



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

ESTUDO DE RADARFACIES EM PLACERES AURÍFEROS NA BAIXADA CUIABANA

Maria Clara L. Paula

Dissertação de número 163 apresentada ao
Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de
Geociências da Universidade de Brasília, em cumprimento às exigências para obtenção
do grau de Mestre em Geociências Aplicadas

Orientador
Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges

Brasília
2019



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas

ESTUDO DE RADARFACIES EM PLACERES AURÍFEROS NA BAIXADA CUIABANA

Maria Clara L. Paula

Dissertação de número 163 apresentada ao
Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de
Geociências da Universidade de Brasília, em cumprimento às exigências para obtenção
do grau de Mestre em Geociências Aplicadas

Prof. Dr. Welitom Rodrigues Borges (Orientador)
IG/UnB

Prof. Dr. Rogério Elias Soares Uagoda Prof. Dr. Remke Leander Van Dam
Departamento de Geografia IH/UnB CEFET/MG, Michigan State University

Brasília, Agosto de 2019

Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente a mim, que sem o companheirismo, dedicação, amor, parceria, paciência, cuidados, perseverança, conselhos e proteção eu não teria chegado até aqui. Sou muito grata a mim por cuidar de mim todos esses anos, todos esses dias, por nunca me abandonar e estar sempre ao meu lado, me amando e me protegendo, mesmo nos momentos mais complicados.

Gostaria de agradecer também aos meus pais, pois sem eles eu não me teria do jeito que sou. Sem a criação que eles me deram, provavelmente não teria este "eu" que tanto me protege.

Agradeço à minha mãe, em especial, por me ensinar a me amar sobre todas as coisas e por vencer sozinha tantos obstáculos inimagináveis para que eu esteja aqui, viva, saudável e realizada. Agradeço ao meu pai por me ensinar desde cedo que a liberdade tem um preço e esse preço se paga com conhecimento. Agradeço também ao que quer que seja que me colocou para ser filha de seres tão maravilhosos, tenho muita sorte!

Agradeço ao meu amigo Bruno F. Hemenesgard por todo o apoio, sugestões, parceria, conselhos e sabe se lá mais o que durante esses anos todos que nos conhecemos. Aprendi e ainda aprendo muitíssimo com você, amigo!

Agradeço a senhorita Isa Maria Dorileo Ferreira de Assis. Sem Isinha nada neste trabalho seria possível, ela me abrigou em sua casa e me abriu as portas para realizar este estudo em seu garimpo. Obrigada Isinha por ser uma fonte de inspiração para mim, pela paciência com esta menina que não come direito e por todo amor com o qual você nos recebeu em sua casa, espero mais do que nunca que este trabalho te ajude de alguma forma.

Agradeço ao senhor Péricles e ao seu caçula Teotônio por me ajudarem nesta jornada de campo.

Agradeço ao senhor Mendes que me ajudou a arrumar os furos para a caixa da antena de 200 MHz. Mendes, você é uma graça, muito obrigada!

Agradeço ao meu orientador Welitom, pela parceria, pelos conselhos e risadas ao longo desses anos. Não há nada como seguir as orientações do mestre dos magos.

Queria agradecer ao senhor Maurício, que foi embora e eu nem pude me despedir. Obrigada Maurício, por toda a ajuda durante minha graduação e ao final dela, você era uma criatura mais que adorável, com seus cachorrinhos e sempre ajudando com a maior paciência do mundo até os alunos mais esquentadinhos, como eu.

Por fim, agradeço a todos os professores, auxiliares, motoristas, zeladores, porteiros que estão todos os dias no Instituto tentando fazer deste mundo um lugar melhor para as futuras gerações.

Resumo

PAULA, M.C.L. **Estudo de Radarfácies em Placers Auríferos na Baixada Cuiabana**. 2019. 127p. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF, 2019.

O estado do Mato Grosso é o quinto maior produtor de ouro no Brasil, com boa parte da produção proveniente da região da Baixada Cuiabana. Nesta região, o ouro ocorre associado a metassedimentos e veios de quartzo encaixados em rochas do Grupo Cuiabá, e depósitos sedimentares secundários (como colúvios, alúvios e elúvios), sendo estes últimos bastante rentáveis e de fácil exploração. A exploração de ouro nestas áreas muitas vezes acarreta no desmatamento do bioma do Pantanal, pois a atividade minerária utiliza escarificação aleatória do subsolo para localização dos depósitos. Neste estudo, aplicou-se o método geofísico de Radar de Penetração de Solo (GPR) para diferenciar e localizar depósitos aluvionares, coluvionares e eluvionares. O que, por consequência, pode ajudar na mitigação do processo de desmatamento local. Assim, as aquisições de dados de GPR aconteceram em dois garimpos localizados nos municípios de Poconé e Nossa Senhora do Livramento. Os registros de GPR ocorreram com antenas blindadas de 200 e 400 MHz, ao longo de cavas e exposições de cascalhos. Além dos registros geofísicos, coletaram-se amostras de sedimentos presentes nas cavas para relacionar suas análises granulométricas com as respostas obtidas no radar. Os resultados mostram uma variabilidade da onda eletromagnética no meio entre os valores de 0,04 a 0,149 m/ns, com amplitude normalizada de -1 a 1. Os menores valores de velocidade foram identificados nos cascalhos lateríticos com matriz argilosa e cimento ferruginoso (colúvio), com amplitudes de -0,6 a 0,6. As velocidades intermediárias (entre 0,08 e 0,09 m/ns), associam-se à alúvios e elúvios, com amplitudes de -0,2 a 0,2 para elúvios e -0,8 a 0,8 para alúvios. A maior velocidade foi obtida no colúvio com matriz arenosa, clastos suportados por matriz, mal selecionados e livres de cimento ferruginoso, com amplitudes entre -0,8 a 0,8. Assim, o GPR mostrou-se eficiente para distinguir os depósitos sedimentares secundários auríferos na Baixada Cuibana, tornando-se assim uma alternativa prospectiva para a região.

Palavras-chave: radar de penetração no solo, depósitos secundários, geofísica

Abstract

PAULA, M.C.L. **Study of Radarfacies in Auriferous Placers in Baixada Cuiabana**. 2019. 127p. Dissertation (master degree) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF, 2019.

The Mato Grosso state is the fifth largest gold producer in Brazil, with much of its production coming from Baixada Cuiabana. There, gold occurs associated with metasediments, quartz veins mineralized in rocks of the Cuiabá Group and secondary sedimentary deposits.

The gold exploitation in these areas often results in deforestation of Pantanal's biome, as mining uses subsurface's random scarification to locate the deposits. In this study, the geophysical method of Ground Penetration Radar (GPR) was applied to differentiate and locate alluvial, colluvial and eluvial deposits. Wich may help mitigate the local deforestation process. Thus, the acquisition of GPR data took place in two minings located at the counties of Poconé and Nossa Senhora do Livramento. GPR records occurred with 200 and 400 MHz shielded antennas, along trenches and gravel exposures. In addition to the geophysical records, sediment samples were collected from these trenches to relate their particle size analysis with the corresponding radar data. The results show an eletromagnetic wave's variability between the values of 0.04 to 0.149 m/ns, with a normalized amplitude of -1 to 1. The lowest velocities values were identified in the lateritic gravels with clay matrix and ferruginous cement (colluvium), with amplitudes from -0.6 to 0.6. Intermediate velocities (between 0.08 and 0.09 m/ns) are associated with alluviums and eluviums, with amplitudes from -0.2 to 0.2 for eluviums and -0.8 to 0.8 for alluviums. The highest velocity was obtained in colluvium with the sandy matrix, matrix-supported clasts, poorly selected and ferruginous matrix free, with amplitudes between -0.8 and 0.8. Thus, GPR proved to be efficient to distinguish the secondary Baixada Cuibana's sedimentary deposits, thus becoming a prospective alternative for the region.

