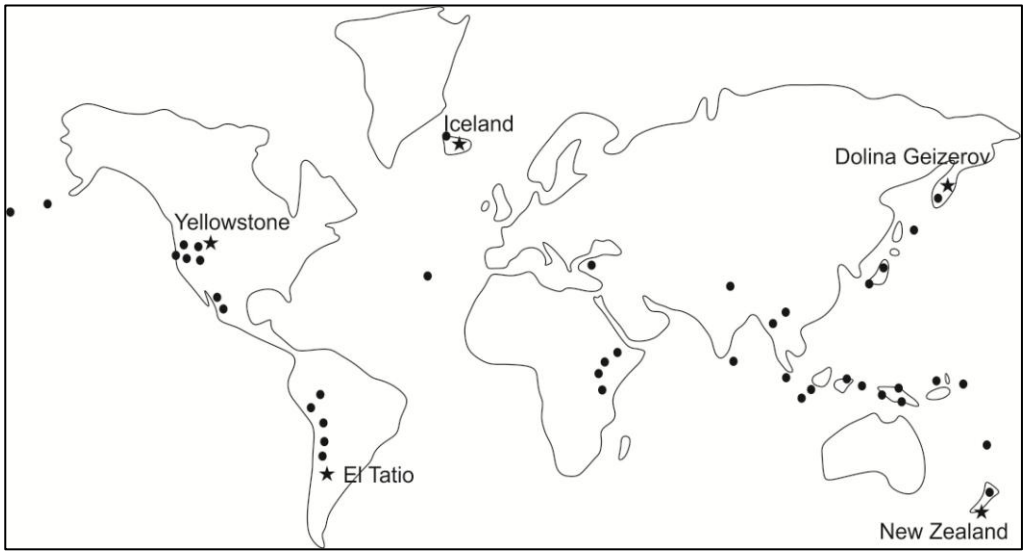


Figura 15. Mapa das principais ocorrências de gêiseres modernos. Modificado de Bryan (1995).

Sobrepondo o mapa de ocorrências modernas, com o de limite de placas tectônicas, é possível identificar que o ambiente geológico mais comum destas manifestações está associado ao ambiente de subducção, bem como presença de manifestações de rochas ígneas (Figura 16). Porém notam-se formações longe deste domínio como na Nova Zelândia e África.

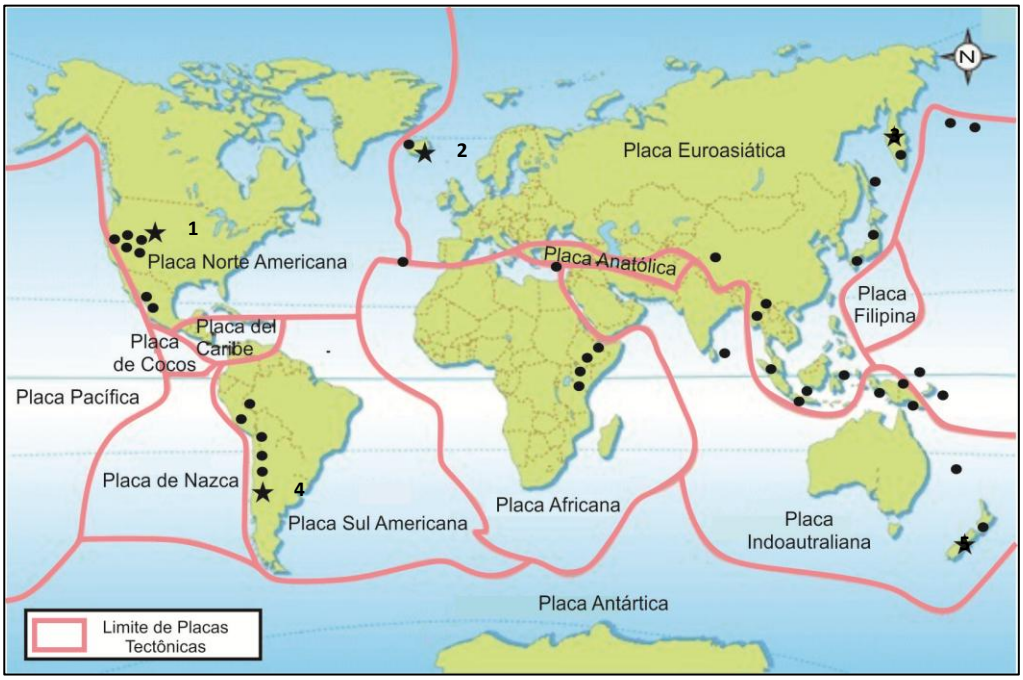


Figura 16. Sobreposição de ocorrências de gêiseres modernos (BRYAN, 2005) e mapa tectônico extraído de http://blog.suri-emu.co.jp/?p=599. Marcados com estrela as áreas de gêiseres mais importantes. 1- Yellowstone, USA. 2- Islândia. 3- Dolina Geizerov, Rússia. 4- El Tatio, Chile. 5- Nova Zelândia.

6.3. Geofísica

6.3.1. Georradar

O georradar ou GPR, sigla do inglês Ground Penetrating Radar é um método geofísico similar ao da sísmica de reflexão e técnicas sonares. Emprega pequenos pulsos de ondas eletromagnéticas nas frequências entre 10 e 1000 MHz, através uma antena transmissora, e é útil para localizar estruturas e feições geológicas rasas (DAVIS e ANNAN, 1989). Possibilita a avaliação de forma contínua ao longo dos perfis realizados em tempo real (distância percorrida *vs.* profundidade), proporcionando imageamento, em alta resolução, de possíveis anomalias (DAVIS e ANNAN, 1989).

A propagação do sinal bem como a profundidade de alcance depende da frequência do sinal emitido e das propriedades elétricas do material (condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética) (DAVIS e ANNAN, 1989). Variações nestas propriedades fazem com que a onda difratada e refletida seja reconhecida por antenas denominadas de receptores. A aquisição completa se dá movendo-se as antenas

transmissoras e receptoras ao longo de um perfil com intervalo de espaçamento constante (Figura 17).

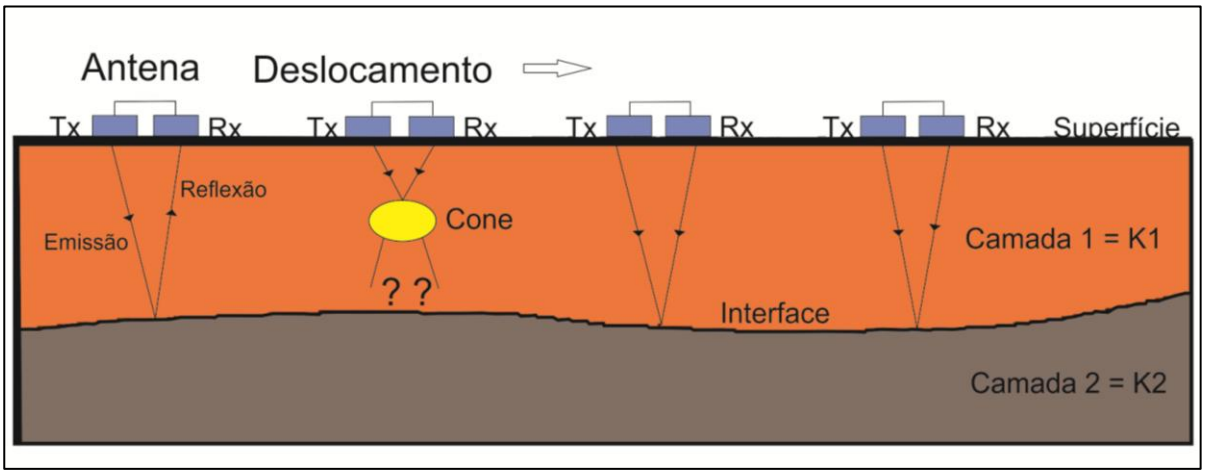


Figura 17. Esquema da movimentação do arranjo das antenas transmissoras e receptoras do georradar. Modificado de Saraiva (2010).

O resultado de um perfil de GPR é uma imagem com variações das propriedades físicas do meio em subsuperfície em função do tempo duplo de percurso do pulso eletromagnético.

Fundamentos

Para se fazer um bom uso deste método, é de suma importância que se tenha uma ampla fundamentação teórica e conhecimento sobre suas limitações.

A fundamentação do GPR está embasada nas equações de Maxwell, ou seja, teoria de propagação de ondas, que são utilizadas para estudar o comportamento eletromagnético em qualquer meio no interior do planeta Terra (ANNAN, 2001). Como estas equações não possuem informações das propriedades elétricas dos materiais dos campos elétrico e magnético faz-se necessário introduzir uma indispensável relação do meio, relacionando o campo elétrico externo com o campo interno através das propriedades elétricas e magnéticas (ANNAN, 2001).

Propriedades elétricas e magnéticas

As rochas possuem características elétricas e magnéticas diferentes de acordo com sua composição e teor de água (TOPP, DAVIS e ANNAN 1980). Estas características proporcionam propriedades semicondutora ou dielétrica controlando a velocidade de propagação da onda eletromagnética e sua resposta frente a sua interação (DAVIS e ANNAN, 1989). São estas as propriedades: condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética (DAVIS e ANNAN, 1989).

Condutividade elétrica

A condutividade elétrica de um material é a medida de sua aptidão em conduzir corrente elétrica (KELLER, 1987). Esta é representada pela primeira relação constitutiva do meio, conhecida como Lei de Ohm e relaciona a densidade da corrente de condução ao campo elétrico (ANNAN, 2001). Esta é expressa por Siemens, e pode variar até 20 ordens de magnitude para diferentes corpos geológicos (KELLER, 1987). Os principais fatores que alteram a condutividade, ou seu inverso, a resistividade, são: o teor de umidade, a porosidade, a salinidade, a proporção de argila, e a presença de minerais condutivos (DAVIS e ANNAN, 1989).

Permissividade dielétrica

A segunda relação constitutiva do meio relaciona diretamente o campo elétrico à corrente de deslocamento, ou à polarização (ANNAN, 2001). Tanto a permissividade dielétrica quanto a condutividade elétrica são importantes, pois afetam a atenuação e a propagação de ondas (ANNAN, 2001).

De acordo com Ward e Hohmmann (1987), a condutividade é dominada pelas ondas EM de baixa frequência (<1MHz), enquanto que para altas frequências (>1MHz) a permissividade dielétrica é dominante.

Permeabilidade magnética

A terceira relação constitutiva do meio relaciona diretamente o campo magnético com o campo de indução magnética (ANNAN, 2001).

Comumente, os fatores que controlam as respostas do GPR são de propriedade elétrica. O efeito de variação da permeabilidade magnética não tem sido considerado quando são feitas medidas eletromagnéticas da Terra (WARD e HOHMMANN, 1987). Isso porque para a propagação de ondas EM nas frequências do radar, supõe-se que a permeabilidade magnética da maioria dos materiais geológicos é essencialmente independente da frequência, e não varia significativamente em relação à permeabilidade magnética do vácuo (OLHOEFT, 1981).

Os principais fatores que controlam o sinal do georradar são: a frequência e a velocidade da onda eletromagnética no meio, o coeficiente de reflexão (contraste de permissividade dielétrica entre os meios, que é expressa pela constante dielétrica "K") e a atenuação do meio (ANNAN, 2001). A autora ainda explica que a atenuação é proporcional à condutividade elétrica do meio, de forma que quanto maior a condutividade, maior será a atenuação da onda eletromagnética.

De acordo com Kearey et al. (2009). a velocidade de uma onda de radar (V) é dada por:

$$V = \frac{c}{\sqrt{(\mu_r \varepsilon_r)}} \qquad \text{EQ. 01}$$

Onde *c* é a velocidade da luz no vácuo ($3x10^8$ ms^{-1}), μ_r a permeabilidade magnética relativa, que é próxima da unidade para rochas não magnéticas, Ɛr é a permissividade dielétrica relativa.

Rochas que possuem alta resistividade (>10^2 ohm.m) tem sua velocidade de propagação controlada pela permissividade dielétrica (KEAREY et al. 2009). Isso ocorre, pois estes maus condutores não possuem portadores livres devido ao rápido deslocamento de elétrons em relação a seus núcleos (DAVIS e ANNAN, 1989). Uma vez que a água possui constante dielétrica de 80, a influência que esta ocasiona na maioria dos materiais

geológicos (que possuem constante dielétrica de 4 a 8) é forte (DAVIS e ANNAN, 1989). Assim, o conteúdo de água, bem como a porosidade do material influenciará na profundidade de penetração das ondas.

A diferença das propriedades dielétricas quando atinge uma interface causa reflexão de parte do pulso do radar com uma redução da energia de acordo com o coeficiente de reflexão K (KEAREY et al. 2009).

$$K = \frac{(\sqrt{\varepsilon_{r2}} - \sqrt{\varepsilon_{r1}})}{(\sqrt{\varepsilon_{r2}} + \sqrt{\varepsilon_{r1}})} = \frac{(V_2 - V_1)}{(V_2 + V_1)} \qquad \text{EQ. 02}$$

Onde ε_{r1}e ε_{r2} são as permissividades relativas dos dois meios separados pela interface, e V_1 e V_2 as velocidades de radar dentro delas. As velocidades dos materiais geológicos geralmente compreendem entre 0.06 e 0.175m ns^{-1} (DAVIS e ANNAN, 1989).

Os sinais de radar são amplificados, digitalizados e gravados, e são apresentados em forma de radargrama (KEAREY et al., 2009). As respostas do radar podem ser subsequentemente melhoradas por técnicas de processamento digital dos dados, nas quais as mais importantes são: ajuste da velocidade, filtro passa banda, frequência, ganho linear e suavização.

Aquisição

As técnicas convencionais de aquisição de dados são *common offset* (afastamento constante) e a sondagem de velocidade (KEAREY et al., 2009). A mais utilizada e a que foi empregada neste trabalho é a *common offset* ou reflexão (Figura 18A), em que um par de antenas (uma transmissora e outra receptora) é deslocado ao mesmo tempo ao longo de um perfil.

As sondagens de velocidade mais comuns são a *Common Mid Point* - CMP e *Wide Angle Reflection and Refraction* - WARR. Na técnica CMP ou ponto médio comum, a abertura entre as antenas (transmissora e receptora) é crescente em sentidos opostos, partindo-se de um ponto central fixo (Figura 18B). Na técnica WARR ou transiluminação, uma das antenas é mantida fixa enquanto a outra é sucessivamente afastada da primeira (Figura 18C) (KEAREY et al., 2009).Estas sondagens de velocidade não podem ser executadas com o equipamento

utilizado neste trabalho pois o mesmo não possui cabo que permita a separação das antenas.

A escolha da antena é feita de modo a fornecer a melhor relação entre penetração e resolução para um dado meio e/ou objetivo. Vale ressaltar que antenas de menores frequências tem maior penetrabilidade no meio, porém com menor resolução quando comparadas com antenas de maiores frequências (DAVIS e ANNAN, 1989).

