



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O USO DO RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR) NO PARQUE  
PALEONTOLÓGICO DE SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ, ITABORAÍ – RJ**

EMERSON GOMES SEIXAS

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação  
em Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,  
apresentado como requisito necessário para  
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora:

Prof<sup>ª</sup> Dra. Gleide Alencar do Nascimento Dias

Rio de Janeiro

Setembro de 2018

O USO DO RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR) NO PARQUE  
PALEONTOLÓGICO DE SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ, ITABORAÍ – RJ

EMERSON GOMES SEIXAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE  
JANEIRO – UFRJ, APRESENTADO COMO REQUISITO NECESSÁRIO PARA  
OBTENÇÃO DO GRAU DE BACHAREL EM GEOLOGIA.

Examinado por:

---

Prof.<sup>a</sup> Dra. Sc. Gleide Alencar do Nascimento Dias.

---

Prof., D. Sc. Guilherme Fernandes Vasquez

---

Prof.<sup>a</sup>, Dra. Sc. Katia Leite Mansur

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

SETEMBRO DE 2018

Seixas, Emerson Gomes

O uso do Radar de Penetração do Solo (GPR) no Parque Paleontológico de São José de Itaboraí, Itaboraí - RJ / Emerson Gomes Seixas. – Rio de Janeiro: UFRJ/IGEO, 2018.

IX, 44 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadora: Gleide Alencar do Nascimento Dias.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 42-44.

1. Geologia. 2. Instituto de Geociências – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Prof.<sup>a</sup> Dr. Gleide Alencar Nascimento Dias. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. O uso do Radar de Penetração de Solo (GPR) no Parque Estadual de São José de Itaboraí, Itaboraí – RJ.

*"A ignorância gera mais frequentemente  
confiança do que o conhecimento: são os que sabem pouco,  
e não aqueles que sabem muito, que afirmam de uma forma  
tão categórica que este ou aquele problema nunca  
será resolvido pela ciência."*

*(Charles Darwin)*

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais, Edwilson Seixas e Rosana Seixas, a minha noiva Camila Rodrigues, pelo apoio e confiança a mim depositado e por estarem sempre ao meu lado, me incentivando a sempre seguir em frente apesar de todas as dificuldades.

Agradeço à minha orientadora Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gleide Alencar, pela sua atenção, paciência e confiança durante a confecção desse trabalho e aos professores doutores Guilherme Fernandes Vasquez e Katia Mansur, pelo apoio e avaliação do trabalho.

Ao laboratório de Geofísica do departamento de Geologia do Instituto de Geociências da UFRJ pelo auxílio na utilização dos equipamentos utilizados para aplicação do método GPR, todos os amigos dessa longa jornada da graduação e a todos funcionários da UFRJ, em especial aos funcionários da limpeza, secretárias e motoristas do Centro de Ciências da Matemática e da Natureza da UFRJ.

## RESUMO

Este trabalho apresenta um levantamento geofísico utilizando o método de Radar de Penetração de Solo (GPR) no Parque Paleontológico de São José do Itaboraí, Itaboraí - RJ. As linhas de aquisição foram obtidas na borda noroeste da bacia, próximas ao poço 2-ITAB-1-RJ. O método GPR foi utilizado em terreno formado por carbonatos, a fim de ser observada a resposta quanto à propagação das ondas eletromagnéticas de altas frequências nesse meio. O equipamento utilizado possui antenas transmissoras e receptoras no qual a onda é emitida para o meio, onde ao encontrar contraste de permissividade dielétrica nas camadas este retornará superfície onde será registrado, permitindo que se estimem as profundidades das interfaces refletoras, desde que seja conhecida a velocidade de propagação das ondas no meio. O equipamento de GPR utilizado na aquisição foi o modelo *TerraSIRch* SIR-3000 com antenas 3200 MLF de frequência em 35 MHz com alcance de 40 metros de profundidade, também na mesma área, se utilizou o equipamento modelo GSSI SIR-2000 com antena modelo 5106/A de frequência em 200 MHz, com uma penetração de 9 m. Após a aquisição de dados as linhas foram processadas para remoção de ruídos e interpretadas no programa *ReflexW*. O estudo apresentou relativa correlação entre as seções radargramas geradas pelas duas antenas com o perfil descrito do poço 2-ITAB-1-RJ. Pode se concluir que em estudos em carbonatos com algumas interfaces que variam com presença de carbonato, areia e aterro, verificadas em seções estratigráficas podem ser diferenciadas ou não, pelo método geofísico utilizado, como no caso eletromagnético.

**Palavras Chaves:** Carbonatos, GPR, Itaboraí

## ABSTRACT

This work presents a geophysical survey using the Ground Penetration Radar (GPR) geophysical method in the São José do Itaboraí State Park, Itaboraí - RJ. The acquisition lines were obtained at the western edge of the basin, near a well 2-ITAB-1-RJ. The GPR was used in a field formed by carbonates, in order to observe the response to the propagation of electromagnetic waves of high frequencies in this medium. The equipment used has transmitting and receiving antennas in which the wave is emitted to the medium, where upon finding dielectric permittivity contrast in the layers this will return the surface where it will be registered, allowing the depths of the reflecting interfaces to be estimated, provided the velocity is known wave propagation in the middle. The GPR equipment used in the acquisition was the TerraSIRch SIR-3000 model with 35 MHz MLF model antennas, which investigate depths greater than another study conducted, which investigated smaller depths. After data acquisition the lines were processed for noise removal and interpreted in the ReflexW program. The study presented a relative correlation between the radargrams sections generated by the two antennas with the described profile of the 2-ITAB-1-RJ well. It can be concluded that in carbonate studies with some interfaces that vary with the presence of carbonate, sand and landfill, verified in stratigraphic sections can be differentiated or not, by the geophysical method used, as in the case, electromagnetic.

**Keywords:** carbonates, GPR, Itaboraí

## Lista de Figuras

- Figura 1: Situação atual da Bacia de Itaboraí, com imagens do local durante o período de exploração (décadas de 70 e 80). (1, 2) borda norte da bacia; (3) borda leste da bacia onde as camadas de calcário são mais horizontais; sobre estas nota-se o morro da Dinamite; (4, 5) falha São José; (6) borda oeste da bacia, onde as camadas de calcário estavam bastante obliquas em direção à Falha São José. Fotos: L. P. Bergqvist, F. Cunha e autores desconhecidos. \_\_\_\_\_ 2
- Figura 2: Imagem menor no canto esquerdo - Mapa de localização da bacia de São José de Itaboraí, no Estado do Rio de Janeiro, Brasil (apud BERGQVIST et al., 2009). Imagem maior – Imagem de Satélite da localização do Parque Paleontológico de São José de Itaboraí. Rota em azul via BR-101, a partir do Rio de Janeiro. Imagem do obtida do Google Earth™ (2017). \_\_\_\_\_ 6
- Figura 3: Mapa Topográfico da Bacia de São José de Itaboraí e seu entorno retirado do site <http://pt-br.topographic-map.com/places/Parque-Paleontologico-de-Sao-Jose-de-Itaborai-1687917/> \_\_\_\_\_ 7
- Figura 4: Bacia de São José do Itaboraí. Imagem do obtida do Google Earth™ (2017). 7
- Figura 5: Mapa de distribuição Sistema Rift Cenozoico do Sudeste do Brasil adaptado com a localização aproximada da Bacia de São José de Itaboraí em azul claro. (ZALAN & OLIVEIRA, 2005). \_\_\_\_\_ 8
- Figura 6: Mapa geológico simplificado da Bacia de Itaboraí, indicado em (a) Falha de São José e (b) Falha Transversal. (modificado por RODRIGUES-FRANCISCO, 1975). \_\_\_\_\_ 10
- Figura 7: Coluna estratigráfica da Bacia. Modificada de Bergqvist et al. (2005). \_\_\_\_\_ 11
- Figura 8: Descrição litológica do poço 2-ITAB-1-RJ (Oliveira, 2012). \_\_\_\_\_ 14
- Figura 9: Constituintes de um sistema GPR. (Reynolds, 1997). \_\_\_\_\_ 16
- Figura 10: Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de condução (adaptado de Annan, 2000). \_\_\_\_\_ 18
- Figura 11: Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de deslocamento (adaptado de Annan, 2000). \_\_\_\_\_ 19
- Figura 12: Modos de operações do GPR: (A) Common Offset - COS; (B) Wide Angle Reflection and Refraction - WARR; (C) Common Mid Point - CMP (modificada de Reynolds, 1997). \_\_\_\_\_ 28

Figura 13: (A) Equipamento GPR SIR SYSTEM-300; (B) Antenas MLF 3200. Fontes: <a href="http://www.geophysical.com/sir3000.htm">http://www.geophysical.com/sir3000.htm</a> , <a href="http://www.geophysical.com/antennas.htm">http://www.geophysical.com/antennas.htm</a>	29
Figura 14: (A) Diagrama de uma antena transmissora monoestática; (B) Diagrama de antenas GPR modo biestático. Fonte: Borges, 2002.	30
Figura 15: (A) Antenas blindadas ; (B) Antenas não blindadas, A figura 12B é uma fotografia do equipamento utilizado no presente trabalho, o equipamento utilizado modelo SIR System-3000 GSSI, possui duas antenas (modo biestático), não blindadas, modelo MLF 3200, com 120 centímetros, na frequência de 35MHz no modo de afastamento constante (common offset - COS).	30
Figura 16: Fluxograma simplificado das etapas de processamento dos dados GPR. (NUNES, 2002).	33
Figura 17: Linhas de aquisição GPR no parque paleontológico de São José de Itaboraí, sinalizado com linhas em vermelho onde 1 corresponde a linha de aquisição 1, 2 linha de aquisição 2 e 3 linha de aquisição 3. Imagem do obtida do Google Earth™ (2017).	35
Figura 18: Fotos retiradas na localização da área de estudo, onde (1) corresponde a linha de aquisição 1, (2) linha de aquisição 2 e (3) linha de aquisição 3.	36
Figura 19: Linha 1 (direção N45E), A esquerda o radargrama não processado e a direita o radargrama processado.	38
Figura 20: Linha 2 (direção N20W), A esquerda o radargrama não processado e a direita o radargrama processado.	39
Figura 21: Linha 3, A esquerda o radargrama não processado e a direita o radargrama processado.	40
Figura 22: Linha 01 A) seção radargrama sem processamento e B) seção radargrama com processamento e interpretada.	39
Figura 23: Linha 02 A) seção radargrama sem processamento e B) seção radargrama com processamento e interpretada.	39
Figura 24: Linha 03 A) seção radargrama sem processamento e B) seção radargrama com processamento e interpretada.	40

## Lista de Tabelas

Tabela 1: Materiais com suas propriedades eletromagnéticas (Hydrology Field Couse,1997 in MARQUES 1999).	25
Tabela 2: Comprimento em metros das linhas de aquisição.	36

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	2
2.OBJETIVO .....	4
3. METODOLOGIA .....	4
3.1 Etapa pré-campo .....	4
3.2 Etapa campo .....	5
3.3 Etapa pós-campo .....	5
4. ÁREA DE ESTUDO .....	5
4.1 Localização e acesso à área de estudo .....	5
4.2 Geologia regional .....	8
4.3 Geologia local.....	10
5.RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR) .....	15
5.1 Princípios Físicos do GPR.....	17
4.1.1 Condutividade Elétrica .....	17
4.1.2 Permissividade Elétrica .....	18
5.1.3 Permeabilidade Magnética .....	19
5.1.4 Fluxo total de corrente.....	20
5.1.5 Propagação de ondas eletromagnéticas .....	21
5.1.6 Coeficiente de reflexão.....	25
5.2 Processamento dos dados e interpretação.....	31
6. RESULTADOS .....	34
6.1 Aquisição de dados com antenas de 35 MHz e 200 MHz.....	34
6.2 Processamento e interpretação das linhas na área de estudo.....	37
7. CONCLUSÕES.....	43
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	44

## 1. INTRODUÇÃO

A descoberta da Bacia Sedimentar de São José de Itaboraí, situada no município de Itaboraí, no estado do Rio de Janeiro, foi descoberta pelo engenheiro Carlos Euler em 1928. Suas dimensões apresentam formato elíptico, com 1500 a 2000 metros no semieixo maior, e apenas 500 metros no menor o que a faz conhecida como a menor bacia sedimentar brasileira. Seu importante conteúdo litológico e fossilífero permitiu-lhe o cognome de “bacia Calcária de São José do Itaboraí” (BRITO *et al.*, 1972). Este fato ocorreu a partir da constatação de que o material encontrado na Fazenda São José, de propriedade do senhor Ernesto Coube, tratava-se de calcário (LEINZ, 1938).

As rochas foram exploradas por quase 50 anos (de 1933 a 1984) pela Companhia Nacional de Cimento Portland Mauá. Foram descobertos fósseis e, mais tarde, vestígios da presença do homem primitivo. Após o fim da mineração, em 1995, a área tornou-se o Parque Paleontológico de São José do Itaboraí (figura 1) (BERGQVIST,2008).

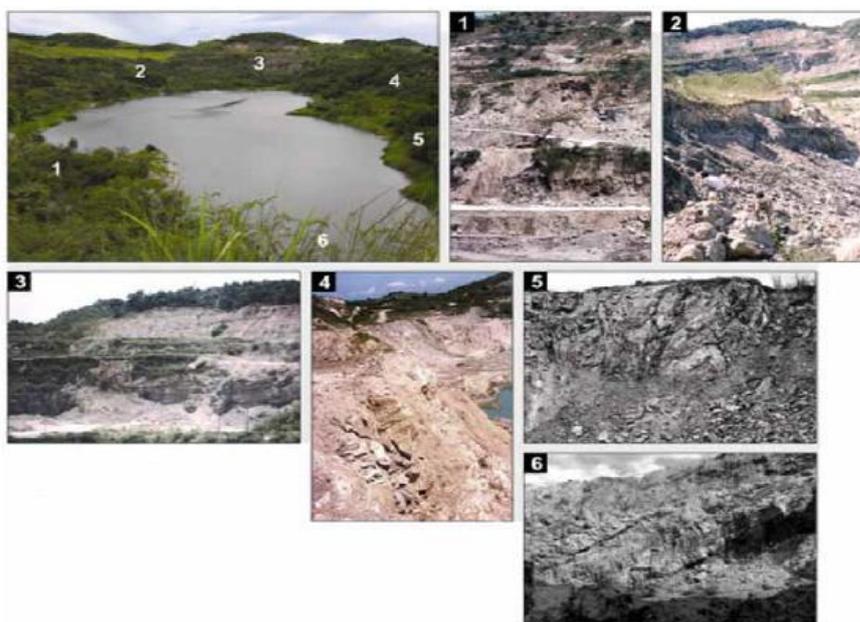


Figura 1: Situação atual da Bacia de Itaboraí, com imagens do local durante o período de exploração. (1, 2) borda norte da bacia; (3) borda leste da bacia onde as camadas de calcário são mais horizontais; sobre estas nota-se o morro da Dinamite; (4, 5) falha São José; (6) borda oeste da bacia, onde as camadas de calcário estavam bastante obliquas em direção à Falha São José. Fotos: L. P. Bergqvist, F. Cunha e autores desconhecidos.