Keywords: ground penetrating radar, sedimentology, depositional environments

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Objetivos	6
2	Contexto Geológico Regional	7
2.1	Características Físicas da Área	10
2.2	Grupo Cuiabá	14
2.2.1	Estratigrafia do Grupo Cuiabá	15
2.3	Histórico do Ouro na Baixada Cuiabana	21
3	Fundamentação Teórica	26
3.1	Histórico do Radar de Penetração no Solo	26
3.1.1	Desenvolvimento do método ao longo dos anos	26
3.1.2	Aplicações do método à sedimentologia	30
3.2	O Equipamento de GPR	33
3.2.1	O funcionamento do GPR	36
3.3	Padrões de Reflexão	44
3.3.1	Análise Estatística	50
4	Desenvolvimento	51
4.1	Área de Estudo 1 - Garimpo Isinha	51
4.1.1	Processamento de dados	57
4.1.2	Correlação do processamento com as cavas	59
4.1.3	Cálculo das velocidades	62
4.1.4	Granulometria das Amostras	65
4.1.5	Padrões de Reflexão	69
4.2	Área de Estudo 2 - Nossa Senhora do Livramento	73
4.2.1	Cálculo da velocidade	73
4.2.2	Processamento dos Dados	76
4.2.3	Correlação de Dados	77
4.2.4	Padrões de Reflexão	79

5 Conclusões	85
Referências	91
Apêndice	104
A Função Hiperbólica	105
B Semivariograma	109
B.1 Análise do semivariograma	111

Lista de Figuras

1.1	Gráfico evidencia a participação das principais substâncias metálicas no valor da produção mineral comercializada. Fonte: [1]	3
1.2	Mapa evidenciando municípios da Baixada Cuiabana no estado do Mato Grosso.	4
1.3	Mapa evidencia requerimentos minerais de grande e de pequeno porte para exploração de ouro na região do distrito aurífero de Poconé no estado do Mato Grosso.	5
2.1	Mapa das bacias sedimentares brasileiras.	9
2.2	Mapa evidencia os solos presentes na região de poconé e adjacências, onde foram realizados os levantamentos de GPR - Áreas de estudo 1 e 2.	12
2.3	Mapa de elevação da região da Baixada Cuiabana, com destaque para o distrito de Poconé, na região mais baixa.	13
2.4	Diferentes propostas de grupos crono-estratigráficos para o Grupo Cuiabá. Figura modificada de [2]	16
2.5	Mapa geológico ilustrando: as áreas de estudo 1 e 2, localizadas nos municípios de Poconé e Nossa Senhora do Livramento, respectivamente; lineamentos estruturais, falhas e fraturas com direções predominantemente NE-SW e NW-SE, representando as duas principais estruturas de mineralizações auríferas da região; e por fim a estratigrafia da área e sua classificação etária entre o Proterozóico e o Fanerozóico. Fonte: CPRM	20
2.6	Representação esquemática de depósitos secundários (alúvio, colúvio e elúvio) e sua relação geomorfológica e estratigráfica.	25
3.1	Protótipo do sistema GPR feito pela NASA em 1972	28
3.2	Escopos de pesquisas em GPR de 1995 a 2014	31

3.3	Número de artigos produzidos entre os anos de 1980 e 2001 sobre radar de penetração (GPR) de modo geral, aplicações geológicas de GPR (incluindo sedimentologia) e apenas as aplicações em sedimentologia para o GPR. Gráfico adaptado de Neal [3], com dados extraídos de <i>Thomson ISI's Science Citation Index</i>	32
3.4	Figura evidenciando o espectro eletromagnético compreendido pelo radar de penetração no solo. Imagem adaptada do site: br.depositphotos.com . .	34
3.5	(A) Esquema de funcionamento de um radar de penetração no solo e (B) perfil obtido na aquisição de dados.	35
3.6	Transmissão / Refração da onda eletromagnética	39
3.7	Refração ideal e teórica em um modelo terrestre da onda eletromagnética .	41
3.8	Modelo de pulsos de Ricker.	42
3.9	Modelo de pulso real.	43
3.10	Modelo de possíveis trajetórias de raios emitidos pelo GPR.	43
3.11	Tipos básicos de configurações de reflexão em levantamentos sísmicos. . . .	45
3.12	Tipos básicos de padrões de reflexão em GPR e suas interpretações.	47
3.13	Tipos básicos de configurações de reflexão em GPR.	49
4.1	Mapa e fotografias da disposição dos perfis de GPR na Área de Estudo 1 .	52
4.2	Fotografias dos equipamentos disponibilizados pelo Departamento de Geografia da UnB e utilizados para aquisição dos perfis de GPR 2D, sendo: A) Unidade de controle com sistema SIR 3000 (GSSI); B) Carregador de baterias e cabo conector da antena com a unidade de controle; C) Odômetro para o acionamento do <i>trigger</i> ; D) Antenas de 200 e 400 MHz.	53
4.3	Mapa ilustrando a orientação e sentido da Linha 1; fotografia com maior detalhe sobre a espessura de cada uma das litologias correspondentes a esta linha e o local de retirada das amostras 1, 2 e 3; e ilustração e descrição do perfil estratigráfico correspondente a cava da Linha 1.	54
4.4	Mapa ilustrando a orientação e sentido da Linha 2; fotografia com maior detalhe sobre a espessura de cada uma das litologias correspondentes a esta linha e o local de retirada das amostras 4, 5 e 6; e ilustração e descrição do perfil estratigráfico correspondente a cava da Linha 2.	55
4.5	Mapa ilustrando a orientação e sentido da Linha 3; fotografia com maior detalhe sobre a espessura de cada uma das litologias correspondentes a esta linha e o local de retirada das amostras 7, 8, 9, 10 e 11; e ilustração e descrição do perfil estratigráfico correspondente a cava da Linha 3.	56
4.6	Fluxograma de processamento dos dados referentes à Área de Estudo 1. . .	57
4.7	Fluxograma de processamento dos dados para traços individuais.	58

4.8	Correlação do dado processado para a Linha 2 com a cava correspondente.	60
4.9	Correlação do dado processado para a Linha 3 com a cava correspondente.	61
4.10	Imagem ilustrando fotografias, perfil, disposição e amplitudes da Linha 3 .	64
4.11	Fotografias evidenciando as etapas de análise das amostras.	67
4.12	Fotografias em detalhe do local de retirada e percentual granulométrico correspondentes as amostras 1, 2 e 3	67
4.13	Fotografias em detalhe do local de retirada e percentual granulométrico correspondentes as amostras 4, 5 e 6	68
4.14	Fotografias em detalhe do local de retirada e percentual granulométrico correspondentes as amostras 7, 8, 9, 10 e 11	68
4.15	Comparação entre padrões de reflexão para a Linha 3, obtidos com as antenas de 200 e 400 Hz.	70
4.16	Descrição e análises gráficas dos padrões de reflexão 1, 2 e 3 referentes ao solo, cascalho 1 e cascalho 2, respectivamente. Onde é apresentada uma descrição dos padrões observados em perfil da Linha 3, obtido com a antena de 400 MHz, o semi-variograma de suas amplitudes e o histograma das mesmas. Esta análise é referente aos padrões da Figura 4.15.	72
4.17	Mapa e fotografias ilustrando a disposição dos perfis de GPR e dos cascalhos na Área de Estudo 2.	74
4.18	Calibração da velocidade da Área de Estudo 2.	75
4.19	Fluxograma de processamento dos dados referentes à Área de Estudo 2. . .	76
4.20	Dado processado do perfil referente à Linha 4 e interpretação litológica. . .	77
4.21	Dado processado do perfil referente à Linha 6 e interpretação litológica. . .	78
4.22	Dado processado do perfil referente à Linha 7 e interpretação litológica. . .	78
4.23	Padrões de reflexão para a Linha 4.	80
4.24	Padrões de reflexão para a Linha 6.	82
4.25	Padrões de reflexão para a Linha 7.	84
5.1	Figura final de correlação entre padrões de reflexão e depósitos.	86
A.1	Elementos da hipérbole.	106
B.1	Ilustrações dos componentes de um semivariograma, onde: A) Representação gráfica se um semivariograma, com destaque para a sua variância e a disposição dos eixos da distância em metros do vetor "h" e do variograma nos eixos das abscissas e ordenadas, respectivamente; B) Ilustração da relação entre o vetor "h", também conhecido como " <i>lag vector</i> " e o vetor "u" de localização; C) ilustração de uma plotagem de um gráfico de dispersão formado pelos valores do <i>tail</i> e do <i>head</i> do vetor "h".	110