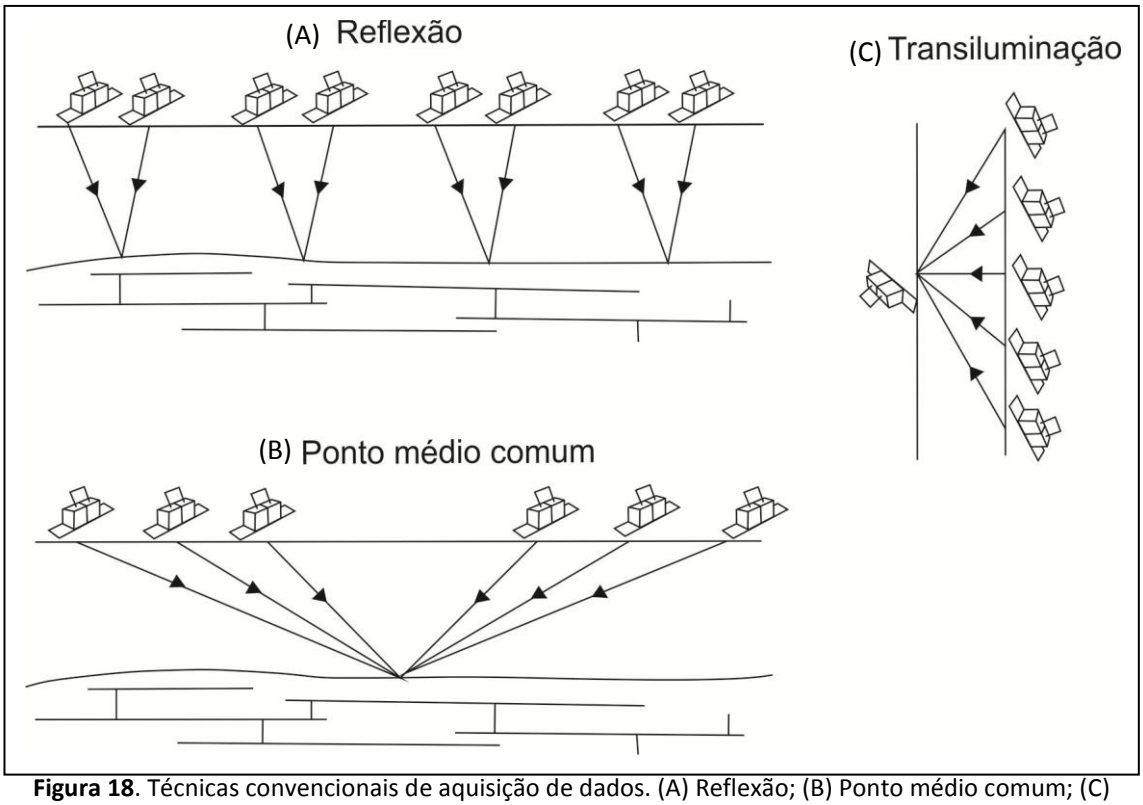


Figura 18. Técnicas convencionais de aquisição de dados. (A) Reflexão; (B) Ponto médio comum; (C) Transiluminação. Modificada de Kearery et al. (2009).

6.3.2. Resistividade

No método da resistividade, correntes elétricas geradas artificialmente são introduzidas no terreno através de um par de eletrodos e medidas, em superfície.

A resistividade de um material é definida como a resistência entre faces opostas de um cubo unitário do material. De forma simplista, nada mais é que a medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra ao passar através de um material. Em um cilindro condutor (Figura 19), a resistividade ρ é dada pela EQ. 03 (KEAREY, et al. 2009):

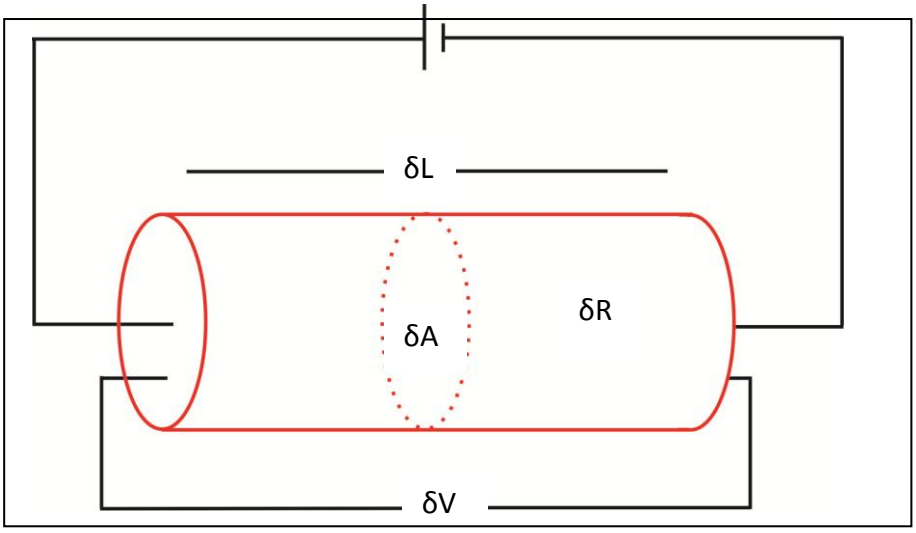


Figura 19. Parâmetros da definição de resistividade. Modificado de Kearery et al. (2009).

$$\rho = \frac{R\,A}{L} \qquad \text{EQ. 03}$$

Onde R é a resistência, A é a área da seção transversal e L o comprimento e o resultado é a resistividade do terreno em ohm.m (SI) ou o seu inverso, a condutividade em Siemen(S)/metro (SI), fornecendo informações sobre as propriedades elétricas das heterogeneidades de subsuperfície.

A propagação da corrente elétrica no meio consiste no fluxo de partículas portadoras de carga elétrica (KEAREY et al. 2009). Segundo esses autores, certos minerais conduzem eletricidade por passagem de íons, porém, em geral, a maioria dos minerais formadores das rochas é isolante, e a propagação de corrente elétrica se dá devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida em poros e fissuras (KEAREY et al. 2009).

A corrente elétrica nada mais é que um fluxo de partículas portadoras de carga elétrica, em que a quantidade de carga que flui por unidade de tempo é denominada intensidade de corrente (I) e a medida em Ampere (A) no padrão do S.I (KEAREY et al. 2009). A corrente ao passar através do cilindro causa uma queda de potencial –V, que é a capacidade de um corpo realizar trabalho, neste caso, atrair ou repelir cargas elétricas (KEAREY et al. 2009). A tensão elétrica é a diferença de potencial elétrico entre dois pontos e sua unidade de medida é o volt (V), conforme esses autores.

A resistividade do terreno é então calculada a partir das distâncias entre os eletrodos, corrente aplicada e a diferença de potencial medida. Com base na Lei de Ohm, de forma que V = RI, e a partir da EQ. 03 tem-se que R = ρL/A (KEAREY et al. 2009). Substituindo:

$$\frac{V}{L} = \frac{\mathrm{I}\,\rho}{A} \qquad \text{EQ. 04}$$

V/L representa o gradiente de potencial do elemento (em volt m^{-1}).

Diferentemente do cilindro condutor, na natureza a corrente elétrica flui tridimensionalmente. Considerando, agora, um meio de três dimensões e resistividade uniforme ρ o circuito caracteriza-se pela grande distância entre os eletrodos de corrente (KEAREY, et al. 2009). Esta corrente flui radialmente a partir do eletrodo de forma uniforme sobre as superfícies hemisféricas centralizadas (Figura 20) (KEAREY et al. 2009). As superfícies hemisféricas caracterizam voltagem constante e são chamadas de superfície equipotenciais.

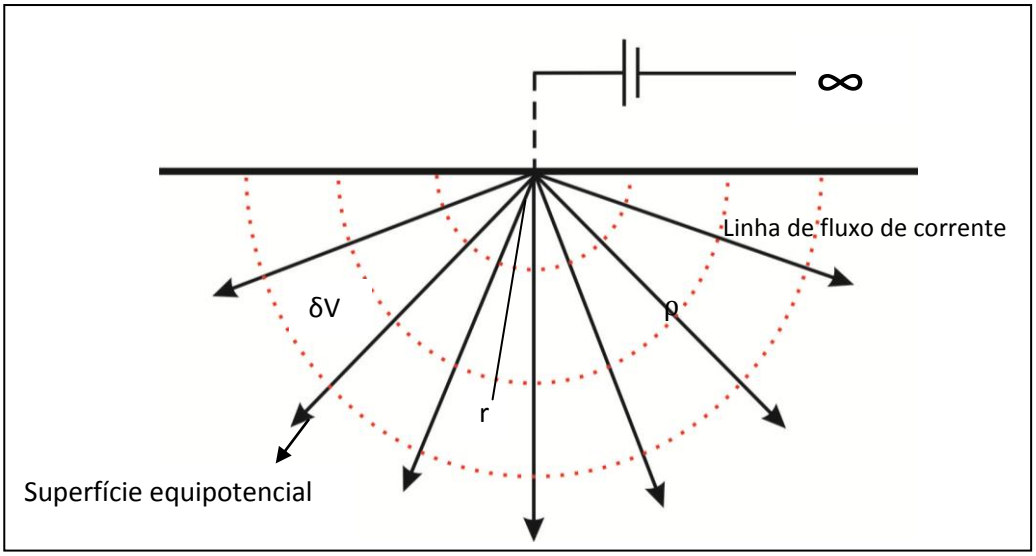


Figura 20. Fluxo de corrente de um único eletrodo na superfície. Modificado de Kearey et al. (2009).

À distância *r*, a superfície possui área de $2\pi r^2$. Aplicando essa situação na EQ. 03, tem-se (Kearey et al. 2009):

$$R = \frac{\rho r}{2\pi r^2} = \frac{\rho}{2\pi r} \qquad \text{EQ. 05}$$

E substituindo, na Lei de Ohm (V = RI):

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \qquad \text{EQ.06}$$

Considerando o terreno com resistividade constante, determina-se a sua resistividade (Kearey et al. 2009):

$$\rho = \frac{2\pi r\, V}{I} \qquad \text{EQ.07}$$

Onde, V é potencial, I é corrente, r é distância ente o eletrodo de corrente e o ponto no qual o potencial é medido. Inserindo-se no solo um par de eletrodos para receptar o valor da diferença de potencial, junto com os valores da corrente emitida através de uma bateria e um cabo transmissor, é possível identificar a resistência do meio (BRAGA, 2007).

Na prática, esse procedimento não é utilizado, devido a grande distância entre os eletrodos de corrente (BRAGA, 2007). Usualmente, utilizam-se quatro eletrodos com pequena distância entre os mesmos, mantidos conforme a Figura 21.

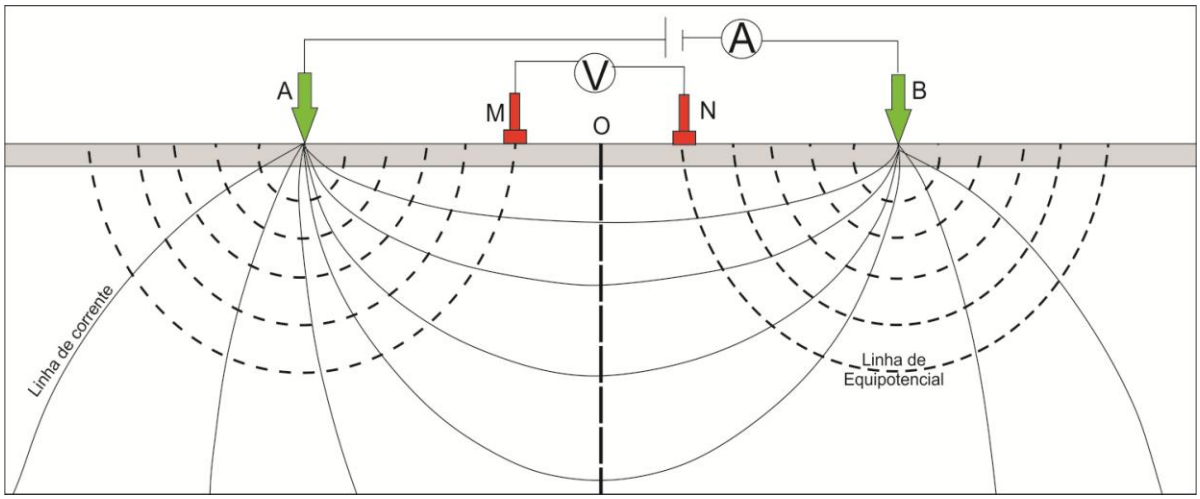


Figura 21. Configuração tetraeletródica usual. Modificado de Braga (2007).

Normalmente, o arranjo de aquisição pelo método da resistividade, consiste em um par de eletrodos para introduzir corrente no solo (AB), enquanto que o outro par é utilizado para medir a diferença de potencial entre eles (MN), resultante da passagem de corrente elétrico no meio.

De acordo com Braga (2007), no caso deste meio ser homogêneo e isotrópico, e tomando-se a EQ. 06, o potencial dos eletrodos de medida, serão:

$$VM = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) \qquad VN = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)$$

Segundo esse autor, a diferença de potencial medida no equipamento em uma determinada posição dos eletrodos MN será $\Delta VMN = VM - VN$, de tal modo:

$$V = VM - VN = \frac{\rho I}{2\pi}\left\{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)\right\} = \frac{\rho I}{2\pi}\left\{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right\}$$

Ou, a resistividade:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I\left\{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)\right\}} \qquad \text{EQ. 08}$$

Assim, quando o solo é homogêneo, a resistividade é constante e calculada a partir da EQ. 08. A configuração e espaçamento entre os eletrodos serão independentes para determinação da resistividade (BRAGA, 2007).

Já em meios com heterogeneidade, a resistividade varia com as posições relativas dos eletrodos e seu valor é calculado através da resistividade aparente ρ_a Braga (2007):

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{l} K \qquad \text{EQ. 09}$$

Onde K é o fator geométrico próprio de cada dispositivo geoelétrico.

O mesmo autor comenta que ao contrário da resistividade verdadeira, a resistividade aparente não é uma propriedade física do terreno. Para estimar as resistividades verdadeiras, a partir dos dados de campo de resistividade aparente, tem de se recorrer a um processo denominado por *inversão* dos dados (BRAGA, 2007).

O valor da resistividade aparente depende da geometria dos eletrodos (BRAGA, 2007). A técnica do caminhamento elétrico consiste em investigar a variação lateral da resistividade a profundidades relativamente constantes, e para isso, mantêm os eletrodos com espaçamento fixos e caminha-se com os mesmos ao longo de perfis efetuando as

medidas de resistividade aparente (GALLAS, 2010). O arranjo utilizado neste trabalho foi de dipolo-dipolo.

Segundo Gallas (2010), a configuração dipolo-dipolo se dá através do alinhamento de quatro eletrodos, sendo dois de emissão de corrente (A e B) e dois de recepção (M e N), onde a distância entre AB= $\ell 1$; MN = $\ell 2$ e L = OΩ. Na pratica utiliza-se dipolos simétricos, em que $\ell 1 = \ell 2$ = l e BM = OΩ – ℓ = L- ℓ = nℓ, onde n≥1 e inteiro (GALLAS, 2000). (Figura 22).