Esta área de importante contexto geológico no estado do Rio de Janeiro foi escolhida para o presente trabalho com o objetivo de utilizar o Radar de Penetração no

Solo (GPR). O GPR foi utilizado em terreno formado por carbonatos, a fim de ser observada a resposta quanto à propagação das ondas eletromagnéticas de altas frequências nesse meio. Rochas carbonáticas normalmente exibem atenuação relativamente baixa e são, portanto, um material privilegiado para aplicações GPR (SENGWA, 2006). A tendência geral das camadas é bem delineada por dados GPR, mas alguns horizontes podem mostrar reflexões de alta amplitudes ou quase transparentes (FORTE *et al.*, 2012).

O GPR é usado extensivamente para estudos de subsuperfície rasa, as ondas eletromagnéticas podem ser usadas para estudar materiais de baixa condutividade, cerca de 10 a 100 metros de profundidade ou com profundidade de milhares de metros se tratando de gelo ártico, dependendo da frequência da antena. O equipamento GPR é utilizado por diversos autores para detecção de cavernas e feições cársticas, localização, mapeamento e caracterização de fraturas e falhas, aplicações geomecânicas e estratigrafia (FORTE *et al.*, 2012).

O Radar de Penetração no Solo (GPR) vem sendo usado amplamente para mapear a estratigrafia rasa de ambientes siliciclásticos. Entretanto seu uso em ambientes carbonáticos tem sido dominante, sobretudo em detecção de cavidades preenchidas por ar, água ou sedimento. A capacidade do GPR para mapear unidades de carbonato é relevante, pois consegue obter dados do relevo que se formam através da dissolução e recristalização de carbonato de cálcio em superfícies expostas e de superfícies de descontinuidades. No relevo cárstico, o GPR tem identificado cavidades de dissolução, estruturas típicas sistemas cársticos (MIRANDA & DIAS, 2015). Assim a motivação desse trabalho é contribuir no estudo de sequências estratigráficas de rochas carbonáticas.

Descobertas recentes de campos de petróleo em ambientes carbonáticos estenderam o interesse dos estudos de reservatórios a esses ambientes. O estudo de GPR em carbonatos do presente trabalho contribui no estudo de análogos de reservatórios, que são usados para construir modelos que são rigorosamente testados, sendo usadas aproximações científicas. Estudos com a obtenção de imagens da subsuperfície utilizando como ferramenta o método GPR, em um afloramento de bancos carbonáticos da Formação Coqueiro Seco, Bacia de Sergipe-Alagoas (FRANCO, 2004) e no Parque Paleontológico de São José de Itaboraí com 9 metros de profundidade (MIRANDA &

DIAS, 2015) e de 40 metros de profundidade (nesse trabalho), além desse tudo servir como refinamento, modificação ou rejeição de um modelo em trabalhos futuros.

## **2.OBJETIVO**

O objetivo do trabalho é fazer uma investigação de subsuperfície, na borda NW da Bacia Sedimentar de São João de Itaboraí, usando o método geofísico chamado de Radar de Penetração no Solo, sigla em inglês, GPR. O equipamento responsável pelo







depressão elíptica fechada encravada em rochas do embasamento cristalino e mede aproximadamente 1400 m na direção E-W, eixo maior, e 700 m, no eixo menor, de direção N-S, limitada ao sul pela falha de São José.

## 4.2 Geologia regional

A bacia de São José de Itaboraí está inserida no contexto Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB; RICCOMINI, 1989), ou Sistemas de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALAN & OLIVEIRA, 2005) ( figura 5), que consiste em uma feição morfotectônica de idade paleogênica deprimida e alongada segundo ENE, com aproximadamente 900 km de comprimento, desenvolvida entre as cidades de Tijuca do Sul, no estado do Paraná, e a área submersa defronte a Macaé, no estado do Rio de Janeiro (RICCOMINI *et al.*, 2004).

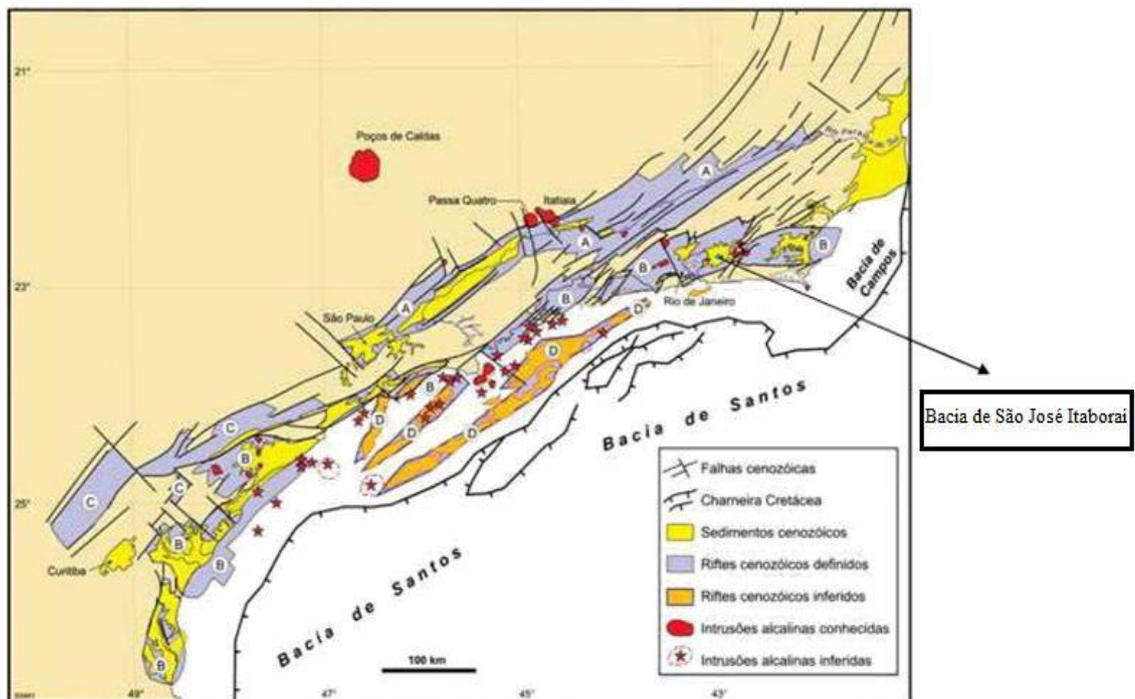


Figura 5: Mapa de distribuição Sistema Rift Cenozoico do Sudeste do Brasil adaptado com a localização aproximada da Baía de São José de Itaboraí em azul claro. (ZALAN & OLIVEIRA, 2005).

O desnível entre a Serra do Mar e a Baixada de Itaboraí, pode atingir mais de 2000 m. A origem desse relevo se deve a esforços tectônicos iniciados a cerca de 80 milhões de anos que provocaram um amplo soerguimento da borda do continente, desde

o Paraná até o Espírito Santo (FERRARI, 2001). Com o aumento da elevação de um lado, houve rompimento e conseqüente rebaixamento dos blocos crustais adjacentes. A parte alta corresponde às Serras do Mar e da Mantiqueira e aos Maciços Litorâneos. Nas partes baixas, se formaram pequenas bacias sedimentares, como a de São José de Itaboraí, cuja idade geológica é de aproximadamente 65 milhões de anos (DRM,2007).

As serras do Mar e da Mantiqueira e os maciços litorâneos, são constituídos, em geral, por gnaisses, migmatitos e granitos paleo-neoproterozóicos a paleozóicos. Rochas calciossilicatadas e mármore ocorrem na forma de lentes localmente encaixadas no gnaisse. A dissolução destas lentes de mármore possibilitou a deposição dos carbonatos na bacia de São José de Itaboraí do Paleoceno (BERGQVIST, *et al*, 2008).

As rochas Pré-Cambrianas são cortadas por veios e diques de rochas mais recentes, incluindo os veios de quartzo e pegmatitos, de idade indeterminada, e diques básicos e rochas alcalinas, de idade, possivelmente, mesozoica (RODRIGUES - FRANCISCO, 1978). Esse conjunto localiza-se numa faixa que ocupa a área desde Niterói e São Gonçalo, em direção a Rio Bonito, passando por Cabuçu, onde a Bacia está encaixada.

Ao Sul desta área estão os terrenos atribuídos ao Pré-cambriano Médio a Superior, correlacionados com o grupo Serra dos Órgãos. Ao Norte, na área entre Monjolo, Itaboraí e Itambi, os terrenos são constituídos pelas formações continentais atribuídas ao Cenozóico. A Bacia propriamente dita, foi preenchida por uma sucessão de depósitos, principalmente carbonáticos, que se sobrepõem aos calcários cristalinos, gnaisses, granitos e pegmatitos localizados na parte mais profunda (BRITO, 1989).

A principal estrutura observada é a falha de São José, que delimita o sul da Bacia. É uma falha normal, bastante evidente em observações de campo. No plano dessa falha já foram observadas pequenas falhas reversas. Brito et al (1972) admitem que a Bacia é limitada em sua borda sul por uma falha aproximadamente vertical e de sentido E-W, e cujo bloco formado pelo embasamento cristalino da borda sul foi elevado, deixando uma depressão que foi posteriormente preenchida por calcário. O mesmo autor também admite o preenchimento da Bacia por diferentes camadas de calcário com maior espessura ao longo da falha.

### 4.3 Geologia local

A Bacia de Itaboraí, de idade paleogênica, é a menor e mais antiga Bacia incluída no contexto do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989). Apresenta formato elíptico, com 1500 a 2000 metros no semieixo maior, e apenas 500 metros no menor. Como registrado a partir de numerosas sondagens feitas na época da exploração, sua espessura máxima atingia cerca de 100 metros (LEINZ, 1938, RODRIGUES - FRANCISCO & CUNHA, 1978, *apud* BERGQVIST *et al.*, 2005). Um mapa geológico simplificado da Bacia está apresentado na Figura 6.

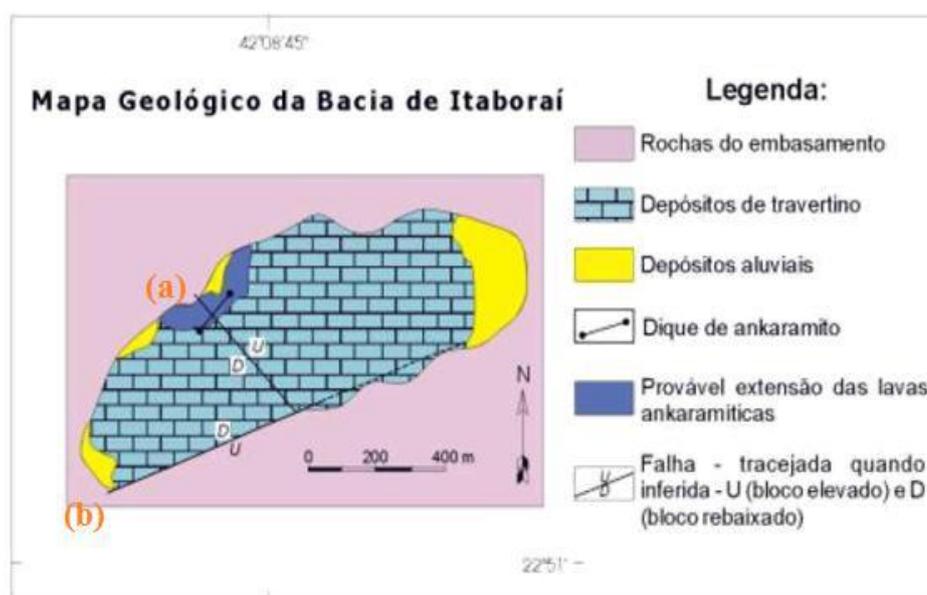


Figura 6: Mapa geológico simplificado da Bacia de Itaboraí, indicado em (a) Falha de São José e (b) Falha Transversal. (modificado por RODRIGUES-FRANCISCO, 1975).

A primeira descrição e o primeiro perfil geológico de Itaboraí foram elaborados por Leinz (1938), que distinguiu três pacotes distintos no preenchimento da bacia: O primeiro pacote é composto por calcário fitado, ocorrendo em bancos irregulares e lentiformes com dezenas de metros de comprimento e alguns metros de espessura, afossilífero, passando em alguns pontos a calcário oolítico. Leinz foi o primeiro a sugerir uma origem hidrotermal para este calcário, completando assim o segundo pacote. O calcário fitado apresentava contato irregular com um calcário de coloração cinzenta, maciço, brechoso e fossilífero, originado num sistema lacustre. O terceiro

pacote, capeando a sequência e localmente se intercalando aos calcários, um sedimento eluvial grosso, com muitos fragmentos frescos e alguns intemperizados, fracamente estratificado, com 10 m a 20 m de espessura.

Ao longo do tempo, vários estudos foram apresentados à medida que a exploração do calcário prosseguia e com isso, novas informações foram surgindo. Medeiros & Bergqvist (1999) reuniram as associações das fácies da Bacia de Itaboraí em três sequências estratigráficas, as quais designaram como S1, S2 e S3, que correspondem, em parte, aos três pacotes indicadas por Leinz. As sequências S1 e S2 foram definidas pelos autores como predominantemente carbonáticas, e a sequência S3, clástica. As sequências estão apresentadas a seguir, como descritas pelos autores, e esquematizadas na coluna estratigráfica da figura 7. Aqueles autores denominaram a sequência inferior com S1 e nela está incluída o primeiro e o segundo pacote denominado por Leinz.

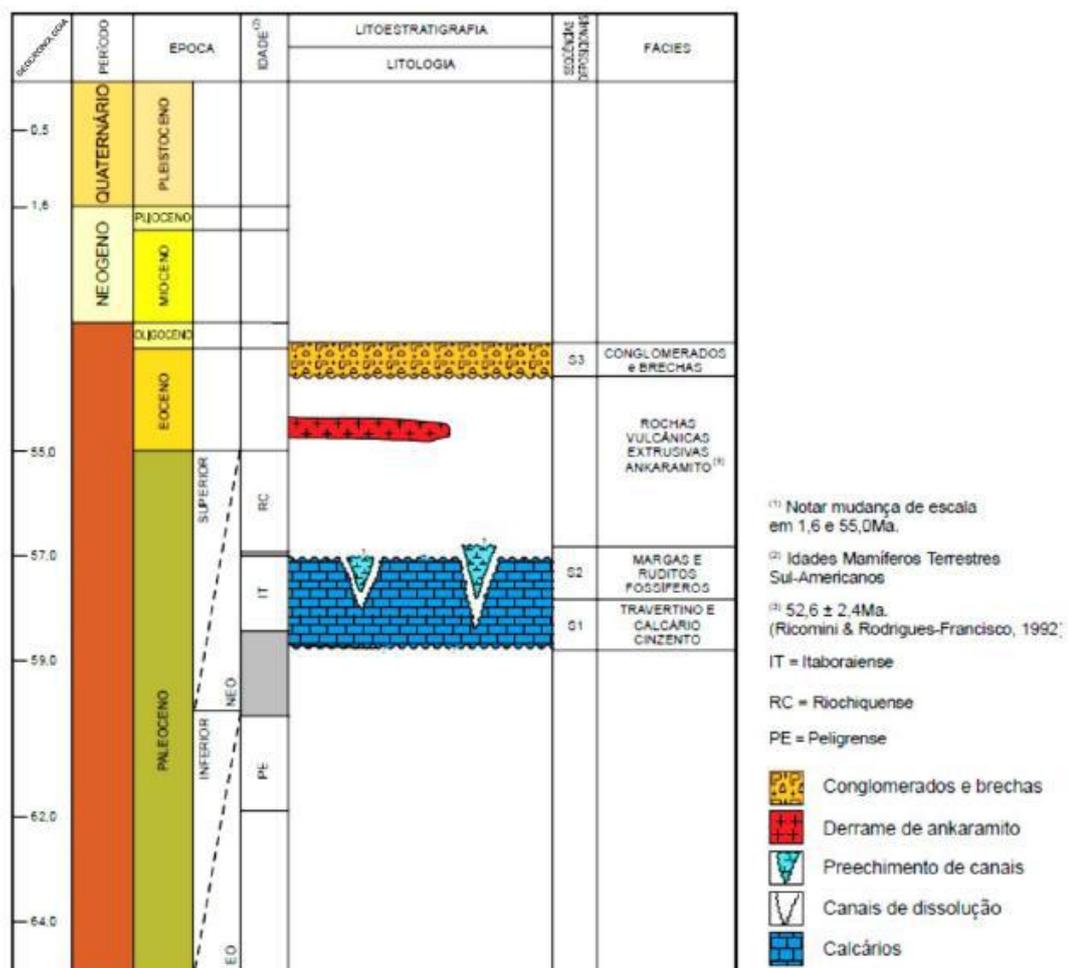


Figura 7: Coluna estratigráfica da Bacia. Modificada de Bergqvist et al. (2005).