B.2 Ilustrações dos componentes de um semivariograma, onde: A) Representação gráfica de um semivariograma, com destaque para a sua variância e a disposição dos eixos da distância em metros do vetor "h" e do variograma nos eixos das abscissas e ordenadas, respectivamente; B) Ilustração da relação entre o vetor "h", também conhecido como "*lag vector*" e o vetor "u" de localização; C) ilustração de uma plotagem de um gráfico de dispersão formado pelos valores do *tail* e do *head* do vetor "h". 112

Lista de Tabelas

3.1	Tabela de propriedades físicas dos materiais.	38
4.1	Tabela referente às velocidades calculadas para as diferentes litologias encontradas na subsuperfície da Linha 2. Esta tabela apresenta o intervalo espacial em metros (Δs), o intervalo de tempo duplo de viagem em cada camada (Δt) e a velocidade calculada por estes dois parâmetros, para cada uma das litologias, dada em metros por nanossegundos	65
4.2	Tabela referente às velocidades calculadas para as diferentes litologias encontradas na subsuperfície da Linha 3. Esta tabela apresenta o intervalo espacial em metros (Δs), o intervalo de tempo duplo de viagem em cada camada (Δt) e a velocidade calculada por estes dois parâmetros, para cada uma das litologias, dada em metros por nanossegundos	65
4.3	Tabela referente às velocidades médias calculadas para as diferentes litologias encontradas na subsuperfície das Linhas 2 e 3 e suas respectivas permissividades dielétricas.	65
4.4	Tabela referente às velocidades estimadas para os cascalhos de Nossa Senhora do Livramento. Esta tabela apresenta o intervalo espacial em metros (Δs), o intervalo de tempo duplo de viagem em cada camada (Δt), a velocidade calculada a partir das profundidades estimadas, as velocidades 1 e 2 observadas com o programa ReflexW em cada litologia e a velocidade média calculada a partir destas três diferentes velocidades dada em metros por nanossegundos.	77

Capítulo 1

Introdução

A atração pelo brilho do ouro ao longo dos anos faz com que, até os dias atuais, grandes mineradoras extraíam este metal em todo o mundo de forma industrial. Apesar da maior exploração de ouro prover das grandes mineradoras, uma quantidade significativa de ouro também é extraída por pequenos mineradores artesanais, tanto de forma legal quanto ilegal. Em alguns países, a produção oriunda dos garimpos tem grande expressão econômica ¹ [4]. A mineração artesanal e em pequena escala emprega aproximadamente quinze milhões de pessoas em todo o mundo [5], apesar das características rudimentares do processo produtivo. O aumento do preço do ouro em 400%, entre os anos de 2002 e 2012, devido à necessidade de investimentos seguros em um período de crise na economia global, provocou um acréscimo na produção desta commodity.

A quantidade de ouro, produzida por minerações artesanais, depende da tecnologia usada pelos mineradores em cada continente², bem como da geologia local. Além disso, é possível apenas fazer uma estimativa da quantidade deste minério produzida em "*artisanal and small-scale mining*" ASM's [6]. Os resultados da estimativa mostram que, a partir de 2011, mais de 16 milhões de mineradores artesanais, no mundo, estavam envolvidos na extração de ouro, produzindo entre 380 e 450 t de ouro por ano, com claro comportamento global entre os continentes [4].

De acordo com Brown [4], o aumento na exploração deste minério continua a cada ano, onde foi quantificado que apenas no Brasil a produção de ouro em escala industrial aumentou de 66.773 kg em 2012 para 80.000 kg no ano de 2016. Entretanto, apesar dos inegáveis benefícios oriundos da exploração mineral para o desenvolvimento econômico do país, as atividades de mineração e metalurgia são, reconhecidamente, de elevado im-

¹Em Madagascar, só os mineradores artesanais chegam a valores de 3 a 4 mil kg de ouro por ano [4].

²As maiores produções de ouro por mineradores artesanais associadas a tecnologia se encontram na América do Sul, produções médias na Ásia e na América Central e a mais baixa na África

pacto ambiental. Por meio ambiente entende-se a terra, o ar, as águas, os ecossistemas, organismos, o bem estar humano e das condições econômicas, sociais e culturais do meio.

No Brasil, apenas recentemente os setores de mineração e metalurgia começaram a investir no desenvolvimento e adoção de novas tecnologias para redução de impactos causados por suas atividades, de modo a cumprir com as obrigações de proteção ambiental imposta pela legislação vigente (As leis 7805/89 VI Art. 9 VI ("diligenciar no sentido de compatibilizar os trabalhos de lavra com a proteção do meio ambiente") e Resoluções CONAMA 09/90 e 10/90 dispõem mais especificamente sobre o licenciamento na mineração).

De acordo com dados de 2017 do BNDES, novas tecnologias estão sendo adotadas para otimização, controle e automação de operações e viabilização de novos empreendimentos de lavra e transformação mineral. Neste contexto, surge o interesse na utilização de técnicas geofísicas não invasivas aplicadas à mineração.

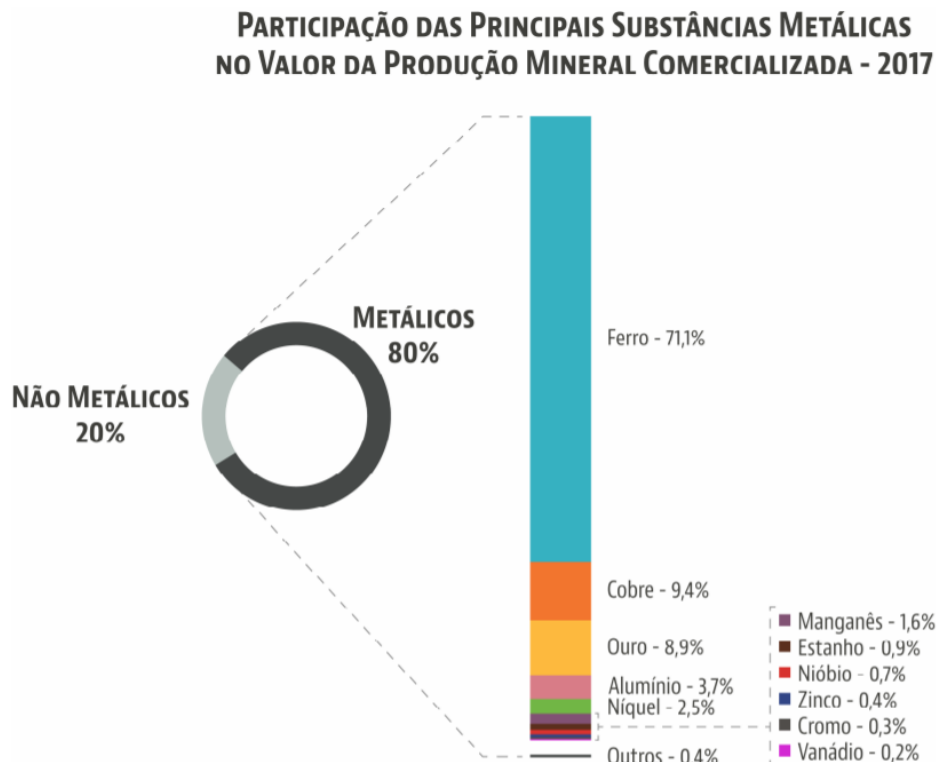
No âmbito da exploração mineral brasileira, as substâncias metálicas possuem uma importância que data do período colonial: Os bandeirantes que desbravavam o interior do país em busca de metais preciosos delimitaram novas rotas para a ocupação da região, culminando com a exploração de ouro, primeiramente no estado de Minas Gerais. Entretanto, conforme a ocupação do território e o conhecimento geológico foram crescendo, novos depósitos minerais metálicos foram descobertos e substâncias como o manganês e o ferro passaram a ter maior importância. Tais descobertas tiveram impacto relevante na economia nacional e foram fundamentais para fomentar o processo de industrialização do país. o Anuário Mineral Brasileiro do ano de 2018 [1] mostra a participação das principais substâncias metálicas no valor da produção mineral comercializada para o ano-base de 2017 (Figura 1.1).