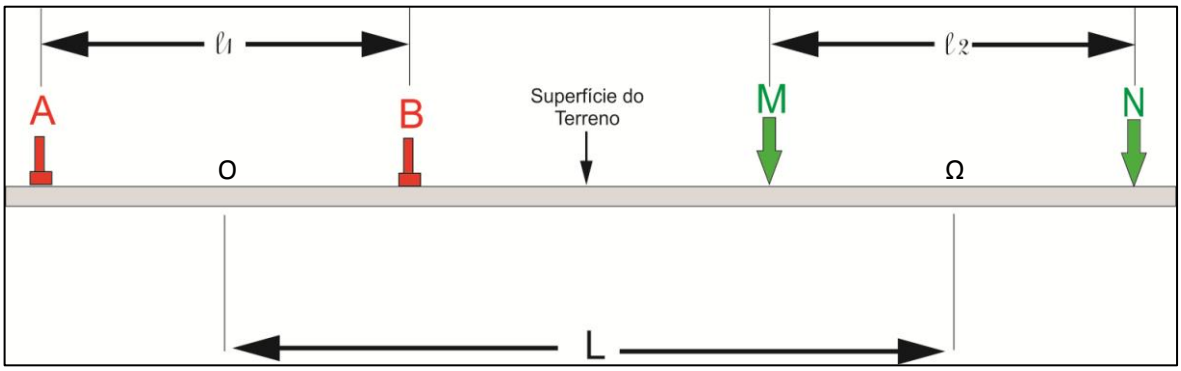


Figura 22. Arranjo Dipolo-dipolo. Modificado Gallas (2000).

Segundo ainda esse autor, na configuração dos eletrodos simétricos, o ponto médio BM, ou centro do segmento OΩ, é o foco da medição. Com o aumento da distância ℓ, $\ell = \ell$ (n+1) = n' ℓ, a profundidade de investigação também aumenta (GALLAS, 2000).

Desse modo, o foco da medição é feita em diferentes profundidades (diversos valores de n) ao passo que se move os eletrodos de potencial MN ao longo do perfil. Enquanto o deslocamento é igual a ℓ: M1N1 (n=1); M2N2 (n=2); M3N3 (n=3) e assim por diante, os eletrodos AB permanecem fixos. A seguir move-se os eletrodos AB (deslocamento ℓ) e assim feitas as novas medições de M`1N`1, M`2N`2 etc , como mostra a Figura 23 (GALLAS, 2000).

Os pontos são plotados a 45º das origens de Ω e O de cada dipolo, e indica a profundidade teórica daquela intersecção (foco da medição) com pronfundidade = (n+1) ℓ/2, com n = 1, 2, 3... (GALLAS, 2010). Nestes pontos são plotados os valores de resistividade aparente, calculado de acordo com a EQ. 10 e assim traçadas curvas de isovalores (GALLAS, 2000).

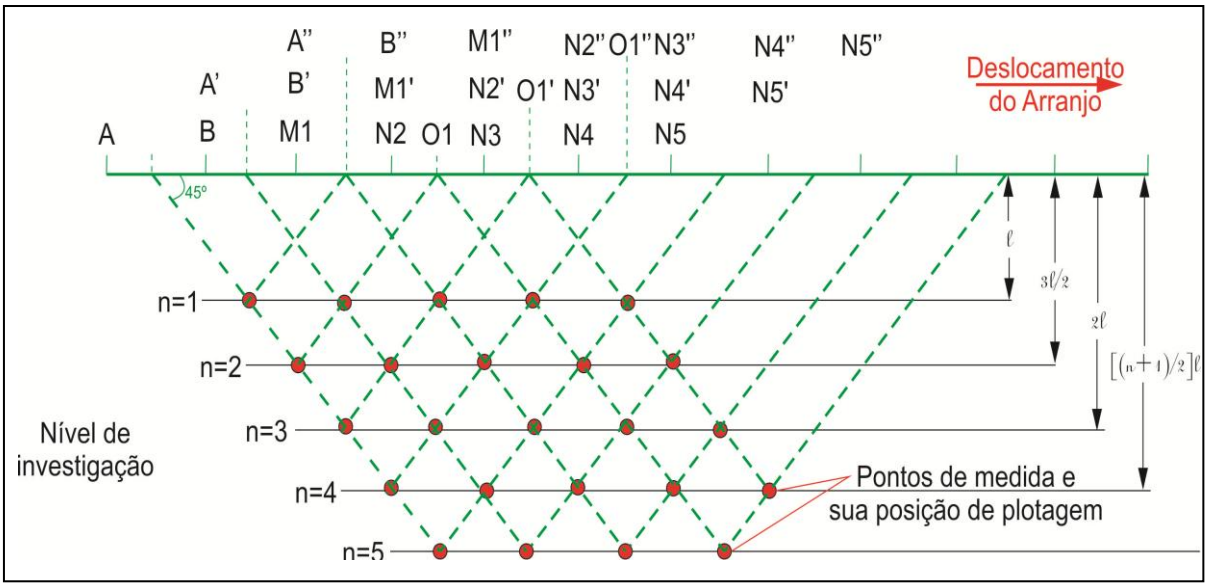


Figura 23. Arranjo dipolo-dipolo com caminhamento a várias profundidades de investigação. Modificado de Gallas (2000).

$$\rho_a = \pi a n\,(n+1)(n+2)\,\frac{\Delta V}{l} \qquad \text{EQ. 10}$$

O calculo de resistividade é feito a partir de

$$\rho_a = 2\pi a n(n+1)\frac{\Delta V}{1} \qquad \text{EQ. 11}$$

6.3.3. Trabalhos anteriores

Gallas e Taiolli (2011)[1] fizeram levantamentos geofísicos correspondente à Área 2 desta pesquisa. O método utilizado foi gradiente e os resultados são apresentados na Figura 24. Nesse trabalho, apesar do mapa em planta indicar duas frentes de alta resistividade aparentemente sentido Leste-Oeste, quando em 3D esses dados mostram que os picos de alta resistividade estão orientados norte-sul.

[1] Gallas e Taiolli (2011) – Dados fornecido pelos autores referente aula prática desenvolvida para os alunos da pós graduação do IGC-USP em 2011.

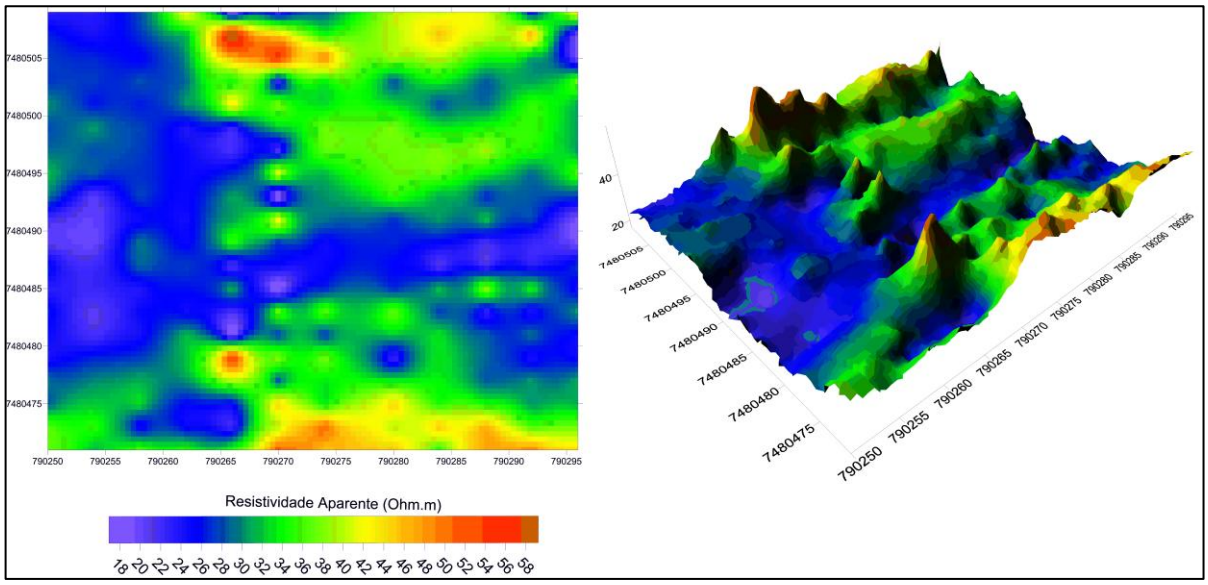


Figura 24. Gradiente na Área 2 por Gallas e Taiolli (2011).

7. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento da pesquisa foram efetuadas atividades anteriores á implantação da área de estudo que incluiram revisão bibliográfica sobre a localização exata dos cones silicosos mapeados por Yamamoto et al. (2005), bem como a escolha dos métodos geofísicos utilizados, que responderiam adequadamente às anomalias causadas pelos mesmos. Após a escolha dos métodos, fez-se necessário identificar uma área representativa, dentro das possibilidades de tempo e execução em campo.

A área de investigação geofísica limita-se a três subáreas próximas às exumações modernas dos geiseritos. A Área 1 é limitada à oeste tanto pelo afloramento dos cones silicosos quanto pelo vale do Córrego do Retiro, sendo dividida em dois semiretângulos com dimensões de 55 m X 40 m e 65 m X 80 m com área total de 7400 m². A Área 2, localizada à nordeste da primeira e com pequena sobreposição sobre a Área 1, possui dimensões 47 m x 39 m com área total 1833 m². A Área 3, localizada sobre as demais, possui dimensão de 80 m x 90 m com área total de 7200 m² (Figura 25).

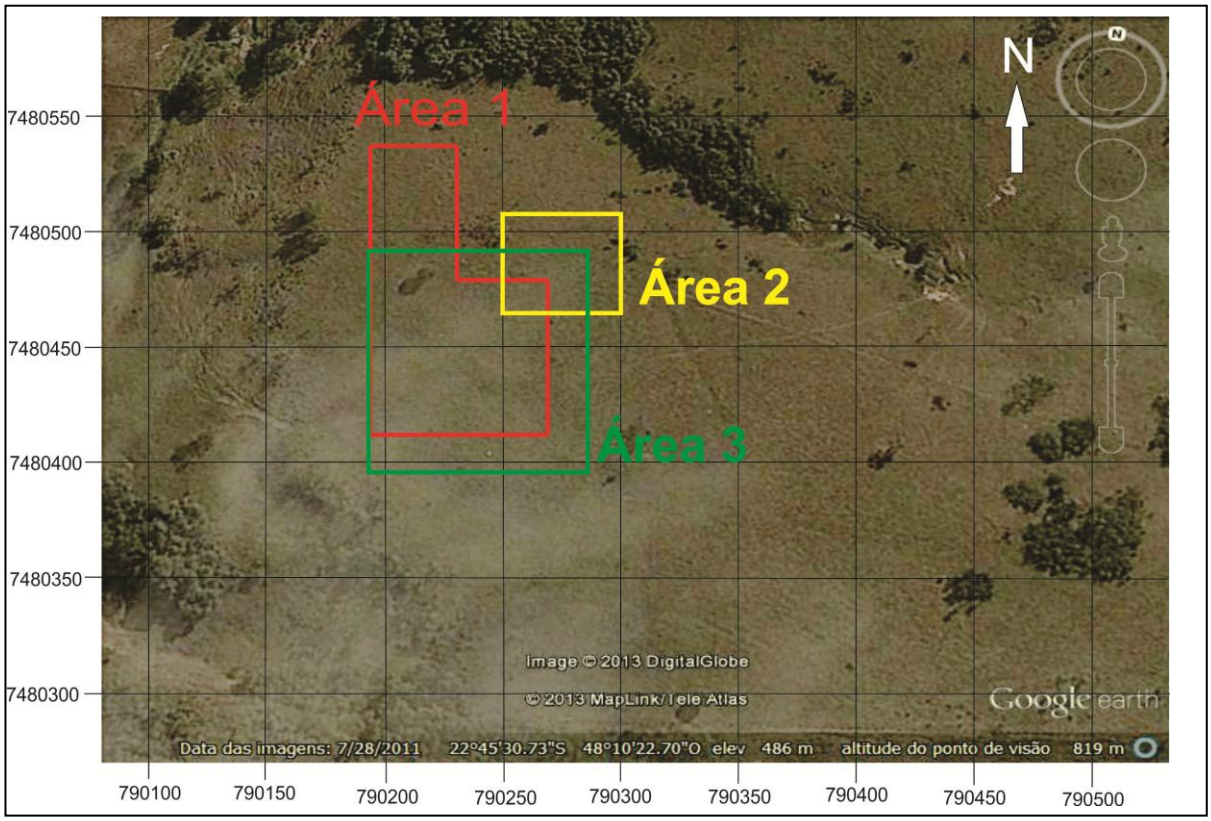


Figura 25. Mapa da de distribuição das áreas de aquisição.

7.1. GPR

Para os ensaios com GPR, foi utilizado o equipamento modelo RIS fabricado pela IDS (Itália) pertencente ao CEPAS – Centro de Pesquisas de Águas Subterrâneas do Instituto de Geociências da USP (Figura 26).

A técnica de aquisição empregada neste trabalho foi a *common offset* ou reflexão, em que um par de antenas (uma transmissora e outra receptora) é deslocado ao mesmo tempo ao longo de um perfil (Figura 27).

Inicialmente foram feitos levantamentos utilizando-se as antenas de 100 e 200 MHz para definição de qual apresentaria melhor resultado já que a de menor frequência tem melhor penetração do sinal e a de maior frequência obtêm melhor detalhamento dos resultados. Devido às características do material estudado e da rocha encaixante, a antena de 200 MHz não forneceu dados com resolução suficiente para uma interpretação adequada devido à sua baixa resposta eletromagnética. Já a antena de 100 MHz, para a qual serão apresentados os resultados, mostrou-se muito eficiente para identificação de anomalias

eletromagnéticas, devido à sua boa definição e penetrabilidade, com profundidade satisfatória para a pesquisa.

Figura 26. Equipamento de GPR fabricado pela IDS.

Figura 27. Aquisição *common offset* ou reflexão, na qual em que um par de antenas (uma transmissora e outra receptora) é deslocado ao mesmo tempo ao longo de um perfil.

As medidas do georradar foram adquiridas a cada dois centímetros, com espaçamentos entre linhas de um metro. A aquisição deste método foi feita nas áreas 1 e 2, como mostra a Figura 25. A Área 1, por sua vez, foi subdividida em duas subáreas, representada pela Figura 28 pela linhas de coloração vermelha e amarela. Essa divisão foi feita apenas para o tratamento de dados, devido a limitada capacidade de processamento do programa e do computador. A Figura 29 mostra a disposição das linhas da Área 2.