A sequência S1 ocorre sobre o embasamento cristalino Pré-cambriano, e nela predomina uma intercalação de carbonatos de origem química e carbonatos com algum teor de clásticos, interdigitados, com uma grande quantidade e diversidade de fósseis de moluscos, restos de plantas e alguns répteis e mamíferos. Três litofácies principais foram reconhecidas nesta sequência: travertino, calcário cinzento e calcário oolítico-pisolítico. A fácies de calcário travertino é de origem inorgânica; possui um arranjo bandado lembrando estruturas estromatolíticas, e apresenta uma variedade de cores. É mais espessa próximo à falha São José, onde a subsidência tectônica foi maior. A fácies de calcário oolítico-pisolítico ocorre associada ao calcário travertino, sendo composta por grãos de 1,0 mm a 10,0 mm, geralmente elipsoidais, com núcleo constituído por grãos minerais e, muito raramente, por pequenos gastrópodes. Esta fácies é mais frequente próximo à falha São José, sugerindo uma associação com a fonte hidrotermal. A fácies de calcário cinzento é, na realidade, uma associação de fácies que grada lateralmente de calcirruditos, calcarenitos a calcários arenosos. O acamamento é geralmente maciço, mas localmente ocorre gradação normal ou inversa. Esta associação de fácies é encontrada intercalada com o calcário travertino e formando o assoalho da bacia (MEDEIROS & BERGQVIST, 1999). O conteúdo fossilífero, de idade neopaleocênica, inclui principalmente moluscos, mas também répteis, vegetais e alguns mamíferos. (BERGQVIST, *et al.*, 2008 )

A origem da sequência S1 estaria relacionada a fluxos hidrodinâmicos e gravitacionais dentro de um lago tectônico raso. Os carbonatos químicos foram predominantemente originados em fontes termais localizadas ao longo do bordo sul, tectônico e sismicamente ativo. A existência de lentes de mármore no gnaiss reforça esta hipótese (RODRIGUES-FRANCISCO & SOUZA-CUNHA, 1978 *apud* BERGQVIST, *et al.*, 2008 ).

Após a deposição dos carbonatos da sequência S1, iniciou-se um processo de dissolução e abertura de fissuras formando a topografia cárstica da sequência intermediária S2. Os sedimentos de preenchimento das fissuras correspondem a uma única fácies caracterizada por margas e calcirrudito, transportadas para dentro destas fissuras por enxurradas e fluxos gravitacionais, com marcante conteúdo fossilífero, incluindo diferentes tipos de vertebrados, invertebrados e restos remanescentes de plantas. É equivalente à sequência Paleoceno Superior de Rodrigues Francisco & Cunha (1978) e não tem descrita no trabalho de Leinz (1938).

Na borda norte da Bacia, ocorre um derrame de ankaramito datado com cerca de  $52,6 \pm 2,4$  Ma (RICCOMINI & RODRIGUES-FRANCISCO, 1992 *apud* BERGQVIST, *et al.*, 2008). Este derrame é alimentado por um dique tabular sub-vertical, com cerca de 10 m de espessura e 150 m de extensão, que corta o embasamento, os calcirruditos da base e a sequência de calcários (KLEIN & VALENÇA, 1984). Este derrame está bastante intemperizado e grande parte da sua espessura, segundo estes autores, teria sido erodida no intervalo que precedeu a deposição da sequência S3.

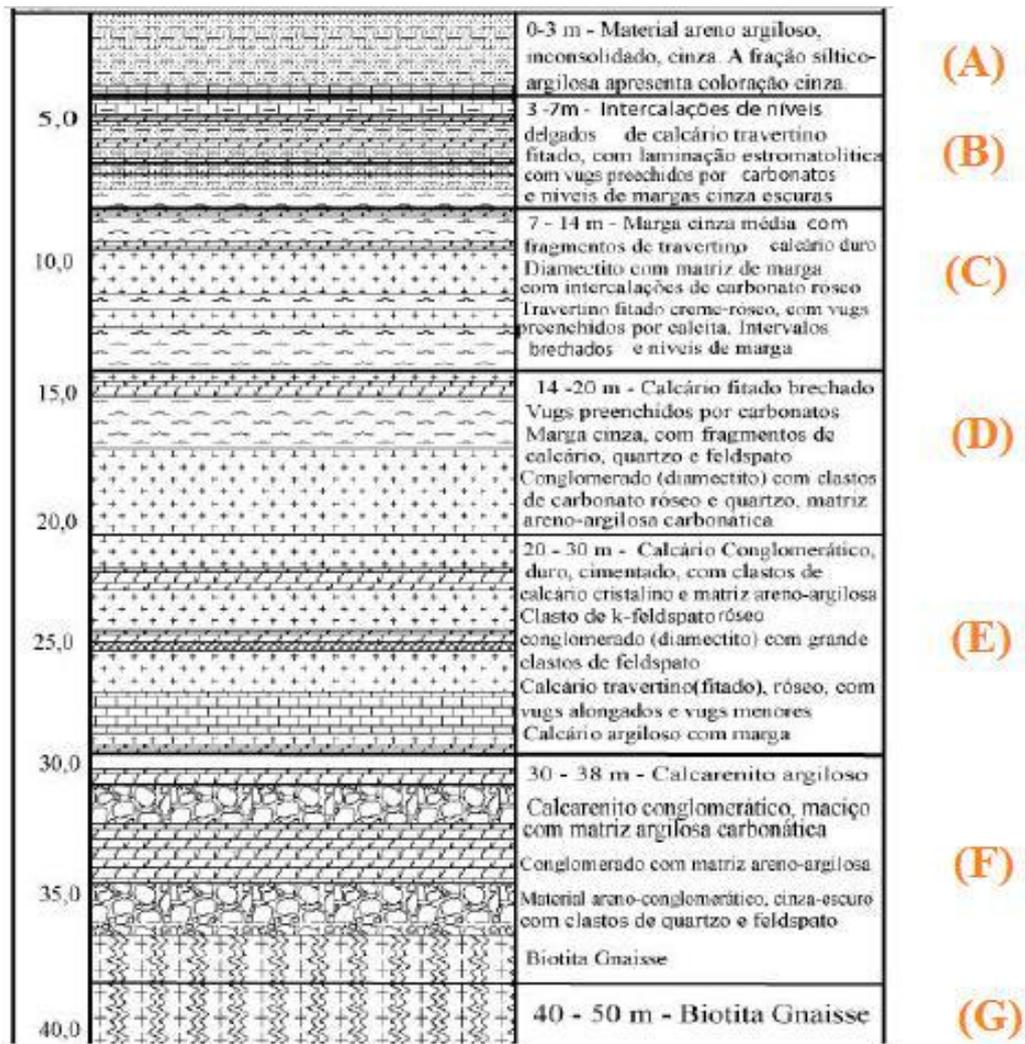
A última sequência, S3, é composta por depósitos clásticos terrígenos grossos, incluindo conglomerados com matriz arenosa a lamosa, a origem destes sedimentos corresponde a leques aluviais vindos de áreas marginais soerguidas, equivale a sequência do Pleistoceno em Rodrigues Francisco & Cunha (1978).

A bacia de São José possui duas estruturas importantes, ocorridas devido ao falhamento direcional da falha de São José que tem um direcionamento SW-NE e outro falhamento reverso para a falha transversal no sentido NW-SE.

Na borda oeste da bacia, foi perfurado em 2009 o poço 2-ITAB-1-RJ, atingindo 70 m de profundidade, com 75 mm de diâmetro e testemunhagem continua com estimativa de recuperação de 50%. A descrição litológica do poço 2-ITAB-1-RJ até 40 metros de profundidade, segue reproduzida na figura 8, descrito da seguinte forma: a profundidade até 3 metros registrou um material inconsolidado (aterro)(A). Entre 3 a 7 metros profundidade, possui intercalações de níveis delgados de calcário travertino fitado, com laminação estromatolítica com *vugs* preenchidos por carbonatos e níveis de margas cinza escuras (B). De 7 a 14 metros, marga cinza média com fragmentos de travertino, calcário duro, diamectito com matriz de marga com intercalações de carbonato róseo, travertino fitado creme-róseo, com *vugs* preenchidos por calcita, intervalos brechados e níveis de marga (C). De 14 a 20 metros, calcário fitado brechado, *vugs* preenchidos por carbonatos, marga cinza com fragmentos de calcário, quartzo e feldspato, conglomerado (diamectito) com classes de carbonato róseo e quartzo, matriz areno-argilosa carbonática (D). De 20 a 30 metros, calcário conglomerático, duro, cimentado com clastos de calcário cristalino e matriz areno-argilosa, clastos de k-feldspato róseo conglomerado(diamectito) com grande clastos de feldspato, calcário

travertino (fitado), róseo, com vugs alongado e vugs menores, calcário argiloso com marga (E).

De 30 a 38 metros calcarenito argiloso, calcarenito conglomerático, maciço com matriz argilosa carbonática, conglomerado com matriz areno-argilosa, material areno-conglomerático, cinza-escuro com clastos de quartzo feldspato (F) e, por fim, o biotita gnaisse(G) (OLIVEIRA, 2012).



## **5.RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR)**

O método geofísico escolhido para o estudo, o Radar de Penetração no Solo, sigla GPR (Ground Penetration Radar), é um dos métodos clássicos da geofísica de exploração, é o Método de Eletrorresistividade, estabelecido há um século pelos irmãos Schlumberger e desde então amplamente empregado em prospecção mineral, estudos ambientais e hidrogeologia e em pesquisa de fontes geotermiais (CASTRO, 2013).

O GPR é um método de investigação geofísica não destrutivo, que visa “imagear” com alta resolução a subsuperfície rasa da Terra (estruturas geológicas ou objetos implantados pelo homem), utilizando para isso ondas eletromagnéticas na faixa da radiofrequência. O método GPR, consiste na irradiação de ondas eletromagnéticas de alta frequência a partir de uma antena transmissora, definida entre 10 a 2500 MHz, colocada sobre a superfície do terreno. As ondas eletromagnéticas geradas pelo equipamento se propagam nos materiais da subsuperfície, sofrendo reflexão, refração e difração. As ondas que retornam à superfície podem ser detectadas na mesma antena transmissora ou por outra antena colocada próximo, chamada de antena receptora. Esse sinal é amplificado e digitalizado para que possa ser armazenado em um computador específico para o sistema. A figura 9 ilustra as componentes do sistema GPR incluindo de forma simplificada todas as etapas do uso do método.

Diversas aplicações do método GPR são descritas por Reynolds (1997), tais como aplicações em geologia, estratigrafia, na área ambiental, na engenharia e construção civil, glaciologia, arqueologia e investigação forense. Borges (2002) também descreve outras aplicações, destacando, exploração mineral, hidrogeologia, geotecnia, planejamento urbano, geologia ambiental, pedologia e aplicações militares

Filipe e Morgado (2011) dizem que, além de ser expedito e não invasivo nem destrutivo, como outros métodos de prospecção, proporciona imagens bidimensionais (2D) e tridimensionais (3D) do terreno a prospectar com uma resolução muito superior às dos outros métodos.

Em aplicações de índole geológica, as frequências utilizadas são normalmente inferiores a 100 MHz; por outro lado as aplicações em engenharia ou arqueologia

podem necessitar de resolução mais refinada, exigindo frequências por vezes superiores a 2 GHz. Os principais fatores que influenciam a profundidade de penetração do sinal GPR são: o espalhamento geométrico, a atenuação pelo terreno e a partição da energia nas interfaces, todos relacionados à perda de energia durante a propagação da onda Eletromagnética. A profundidade de investigação e a resolução do GPR variam de acordo com a frequência da antena. Quanto maior a frequência, maior a resolução vertical e menor a profundidade de investigação, e vice-versa.

Ainda segundo Castro (2013), a resolução dos dados obtidos depende da frequência central das antenas selecionadas. As localizações dessas fontes e receptores são determinadas pelo arranjo escolhido para o levantamento. Após o processamento, obtém-se seção radargrama. Devido à simplicidade dos fundamentos físicos de sua formulação, o método apresenta fácil implementação computacional quando comparado aos métodos eletromagnéticos de fonte controlada.

O conhecimento da fundamentação teórica e das limitações do método GPR são necessários para se fazer um bom uso do método durante a aquisição dos dados (PORSANI,1999).

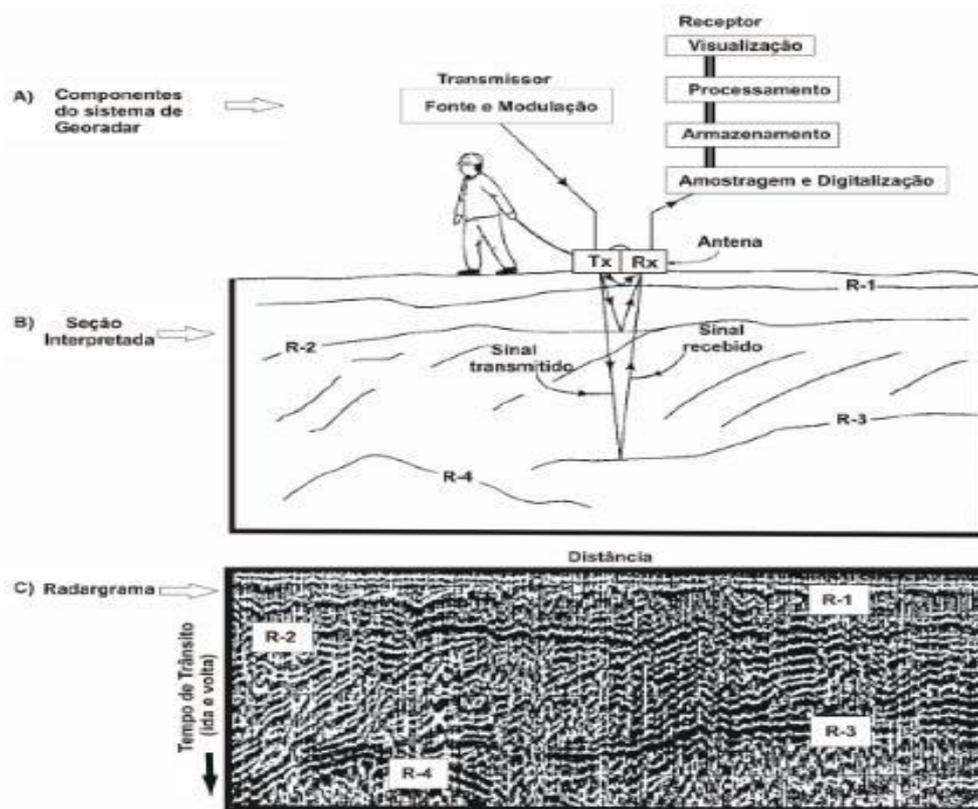


Figura 9: Constituintes de um sistema GPR. (Reynolds, 1997).