Atualmente, existem títulos ativos de pesquisa e lavra cadastrados na Agência Nacional de Mineração para 37 metais. Em 2017, as substâncias da classe dos metálicos responderam por cerca de 80% do valor total da comercialização da produção mineral brasileira. Dados de 2017 da ANM mostram que dentre essas substâncias, onze se destacam por corresponderem a 99,6% do valor da produção comercializada da classe das principais substâncias metálicas, sendo elas: ferro, cobre, ouro, alumínio, níquel, manganês, estanho, nióbio, zinco, cromo e vanádio (Figura 1.1). O valor total da produção comercializada desses onze minérios totalizou 88,5 bilhões de reais.

Dados de 2018 da ANM [1] apontam o Mato Grosso como o quinto maior produtor de ouro do Brasil, com uma produção bruta em *run of mines*³ (ROM) de 3.076.811 toneladas,

³O *run of mines* (ROM) refere-se ao minério em seu estado natural, não processado, assim como ele se encontra quando extraído. Toda vez que o minério é extraído da terra, seja ele metal ou outro material valioso, seu conteúdo no meio deve ser recuperado via processamento. O primeiro estágio no processamento do minério envolve o esmagamento e a trituração da rocha até o ponto em que ela se torna

Figura 1.1: Gráfico evidencia a participação das principais substâncias metálicas no valor da produção mineral comercializada. Fonte: [1]



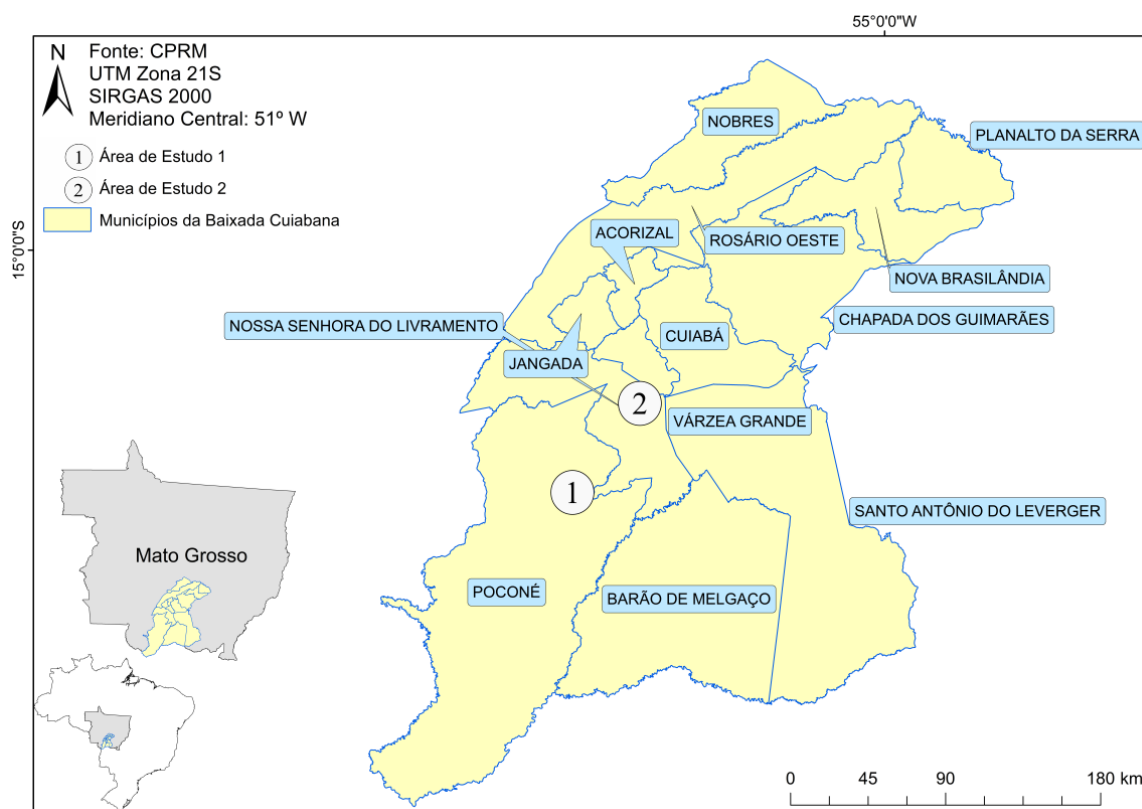
onde o valor contido é de 1.037 kg, com teor médio de ouro de 0,34 g/t. De modo que a produção aurífera do estado se concentra nos municípios de Vila Bela da Santíssima Trindade, Peixoto de Azevedo, Alta Floresta e Poconé.

No âmbito deste trabalho, apenas os municípios de Poconé e Nossa Senhora do Livramento, localizados na região da Baixada cuiabana, serão retratados devido à viabilidade do estudo nestas áreas.

As primeiras descobertas de ouro na Baixada Cuiabana (Figura 1.2) datam do século XVIII, quando os bandeirantes acharam o metal às margens do rio Coxipó e posteriormente, no córrego da Prainha, nas encostas do morro do Rosário (atual centro da cidade de Cuiabá) [7].

uma substância semelhante a areia fina, para que os minerais ou metais comercialmente valiosos possam ser separados dos resíduos. Assim, o tamanho é relevante, pois, no processamento, o tamanho do grão é relevante, visto que os custos de moagem são maiores que os de britagem, e quanto menor o tamanho do esmagamento, maior o custo. De sorte que, quanto menos esmagamento for necessário (quanto maiores os blocos de rocha), menos energia será consumida para o processamento. O mais barato de todos é o minério que se estilhaça sozinho quando explodido em poço aberto (ou uma areia ou argila que pode ser simplesmente escavada) e já pode ser colocado no bloco para ser lixiviado; processo pelo qual uma solução é aspergida para percorrer o monte de minério dissolvendo a mineralização contida nele (pilha de lixiviação). Isso é o que os mineiros chamam de minério *run of mines* e é a rocha mais barata a ser processada; podendo compensar taxas de recuperação de metal levemente menores, se isso poupar o custo de construir e operar todas as instalações de britagem. Fonte: www.caseyresearch.com

Figura 1.2: Mapa evidenciando municípios da Baixada Cuiabana no estado do Mato Grosso.



No decorrer dos últimos três séculos, a produção de ouro na região da Baixada Cuiabana oscilou em função da valorização do metal no mercado nacional e internacional. No período entre 1983 e 1985, uma grande corrida ao ouro levou à abertura de novas áreas de exploração, com lavras em lateritas e, posteriormente, em veios de quartzo encaixados em rochas do Grupo Cuiabá, o que levou à necessidade de um melhor estudo dos controles estruturais e litológicos destes depósitos desde então [7].

Na região da Baixada Cuiabana, diversos trabalhos [7, 8] relatam a ocorrência do ouro em três tipos de jazimentos: relacionados ao protólito sedimentar, associados a veios de quartzo; agregados aos capeamentos elúvio-lateríticos ⁴; associados aos depósitos coluvionares ⁵; e associados a depósitos aluvionares ⁶.