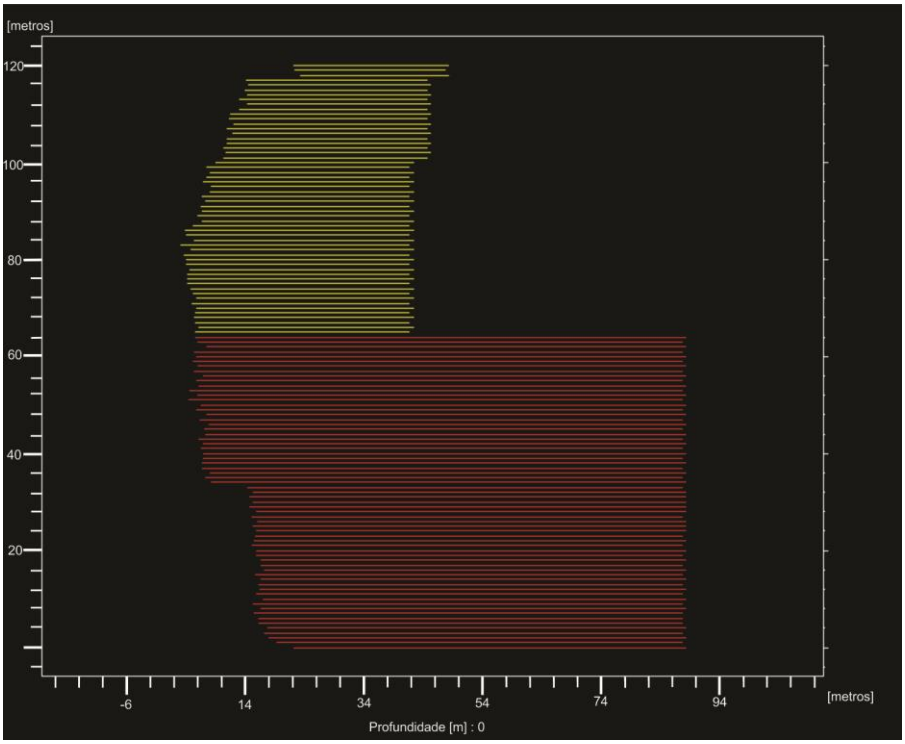


Figura 28. Mapa de distribuição dos perfis da Área 1

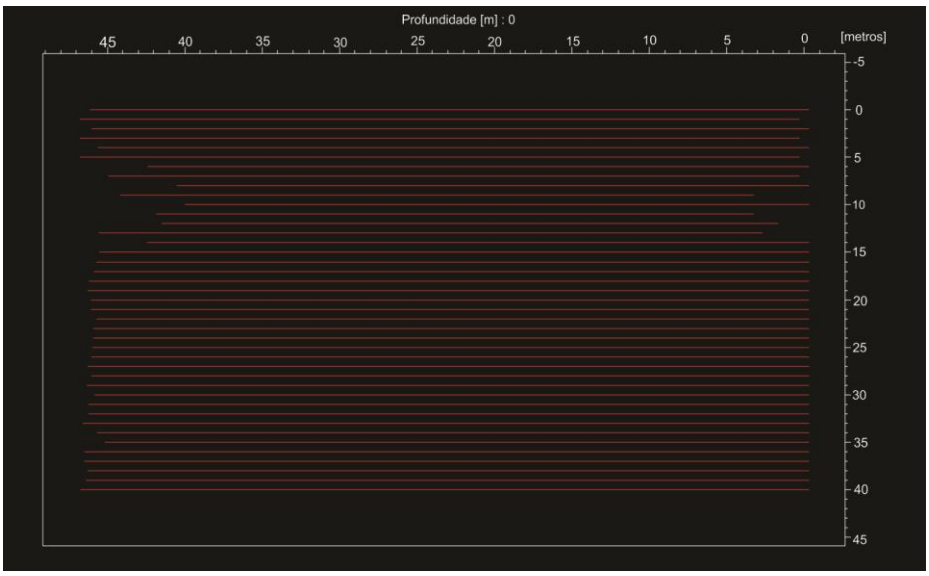


Figura 29. Mapa de distribuição dos perfis de GPr da Área 2.

Para o tratamento dos dados foi utilizado o programa **GRED3D**[1], também da IDS, que possibilita a execução de ajustes, tais como velocidade, filtro passa-banda, frequência, ganho linear e suavização. Os filtros uitlizados foram:

1. Move start time - algoritmo utilizado para alinhar a profundidade real com a superfície do terreno;
2. Background removal - algoritmo que filtra a direção X seguindo especificações do usuário retirando componentes contínuos;
3. Vertical bandpass filter - comando utilizado para aplicar um intervalo escolhido de frequência (máximo de 500 MHz e mínimo de 50 Mhz) na direção vertical;
4. Linear Gain - algoritmo de filtragem de energia ao longo de uma igualização de varrimento a um mapa de radar (200 m);
5. Smoothed Gain - algoritmo de filtragem para equalizar a energia ao longo de uma varredura de janela em movimento (200m).

7.2. Caminhamento Elétrico

Para aquisição do caminhamento elétrico foi utilizado o resistivímetro multieletrodo, fabricado pela IRIS, modelo Syscal Switch Pro® com 48 canais, pertencente ao laboratório de geofísica do Instituto de Geociências da USP (Figura 30).

Figura 30. Aquisição de resistividade pelo equipamento Syscal Switch Pro® fabricado pela IRIS

[1] Gred 3D -The Greswin 2 Software. Version 1.4

Na Área 3 (Figura 25) foram levantados 33 perfis com 96 metros de extensão distantes entre si de 2,5 metros. A abertura dipolo-dipolo foi de dois e quatro metros em oito níveis de investigação. Essas linhas foram arranjadas paralelas à orientação da exumação do gêiser (norte-sul) (Figura 31).

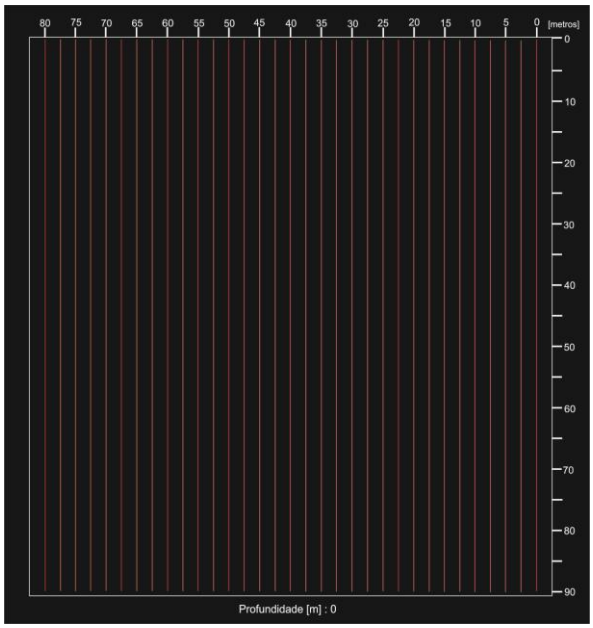


Figura 31. Mapa de distribuição das linhas de resistividade da Área 3.

Para tratamento destes dados foram utilizados os programas:

Surfer 8[2]: Empregado para plotar perfis e plantas. Os dados plotados no aplicativo foram interpolados pelo método de Krigagem, onde as unidades de análise mais próximas entre si são mais parecidas com os valores conhecidos do que as unidades mais afastadas. A krigagem utiliza funções matemáticas para acrescentar pesos maiores nas posições mais próximas e pesos menores nas posições mais distantes aos pontos amostrais, e cria, dessa maneira, os novos pontos interpolados com base nessas combinações lineares de dados (JAKOB, 2002).

Res2Dinv[3]: Empregado para inverter os dados. O software ajusta os dados adquiridos em campo com os dados modelados pelo próprio programa, em 2D, e dessa maneira gera um perfil fornecendo os valores de distância, profundidade e resistividade.

[2] Surface Mapping System. Version 8.01 – Golden Software.

[3] Rapid 2D Resistivity & IP inversion. Version 3.56 - Geotomo Software.

8. RESULTADOS

8.1. Georradar

As anomalias observadas são associadas às ondas emitidas pelo georradar que apresentam maior tempo de trânsito do emissor ao receptor em subsuperfície e são representativas da passagem por materiais que dificultam esse percurso, ou seja, mais resistivas. Ao contrário, ausência de anomalias representam materiais que facilitam e diminuem o tempo de trânsito das ondas, sendo diagnósticas de rochas menos resistivas, ou seja, mais condutivas.

Os resultados obtidos com as seções de GPR mostraram com maior definição perfis com presença de hipérboles marcantes onde o sinal apresenta maior amplitude (Figura 34). Essas hipérboles estão provavelmente associadas a materiais com resistividade elétrica mais elevada, neste caso interpretado como os geiseritos (formados de sílica pura), ou por vezes, presença de vazios, já que a presença de ar faz com que a resistividade aumente.

Ainda que a presença de vazios, ocasionados eventualmente por tocas de animais ou raízes, possa causar valores anômalos, estes foram cuidadosamente analisados e levados em conta na interpretação final.

Observa-se também que em grande parte dos perfis há uma marcante resposta a oeste da área com camadas eletricamente mais resistivas com visível inclinação para leste, com ângulo de aproximadamente de 8° (Figura 32).

O sinal do GPR é transmitido ao solo em diversas direções, e ao atingir um anteparo pode acarretar uma resposta equívoca representada pela reflexão da onda emitida, por uma camada inclinada. Este anteparo poderia ser representado tanto pelo barranco referente ao Córrego do Retiro (ou ausência de material sólido) ou mesmo pelos cones silicosos.

Porém, nota-se que esta camada atinge grande parte do perfil, desde a posição 66m a 45m, portanto com 21 metros de distância (Figura 32). Isso significa que a onde emitida e refletida percorreria uma distância de 42 metros, caso esta resposta fosse ocasionada pela presença do anteparo ou ausência de solo no barranco. Uma vez que a penetração máxima adquirida foi de 4 metros de profundidade, essa hipótese não se suportaria devido a grande

diferença desse duplo percurso e o alcance do sinal. Portanto, essa resposta obtida relaciona-se à existência de uma camada inclinada em subsuperfície. Adicionalmente, diversos trabalhos, como de Araujo et al. (2006), mostraram diversas medições deste pacote sedimentar com 6º de inclinação, portanto próxima à obtida pelo método.

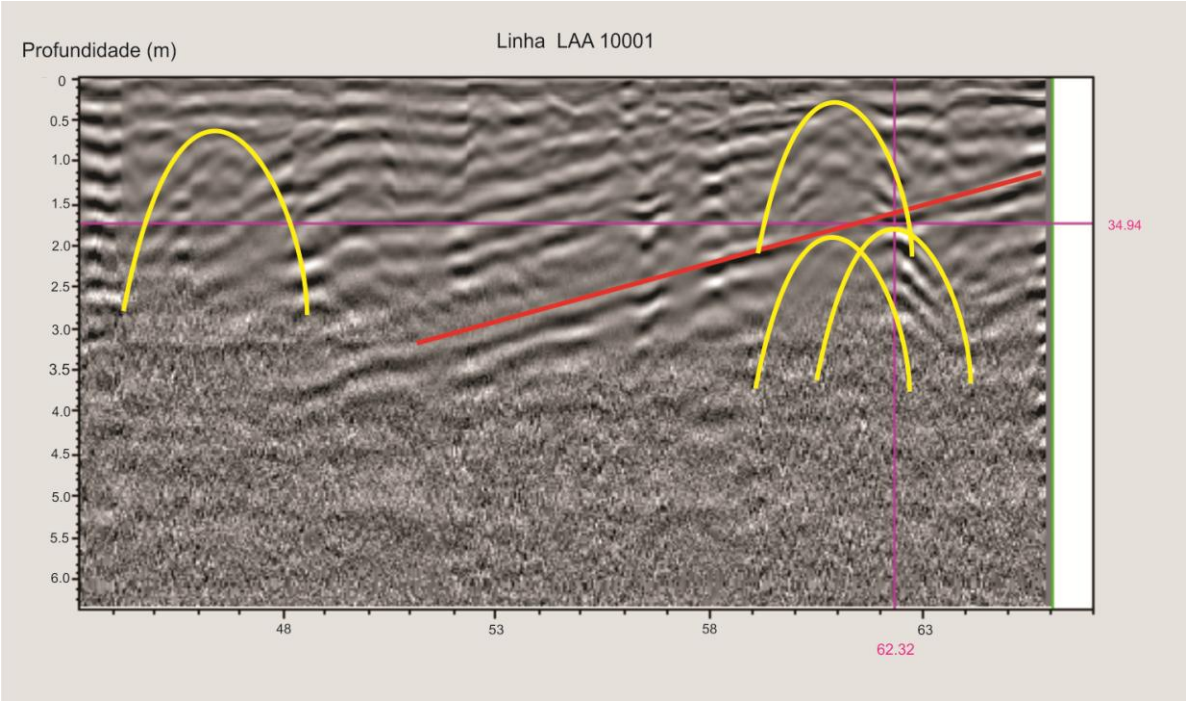


Figura 32. Perfil da linha 4 com detalhe para camada inclinada e a presença de hipérbole marcantes.

A partir da análise e interpretação conjunta dos perfis foram gerados blocos em 3D, sendo estudados cortes na direção "y" e geradas plantas, com resultados das diferentes profundidades e seu respectivo tempo de percurso da onda. Nota-se grandes amplitudes de sinal à oeste da área investigada coincidentemente à região com presença da exumação dos geiseritos (Figura 33).

A investigação em diferentes níveis mostrou continuidade das altas resistividades com o aumento da profundidade (Figura 34). O sinal do radar inicia-se à profundidade de 0,63 metros, e com ele a presença de alto contraste de anomalia nas mesmas localidades em que se encontram os cones silicosos aflorantes, e pode alcançar até 4,0 metros, limite da penetração instrumental para esse meio. Em planta, atinge a distância de 40 metros em direção à porção leste da área.

Figura 33. Porção oeste da área com concentração de exumação dos cones silicosos, onde os resultados apresentaram maiores amplitudes pelo método do GPR.

Percebe-se também, que apesar de toda a porção oeste conter materiais que causam mudança de velocidade de penetração, a sudoeste o sinal apresenta grande diminuição na frequência à profundidade de 3,3 metros se comparada com a porção noroeste a profundidade de 4,0 metros, sendo interpretado como uma diminuição dos cones.

No extremo leste da área, apesar de apresentar-se com menor intensidade, também ocorrem anomalias alinhadas de acordo com os cones silicosos exumados na porção oeste (próximo a N-S) e limita-se 10 metros em direção aos mesmos. Exibem continuidade com o aumento da profundidade, porém limitando-se à penetração de 0,63 a 3,0 metros (Figura 34).