## 5.1 Princípios Físicos do GPR

O método GPR utiliza os campos eletromagnéticos que penetram no solo, para imagear estruturas em subsuperfície. O campo eletromagnético gerado varia no tempo, consistindo do acoplamento entre os campos elétrico (E) e magnético (H). O modo de propagação destes campos no meio e a forma como são atenuados depende da interação da onda eletromagnética com os materiais do meio. Além disso, a variação das propriedades elétricas irá originar as respostas geradas pela reflexão na subsuperfície. (FRANCO,2004)

Na maioria dos ambientes geológicos, as respostas do GPR são controladas pela variação das propriedades elétricas. Embora as variações magnéticas sejam fracas, materiais com fortes propriedades deste tipo podem fornecer respostas apreciáveis (CEIA, 2002).

Os materiais geológicos (rochas sedimentares, ígneas e metamórficas) podem ser considerados semicondutores ou dielétricos, podendo ser caracterizados por três propriedades elétricas: a) condutividade elétrica b) permissividade dielétrica e c) permeabilidade magnética (OLHOEFT,1981).

### 5.1.1 Condutividade Elétrica

Matematicamente a densidade de corrente de condução e o campo elétrico estão relacionados pela Lei de Ohm:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad 1)$$

onde:

$\sigma$  = condutividade elétrica (S/m);

$\vec{J}$  = Densidade de Corrente de condução (A/m<sup>2</sup>)

Nos materiais geológicos simples, essa relação é aproximadamente linear e a constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica ( $\sigma$ ). A condutividade elétrica de um material é uma medida de sua habilidade em conduzir corrente elétrica (KELLER, 1987). Entretanto, pode-se ocorrer uma não-linearidade e uma dependência da condutividade com a frequência em alguns materiais (CEIA, 2002).

O principal mecanismo de correntes de condução, nas aplicações geológicas, é através da movimentação de íons de soluções aquosas. Quando um campo elétrico é aplicado num material terrestre, as cargas elétricas livres se movem até atingirem instantaneamente uma velocidade final, constante, induzida pelo campo elétrico. Quando o campo elétrico é removido, as cargas elétricas param de se mover (ANNAN, 2000). Este fenômeno é ilustrado na Figura 10. A corrente de condução possui caráter dissipativo, ou seja, a energia associada à produção da corrente elétrica é convertida em calor que é transferido para o meio.

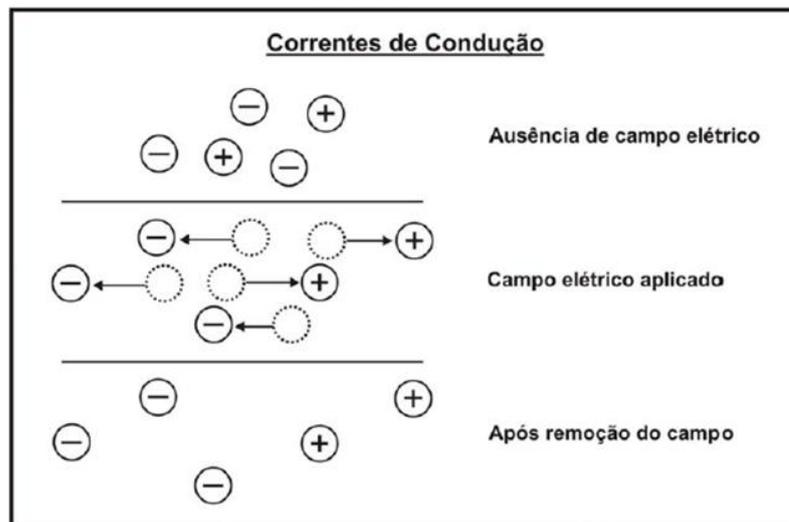


Figura 10: Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de condução (adaptado de Annan, 2000).

### 5.1.2 Permissividade Elétrica

Para materiais simples a densidade do momento dipolar é diretamente proporcional ao campo elétrico aplicado e a constante de proporcionalidade referida é a chamada permissividade elétrica do material.

$$\vec{D} = \epsilon \cdot \vec{E} \quad (2)$$

Esta se relaciona com as correntes de deslocamento ( $J_D$ ) da seguinte forma:

$$\vec{J}_D = \frac{d\vec{D}}{dt} \therefore \vec{J}_D = \epsilon \frac{d\vec{E}}{dt} \quad (3)$$

Onde  $\epsilon$  é a permissividade elétrica, definida por:

$$\varepsilon = K\varepsilon_0 \quad (4)$$

Sendo K a constante dielétrica do meio e  $\varepsilon_0$  a permissividade elétrica no vácuo.

Ao contrário da corrente de condução, a corrente de deslocamento não envolve perda, mas armazenamento de energia. No momento em que um dielétrico é submetido a um campo elétrico ocorre um fenômeno conhecido por polarização, ou seja, as cargas elétricas saem da posição original e assumem rapidamente uma nova configuração estável. Esta mudança, de uma posição de equilíbrio para outra, é responsável pelo aumento de energia armazenada pelo material. Retirando-se o campo, as cargas voltam a posição original e a energia acumulada é liberada (OLIVEIRA, 2001). Esse tipo de comportamento é típico do que acontece num capacitor em um circuito elétrico (ANNAN, 1992). A Figura 11 descreve este fenômeno.

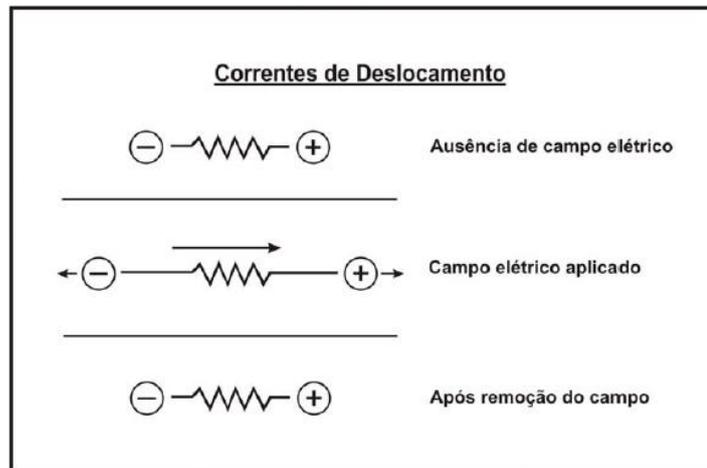


Figura 11: Ilustração conceitual da movimentação de cargas associadas com as correntes de deslocamento (adaptado de Annan, 2000).

Tanto a condutividade elétrica quanto a permissividade dielétrica são importantes, porque afetam diretamente a atenuação e a propagação das ondas de radar (ANNAN, 1996).

### 5.1.3 Permeabilidade Magnética

A terceira relação constitutiva do meio dielétrico é dada pela equação 5, e relaciona diretamente o campo magnético  $\vec{H}$  com o campo indução magnética ( $\vec{B}$ ), e a constante de proporcionalidade é a permeabilidade magnética do material ( $\mu$ ).

$$\vec{B} = \mu \cdot \vec{H} \quad (5)$$

Para a propagação de ondas eletromagnéticas 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 espaço livre (KELLER, 1987). Assim, o efeito da variação na permeabilidade não tem sido considerado quando são feitas medidas eletromagnéticas na terra. Entretanto, o efeito de uma forte permeabilidade magnética pode não ser totalmente desprezíveis nas seções GPR (ANNAN, 1992; PORSANI,1999).

#### 5.1.4 Fluxo total de corrente

O fluxo total decorrente em um meio é uma mistura de correntes de condução  $\vec{J}_C$  e correntes de deslocamento  $\vec{J}_D$ . Matematicamente as correntes de deslocamento estão defasadas de  $90^\circ$  em relação às correntes de condução. A corrente elétrica que flui nos meios geológicos é caracterizada por apresentar simultaneamente, e no mesmo local, os dois mecanismos de condução. Isto significa que o fluxo total de corrente está associado a dois termos:

$$\vec{J} = \vec{J}_C + \vec{J}_D \quad (6)$$

Ou seja:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} + \epsilon \cdot \frac{d\vec{E}}{dt} \quad (7)$$

Considerando um campo elétrico com variação senoidal no tempo, a equação acima pode ser escrita como:

$$\vec{J} = (\sigma + j\omega\epsilon)\vec{E} \quad (8)$$

Onde  $\omega = 2\pi f$  é a frequência angular e  $j$  a unidade imaginária,  $(-1)^{1/2}$ . Nesta aproximação a corrente de condução independe da frequência, ao passo que a corrente de deslocamento está diretamente associada a variações na frequência angular do campo. É justamente a relação entre estas grandezas que determina qual dos dois mecanismos predomina e se os materiais que compõem o meio estão ou não dentro da janela de GPR (OLIVEIRA, 2001).

A frequência de transição, associada ao limite entre o fenômeno da difusão e da propagação, pode ser determinada através da tangente do ângulo de perda, dado por:

$$\tan \delta = \frac{\sigma}{\omega \epsilon} \quad (9)$$

Quando  $\tan \delta = 1$ , os fenômenos difusivos e de propagação são exatamente iguais. No momento em que  $\tan \delta$  assume valores diferentes de 1, um dos fenômenos passa a dominar sobre o outro. Deste modo, em meios materiais ricos em substâncias condutivas, os efeitos da corrente de deslocamento podem ser desprezados se comparados com aqueles causados pela corrente de condução ( $\tan \delta \gg 1$ ). Nos meios com baixa condutividade, os efeitos dielétricos dominam, havendo propagação da onda ( $\tan \delta \ll 1$ ). O GPR trabalha de forma mais eficiente em ambientes nos quais a tangente do ângulo de perda é muito pequena ( $\tan \delta \ll 1$ ); daí a não adequação do seu uso em alguns casos, em regiões de clima tropical devido à relativamente alta condutividade do solo (OLIVEIRA, 2001).

### **5.1.5 Propagação de ondas eletromagnéticas**

As equações de Maxwell fundamentam a teoria eletromagnética. As relações constitutivas relacionam o campo elétrico externo aplicado ao campo interno pelas propriedades elétricas e magnéticas dos materiais (STRATTON, 1941).

No método GPR utiliza-se um dipolo elétrico horizontal como fonte do campo de ondas eletromagnéticas. As frentes de onda básicas para uma fonte dipolar sobre a superfície da Terra são ondas esféricas. Qualquer onda esférica pode ser descrita por uma superposição de ondas planas (STRATTON, 1941; ANNAN, 1973).

A partir das equações de Maxwell podemos descrever a propagação de uma onda EM, conforme mostrado a seguir:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (10)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (11)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (12)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_V \quad (13)$$

Substituindo-se as relações constitutivas nas equações de Maxwell (10) e (11), obtém-se:

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \frac{\partial(\epsilon \vec{E})}{\partial t} \quad (14)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial(\mu \vec{H})}{\partial t} \quad (15)$$

Supondo que os campos  $\vec{E}$  e  $\vec{H}$  variam harmonicamente com o tempo na forma  $e^{i\omega t}$  e que  $\partial/\partial t = i\omega$ , onde  $\omega = 2\pi f$ , obtém-se:

$$\nabla \times \vec{H} = (\sigma + i\omega\epsilon)\vec{E} \quad (16)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu\vec{H} \quad (17)$$

Para obter a equação da onda, aplica-se o operador rotacional na equação (17) e utiliza-se a equação (4.16), isto é, completa a esta,

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu(\nabla \times \vec{H}) \quad (18)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu(\sigma + i\omega\epsilon)\vec{E} \quad (19)$$

e utilizando a identidade vetorial:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = \nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} \quad (20)$$

assim determinamos

$$\nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon)\vec{E} \quad (21)$$

Reconhecendo que num meio homogêneo  $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ , obtém-se a equação da onda plana para o campo elétrico:

$$[\nabla^2 - i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon)]\vec{E} = 0 \quad (22)$$

Importantes propriedades físicas das rochas encontram-se num termo da equação acima, conhecido como número de onda ( $k^2$ ), dado por:

$$k^2 = \omega^2\mu\varepsilon - i\omega\mu\sigma \quad (23)$$

Analisando o termo acima, temos:

Quando ( $\omega \rightarrow 0$ ) não há dependência de  $k$  em  $2k\varepsilon$ , prevalecendo as correntes de condução, então:

$$k^2 \approx -i\omega\mu\sigma \quad (24)$$

Quando ( $\omega \rightarrow \infty$ ) não há dependência de  $k$  em  $2k\sigma$ , prevalecendo as correntes de deslocamento, então:

$$k^2 \approx \omega^2\mu\varepsilon \quad (25)$$

Na prática, não é possível desprezar os efeitos da condução. Para incluir esses efeitos deve-se definir tanto a permissividade dielétrica quanto a condutividade elétrica como complexas.

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - i\varepsilon'' \quad (26)$$

$$\sigma^* = \sigma' - i\sigma'' \quad (27)$$

A solução geral da equação (22) para uma onda plana, com o campo elétrico nulo nas direções Y e Z, é dada por:

$$E_x(z, t) = E_0^+ e^{-kz+i\omega t} + E_0^- e^{kz+i\omega t} \quad (28)$$

onde:

$E_x$  é o campo elétrico na direção x,

$E_0$  é o campo elétrico na superfície,

$E_0^+$  é o campo elétrico propagando-se para baixo no sentido (Z+),

$E_0^-$  é o campo elétrico propagando-se para cima no sentido (Z-),

K é o número de onda ( $k=\alpha+i\beta$ )

Onde  $\alpha$  corresponde à constante de atenuação:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left( \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} - 1 \right)} \quad (29)$$

Onde  $\beta$  corresponde à constante de propagação:

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left( \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} + 1 \right)} \quad (30)$$

As equações (2.29) e (2.30) são expressas originalmente em (STRATTON, 1941)

Para as frequências de radar (PORSANI,2001),  $\alpha$  e  $\beta$  podem ser expandidos em séries de potência, reduzindo-se para:

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (31)$$

$$\varepsilon = \omega \sqrt{\mu\varepsilon} \quad (32)$$

$$v = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad (33)$$

onde:

$$c = 3 \times 10^8 \text{ m/s}$$

K = constante dielétrica.

A Tabela 1, lista alguns materiais com suas propriedades físicas: constante de permissividade dielétrica (K), condutividade ( $\sigma$ ), velocidade de propagação da onda eletromagnética ( $v$ ) e atenuação( $\alpha$ ).

Tabela 1: Materiais com suas propriedades eletromagnéticas (Hydrology Field Couse,1997 in MARQUES 1999).