A exploração de ouro na região ocorre pelas atividades de garimpeiros e pequenas

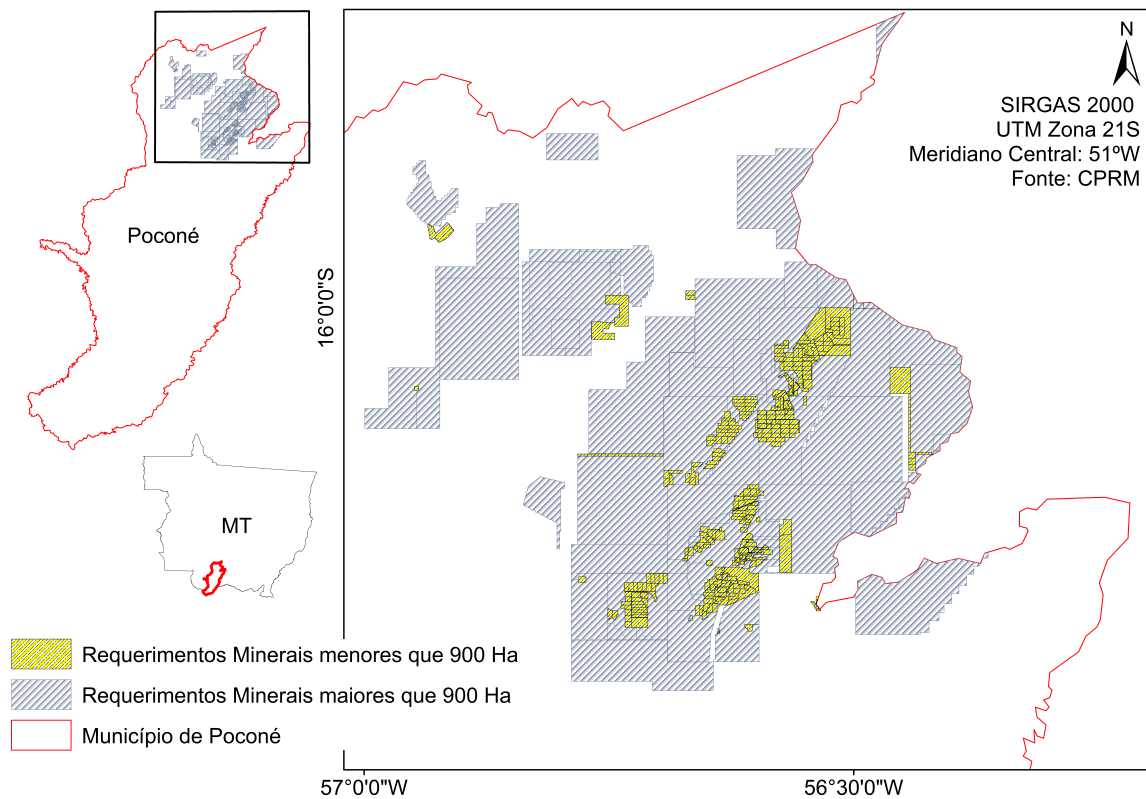
⁴Elúvio/Eluvião - é um material resultante da intemperização química, que acaba sendo alterado, mas continua nas proximidades do material fonte. No âmbito deste trabalho, teríamos como exemplo de material fonte os veios de quartzo.

⁵Colúvio/Coluvião - é um depósito resultante de erosão. Parte dele é formada pelo solo original local e outra parte é oriunda de regiões mais altas que foram trazidos por fatores como: enxurradas, ventos, avalanches e afins, existindo a presença de diferentes solos misturados.

⁶Alúvio/Aluvião - é um depósito de sedimentos clásticos (areia, cascalho e/ou lama) feito por um sistema fluvial no leito e nas margens da drenagem. As planícies de inundação e as áreas deltaicas, com material mais fino extravasado dos canais nas cheias, também são aluviões.

empresas de mineração. Estas são cooperativas de pequeno a médio porte, como a Cooperativa de Desenvolvidos Minerais de Poconé Ltda., Cooperativa de Desenvolvimento Mineral de Nossa Senhora do Livramento Ltda., Cooperativa de Extração Mineral de Nossa Senhora do Livramento, Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEPE) e a Cooperativa Mista Dos Garimpeiros De Peixoto De Azevedo (Coomipaz) são algumas que atuam na região. Muitas vezes, por falta de interesse em novas técnicas ou por influência de outros procedimentos, estas associações se utilizam de métodos mais rápidos e de baixo custo para a localização de depósitos auríferos, como por meio da escarificação aleatória do subsolo, com a remoção total da cobertura vegetal do cerrado. Isto ocasiona diversos tipos de impactos no bioma do Pantanal.

Figura 1.3: Mapa evidencia requerimentos minerais de grande e de pequeno porte para exploração de ouro na região do distrito aurífero de Poconé no estado do Mato Grosso.



No início da corrida ao ouro, no século passado, este metal ocorria de forma irregular em aluviões e veios de quartzo, sendo de tal forma abundante que a produção em um único dia atingiu 8,34 kg [9], mas caiu abruptamente após terem sido lavrados os depósitos aluvionares mais ricos [7]. Tendo em vista a escassez de depósitos aparentes, a necessidade de técnicas não invasivas que mapeiem a subsuperfície com relativa eficiência e baixo custo operacional torna-se ainda maior, considerando-se o aumento da demanda por minérios e pela preservação ambiental.

Nos últimos 25 anos surgiram várias novas aplicações para o método do radar de penetração de solo (*Ground Penetrating Radar* - GPR), que vão desde a arqueologia até o mapeamento do substrato do planeta Marte. Em 1984 trabalhos como o de Davis [10] já mostravam a aplicabilidade do GPR em mineração, ressaltando a necessidade de equipamentos mais compactos e robustos para os estudos. Em Watts [11] houveram alguns experimentos com ondas eletromagnéticas em depósitos de níquel, onde se observou que as profundidades de ocorrência deste metal de transição representavam um desafio para os métodos geofísicos. Entretanto, apenas recentemente, que o GPR foi aplicado e mostrou bons resultados na mineração [12].

O método geofísico de Radar de Penetração no Solo utiliza ondas eletromagnéticas de alta frequência para produzir imagens de alta resolução da subsuperfície. Tal método é utilizado tanto para detecção quanto para caracterização da estratigrafia em subsuperfície; nível freático; ambientes hidrogeológicos; geotecnia; dentre outros. O sucesso deste método depende de quão atenuado será o sinal eletromagnético no meio investigado. De modo que, quanto mais dielétrico é o ambiente, menor é a atenuação do sinal e melhor o imageamento da área desejada.

Assim, devido à natureza geralmente resistiva do meio geológico, o georadar é uma técnica adequada para o estudo do ouro de fontes aluviais e depósitos secundários de diamantes. Este método tem sido utilizado em larga escala para uma estudo preliminar de áreas com potencial para mineração, bem como em escala local para reconstrução tridimensional de estruturas em subsuperfície [12].

Muitos trabalhos como os apresentados em [13, 14, 15, 16, 17, 3, 18, 19, 20, 21, 22] discorrem sobre a eficiência do método geofísico de radar de penetração do solo na caracterização e mensuração de depósitos de cascalhos de diferentes origens.

1.1 Objetivos

Como visto acima, a exploração do ouro na Baixada Cuiabana encontra-se relacionada com diversos tipos de depósitos: secundários, em filitos e rochas encaixantes e em veios de quartzo encaixados em rochas do Grupo Cuiabá. O objetivo deste trabalho é discorrer sobre a capacidade de diferenciação de depósitos secundários (colúvio, elúvio, alúvio e cangas) utilizando-se do sistema de GPR. Outro objetivo deste trabalho é observar até que ponto as relações entre: litologias; diferentes padrões de reflexão; análises granulométricas; estatísticas das amplitudes em cada padrão de reflexão; e cálculos das diferentes velocidades da onda eletromagnética em cada litologia podem ser relevantes para a discretização destes depósitos.

Capítulo 2

Contexto Geológico Regional

Esta primeira seção objetiva uma explicação do Grupo Cuiabá como um todo, visto que é necessário um entendimento global sobre esta unidade, embora a pesquisa aborde uma área relativamente pequena.