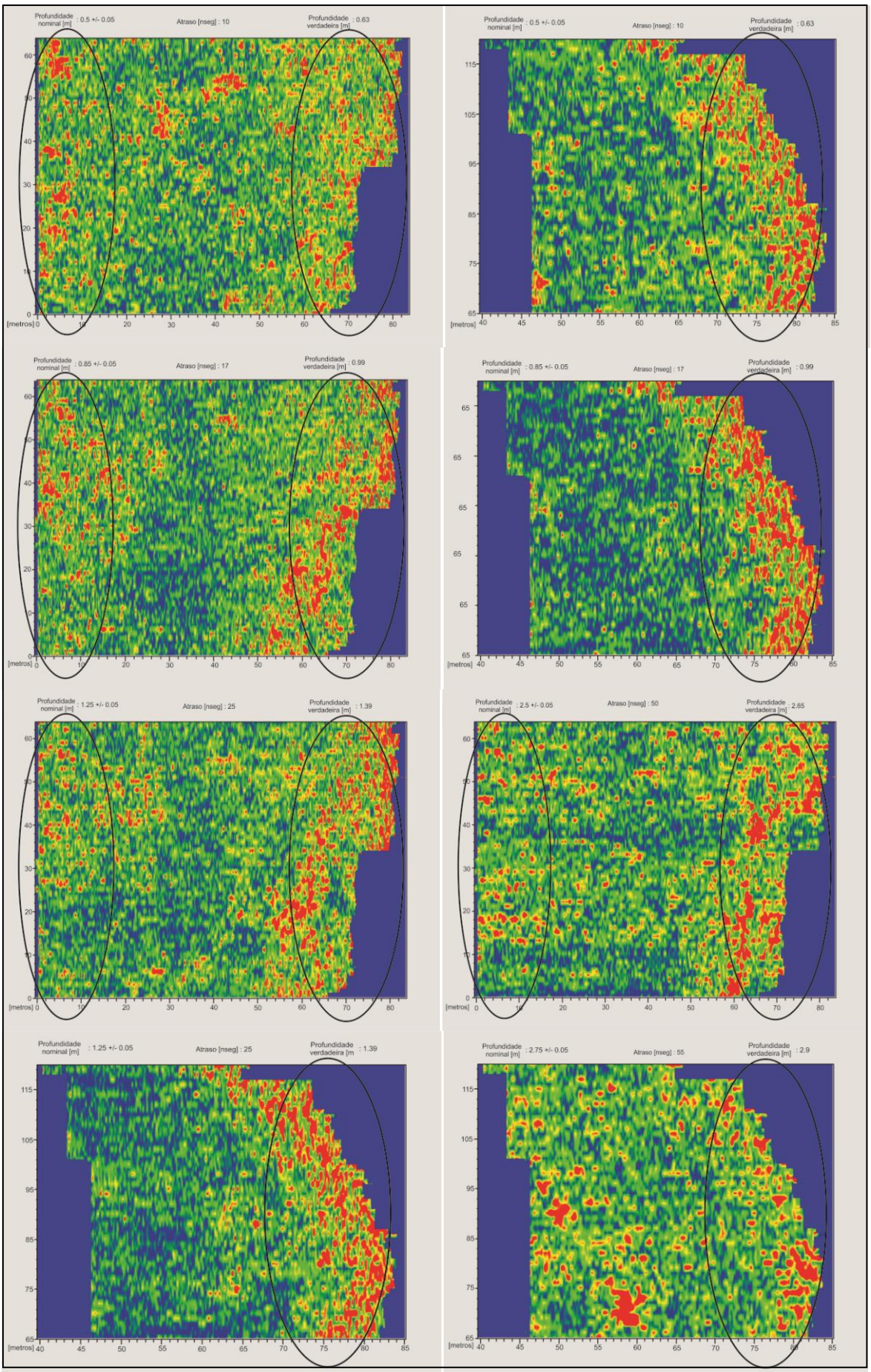


Figura 34. Mapa em planta da resposta de altas velocidade da onda em diferentes profundidades à sudeste (direita) e nordeste (esquerda) da Área 1.

Na Área 2, a resposta do meio apresentou-se atenuada, possivelmente ocasionada pela grande espessura de manto de intemperismo evidenciado pela ausência destes corpos, que poderiam estar ainda soterrados pelos sedimentos. Através do perfil do GPR, algumas hipérboles puderam ser visualizadas, podendo corresponder à concentração de cones silicosos, porém sem exumação visual. Na configuração do mapa em planta em diferentes profundidades, nota-se uma tendência linear de anomalias na porção oeste da área com direção também próxima a N-S e profundidade de quatro metros (Figura 35).

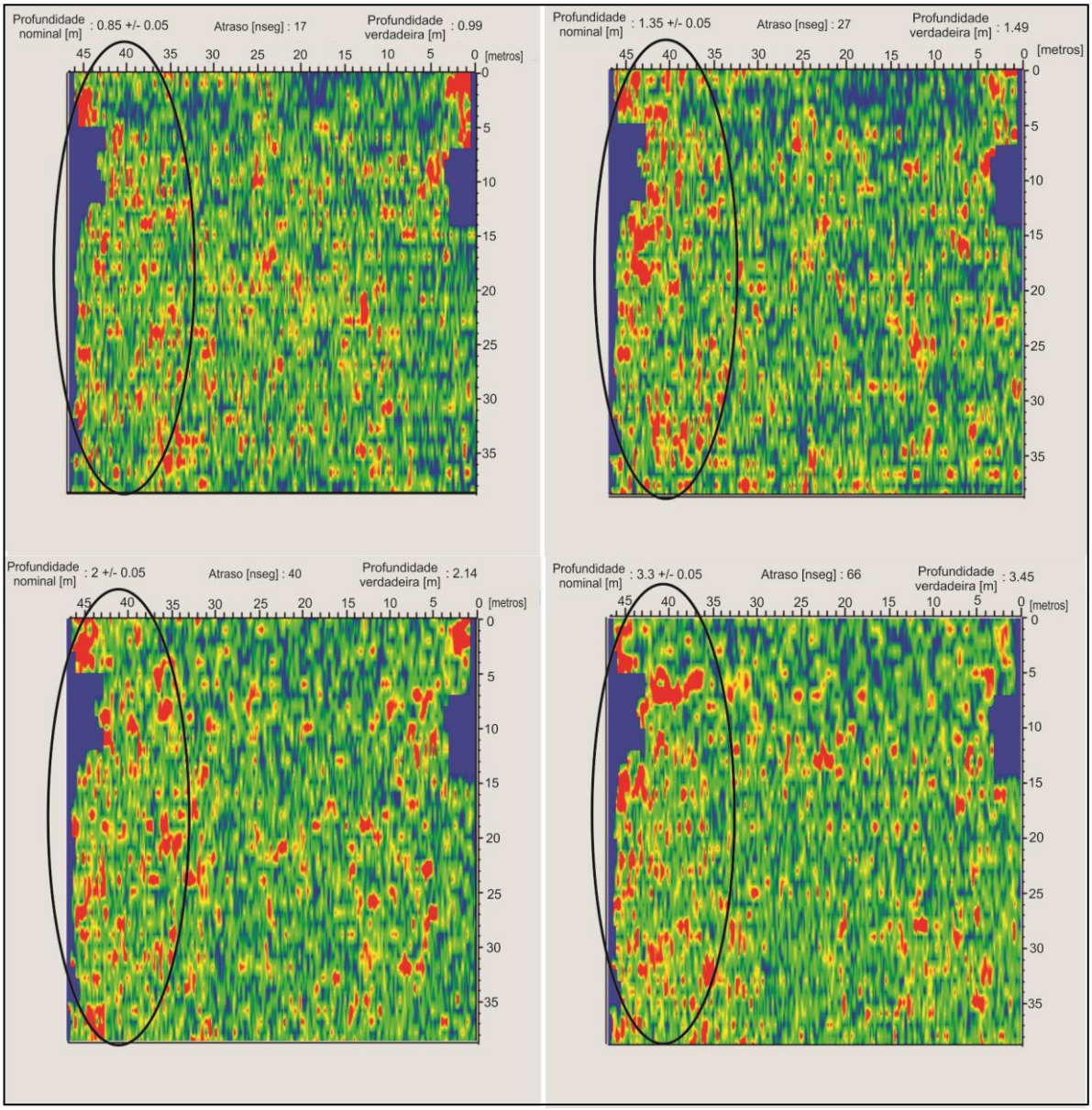


Figura 35. Mapa em planta da resposta das velocidades da onda em diferentes profundidades da Área 2.

A imagem em planta (Figura 36) simplifica a localização das anomalias observadas, tanto no extremo leste, quanto oeste das Áreas 1 e 2.

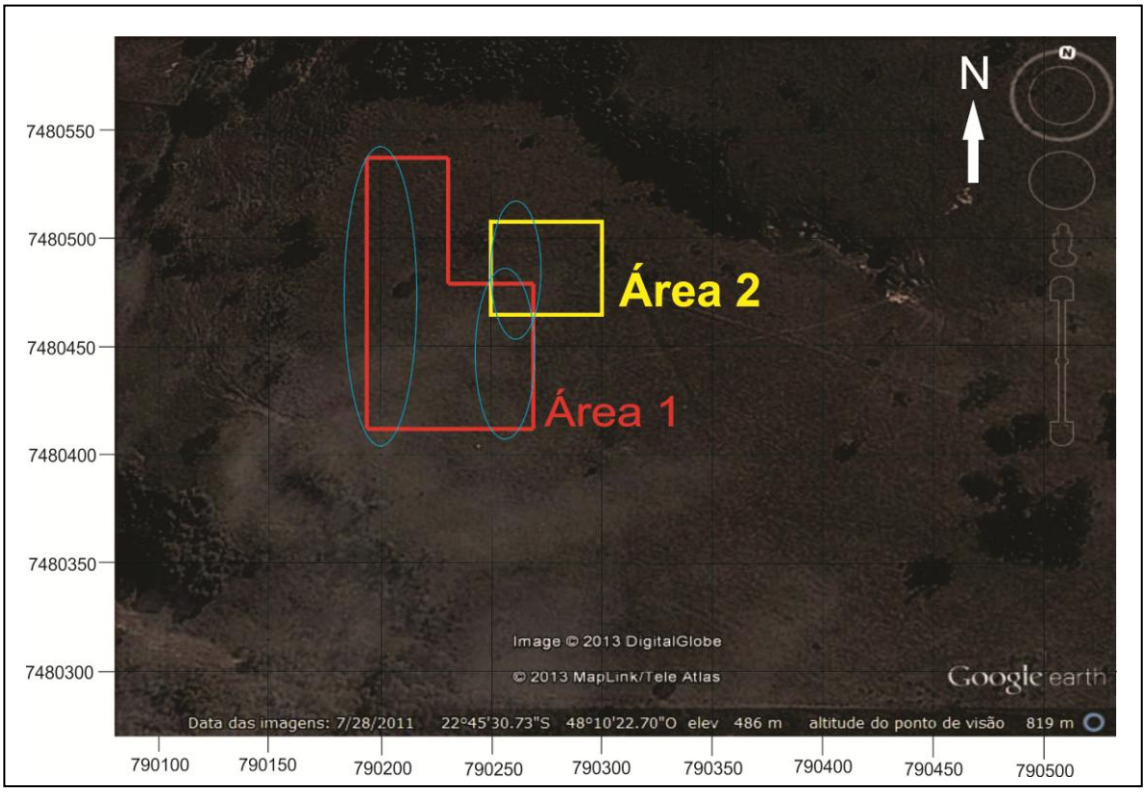


Figura 36. Região da Área 1 e 2 em que são observadas as anomalias do georradar.

8.1.1 Investigação direta dos dados de georradar

A partir dos resultados dos perfis geofísicos, foi feita uma pequena campanha de investigação direta com utilização do trado manual para identificação dos materiais soterrados responsáveis pelas anomalias observadas. As localizações para escavação foram escolhidas nos locais onde os resultados mostram anomalias no georradar (hipérboles).

Apesar do instrumentação alcançar dois metros de profundidade, as cavas foram limitadas a um metro devido à dificuldade de escavação no local ocasionada pela forte compactação do solo. Por vezes foi utilizada a cavadeira para facilitar a penetrabilidade do trado no solo (Figura 37). O diâmetro da escavação foi de 15 centímetros.

Sobre o ponto de vista geológico o material observado se trata de um solo com areia fina e argila, bem compactado e coloração avermelhada (Figura 38). Apesar de algumas

localidades não apresentarem muitas discrepâncias dessa descrição, em outras foram observados buracos de animais (Figura 39).

Figura 37. Investigação direta por trado e cavadeira.

Figura 38. Material escavado. Solo com areia fina a argila, bem compactado e coloração avermelhada.

Uma das fortes características do georradar é facilidade de localização desses vazios ocasionados por tatus. A grande dificuldade deste método é excluir esses valores a fim de permitir apenas a visualização de anomalias pertinentes ao estudo.

De modo a não cometer erros, os dados de GPR foram minuciosamente avaliados e interpretados conjuntamente e não separadamente como anomalia/corpo investigado.

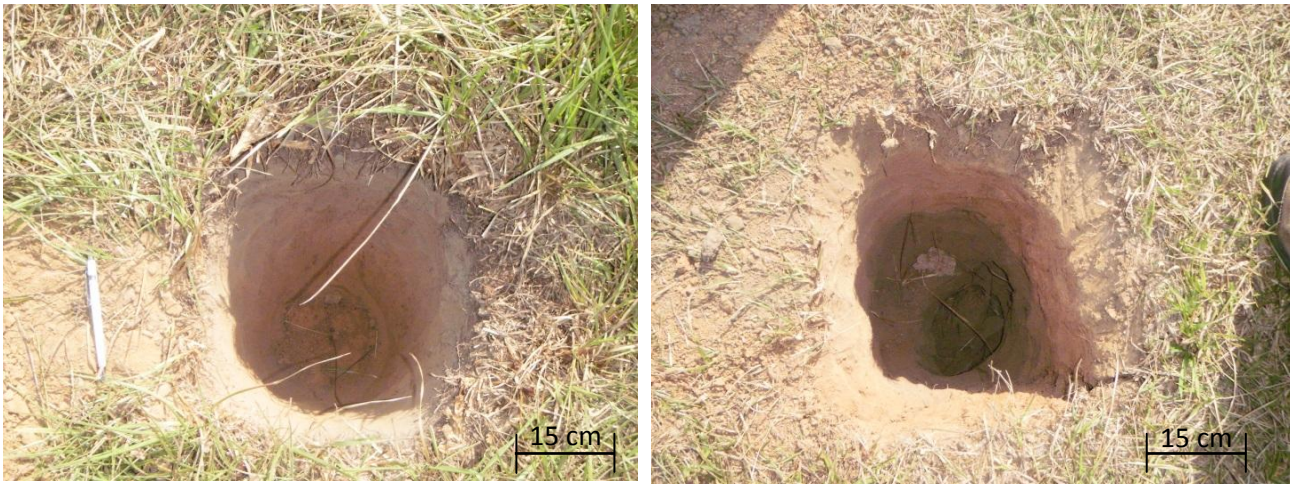


Figura 39. Cavas com ausência e presença de buracos ocasionados por animais.

8.2. Caminhamento

Os resultados obtidos pelo método da resistividade mostraram-se condizentes em relação ao contraste nas propriedades dos materiais estudados.

Os geiseritos, por exibirem composição essencialmente silicosa, caráter maciço e baixa porosidade, dificultam a infiltração de água e subsequentemente a passagem da corrente elétrica no meio. Essas características associam-se a leitura de altos valores de resistividade, ou seja, menos condutivos. A rocha encaixante com composição areia fina e argila apresenta maior porosidade se comparada com os cones silicosos, facilitando a percolação de água. Neste caso, essa litologia está associada à leitura de baixas resistividades.

Anteriormente à interpolação dos dados de resistividade foi executada a inversão dos mesmos que apresentaram em média erros de 7%.

A partir da análise dos perfis é possível identificar a presença de quatro padrões em relação às resistividades e localização das mesmas. O primeiro padrão é caracterizado por

valores mais baixos, variando entre zero e 500 Ω.m, com alternância de três camadas mais e menos resistivas. A camada mais superficial, com até dois metros de profundidade apresenta alta resistividade. A camada intermediária, com profundidade de dois a quatro metros exibe baixa resistividade. Por fim, a camada mais inferior com profundidade de quatro a seis metros apresenta alta resistividade (Figura 40). Estão distantes de 80 a 60 metros da exumação dos geiseritos.