Material	K	$\sigma$ (mS/m)	$v$ (m/ns)	$\alpha$ (dB/m)
Ar	1	0	0,20	0
Água destilada	80	0,01	0,022	$2 \times 10^{-1}$
Água potável	80	0,5	0,022	0,1
Água salgada	80	$2 \times 10^2$	0,01	10
Areia seca	2-5	0,01	0,15	0,01
Calcáreo	4-8	0,5-2	0,12	0,4-1
Folhelhos	5-15	1-100	0,09	1-100
Siltes	5-20	1-100	0,07	1-100
Argilas	5-40	2-1000	0,06	1-200
Granito	4-6	0,01-1	0,12	0,01-1
Gelo	2-4	0,01	0,16	0,01
Metanol	2-4	0	0,051	0
Gasolina	2	0	0,21	0
Percloroetileno	2-22	0	0,2	0

### 5.1.6 Coeficiente de reflexão

Os mecanismos que geram as reflexões das ondas eletromagnéticas em subsuperfície são de grande importância para o GPR. Estas reflexões são geradas por variações na impedância elétrica do solo (ANNAN, 2000).

A relação entre a amplitude da onda refletida e a amplitude da onda incidente perpendicular à interface é dada pelo coeficiente de reflexão. Este coeficiente se relaciona às propriedades físicas do meio.

O módulo do tensor impedância ( $Z_{xy}$ ) relaciona os campos elétrico e magnético, nas direções x e y:

$$Z_{xy} = \left| \frac{E_x(z, t)}{H_y(z, t)} \right| \quad (34)$$

O campo elétrico na superfície pode ser escrito como:

$$E_x(z, t) = E_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)} \quad (35)$$

e o campo magnético pode ser descrito como:

$$H_y(z, t) = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x(z, t)}{\partial z} = \frac{k}{i\omega\mu} E_x(z, t) \quad (36)$$

Substituindo as equações (4.35 e 4.36) em (4.34), na superfície ( $z=0$ ) e em  $t=0$ , o tensor impedância fica:

$$Z_{xy} = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma + i\omega\varepsilon}} \quad (37)$$

Em estudos de GPR, supõe-se que as ondas eletromagnéticas se propagam com incidência normal. O coeficiente de reflexão GPR é expresso por:

$$R_{GPR} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\sqrt{\sigma_1 + i\omega\varepsilon_1} - \sqrt{\sigma_2 + i\omega\varepsilon_2}}{\sqrt{\sigma_1 + i\omega\varepsilon_1} + \sqrt{\sigma_2 + i\omega\varepsilon_2}} \quad (38)$$

Quando a frequência de operação é elevada (GPR:  $\omega \rightarrow \infty$ ) pode-se negligenciar as correntes de condução. Assim a equação (2.38) se reduz a:

$$R_{GPR} = \frac{\sqrt{K_1} - \sqrt{K_2}}{\sqrt{K_1} + \sqrt{K_2}} \quad (39)$$

## 5.2. Técnicas de aquisição dos dados, equipamentos e antenas.

Para realizar o levantamento GPR, devem-se definir as técnicas de aquisição dos dados, equipamentos e antenas que serão utilizadas no levantamento de uma

determinada área. As técnicas de aquisições são divididas em afastamento constante ou *COS (common offset)* e técnica chamada de sondagens por velocidade. Esta por sua vez é dividida em dois arranjos, o primeiro chamado ponto médio comum ou *CMP (common midpoint)* e outro chamado de ângulo aberto de reflexão ou refração ou *WARR (Wide Angle Reflection and Refraction)*.

Dependendo do objetivo do trabalho o GPR, em superfície, pode-se operar com diferentes arranjos para aquisição de dados listados abaixo:

Na técnica de afastamento constante ou arranjo *COS* ilustrado na figura 12A, a posição das antenas transmissora (Tx) e receptora (Rx) é mantida com uma distância fixa constante sendo transportada, passo a passo, ao longo do perfil. O resultado obtido é uma imagem onde o eixo horizontal representa a posição das antenas (distância) e o eixo vertical é o tempo duplo do sinal GPR, mostrando as variações das propriedades dielétricas de subsuperfície (reflexões);

No *WARR* uma das antenas (Tx) é mantida fixa num ponto enquanto a outra (Rx) é sucessivamente afastada da primeira, o diagrama da Figura 12B ilustra esse arranjo.

No Arranjo Ponto Médio Comum (*Common Mid Point- CMP*), a abertura entre as antenas transmissora e receptora é crescente em sentidos opostos, partindo-se de um ponto central fixo e o espaçamento entre as antenas não pode exceder o máximo imposto pela frequência de *Nyquist (frequência de amostragem mínima)*. O diagrama da figura 12C ilustra o modo *CMP*.

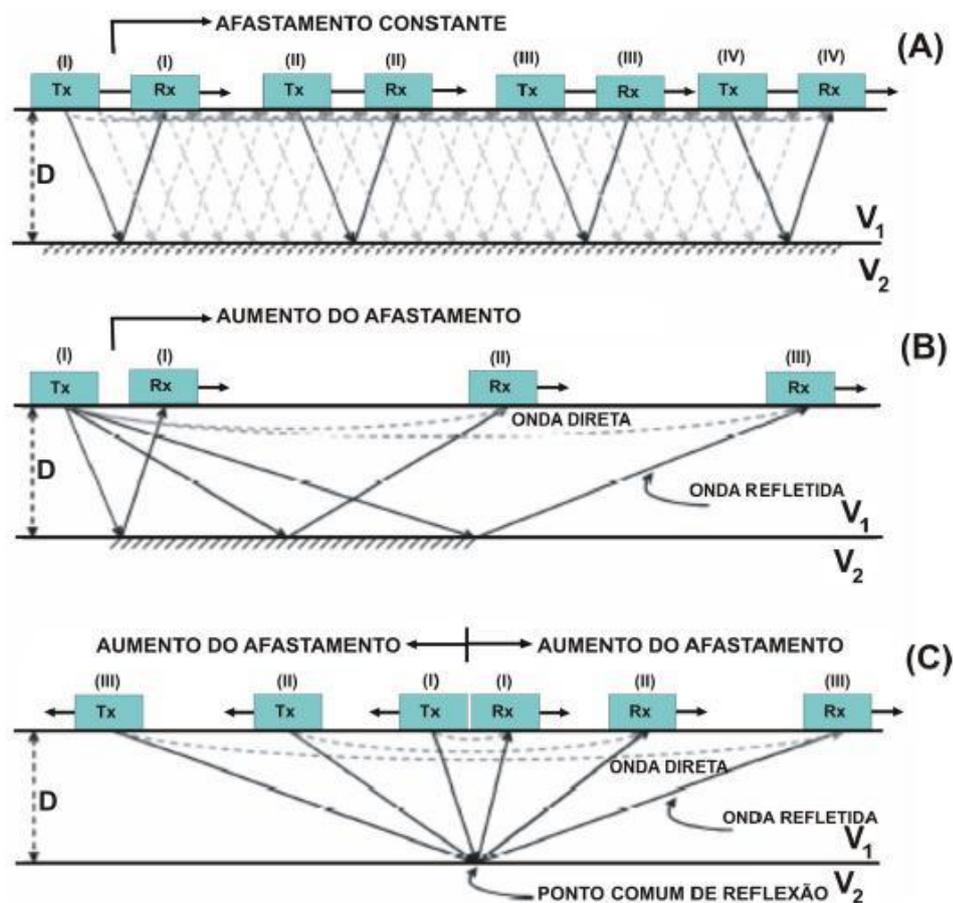


Figura 12: Modos de operações do GPR: (A) *Common Offset* - COS; (B) *Wide Angle Reflection and Refraction* - WARR; (C) *Common Mid Point* - CMP (modificada de Reynolds, 1997).

Sobre os equipamentos utilizados para aquisição de dados GPR, há inúmeros sistemas de GPR desenvolvidos no mercado mundial. As três maiores empresas fornecedoras de equipamentos GPR são: *Geophysical Survey Systems Incorporated* (GSSI) (Norte-Americana), *Sensar and Softwares* (Canadense) e *Mala Geosciences* (Sueca). Estas empresas produzem vários modelos de sistemas de radar que podem operar em diversas faixas de frequências. Um sistema de radar consiste basicamente de quatro partes: um gerador de sinal (unidade transmissora), a unidade receptora, a unidade de controle digital e a unidade de visualização (display). Todos os equipamentos possuem uma estrutura básica comum, como a unidade de controle central (UCC – por exemplo um computador), para visualização, armazenamento de dados e controle de qualidade. A UCC permite um pré-processamento com filtros de frequência e equalização de ganhos.

O equipamento utilizado modelo SIR System-3000 (figura 13A) fabricado pela *Geophysical Survey Systems Incorporated, Inc* (GSSI), possui duas antenas não blindadas, modelo MLF 3200 (Figura 13B), suas dimensões variam de 120 a 600 centímetros podendo ser operadas a frequências de 16 a 80 MHz.



Figura 13: (A)Equipamento GPR SIR SYSTEM-300; (B)Antenas MLF 3200.  
Fontes: <http://www.geophysical.com/sir3000.htm>,  
<http://www.geophysical.com/antennas.htm>

O equipamento de GPR contar com uma ou duas antenas. O modo quando o GPR é equipado com uma antena é chamado de monoestático representado no diagrama da figura 14A. A mesma antena faz o papel de antena transmissora e receptora das ondas do radar. O modo quando o GPR é equipado com duas antenas é chamado de biestático, representado no diagrama da figura 14B. Uma antena faz o papel de transmissora das ondas do radar enquanto que outra a uma distância pré-determinada faz o papel de antena receptora das ondas do radar que foram refletidas.

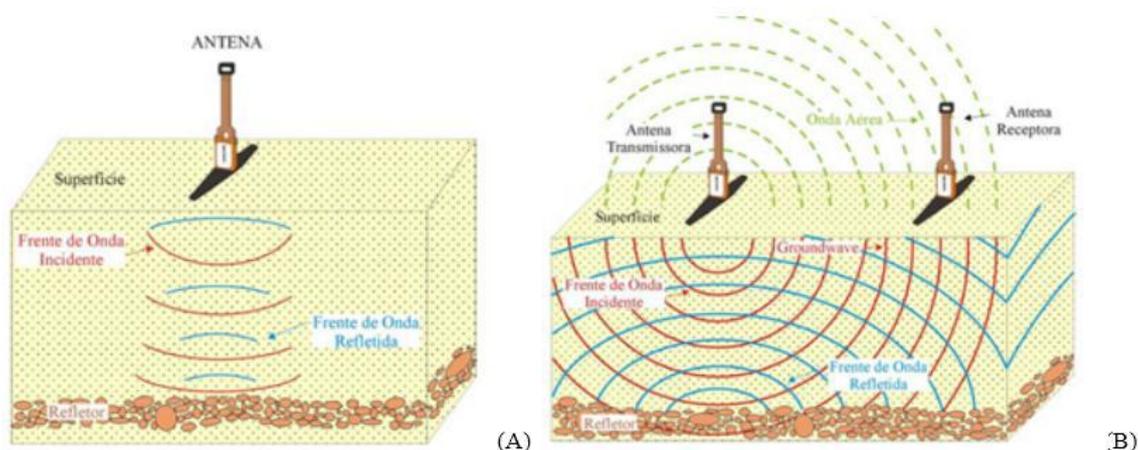


Figura 14: (A) Diagrama de uma antena transmissora monoestática; (B) Diagrama de antenas GPR modo biestático. Fonte: Borges, 2002.

As antenas utilizadas podem ser blindadas ou não. As antenas blindadas (figura 15A), fornecem maior facilidade e velocidade nos trabalhos de aquisição. As antenas ficam alocadas a uma distância e orientação fixas em uma caixa blindada, que as protege de interferências externas. As do tipo não blindadas (figura 15B) possuem a vantagem de se poder trabalhar com diversas orientações entre as antenas, transmissora e receptora, além de poder variar a distância entre elas, permitindo o uso de diversas técnicas de aquisição. Entretanto, possuem desvantagem de sofrerem interferências provocadas por ruídos eletromagnéticos externos como, por exemplo, torres de alta tensão, celulares, rádios, entre outros.

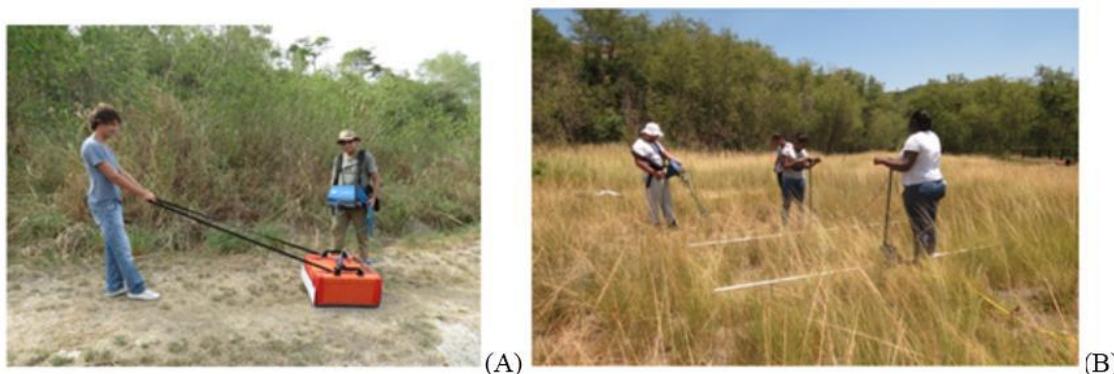


Figura 15: (A) Antenas blindadas ; (B) Antenas não blindadas, A figura 15B é uma fotografia do equipamento utilizado no presente trabalho, o equipamento utilizado modelo SIR System-3000 GSSI, possui duas antenas (modo biestático), não blindadas, modelo MLF 3200, com 120 centímetros, na frequência de 35MHz no modo de afastamento constante (*common offset - COS*).

## 5.2 Processamento dos dados e interpretação

O processamento dos dados GPR é realizado após o levantamento de campo, com o objetivo de remover ou realçar feições de interesse. As etapas envolvidas neste processo são: edição dos dados, processamento do sinal e apresentação da imagem processada. O processamento é dividido em básico e avançado. O processamento básico é feito grande parte das vezes em tempo real. Nesta etapa, avalia-se a qualidade dos dados registrados no intuito de se verificar a presença de ruídos provenientes de qualquer meio durante a aquisição. O primeiro passo no processamento, após aquisição dos dados, é a edição desses dados.

A edição consiste na manipulação dos dados para melhor apresentá-los. Nesta fase é possível fazer a junção de perfis que durante a coleta de dados possa ter sido interrompida, apagar traços ruins, corrigir erros de cabeçalho, mudar a polaridade dos traços, apagar traços com forte ruído, remostar os sinais, reverter a direção do perfil e acrescentar informações sobre a topografia (RODRIGUES, 2004).

O processamento básico inclui a filtragem e a aplicação de ganhos. A filtragem é uma técnica que permite delimitar uma banda de frequência atingível pela antena, ou seja, ela remove as frequências mais baixas dos dados. Um exemplo de filtro utilizado no processamento básico é o *Dewow*, que consiste em remover as mais baixas frequências dos dados. De acordo com a distância entre as antenas do aparelho, a saturação do receptor (grandes amplitudes das ondas de ruído, bem como as propriedades elétricas da terra, fenômeno indutivo) pode induzir um decaimento de baixa frequência no traço, sofrendo sobreposição nas reflexões de alta frequência. O *Dewow* é um filtro passa alta, agindo no pico espectral suspendendo as baixas frequências dos dados. As filtrações espaciais e temporais podem ser utilizadas antes ou depois do ganho, e seu uso é uma das técnicas mais relevantes para o processamento do GPR.

Deve-se aplicar filtragem também nos ruídos de alta frequência. Quanto ao seu espectro de amplitude em função da frequência, esse auxilia na identificação destes ruídos. Utilizam-se filtros passa-banda, passa-baixa, passa-alta, ou outros filtros medianos.