As rochas da Faixa Paraguai sempre despertaram o interesse do meio científico, o primeiro a citá-las foi D'Orbigny [23]. Porém, Evans [24] diz que os primeiros estudos datam de uma visita que o Conde Francis de Castelnau fez ao estado do Mato Grosso entre os anos de 1843 e 1844, onde observou ardósias altamente inclinadas com calcário, no rio Miranda, atual Mato Grosso do Sul. No entanto, foi Evans [24] o pioneiro a estudar esta região, constatando a existência de estruturas dobradas nas regiões da Província Serrana e Baixada Cuiabana, em destaque na Figura 2.3, fazendo a primeira descrição destas rochas que nomeou de '*Cuyaba Slates*'.

Uma década depois, Almeida [25, 26] descreve estas mesmas rochas e engloba as formações Engenho, Marzagão e Acorizal, formando o Grupo Jangada e a Série Cuiabá. Hennies [27], embora não tenha mapeado as rochas da Série Cuiabá no Mato Grosso, utilizou o termo Grupo Cuiabá pela primeira vez para se referir às rochas subjacentes ao Grupo Jangada.

Em 1964, Almeida individualizou a região como unidade litoestratigráfica, discriminando os Grupos Jangada e Cuiabá e reconhecendo a faixa de dobramentos marginal ao Cráton, propondo a designação de Geossinclíneo Paraguai para agrupar as três zonas estruturais que a compõem (Baixada do Alto Paraguai, Província Serrana e Baixada Cuiabana) [28]. Posteriormente, Almeida descreveu a geotectônica do centro-oeste mato-grossense, definindo-a como uma entidade tectônica brasileira, utilizando pela primeira vez o termo Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia [29].

Guimarães & Almeida adotaram a denominação de Grupo Araras para descrever rochas da Província Serrana e meta-sedimentos do Grupo Jangada [30].

Tendo como base os discordantes padrões geocronológicos e as diferenças estruturais e de composição litológica apresentadas pelos segmentos Paraguai e Araguaia citados acima, Hasui *et al.* sugeriram a individualização de duas faixas móveis marginais ao Cráton Amazônico. Assim, a leste deste, ficaria a Faixa de Dobramentos Araguaia e a sudeste, nos estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e no Paraguai, a Faixa de Dobramentos Paraguai [31].

Esta faixa é composta por um cinturão de dobramentos na região central do continente sul americano, caracterizada por intensa e complexa deformação, falhas, cavalgamentos e presença de corpos graníticos nas zonas internas, formando um grande arco que converge para SE.

O Grupo Cuiabá descrito no Projeto Coxipó por Luz *et al.* [32], em escala de semi-detalle, foi dividido em oito subunidades e uma indivisa, englobando também as unidades definidas por Almeida [26] e Guimarães & Almeida [30].

Nos trabalhos sobre o relevo e a geomorfologia referentes ao Grupo Cuiabá, foram denominadas como Depressão Cuiabana por Ross & Santos [33] sendo esta uma subunidade da Depressão do Rio Paraguai.

A seguir, as contribuições de Almeida [34] foram de grande importância. Nelas, este autor estabeleceu três domínios estruturais, que posteriormente foram denominadas por Alvarenga Trompette [35] como zonas estruturais distintas, sendo elas:

- Zona Estrutural Interna (Grupo Cuiabá), intensamente dobrada e metamorfisada;
- Zona Estrutural Externa (formações Puga, Araras, Raizama, Bauxi e Diamantino), dobrada com pouco ou nenhum metamorfismo;
- Coberturas Sedimentares de Plataforma.

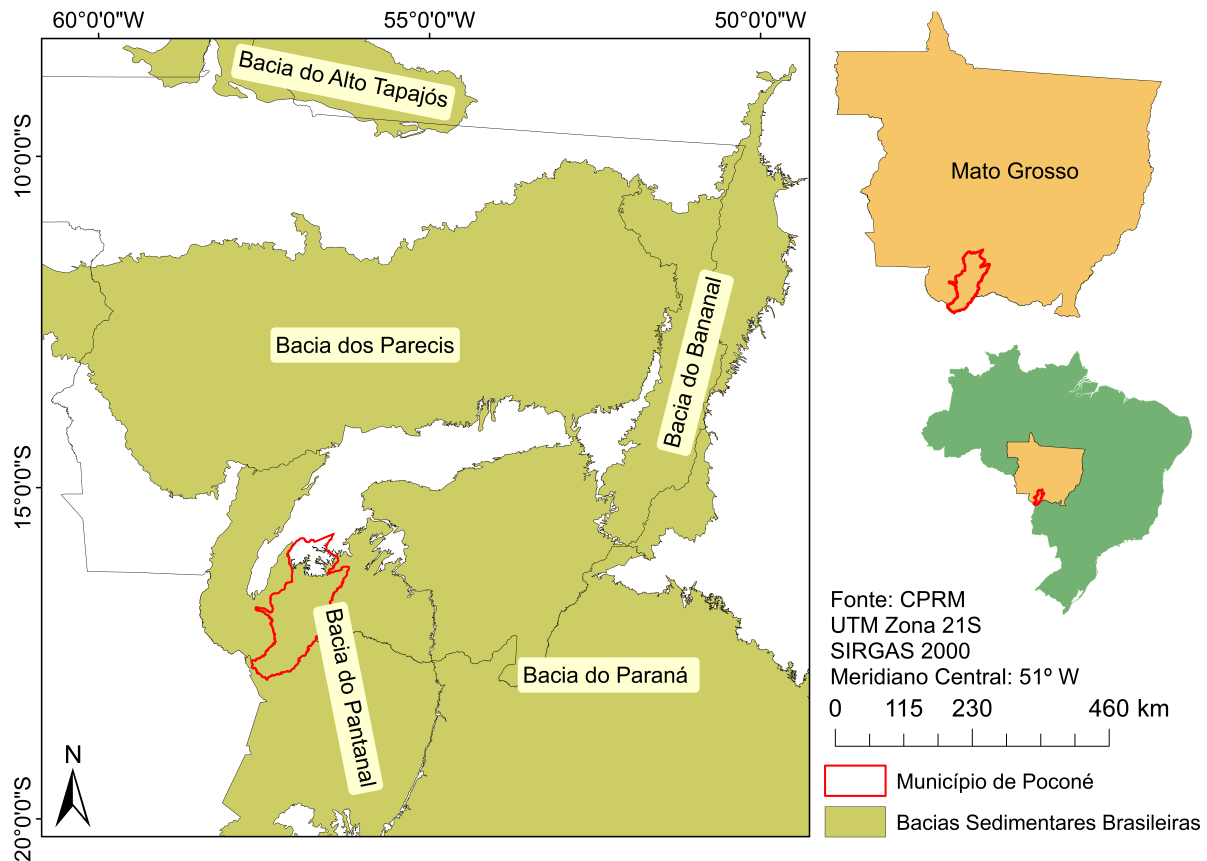
Um perfil geológico entre a zona cratônica, a zona interna e o posicionamento estratigráfico do Grupo Cuiabá na Faixa Paraguai, ilustrando este aumento de tectonismo e metamorfismo se encontra em Hortensi [8]. Esta sequência foi definida por Almeida [34] como Brasilides metamórfica, não metamórfica e as Coberturas de Antepaís.

A Brasilides Metamórfica é determinada por uma zona interna, com deformação intensa que se agrupa numa unidade litoestratigráfica denominada Grupo Cuiabá. As deformações nesta região foram provocadas por metamorfismo regional, que aumenta suavemente nos sedimentos depositados sobre o Cráton Amazônico até a fácies Xisto Verde no Grupo Cuiabá. Estas rochas possuem idades que vão do Cambriano ao Neoproterozóico, sofrendo três fases de deformação [36].

A Brasilides não-metamórfica é composta pelo Grupo Alto Paraguai que ocorre como pacote sedimentar sobre o Cráton Amazônico como cobertura de plataforma e apresenta um grau de deformação intermediário na região conhecida como zona externa.