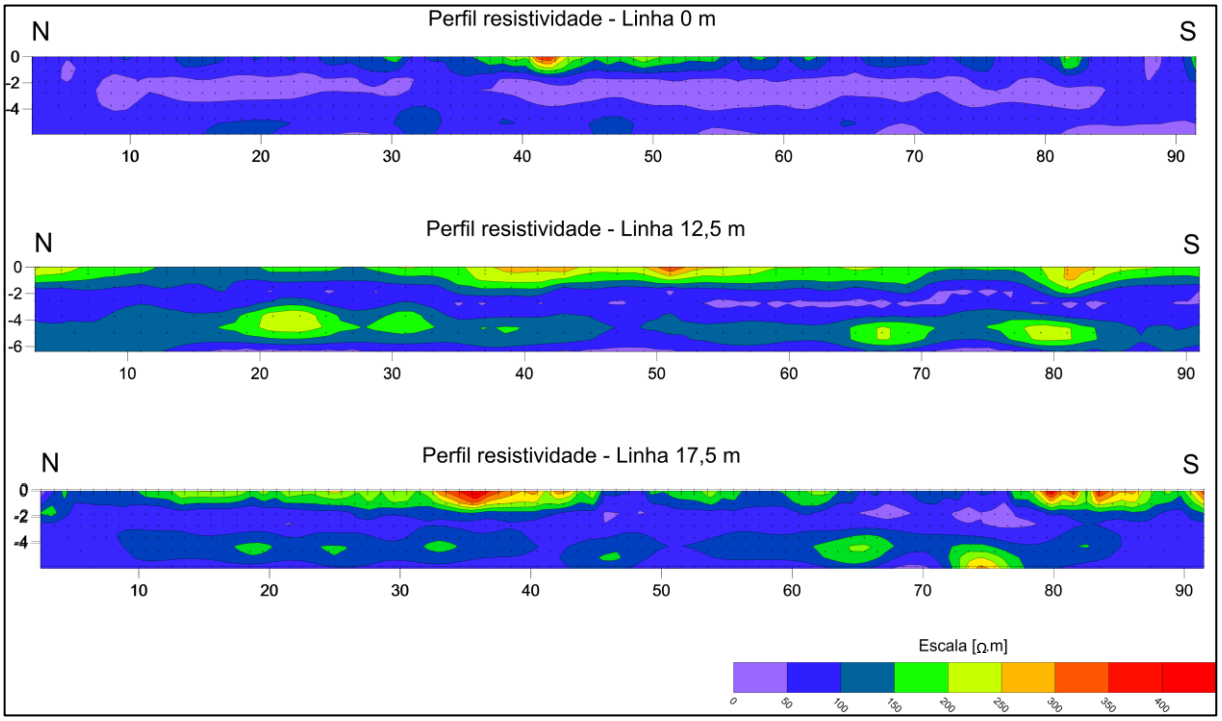


Figura 40. Perfis de resistividade enquadrados no primeiro padrão.

Ao analisar os perfis medidos entre 60 a 50 metros dos cones silicosos, a oeste da área, o segundo padrão identificado prevalece. Este também é caracterizado pela alternância de três camadas com diferentes resistividades com a camada de baixos valores situados entre duas camadas de maiores valores. Porém, a grande diferença deste padrão em relação ao discutido anteriormente é a amplitude do valor de resistividade, variando entre 0 e 1000 Ω.m. Adicionalmente, as camadas identificadas são bem delineadas e continuas horizontalmente (Figura 41).

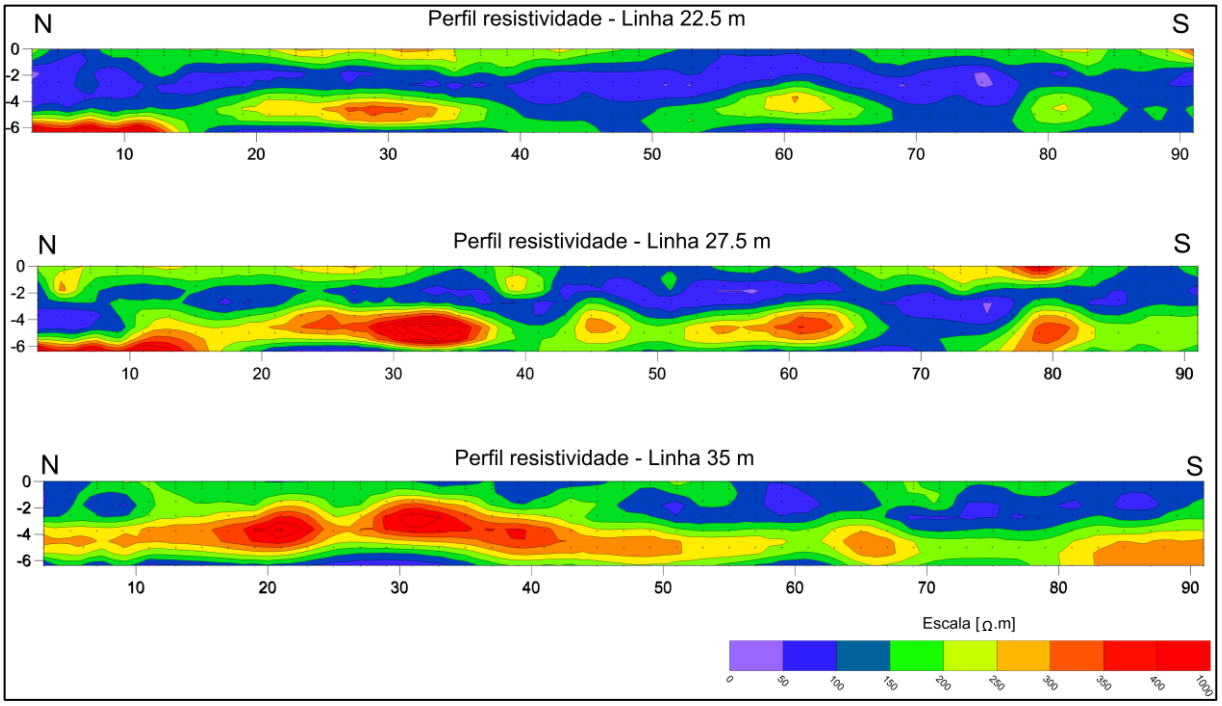


Figura 41. Perfis de resistividade enquadrados no segundo padrão.

O terceiro patrão observado é distinguido pela presença de uma camada fortemente resistiva e bem marcante entre duas camadas mais condutivas. Sua profundidade varia de dois a seis metros de profundidade e a amplitude de valores de resistividade encontra-se entre 40 a 1000 Ω.m, podendo atingir até 1300 Ω.m (Figura 42).

Nota-se neste padrão que a localização da camada de maior resistividade não se situa apenas em uma mesma profundidade em todos os perfis, se comparado com o primeiro padrão. Neste caso, há uma forte relação entre o aumento dos valores de resistividade com a diminuição da profundidade quando analisados no sentido da exumação moderna dos cones silicosos.

Os perfis localizados sobre os geiseritos são classificados como o quarto padrão. Estes exibem apenas duas camadas com diferentes resistividades. A camada superficial, até três metros, com alta resistividade e a camada inferior com profundidade de três a seis metros, com resistividade mais baixa (Figura 43).

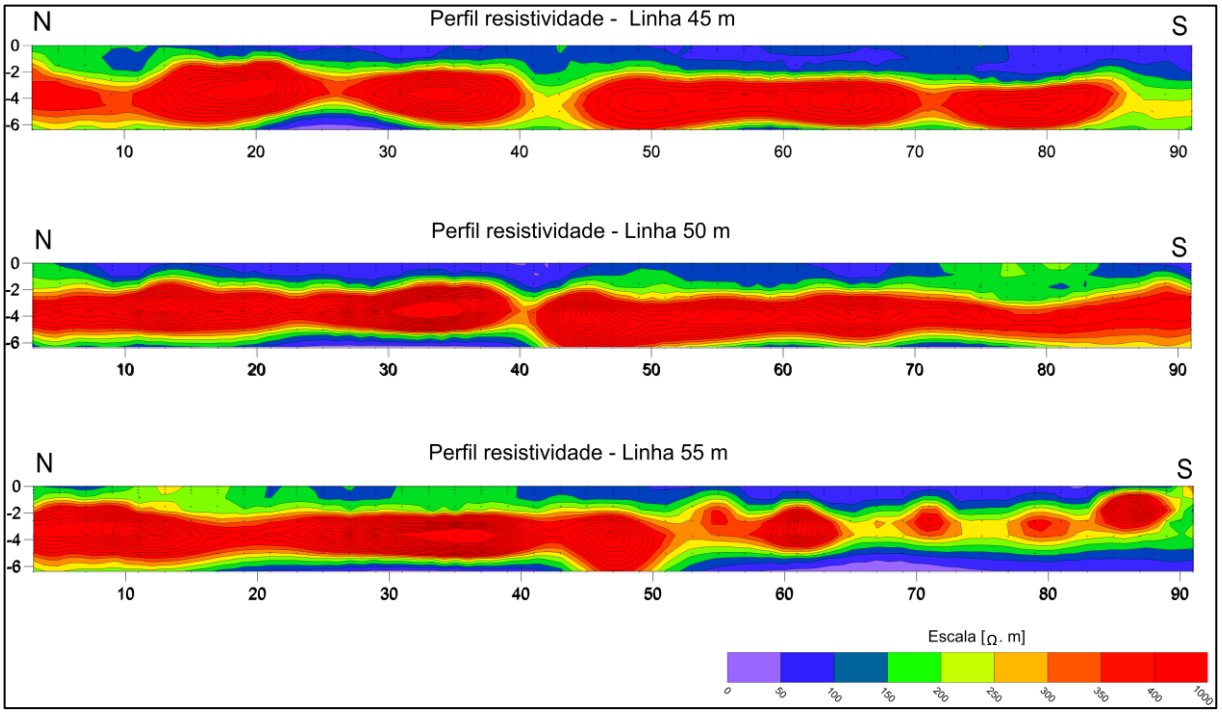


Figura 42. Perfis de resistividade enquadrados no terceiro padrão.

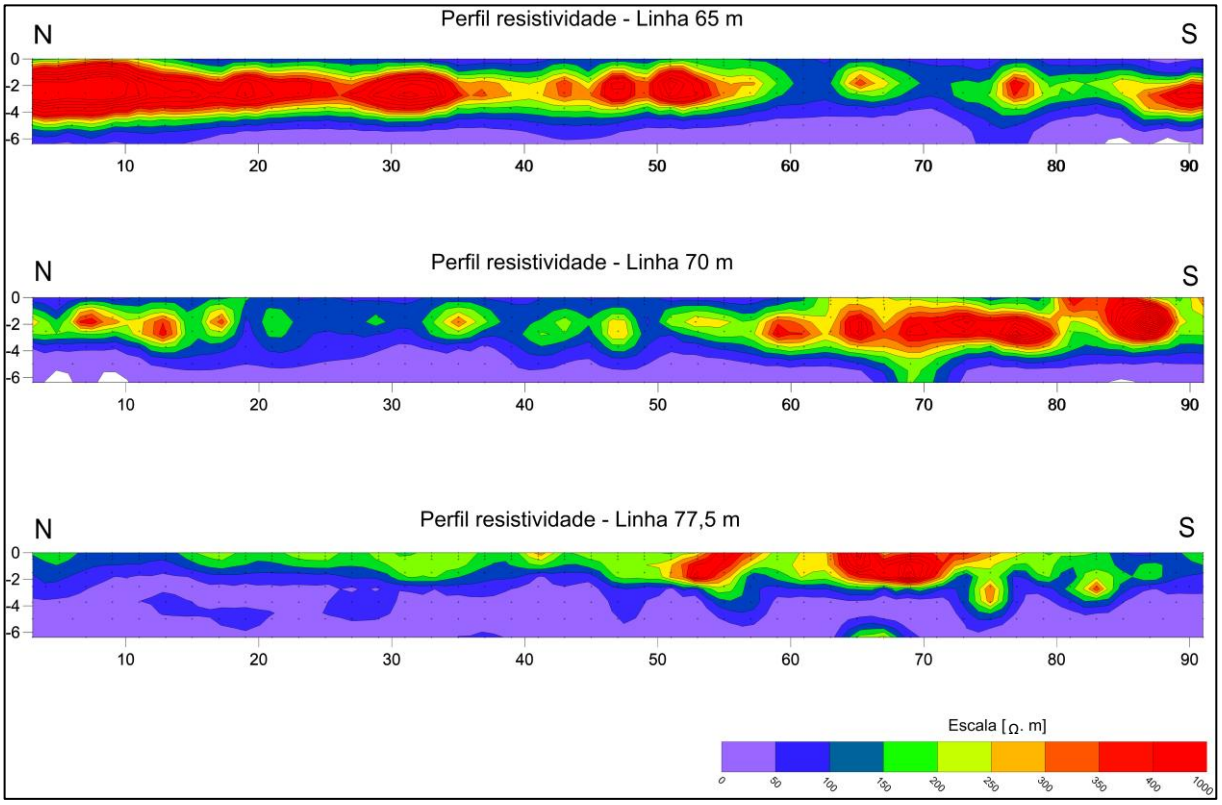


Figura 43. Perfis de resistividade enquadrados no quarto padrão.

Foram confeccionados plantas em diferentes profundidades para facilitar a visualização da mudança de resistividade com o aumento da profundidade ao longo de toda a área estudada.

Ao analisar as diversas plantas conjuntamente é perceptível a relação do aumento da profundidade com o avanço da frente de altas resistividades alinhada N-S movendo-se de oeste, onde estão localizados os geiseritos, para leste (Figura 44).

A Figura 44A está à profundidade de 0,5 m e exibe um caráter homogêneo de resistividade, comum em toda área. Ao aumentar a profundidade a 1,5 m, nota-se um alinhamento de altos valores localizado próximo á 80 m, região de exumação dos geiseritos (Figura 44B). A profundidade de 2.55 m esta concentração passa a se localizar próximo a 60 m, distante 20 m dos cones (Figura 44C) Aumentando ainda mais a profundidade para 3.705 e 4.976 m estes valores passam a se localizar a 50 e 40 m, distantes 30 e 40 m respectivamente dos mesmos (Figura 44D). A Figura 43E exibe uma perda dessa continuidade, porém continua apresentar um padrão de alta resistividade na mesma direção discutida e uma concentração no canto esquerdo inferior da imagem com forte anomalia.

Outra forma de fácil visualização dessa relação é a partir de mapas em 3D das resistividades (Figura 45). Nesta configuração é possível identificar os picos de altas resistividades e sua respectiva localização com sua forma tridimensional.