Os parâmetros a serem analisados são: frequência inferior de corte, platô inferior (valor inicial da banda de frequência desejada), platô superior (valor final da banda de frequência desejada) e frequência superior de corte.

A filtragem espacial remove ou realça diferentes aspectos, por exemplo: o filtro passa-baixa realça a continuidade lateral (horizontais) da estratigrafia ao mesmo tempo que minimiza refletores inclinados, os pontos de difração e ruídos aleatórios. A média móvel (*Move Average*) é a mais comum e também a mais utilizada (PORSANI, 2002, *apud*, SILVA, 2013).

Já o passa-alta realça refletores localizados e pontuais, bem como os refletores inclinados e horizontais dominantes. O mais comum é a remoção do *background*(*delmean*), (PORSANI 2002, *apud*, SILVA, 2013).

A filtragem temporal é a filtragem ao longo do tempo do grupo de dados. Diferentes filtros podem ser utilizados tal como os filtros passa-banda, usando a Transformada de Fourier Rápida (FFT). Outros filtros também, como os de convolução, aplicados no tempo linear e não linear.

A aplicação de ganhos tem como objetivo tentar equalizar todas as amplitudes de cada traço, a fim de compensar atenuação sofrida pelo sinal à medida que se propaga em subsuperfície (RODRIGUES, 2004). A perda do sinal ao ser absorvido pelo meio propagante faz com que seja necessário reverter este processo assim como possível. Para isso, deve-se maximizar o sinal de acordo com a profundidade, pois o sinal se perde cada vez mais à medida que se desloca no meio, desse modo, afim de se preservar os pequenos sinais captados e que poderiam acabar por passarem despercebidos usa-se o ganho (*time gain*), que corrige a excessiva perda de sinal por parte dos registros mais profundos.

O processamento avançado inclui as etapas de deconvolução e migração. A deconvolução é um conjunto de operações que visa remover ou atenuar as reverberações presentes nos dados, obtendo assim a série das refletividades do subsolo e aumento a resolução temporal dos dados. A reverberação surge da persistência de uma vibração da onda, como resultado de múltiplas reflexões em um meio limitado por interfaces altamente refletivas. A migração da imagem dos dados pode ser aplicada para reconstruir o aspecto do alvo assemelhando-se a sua geometria original. É extremamente útil para fazer a conversão tempo - profundidade. Tem como objetivo a inversão dos processos distorcidos causados por camadas inclinadas que são

recolocadas na sua posição verdadeira em subsuperfície proporcionando um quadro mais realista da distribuição dos eventos em profundidade (RODRIGUES, 2004).

O filtro migração baseia-se na realocação dos alvos aos quais tiveram suas posições distorcidas a partir de refletores inclinados, tornando os dados mais fiéis à geometria original. Assim os sinais se mostram mais contínuos e as dobras (sinformais) bruscas são suavizadas. O efeito sorriso que muitas vezes ocorre após a migração se deve devido as amplitudes trabalhadas são anômalas.

A figura 16 mostra o fluxograma básico das etapas do processamento, vale ressaltar que esses procedimentos são normalmente atividades muito dependentes do intérprete, sendo, portanto, muito interativos e subjetivos.

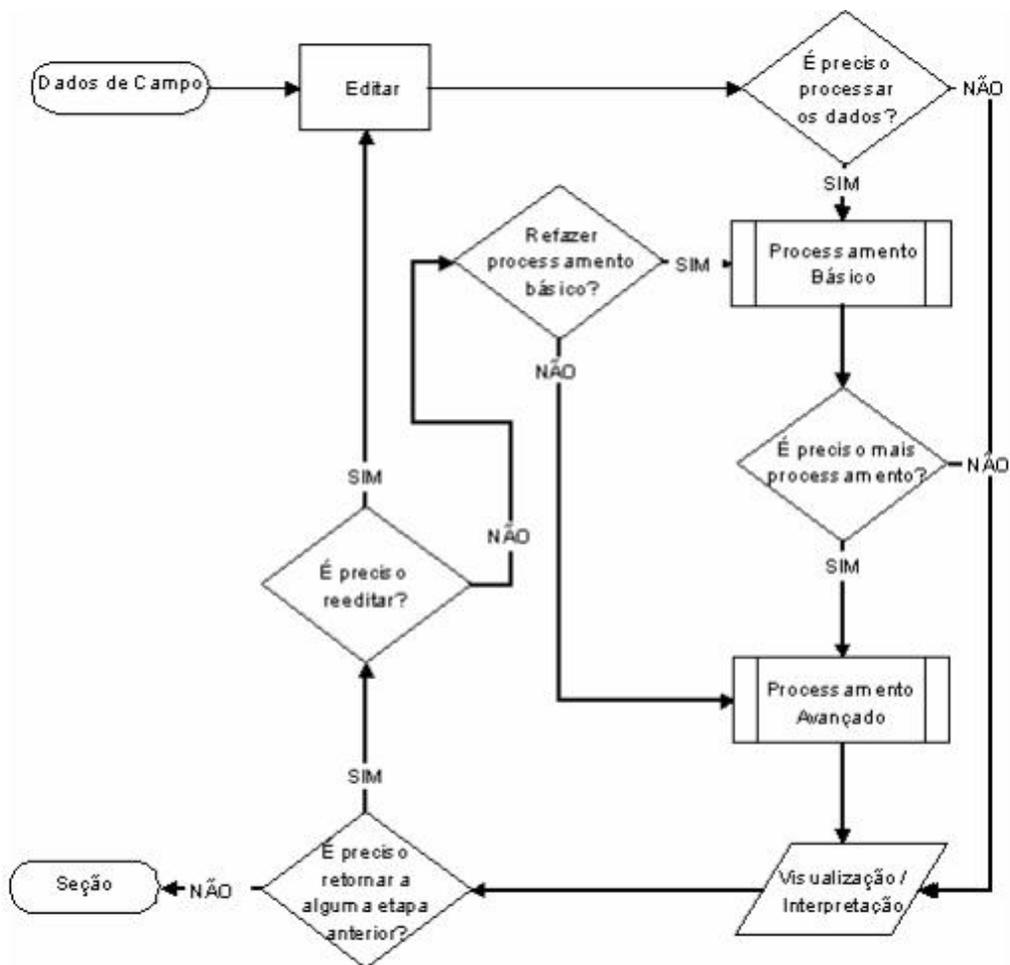


Figura 16: Fluxograma simplificado das etapas de processamento dos dados GPR. (NUNES, 2002).

Após realizado todo o processamento, será realizado a interpretação dos dados, o primeiro passo na análise de perfis é identificar a origem das reflexões e se as interfaces indicadas pelas reflexões representam mudanças na subsuperfície ou interferências. As

feições identificadas no perfil se enquadram em três classes principais: refletores horizontais contínuos, refletores de objetos 2D e 3D e hipérboles de difrações de descontinuidades laterais (SOUZA, 2005).

A boa interpretação dos dados requer um bom conhecimento dos modelos geológicos, saber os objetivos do levantamento e a qualidade dos dados adquiridos, porem, é fundamental que haja baixa relação sinal/ruído. As interferências podem ser originadas de várias fontes: objetos de superfície, por exemplo, casas, cercas elétricas, edifícios, etc.; objetos aéreos, por exemplo, torres de alta tensão, postes de iluminação, etc.; objetos transmissores de sinais eletromagnéticos, por exemplo, estações de rádio, aeroportos, etc.

Na leitura dos dados no radargrama, a presença de hipérboles é proveniente de objetos 2D e 3D enterrados que, quando são de subsuperfície, produzem hipérboles fechadas, tais como dutos, tanques e galerias, enquanto as hipérboles abertas são frutos de objetos em superfície, casas, árvores, poste de iluminação e torre de alta tensão. Assim, o interprete deve se atentar durante a aquisição quanto a fontes de interferências que afetariam a qualidade do mesmo.

## **6. RESULTADOS**

### **6.1 Aquisição de dados com antenas de 35 MHz e 200 MHz**

A aquisição de dados foi realizada com o equipamento de *TerraSIRch* SIR-3000 com antenas modelo 3200 MLF de 35 MHz (biestática) dentro do Parque de São José do Itaboraí ao longo de duas trilhas próximas ao deck do Parque, realizada a partir da obtenção de um perfil de reflexão com afastamento constante ou *common-offset*. O equipamento investigou a subsuperfície até 40 metros de profundidade.

O perfil de reflexão se constrói a partir da emissão de pulsos eletromagnéticos sucessíveis. Neste trabalho a aquisição de dados foi sobre a superfície do local de estudo, com uma distância constante de dois metros (2m) entre as antenas, até atingir uma linha, reta, obtidas pela movimentação do GPR, pelo terreno, e sempre de 2m em 2m. A cada 2m um pulso eletromagnético era transmitido da antena transmissora, através do envio de um comando manual no painel de controle digital (*display*), e então este pulso era refletido/refratado pelo subsolo e retornava sendo registrado pela antena

receptora. Assim foram geradas três linhas (figura 17), todas sobre a superfície do local resultando num perfil que expõe as propriedades elétricas de subsuperfície em função do tempo de ida e volta do sinal.

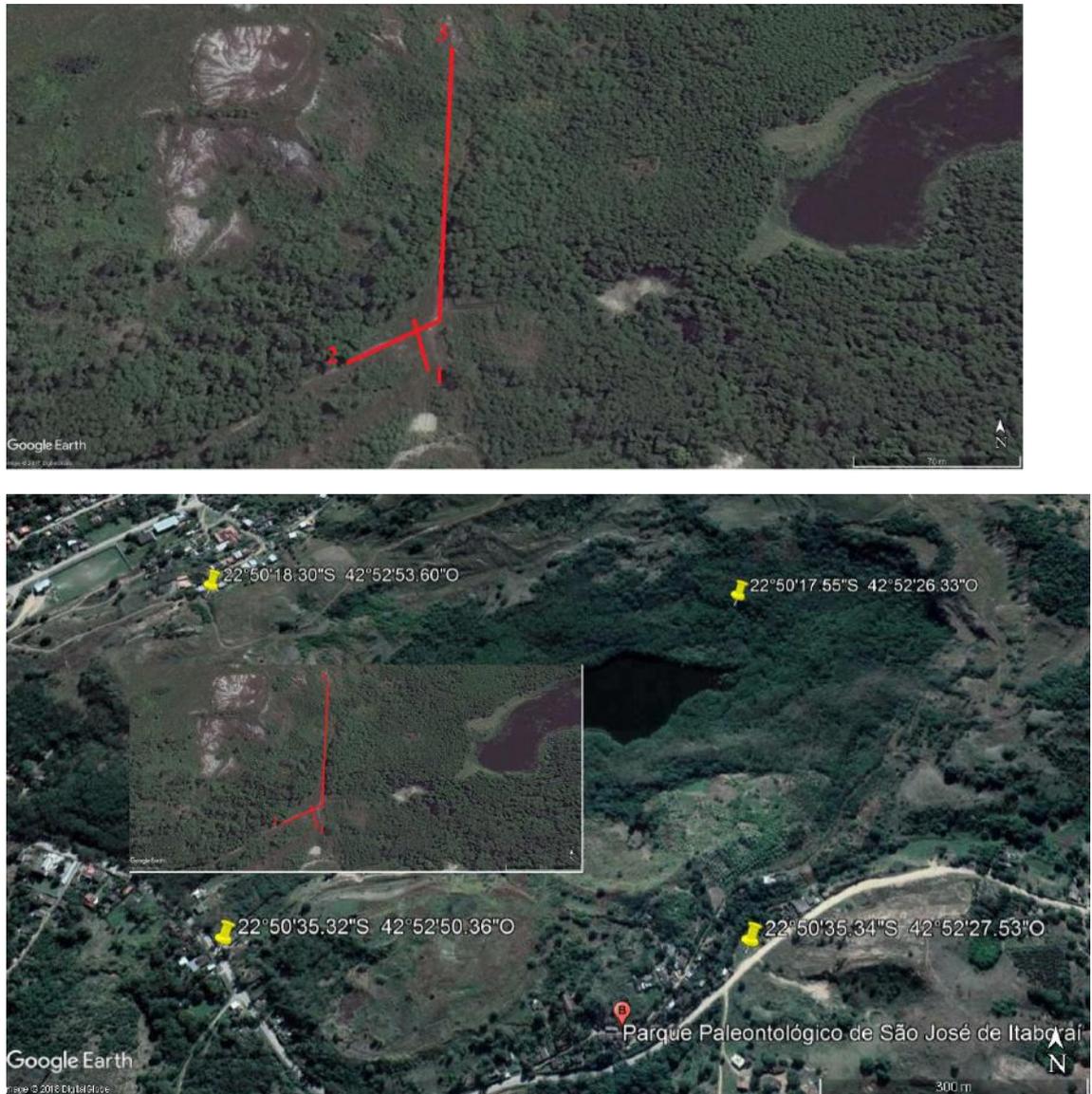


Figura 17: Linhas de aquisição GPR no parque paleontológico de São José de Itaboraí, sinalizado com linhas em vermelho onde (1) corresponde a linha de aquisição 1, (2) linha de aquisição 2 e (3) linha de aquisição 3. Imagem do obtida do \* R R J O H (D O U W K C E

A figura 18 exibe fotos das linhas de aquisição no dia em que foi realizada a coleta de dados com o equipamento GPR, cada uma das linhas geraram uma seção radargrama, ou seja, três seções radargramas indicadas suas extensões na tabela 2.

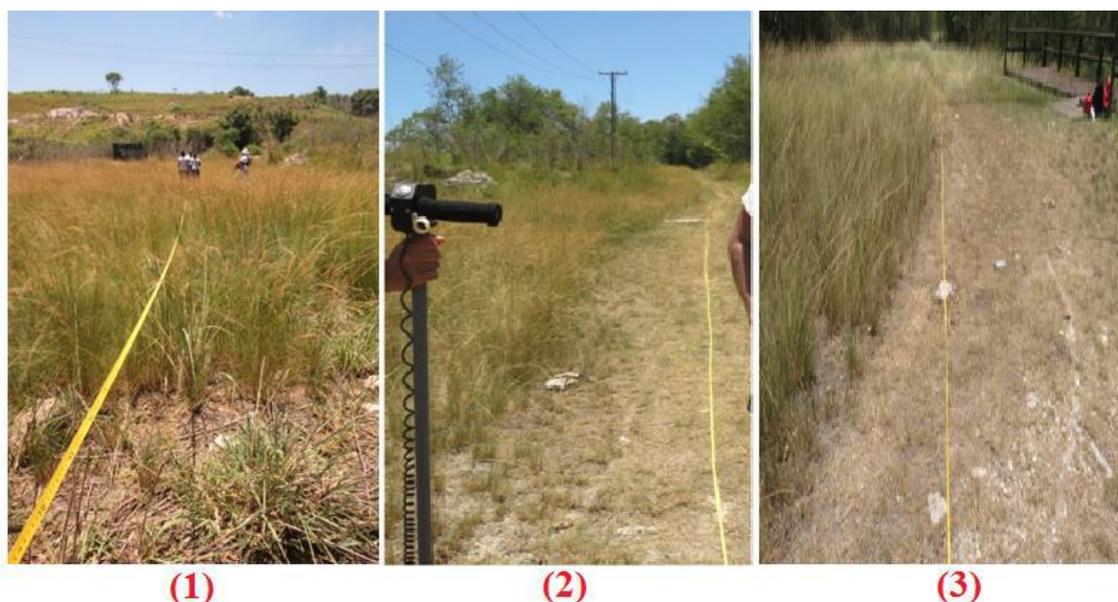


Figura 18: Fotos retiradas na localização da área de estudo, onde (1) corresponde a linha de aquisição 1, (2) linha de aquisição 2 e (3) linha de aquisição 3.