As coberturas sedimentares são formadas pelos sedimentos das Bacias do Pantanal, do Paraná e do Parecis, mostradas na Figura 2.1.

Figura 2.1: Mapa da distribuição das bacias sedimentares brasileiras no estado do Mato Grosso, com destaque para o município de Poconé pertencente a região da Baixada Cuiabana.



Em 1986, Alvarenga [37] identificou na Faixa Paraguai quatro fases de deformação. Tais deformações, geraram dobras fechadas, inversas e isoclinais com mergulho 40/60 NW e eixos com caimento de até 15°NE na região da Baixada Cuiabana. Além disso, ocasionou alinhamentos retilíneos, paralelos às direções dos acamamentos, caracterizados por falhas inversas com mergulhos de 45 - 50 NW. Tais falhas são acompanhadas por veios de quartzo, com direções concordantes com a estrutura regional e mergulhos entre 25 - 40 NW na região de Cuiabá [35].

A Faixa Paraguai apresenta falhas inversas e de empurrões, dobramento isoclinal e recumbente, plutões graníticos (Granito São Vicente) em suas zonas internas e escassez de vulcanismo [34, 38, 35]

Em 1990, Del Rey Silva sugeriu que as fontes de mineralização de ouro do Grupo Cuiabá foram trapeadas nas rochas sedimentares durante o preenchimento da bacia e posteriormente remobilizadas durante eventos metamórficos [39].

Pinho [40] descreveu a Sequência Metavulcano Sedimentar Nova Xavantina ou Araés situados no município de Nova Xavantina no Mato Grosso, que Martinelli [41, 42] em seguida definiu como uma unidade diferenciada do Grupo Cuiabá.

Alvarenga & Trompette colocam que a evolução lateral do Grupo Cuiabá e seu equivalente cratônico é compatível com uma margem passiva na borda oeste de um oceano brasileiro ou com a acumulação em borda de um aulacógeno¹ ou rifte continental [35].

Alvarenga & Saes [43] e Alvarenga & Trompette [35] dividiram a Faixa Paraguai em quatro grandes grupos cronoestratigráficos: Sequência Inferior; Sequência Média Glácio-Marinha Turbidítica; Sequência Média Carbonatada e Sequência Terrígena Superior (Grupo Alto Paraguai).

Os trabalhos de Silva [44, 45, 46] descrevem o comportamento estrutural e a sequência metamórfica de depósitos auríferos situados em zonas de dobramentos localizados no Grupo Cuiabá.

Martinelli & Batista [42] denominaram esta unidade como Sequência Metavulcânico-Sedimentar dos Araés, constituída por uma Associação Metavulcânica (metabasaltos, metatufos, xistos, metandesitos e lápili-tufos); Associação Química (formações ferríferas bandadas, filitos carbonosos e *metacherts*) e Associação Clástica (metasilitos, metargilitos e quartzitos).

Nos trabalhos mais recentes de Tokashiki & Saes [2] foram utilizados as descrições de Almeida [26, 30], correlacionando as subunidades de Luz *et al* [32] com três unidades principais; com as seguintes formações da base para o topo: Campina de Pedras, Acorizal e Coxipó.

Os trabalhos de Barboza [36] registram o comportamento estrutural do Grupo Cuiabá, dividindo em dois compartimentos padronizados, descrevendo também os processos de inclusões fluidas.

2.1 Características Físicas da Área

As áreas de estudo deste trabalho se localizam na parte sul do Estado do Mato Grosso, no distrito aurífero de Poconé e no município de Nossa Senhora do Livramento, a aproximadamente 100 km da cidade de Cuiabá. Esta região corresponde à área denominada por Ross & Santos [33] como Depressão Cuiabana, classificação que outrora foi denominada por Almeida [26] de Baixada Cuiabana, constituída por rochas de baixa resistência a processos erosivos e uma topografia típica com superfícies suavemente arredondadas.

¹Aulacógeno, ou rifte abortado, é a designação dada no campo da tectônica de placas a uma depressão linear que se forma no interior de uma placa litosférica quando se produz um processo de abertura (*rifting*).

As rochas desta região constituem uma sequência sedimentar metamorfozizada nas fácies xisto verde, como filitos, metarritmitos, metadiamicritos e metarenitos [7].

Nesta região, o clima predominante é do tipo sazonal e faz parte do tropical continental. Gonçalves *et al* [47] diz que a temperatura na região varia entre uma temperatura média anual de 25,7°C, máxima média de 32,6°C e mínima de 21,1°C, enquanto que o regime pluviométrico varia de 1250 mm a 1500 mm anualmente, existindo um período úmido entre os meses de novembro a março e um período seco entre os meses de abril a outubro².

sobre a vegetação, Silva [48] a divide como savana arbórea densa (cerradão) e savana arbórea aberta (campo cerrado). Contudo, Souza [49] afirma que a cobertura vegetal não se limita apenas ao cerrado, visto que o município de Poconé encontra-se em uma zona de transição entre Cerrado e Complexo do Pantanal. A denominação Complexo se dá pela diversidade vegetal, onde se pode observar mata ciliar ao longo das drenagens, palmeiras e principalmente plantas aquáticas.

Poconé tem sua hidrografia inserida na Bacia do Rio Paraguai, tendo como principais afluentes o Rio Cuiabá e o Rio Bento Gomes, que serpenteiam a região peneplanizada, proporcionando uma hidrografia complexa, devido às inundações e ao grande número de braços laterais que os rios conformam, principalmente na época de chuvas entre os meses de dezembro e janeiro [8].

Os solos presentes nas áreas de estudo foram descritos na documentação produzida pelo Zoneamento Sócio Econômico Ecológico do Estado, feita pela Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral, que identificou e mapeou todo o Mato Grosso na escala de 1: 250:000 [50]. Os solos pertencentes às proximidades das áreas de estudo, estão ilustrados no mapa da Figura 2.2.

Assim, as áreas deste estudo estavam localizadas em solos do tipo:

- **Área de Estudo 1:** Latossolo Vermelho Amarelo - são solos minerais não hidromórficos, com cores normalmente avermelhadas a vermelho-amareladas, com teores de Fe_2O_3 iguais ou inferiores a 11% e, normalmente, acima de 7%, são profundos e possuem como material originário os sedimentos Quaternários.
- **Área de Estudo 2:** Plintossolo Pétrico - são solos constituídos de material mineral, que apresentam em seu horizonte a plintita³, são horizontes plintíticos ou

²O que torna mais viável a aquisição geofísica entre os meses de abril a outubro.

³Plintita é uma formação constituída da mistura de argila, baixo teor de matéria orgânica e rica em ferro, ou ferro e alumínio, com grãos de quartzo e outros minerais. Ocorre comumente sob a forma de mosqueados vermelhos, vermelho-amarelados e vermelho-escuros, com padrões usualmente laminares, poligonais ou reticulados. Quanto à gênese, a plintita se forma em ambiente úmido, pela segregação de ferro, importando em mobilização, transporte e concentração final dos compostos de ferro, que pode se processar em qualquer solo onde o teor de ferro for suficiente para permitir a segregação do mesmo, sob a forma de manchas vermelhas brandas. A plintita não endurece irreversivelmente como resultado de um único ciclo de umedecimento e secagem. No solo úmido a plintita é macia, podendo ser cortada com a