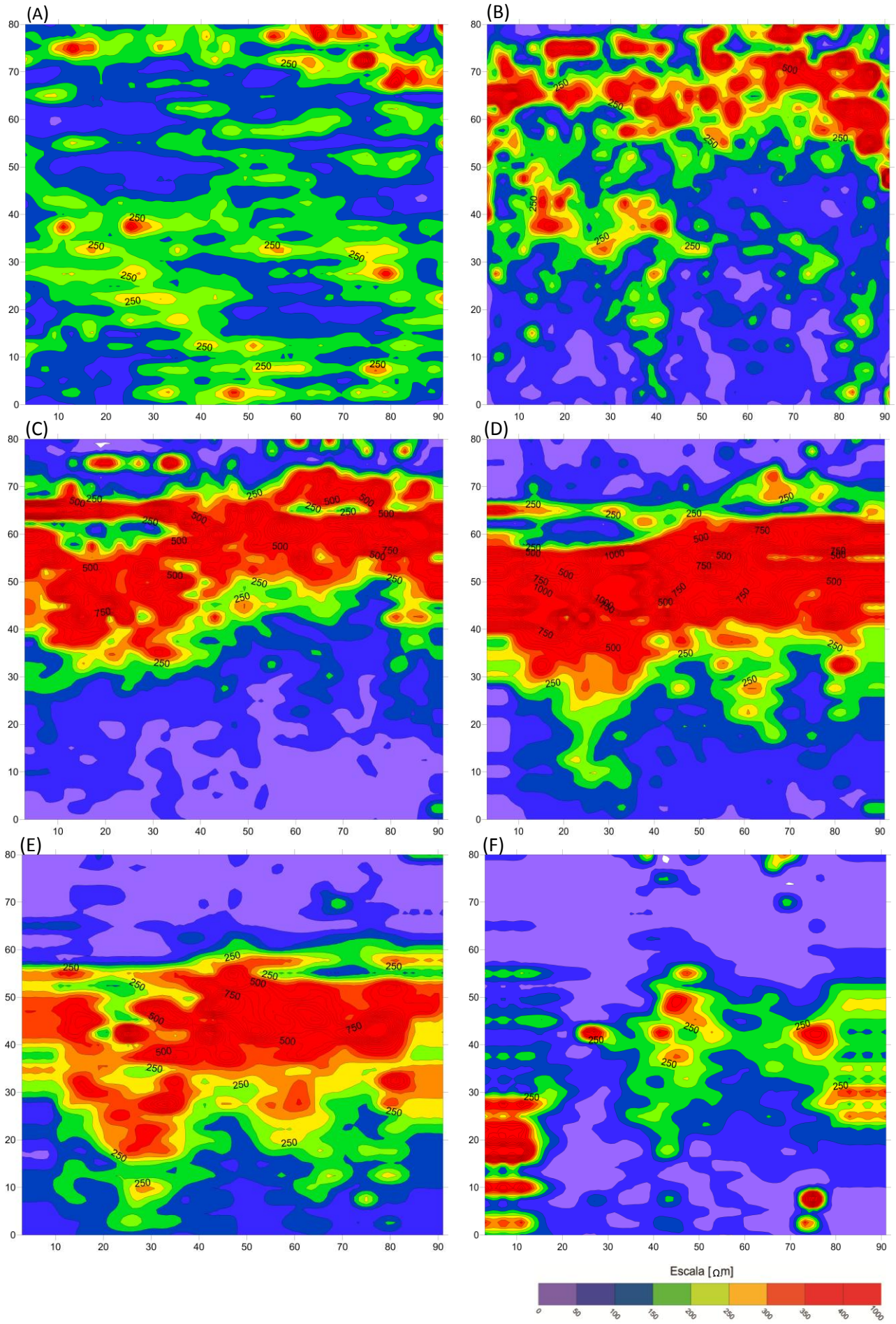


Figura 44. Planta de resistividade em diferentes profundidades. (A) 0,5m; (B) 1,5m; (C) 2,55 m; (D) 3,705 m; (E) 4, 976; (F) 6,373 m.

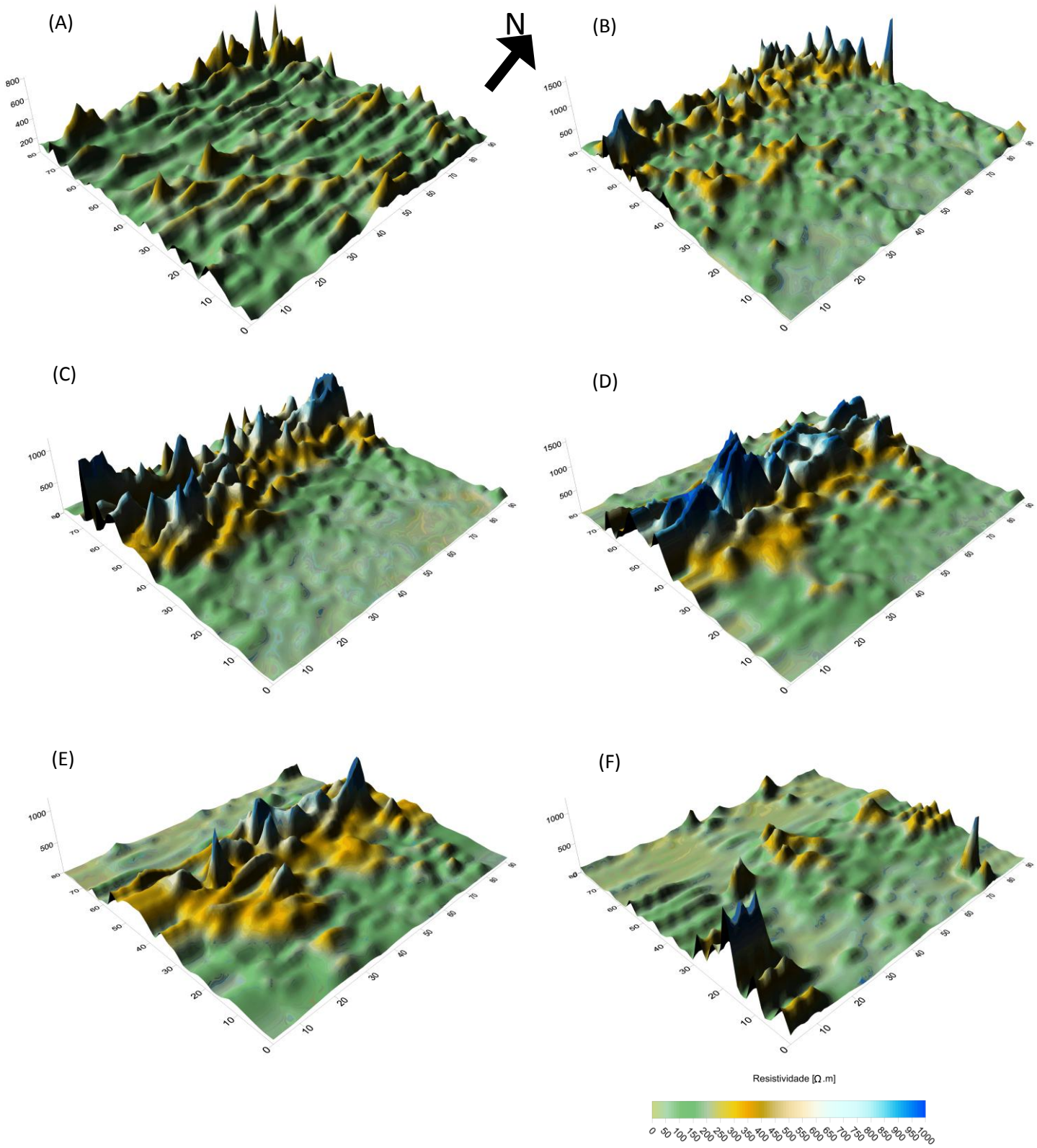


Figura 45. Configuração de resistividade em 3D de diferentes profundidades. . (A) 0,5 m; (B) 1,5 m; (C) 2,55 m; (D) 3,705 m; (E) 4, 976; (F) 6,373 m.

9. DISCUSSÃO

A partir dos dados obtidos foi possível identificar o atrelamento entre resultados do georradar e de resistividade. Foram identificadas, em ambos os métodos, duas frentes de ocorrência de anomalia. A primeira, sob a exumação dos geiseritos, e a segunda à distância de 80 m à leste dos mesmos.

A anomalia do georradar gerada sobre os cones silicosos foi observada até quatro metros de profundidade, que a princípio pareceu existir uma limitação do equipamento utilizado. Porém, após análise dos valores de resistividade, foi identificada a espessura desta camada, atingindo profundidades de no máximo quatro metros. Sob esta, identificou-se uma camada mais condutiva até seis metros de profundidade, este sim, valor limite da penetração instrumental. A camada mais resistiva é observada ao longo de 40 metros dos geiseritos com inclinação de 8º, aproximadamente. Essa camada é facilmente identificada dentre do pacote pelos mapas em planta de resistividade, tanto em 2D quanto 3D.

A anomalia gerada a 80 m da exumação dos cones possui quatro metros de profundidade e foi identificada tanto pelo georradar quanto pelos altos valores de resistividade na superfície do terreno. Adicionalmente, Gallas e Taiolli (2011) obtiveram o alinhamento das altas resistividades aparentes nessa mesma direção. Supõe-se tratar de uma nova frente de cones silicosos ainda não exumados pela erosão moderna. Sua principal característica é a ausência de continuidade tanto vertical quanto lateral no sentido oeste estudado. Esta continuidade pode estar na porção leste, com mesma direção que a camada observada no lado oposto da área.

A representação das anomalias dos métodos geofísicos e sua respectiva interpretação geológica são representadas pela Figura 46. Nesta figura é possível observar as camadas inclinadas sob os geiseritos exumados e sua continuidade até 40 m, e sua horizontalização a partir deste ponto. Observa-se também uma pequena região a 80 m dos cones com forte anomalia, interpretados como cones ainda soterrados.

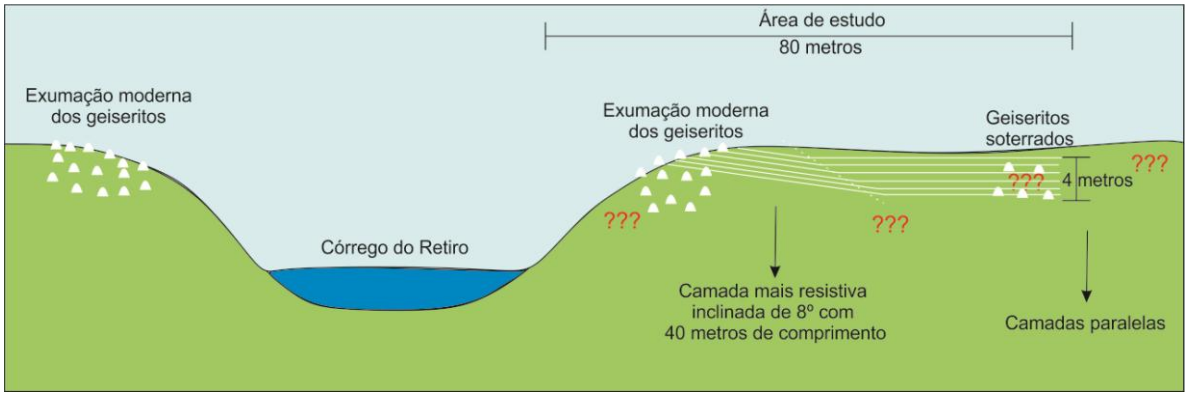


Figura 46. Representação esquemática das anomalias observadas.

A partir destes dados, sugere-se dois modelos para a formação em subsuperfície dos gêiseres formados na região.

O primeiro modelo implica na ascensão da água quente sobre uma superfície de falha estrutural. Por se tratar de uma bacia sedimentar, as camadas deposicionais são horizontais, tais como vista nos perfis do GPR. Diversas falhas e fraturas são instaladas nessa região, cortando as camadas sedimentares preexistentes, e a água quente, oriunda de partes profundidas, utiliza desses condutos para chegar à superfície. Nas paredes desse plano é precipitada sílica, tornando-o mais resistentes para suportar a pressão ocasionada pelas súbitas ascenções de material (água + vapor) chamadas de explosões dos gêiseres. Neste modelo, a camada inclinada observada pelos métodos geofísicos é aqui interpretada como uma superfície de fratura (Figura 47).

O segundo modelo trata-se da percolação da água quente profunda através de um caminho preferencial associado a uma camada sedimentar inclinada preexistente. Por se tratar de um ambiente de mar raso, com influência de maré, a deposição da Formação Teresina pode ter sofrido uma diminuição repentina do nível do mar, culminando em superfície “toplap” em uma posterior subida do mar. Com menor espessura do nível do mar, e consequentemente, menor pressão hidrostática naquele ponto, a água quente vinda da subsuperfície utilizariam camadas que facilitariam a percolação da mesma para atingir a superfície. Do mesmo modo que o modelo anterior, a precipitação de sílica nas paredes deste conduto culmina no aumento da resistividade (Figura 48).

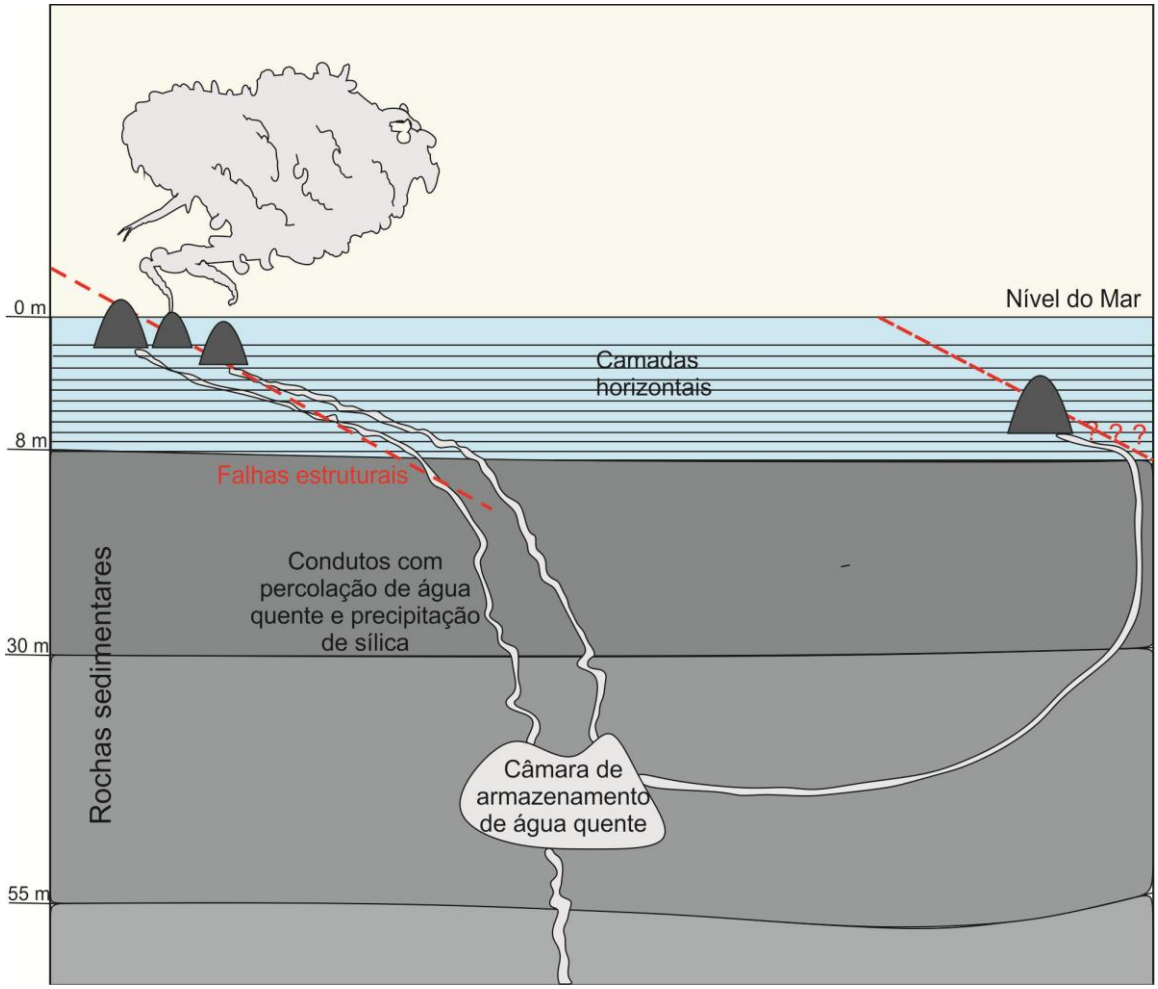


Figura 47. Modelo 1. Falhas estruturais como conduto para ascensão da água quente.