Tabela 2: Comprimento em metros das linhas de aquisição.

LINHA 1 (direção S10W(170°))	LINHA 2 (direção S45W(225°))	LINHA 3 (direção N(005°))
18 metros	34 metros	120 metros

Os parâmetros de aquisição para registrado dos dados em frequência de 35 MHz foram: amostragem por *scan (range)*: 750 ns; resolução: 16 bits; número de ganhos em ponto: 5; filtro passa alta vertical: 10 MHz; filtro passa baixa vertical: 60 MHz; *scans* por segundo: 32 e taxa de amostragem (*transmit rate*): 12 KHz.

No trabalho de Miranda (2015) com o equipamento *TerraSIRch SIR-3000*, antena monoestática blindada com frequência de 200 MHz (figura 15A), foi realizado a aquisição de dados em perfis com as mesmas direções que o equipamento de 35 MHz. Investigou-se a subsuperfície em 9 metros de profundidade. Para essa aquisição foi utilizada uma distância constante de trinta centímetros (30 cm) até atingir uma linha reta, obtidas pela movimentação do GPR pelo terreno, e sempre de 30 cm em 30 cm. A cada 30 cm um pulso eletromagnético era transmitido da antena transmissora. Aquisição foi realizada no modo *common-offset*. Assim foram geradas três linhas todas sobre a superfície do local resultando num perfil que expõe as propriedades elétricas de subsuperfície em função do tempo de ida e volta do sinal.

Os parâmetros de aquisição para registrado dos dados em frequência de 200 MHz foram: amostragem por *scan (range)*: 1024 ns; resolução: 16 *bits*; número de ganhos em ponto: 5 ; filtro passa alta vertical: 30 Mhz; filtro passa baixa vertical: 400; *scan* por segundo: 32 e taxa de amostragem (*transmit rate*): 64 KHz

## **6.2 Processamento e interpretação das linhas na área de estudo**

Os dados obtidos com as antenas de 35 e 200 MHz, foram processados com auxílio do software *ReflexW*. Foram utilizados no processamento, em todas as linhas processadas, os filtros *static correction/muting move starttime*, *2D Filter bacgrouFnd removal*, *1D Filter subtract-mean (dewow)* e *1D Filter bandpassfrequency*. Os valores utilizados em cada um dos filtros são diferentes e foram ajustados para melhor interpretação das seções radargramas.

Para a antena de 35 MHz as figuras 19, 20 e 21 correspondem consecutivamente as seções radargramas das linhas 1, 2 e 3. Para a figura 19, linha 1, entre 0 a 5 m de profundidade os refletores são ondulados de aspecto entrecruzados com geometria côncava para baixo e para cima (delimitado pela linha em vermelho – material inconsolidada (aterro)), de 5 a 15 metros de profundidade os refletores são cruzados (delimitado pela linha em laranja – pode vir a caracterizar a fronteira entre um material inconsolidado e o calcário travertino) . Entre 15 a 30 m são observadas refletores contínuos e paralelos, às vezes irregulares (representação do calcário fitado).

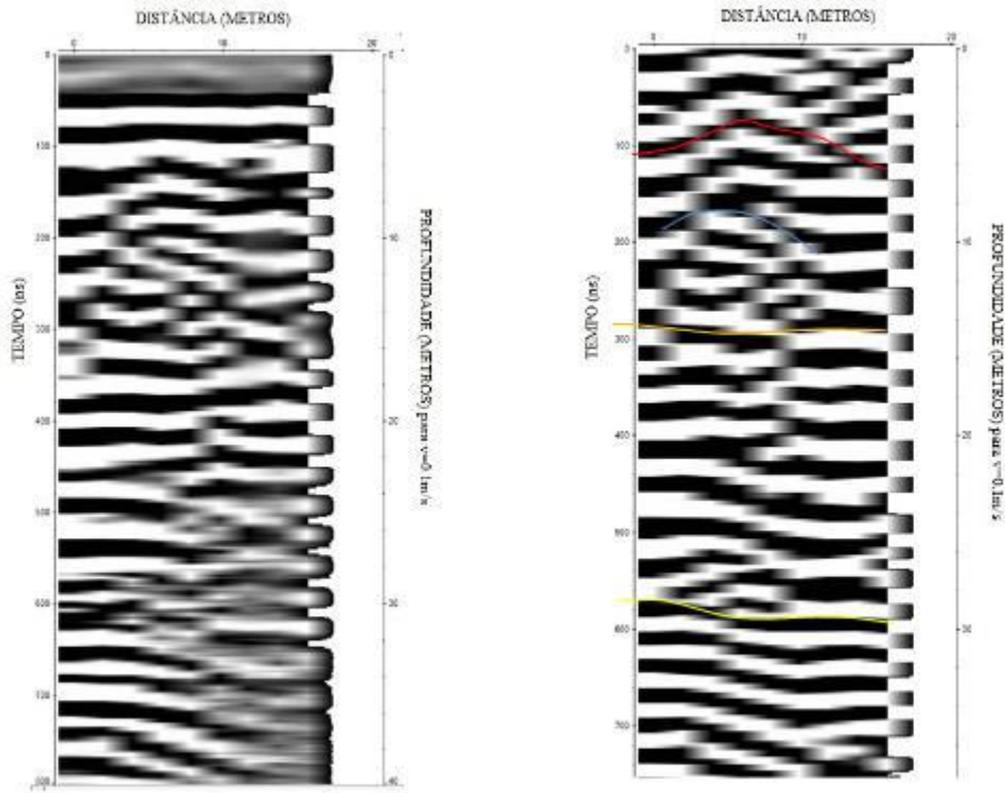


Figura 19: Linha 1, a esquerda a seção radargrama não processada e a direita a seção radargrama processada.

Para a figura 20, linha 2 entre 0 a 5 m de profundidade os refletores são ondulados de aspecto entrecruzados com geometria bastante irregular (delimitado pela linha em vermelho), de 5 a 15 metros de profundidade os refletores são cruzados, com estrutura côncava para baixo (delimitado pela linha laranja). Entre 15 a 30 m são observadas refletores contínuos e paralelos, às vezes irregulares (representação do calcário fitado).

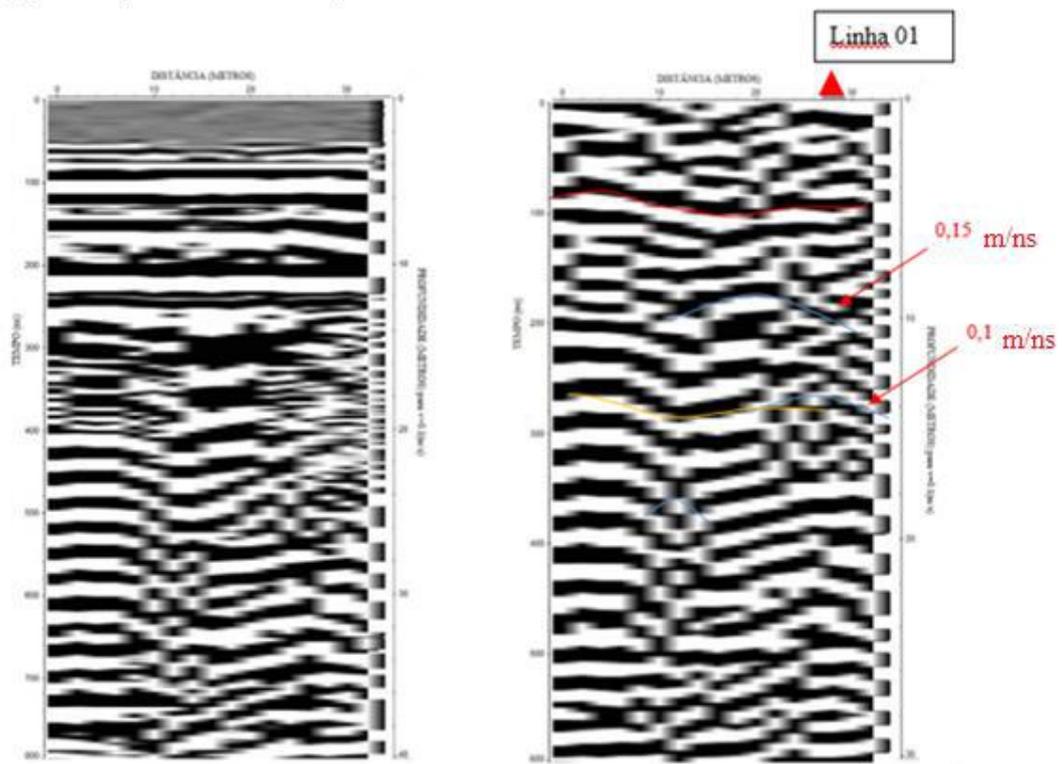


Figura 20: Linha 2, a esquerda a seção radargrama não processado e a direita a seção radargrama processada.

Para a figura 21, linha 3, entre 0 a 5 m de profundidade os refletores são pouco contínuos ondulados e apresenta refletor com geometria côncava para baixo (delimitado pela linha em vermelho), de 5 a 15 metros de profundidade apresenta grande quantidade de refletores com concavidades mais fechadas (delimitado pela linha em laranja). Entre 15 a 30 m não se pode observar os refletores devido a presença de múltiplas interferências. As hipérboles representam nódulos de marga ou calcário duro (nas seções radargramas as hipérboles em azul apresentam valores velocidades de aproximadamente 0,1 m/ns correspondente as rochas em profundidade e para a hipérbole em verde essa corresponde a presença da onda área – torre de alta tensão acima do perfil).

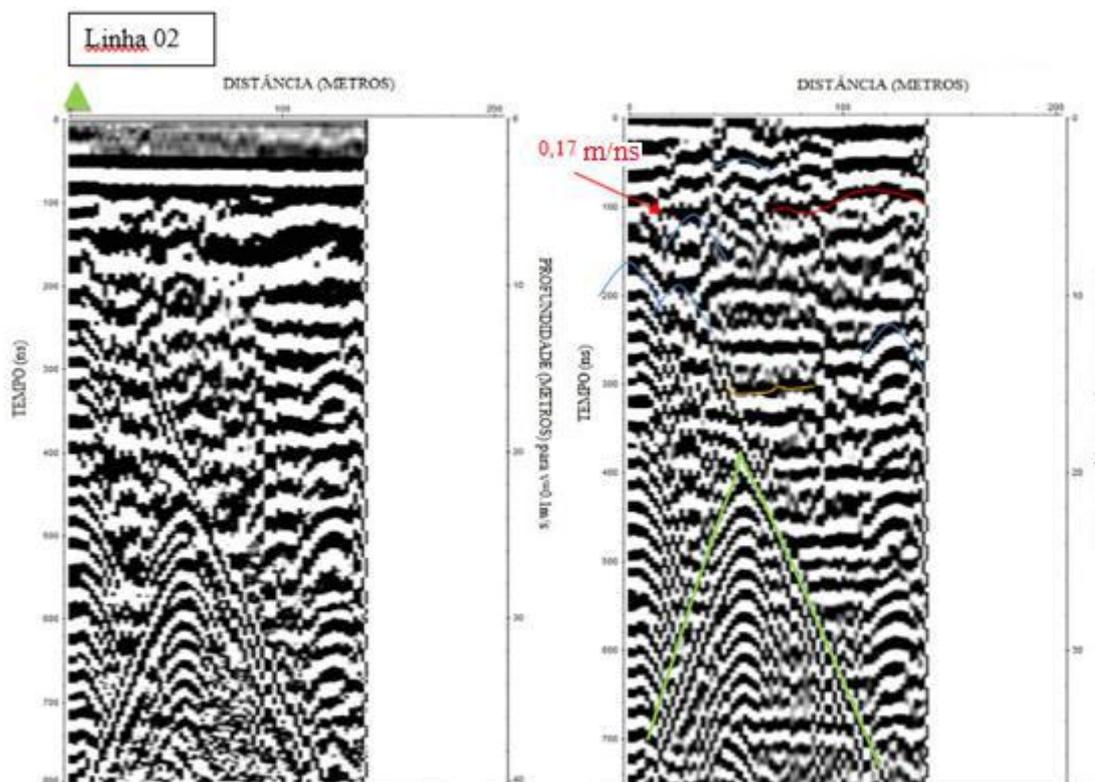


Figura 21: Linha 3, A esquerda a seção radargrama não processada e a direita a seção radargrama processada.

Para a antena de 200 MHz as figuras 22, 23 e 24 correspondem consecutivamente as seções radargramas obtidas sobre as mesmas linhas 1, 2 e 3 da frequência em 35 MHz (figura 17). Nas figuras 22, 23 e 24, nas seções radargramas foram verificados em profundidade de 0 a 3 m estruturas com características de material areno-argiloso inconsolidado e 3 a 7 m de calcário travertino fitado. Dados de poço sobre a linha 01 de amostras de rochas mostram em profundidade de 0 a 3 m material inconsolidado (aterro), de 3 a 4 m calcária-marga e de 4 a 7 calcário travertino fitado.

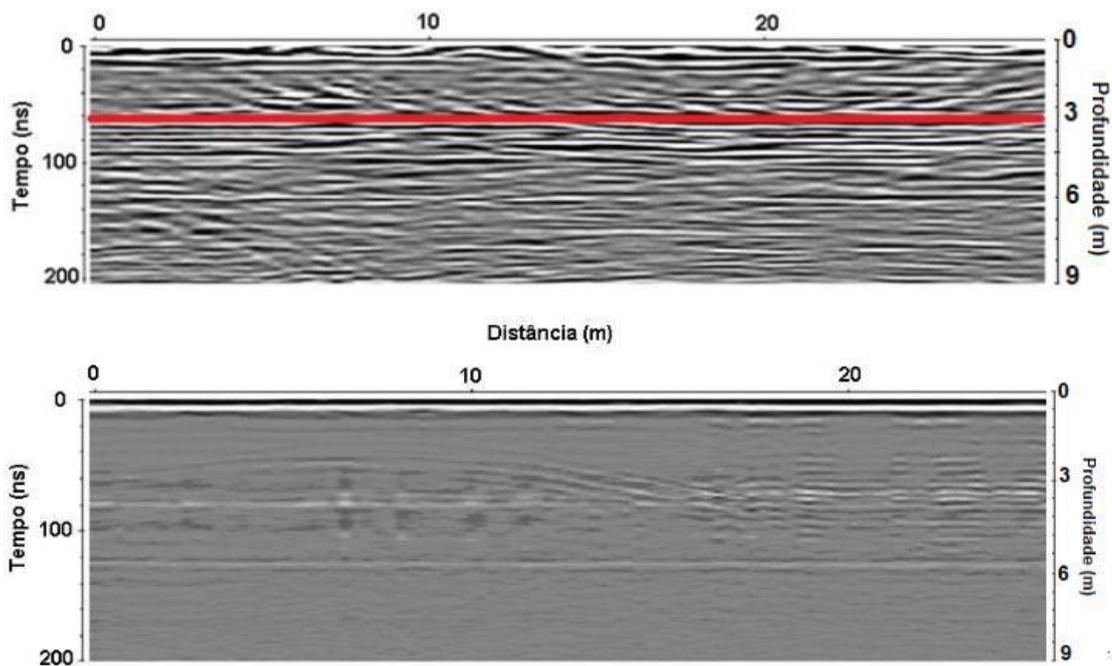


Figura 22: Linha 01 A) sem processamento e B) com processamento e interpretada: *Dewow*, ganho, *remove background* e passa-banda 5-70-250-300. Ganho análise de traço 1ª derivada, passa-banda 30-80-180-240, *média móvel*. B) Migração FK (*Stolt*).