Neste modelo, leva-se em conta pequena pressão das explosões justificada tanto pelo caminho ordenado dentro do pacote sedimentar, quanto pelas dimensões dos geiseritos estudados (de um a três metros). Pequenas explosões são ocasionadas a partir da proximidade da câmara de armazenamento de água com a subsuperfície. Adicionalmente a pressão hidrostática aplicada no ponto sobre a fuga da água quente da subsuperfície, poderia ocasionar uma diminuição na pressão explosiva. Nessas situações os gases perdem pressão e as grandes explosões são substituídas por pequenas explosões, formando pequenos cones silicosos, tanto pela limitada quantidade de água e sílica expelida, quanto pelo alcance dos mesmos.

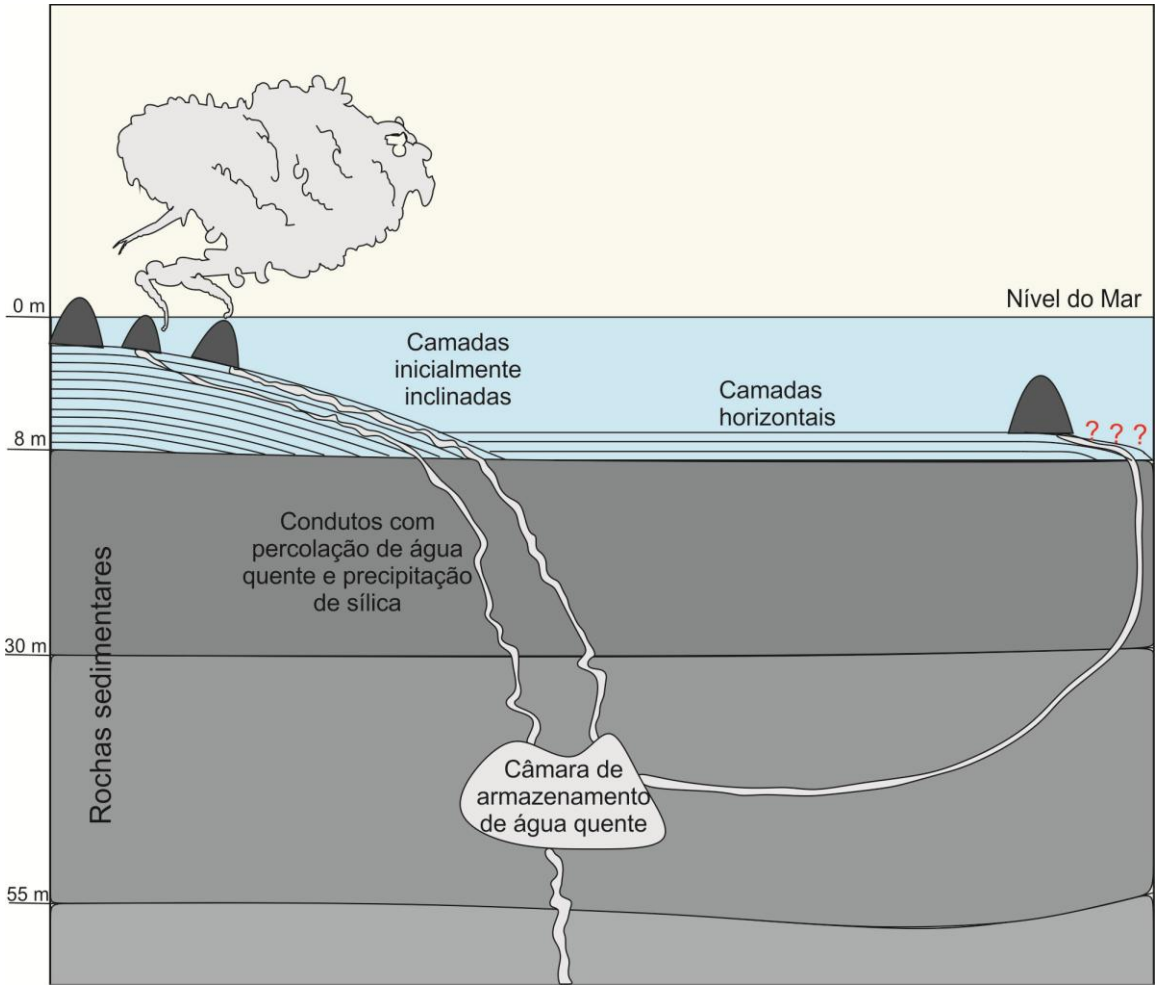


Figura 48. Modelo 2. Precipitação da sílica sobre camada inclinada preexistente.

10. CONCLUSÃO

Os resultados por perfis geofísicos permitiram diagnosticar duas frentes de formação dos geiseritos. A primeira, a oeste da área, evidenciada tanto pela exumação atual dos cones como pelo forte sinal do georradar e de resistividade em subsuperfície. Este sinal, a princípio, inicia-se próximo à superfície com posicionamento concordante com os cones silicosos aflorantes, podendo alcançar até quatro metros de profundidade. Estes sinais possuem continuidade para leste ao longo do aumento da profundidade. Apresenta-se como uma camada com 40 m de extensão e 8º de inclinação do extremo oeste da área em direção à porção leste da mesma.

A segunda frente de geiseritos, a leste, apesar de apresentar sinais com menor frequência e contraste, evidencia uma nova região com presença de materiais com resistividade elétrica mais elevada que a rocha encaixante. Esta também está alinhada de

acordo com os cones silicosos exumados na porção oeste e limita-se 10 metros em direção aos mesmos. Possuem, também, uma continuidade ao longo do aumento com a profundidade, porém limitando-se à superfície, mais especificadamente a profundidade de zero a dois metros e zero a quatro metros, como visto nos métodos de resistividade e georradar, respectivamente.

Apesar da limitação instrumental neste tipo de ambiente, dado tanto pelo pequeno contraste entre velocidades das ondas no sedimento e na sílica pura do método do GPR, quanto pelo restrito alcance de ambos os métodos e configurações utilizados, máximo de seis metros na resistividade e quatro metros no georadar, foi possível determinar a presença de cones ainda soterrados, alinhados segundo a mesma direção dos corpos aflorantes. . Este resultado é indicativo de que na área existam corpos silicosos ainda soterrados que não foram exumados pela erosão moderna e, portanto não mapeados. Isso implica que o campo de geiseritos como conhecido atualmente pode ser muito maior em número e área caracterizando uma intensa atividade hidrotermal no final do Período Permiano.

A investigação direta não foi satisfatória na questão de encontrar novos corpos, porém esta foi limitada apenas à superfície do terreno devido à compactação do solo, não permitindo uma avaliação excludente de novos alvos soterrados.

Embora sugerido neste trabalho dois modelos como tentativa de explicar a instalação dos cones silicosos, o primeiro modelo, no qual camadas sedimentares horizontais cortadas por falhas estruturais, parece melhor explicar esse evento. A orientação destas duas frentes de geiseritos paralelos entre si e o alinhamento do Córrego do Retiro sugerem controle estrutural em sua formação. Adicionalmente, na outra margem deste córrego a oeste da área estudada ocorrem também cones aflorantes e orientados com mesma direção discutida.

Uma falha estrutural parece ter sido a percursora para formação destes gêiseres de Anhembi, possibilitando um caminho preferencial da água quente à superfície sob pressão, causando explosões e instauração de cones silicosos. Essas premissas explicam a limitação destes corpos nas proximidades do entalhamento do Córrego do Retiro, uma vez que este aproveitou do plano de fraqueza da falha para se instalar.

Na questão econômica, não foi observado nenhuma evidencia de ocorrência anômala mineral na região, no que diz respeito à prospecção de superfície.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. de. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozoico. In: BISTRICHI, C. A.; CARNEIRO, C. D. R.; DANTAS, A. S. L.; PONÇANO, W.L. (eds). **Mapa Geológico do estado de São Paulo**, escala 1:500.000, Nota explicativa. São Paulo, IPT. 1981.Monografias 6, v. 1, p. 47-77.

ANNAN, A. P. Ground Penetration Radar Workshop notes. Sensors & Software, Inc., Internal Report, 2001, 192p. Disponível em: <http://geo.polymtl.ca/~giroux/cours/gml6201a/articles/annan01.pdf> Acesso em: 03 abr. 2013.

ARAÚJO, C. C. **Gênese das ocorrências de arenito asfáltico da borda leste da Bacia do Paraná, SP.** 2003. 135 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo 2003.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; MADRUCCI, V. Análise morfoestrutural em área de ocorrência de arenito asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. **Revista do Instituto de Geociências,** São Paulo, v. 24, n.1/2, p. 25-41. 2003.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; ROSTIROLLA, S.P. Arenitos asfálticos na Bacia do Paraná: estudo das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 14, n.1, p. 47-70. 2006.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 77-89. 1994.

BRAGA, A. C. O. 2007. **Geofísica Aplicada, Módulo: Métodos geoelétricos aplicados nos estudos de captação e contaminação de águas subterrânea**. Rio Claro:. Instituto de Geociencias e Ciencias Exatas, Universidade Estadual Paulista.2007. 79p.

BRYAN, T. S. **The Geysers of Yellowstone.** 3rd ed. Niwot, Colorado: University Press of Colorado. 1995. 463 p.

BORTOLUZZI C. A.; BARBERENA M. The Santa Maria Beds in Rio Grande do Sul (Brazil). In: BIGARELLA J. J.; BECKER R. D.; PINTO I. D. **Problems in Gondwana Geology**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967. p. 169-196.

CAETANO-CHANG, M. R. **A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo.** 1997. 196 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraph. **Geophysical Prospecting,** v. 37, p. 531-551. 1989.

FERNANDES, L. A., **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil).** 1998. 216 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

FRANZINELLI, E. **Arenitos asfálticos do estado de São Paulo**. 1972. 104 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972.

FÚLFARO, V. J.; GAMA JUNIOR, E.; SOARES, P. C**. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. São Paulo: Paulipetro, 1980. 167 p.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA,. R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 233-256. 1982.

GALLAS, J. D. F. **Principais métodos geoelétricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental**. 2000. 174 f. Tese (Doutorado) - Universidade do Estado de São Paulo, Rio Claro. 2000.

INSTITUTO BRASILEITO DE GEOGRAFIA (IBGE). Mapa topográfico- Anhembi (SP); Piracicaba (SP); Bofete (SP); Conchas (SP). 1970. 1 mapa, color., 58 cm x 72 cm. Escala 1: 50.000

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo. 1981. 1 mapa, Escala 1:1.000.000

JAKOB, A. A. E. A Krigagem como Método de Análise de Dados Demográficos. In: ENCONTRO DE ASSOCIAÇÃO DE ESTUDOS POPULACIONAIS, 13, Ouro Preto, MG. 2002. Disponível em: < http://www.abep.nepo.unicamp.br/docs/anais/pdf/2002/GT_SAU_ST3_Jakob_texto.pdf > Acesso em: 02 abr. 2013.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HIL, I. **Geofísica de exploração**. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 438p.

KELLER, G. V. Rock and mineral properties. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory. **Society of Exploration Geophisics**, v. 1, p. 13-51, 1987.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. O magmatismo toleítico na Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 245-263.

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. 110 f. Dissertação de Mestrado- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

MATOS S. L. F. DE; COIMBRA A. M. Sucessão de fácies na Camada Porangaba, Grupo Passa Dois, Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, p.377-386, 1997.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. 255f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 265-280.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. In: Milani, E.J. **Cartas Estratigráficas**. Boletim de Geociências da Petrobrás, 2007. v. 15, n.2, p. 265-287.

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

OLHOEFT, G. R. Electrical properties of rocks. In: TOULOUKIAN, Y. S., JUDD, W. R., AND ROY, R. F. **Physical Properties of Rocks and Minerals**. New York: McGraw-Hill. 1981, p. 257-330.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil (Fanerozóico).** São Paulo: Universidade de São Paulo. 1983. 631p.

QUINTAS, M. C. **O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço.** 1995. 253 f. Tese (Doutorado) - Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

RICOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânico da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. 100 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

RINEHART, J. S. **Geysers and Geothermal Energy**. New York: Springer-Verlag. 1980. 223 p.

ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 30, n. 4, p. 639–648, 2000.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; CANUTO, J. R.; SANTOS, P.R.. Ice scouring structures in Late Paleozoic glacial lake, Paraná Basin, Brazil. In: ANNUAL MEETING OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, 25, 1990, Syracuse, USA. **Abstracts and Programs**. Syracuse, 1990. p. 66-66.

SARAIVA, F. A. **Avaliação de métodos geofísicos no comportamento espacial de plumas de necrochorume.** 2010. 93 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal.** 1994. 85 f. Tese (Doutorado)- Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SIGRH. Sistema de informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. Disponível em:
< http://www.sigrh.sp.gov.br/sigrh/index/imagens/rec_hirdricos.pdf>. Acesso em: 01 abr. 2013.

SMITH, R. B.; SIEGEL, L. J. **Windows into the Earth: The Geologic Story of Yellowstone and Grand Teton National Parks.** New York: Oxford University Press. 2000. 242 p.

SOARES, P. C. Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972. Belém. **Resumos**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. p. 250-251.

SOARES, P. C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. 1991. 131 f. Tese (Provimento de vaga de Professor Titular) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1991.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: Menasurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**. v. 16, n. 3, p. 574-582, 1980.

YAMAMOTO, J. K.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI P.C.; MONTANHEIRO, T.J.; ARAUJO, C.C.; KIYOHARA, P.K.; MATOS, S.L.F; DE, SOARES, P.C. A Record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. **Nature,** v. 438, p. 205-207, 2005

WARD, S. H. E; HOHMANN, G. W. Eletromagnetic theory for geophysical aplications. In: NABIGHIAN, M. N. **Electromagnetic theory for geophysical applications**, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1987. v. 1, cap. 1.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A., The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.;KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. 1990. p. 681-708.

ZANOTTO, O. A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5., 1993, Curitiba. **Resumos**... Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993, v. 5, p. 58.