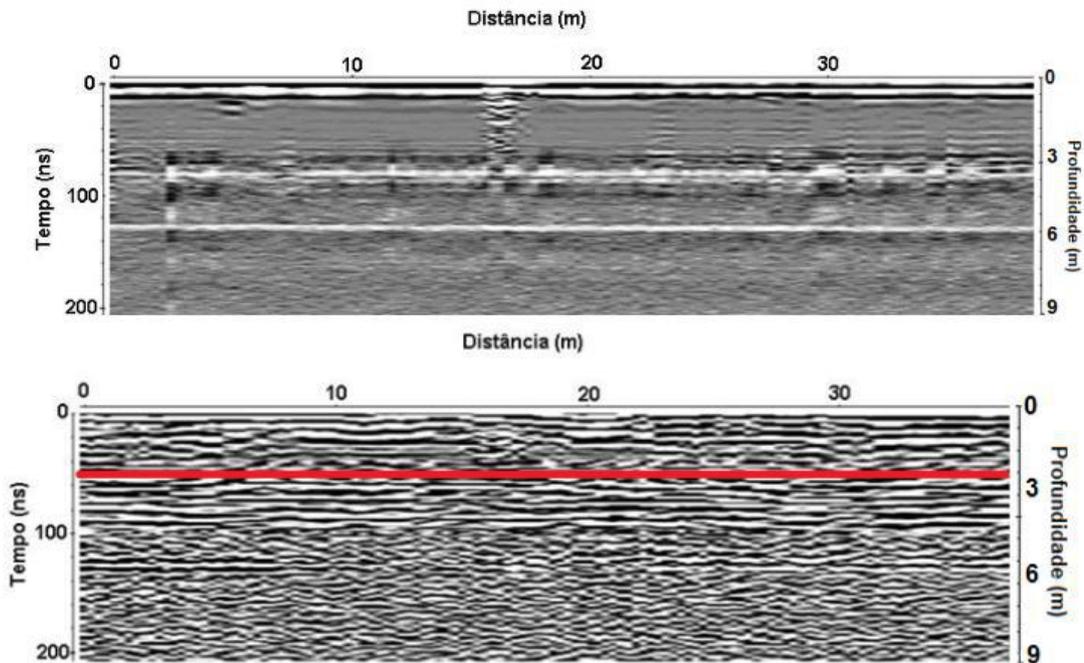


Figura 23: Linha 02 A) sem processamento e B) com processamento e interpretada: *Dewow*, ganho, *remove background* e passa banda 64-133-245-288. B) Migração FK (*Stolt*).

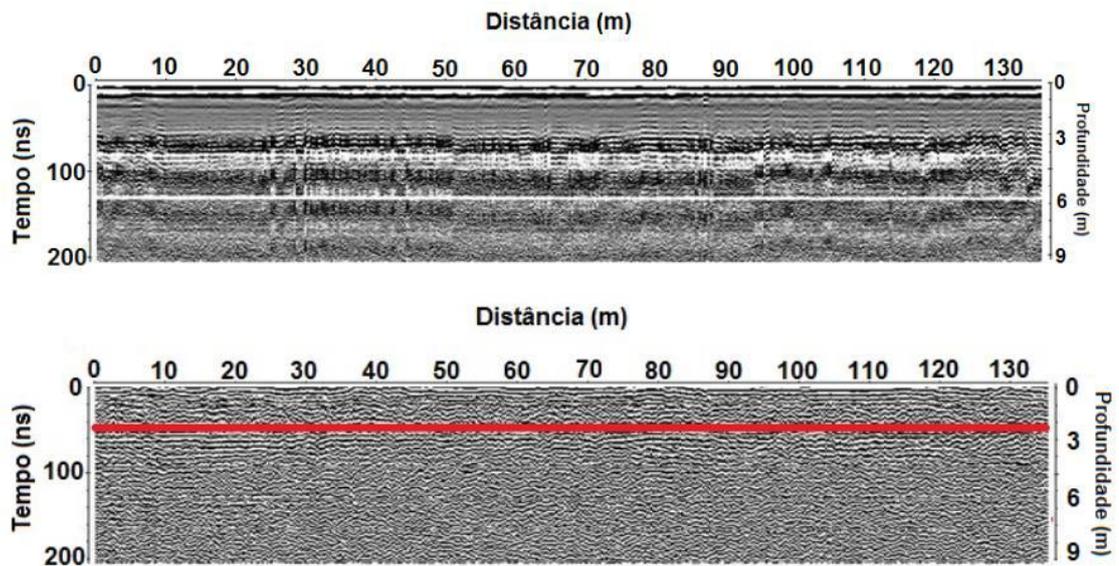


Figura 24: Linha 03A) sem processamento e B) com processamento e interpretada: *Dewow*, *ganho*, *remove background* e passa banda 5-70-250-300. Ganho análise de traço 1ª derivada, passa-banda 65-175-275-335, *running average*. B) Deconvolução.

Os dados obtidos com as sondagens pelo método GPR e do poço 2-ITAB-1-RJ no Parque Paleontológico de São José de Itaboraí trouxeram diversas informações. A aquisição realizada por Miranda com uma antena de 200 MHz, constatou que até 3 metros de profundidade nas três linhas interpretadas podem ser verificados as correlações dos dados com descrição litologia do poço 2-ITAB-1-RJ que registrou um material inconsolidado.

A existência de uma estrutura plana, observadas nas seções radogramas geradas pela antena de 200MHz, sinalizada em vermelho a 3 metros de profundidade, delimita o limite entre as camadas. Entre 3 a 7 metros profundidade, segundo a descrição do poço 2-ITAB-1-RJ, possui intercalações de níveis delgados de calcário travertino fitado, com laminação estromatolítica com vugs preenchidos por carbonatos e níveis de margas cinza escuras que podemos correlacionar na interpretação das seções radogramas gerados com a antena de 200Mhz, os níveis delgados de calcário travertino fitado, abaixo de 7 metros as seções radogramas existem uma má qualidade dos dados, que pode ser correlacionado a presença de marga.

Para a antena de 35 MHz os radogramas obtidos mostram que entre 0 a 5 m de profundidade os refletores são ondulados de aspecto entrecruzados com geometria côncava para baixo e para cima, que podemos associar com material inconsolidado, que

confere com a descrição do poço e com interpretação que a antena de 200MHz apresentou de 0 a 3m. De 5 a 15 metros de profundidade os refletores são cruzados e por vezes apresentam estrutura côncava para baixo que segundo interpretação pode vir a caracterizar a fronteira entre um material inconsolidado e o calcário travertino e do início de um material mais grosseiro, como por exemplo descrito no poço 2-ITAB-1-RJ de 14 a 20 metros como calcário fitado brechado. Entre 15 a 30 m são observadas refletores contínuos e paralelos, às vezes irregulares que pela interpretação possam ser a representação do calcário fitado as hipérbolas, representam nódulos de marga ou calcário duro, a descrição do poço confirma essas informações e acrescenta mais detalhes na profundidade analisada de 20 a 30 metros. Entretanto ao observar apenas as seções radargramas no intervalo de 15 a 30 metros a seção litoestratigráficas não podem ser diferenciadas. Abaixo de 30 metros ocorreu uma dificuldade na interpretação das seções radargramas devido a interferência da rede de transmissão elétrica.

## **7. CONCLUSÕES**

Os dados utilizados em Miranda & Dias (2015) com antena de 200 MHz apresentaram uma melhor resolução quando comparados com o uso das antenas de 35 MHz para as profundidades mais rasas em aproximadamente 3m (aterro).

Na interpretação dos dados da antena de 200 MHz pode ser verificado que esses foram prejudicados pela presença de marga no meio, com a verificação da interface areia e carbonato. Já para a frequência de 35 MHz, nem todas as interfaces do perfil estratigráfico foram detectadas pelas ondas eletromagnéticas, sendo bem detectada à interface areia e carbonato e não verificada à interface entre os carbonatos. A má qualidade no contraste entre as interfaces para esta antena pode estar associada a marga como verificada pela descrição da rochas do poço 2-ITAB-1-RJ. A pouca comparação entre as antenas de 200 e 35 MHz está associada a quantidade de traços (resposta das antenas ao meio) devido ao espaçamento entre as antenas e o espaço o qual tinha que se trabalhar, mas que não afetou a verificação das interfaces da antena de 35 MHz

Pode se concluir que o uso do método geofísico eletromagnético em estudos de reservatórios com carbonatos os quais variam suas composições estratigráficas com a

presença de argila, podem atenuar os dados e não serem diferenciadas as espessuras de camadas.

## **8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ANNAN, A.P.**, 1992, Ground Penetrating Radar Survey, Design, Annual Meeting of SAGEEP, Chicago, April, 26-29.
- ANNAN, A.P.**, 1996. Transmission dispersion and GPR. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v.0, n.2, p.125-136
- ANNAN, A.P.**,2000. Ground Penetrating Radar Workshop Notes: Sensors & Software Inc
- BERGQVIST, L.P.; RODRIGUES, M.A.; MANSUR, K.; RODRIGUES-FRANCISCO, B.H.; PEREZ, R. & BELTRÃO, M.C.** Bacia de São José de Itaboraí, RJ: O berço dos mamíferos no Brasil. Artigo SIGEP – 2008
- BEZERRA, ANA. A. S.** Caracterização de zonas de fraturas pelo uso do Radar de Penetração no Solo (GPR) no município de São João de Meriti, Rio de Janeiro, Brasil, 2017
- BORGES, W.R.**,2002. Investigações Geofísicas na Borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e eletrorresistividade. Dissertação de Mestrado (Departamento de Geofísica), IAG/USP, 153p.)
- BRITO et al (1972) BRITO, I.M., FRANKE, H.E. & CAMPOS, D.A.** Geologia e Petrografia da Bacia de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. (1972). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, 44(2): 225-233.
- BRITO, I.M.** Geologia e paleontologia da Bacia Calcária de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. Brasil. (1989). *Anuário do Instituto de Geociências*. UFRJ. p. 56-64.
- CASTRO, Wagner Ormanes Palheta.** Dissertação de Mestrado: Modelagem de Eletrorresistividade 2-D a partir do potencial elétrico secundário. Pará: Universidade Federal do Pará – UFPA, 2013.
- CEIA, R.A.M,** 2002. O método GPR – “Ground Penetrating Radar”. Monografia do Exame de qualificação do Curso de doutorado em Engenharia de Reservatório e Exploração.
- DIAS, G.A.N** Modelagem e imageamento dos dados de GPR adquiridos em afloramentos visando o estudo de reservatório petrolífero. 196 f. Tese (Doutorado

em Ciências em Geologia) - Instituto de Geociências da UFRJ, Rio de Janeiro, 2007.

DRM, disponível em: <<http://www.drm.rj.gov/parqueitaborai>>, <<http://www.drm.rj.gov/itaborai>>.

**FERRARI, A.L** (2001) Evolução Tectônica do Graben da Guanabara. Tese de Doutorado. Departamento de geologia-USP, pág 264

**FILIFE, Sônia e MORGADO, Paulo.** Aplicação do GPR como metodologia de registro e salvaguarda patrimonial: casos práticos da sua aplicação na Universidade de Coimbra. Portugal: Universidade de Coimbra – Lisboa, 2011.

**FORTE, E., PIPAN, M., CASABIANCA, D., DI CUIA, R., RIVA, A.,** 2012. Imaging and characterization of a carbonate hydrocarbon reservoir analogue using GPR attributes. *Journal of Applied Geophysics* 81 (2012) 76–87.

**FRANCO, L.S**(2004). Levantamento GPR em rochas carbonáticas na Bacia de Sergipe-Alagoas. Trabalho de Iniciação Científica. Observatório Nacional, RJ.

**KLEIN, Cornelis e DUTROW, Barbara.** Manual de Ciências dos Minerais. 23. ed. Rio Grande do Sul: Bookman, 2012.

**LEINZ, V.** 1938. Os calcários de São José de Niterói, estado do Rio. *Mineração e Metalurgia*, 3(15): 153-155.

**MARQUES, E.J.J.** 1999. Curso, O Radar de Penetração de Solo - GPR. Teoria-Aquisição-Processamento-Interpretação. -UNISINOS-São Leopoldo\_RS.

**MEDEIROS, R.Á. & BERGQVIST, L.P.** (1999) Paleocene of the São José de Itaboraí Basin, Rio de Janeiro, Brazil: Lithostratigraphy and Biostratigraphy. *Estudos Tecnológicos: Acta geológica leopondensia 1999* (XXII (48): 3-22.

**MENESES, Renato Mota Xavier de.** Trabalho de Conclusão de Curso: Levantamento por Eletroresistividade na Bacia de São José de Itaboraí – Rio De Janeiro. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro – RJ, 2009

**MIRANDA, R.A. & DIAS,** 2015 GPR e eletroresistividade em carbonatos da Bacia de São José de Itaboraí, RJ. Artigo para 14º simpósio de Geologia do Sudeste.

**OLHOEFT, G.R.,**1981. Electrical properties of rocks. *Physical properties of rocks and minerals*. S.l.: Touloukian, Y.S., Judd, W.R. and Roy, R.F. McGraw-Hill Book Company, v.2, chapter 9, p.257-327

**OLIVEIRA Jr., J.G;** 2001. Dois testes de imageamento com GPR em problemas de controle ambiental em regiões tropicais: migração de dunas e localização de dutos de óleo enterrados. Dissertação de mestrado. PPGG/UFRN.

- OLIVEIRA, M.F.S.** Avaliação de meios geológicos porosos por técnicas atômicas e nucleares. Tese de doutorado - UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Nuclear, 2012.
- PORSANI J.L.** Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP. 1999. 145 p. Tese (Doutorado em Geofísica) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo.
- REYNOLDS, J.M.** An introduction to applied and environmental geophysics. New York: John Wiley & Sons Ltda, 1997.
- RICCOMINI, C.** 1989. O Rift continental do sudeste do Brasil. 1989. 190f (Doutorado em Geologia Sedimentar) -Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo,1989
- RODRIGUES-FRANCISCO, B. H. & SOUZA CUNHA, F. L.** Geologia e Estratigrafia da Bacia de São José, Município de Itaboraí, RJ. (1978). Anais da Academia Brasil de Ciências, 50 (3).
- RODRIGUES, S.I.** Caracterização GPR de tambores metálicos e plástico: estudo sobre o sítio controlado do IAG/USP. 2004. 102 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- SENGWA, R.J., Soni, A.,** 2006. Low-frequency dielectric dispersion and microwave dielectric properties of dry and water-saturated limestones of the Jodhpur region. Geophysics 71 (5), G269–G277.
- SILVA, Arthur de Melo Said Fabião Moreira Silva.** O Uso do Radar de Penetração no Solo (GPR) em Estudo de Afloramento Carbonático do Membro Cráto da Formação Santana na Bacia do Araripe Ceará (CE) - Brasil. 2013.
- STRATTON, J.A.,** 1941. Eletromagnetic Theory. McGraw Hill Book Company, New York
- ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA,2005 J.A.B.** de. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. (2005). Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, vol. 13, nº 2, p. 269-300.