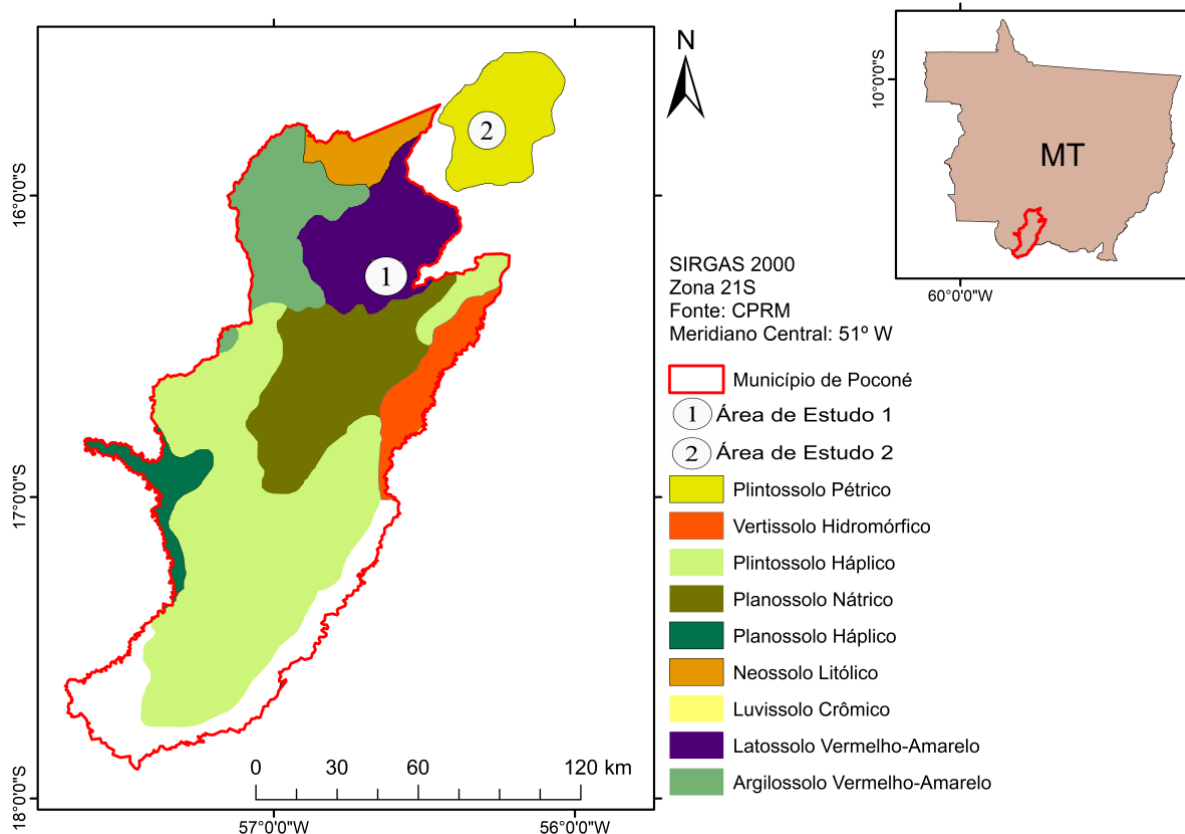


Figura 2.2: Mapa evidencia os solos presentes na região de poconé e adjacências, onde foram realizados os levantamentos de GPR - Áreas de estudo 1 e 2.

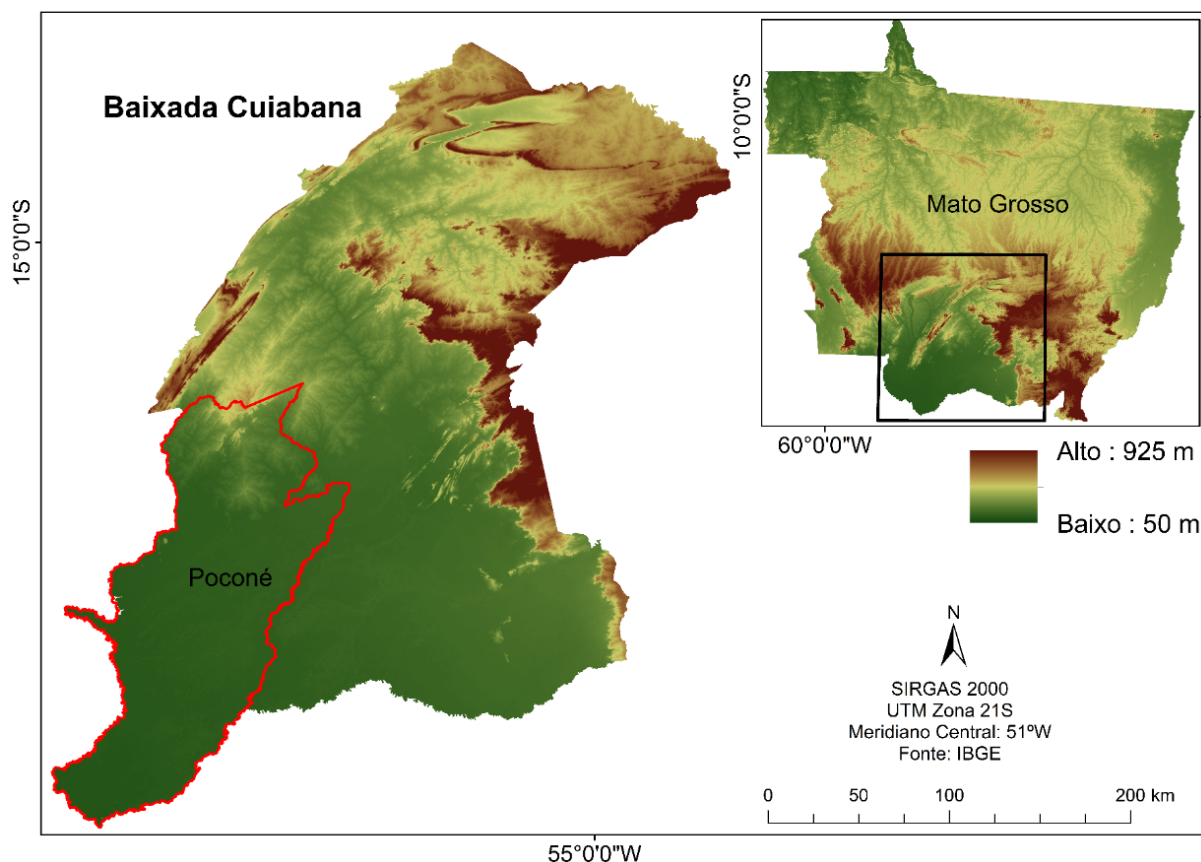
litoplintíticos que apresentam a plintita, com pedaços de rochas nos horizontes superficiais. Nos Plintossolos Pétricos, a grande concentração de plintita nos primeiros centímetros da camada arável são responsáveis pelo seu rápido ressecamento.

Em termos geomorfológicos, a área se situa no Grupo Cuiabá, que aflora na zona interna da Faixa de Dobramentos Paraguai [7], localizado na margem oriental do cráton amazônico [51], na Baixada Cuiabana [26], que de uma maneira geral apresenta uma topografia em forma de rampa com inclinação de norte para sul (Figuras 1.2 e 2.3). As colinas que ocorrem na região estão condicionadas por um forte controle estrutural com direção NE-SW, Figura 2.5. Localmente, existe um relevo aplainado, representado pelos terraços aluviais e pela planície aluvial do rio Cuiabá, com cotas que ficam em torno de 150 m.

Barros *et al* [52] aborda a geomorfologia da região como limítrofe entre a unidade geomorfológica do Pantanal Mato-Grossense e a Baixada Cuiabana, que corresponde a

pá. A plintita é um corpo distinto do material rico em óxido de ferro, sendo que a plintita é firme quando úmida e dura ou muito dura quando seca, tendo diâmetro > 2mm e podendo ser separada da matriz do solo, isto é, do material envolvente.

Figura 2.3: Mapa de elevação da região da Baixada Cuiabana, com destaque para o distrito de Poconé, na região mais baixa.



uma área rebaixada entre o Planalto dos Guimarães e a Província Serrana. Sendo limitada ao sul pelo Pantanal Mato-Grossense e a oeste, noroeste e norte pela Província Serrana.

Sobre o metamorfismo, Almeida [53] define um baixo grau metamórfico nas rochas do Grupo Cuiabá. Ele ainda ressalta que estas rochas apresentam-se cortadas por veios de quartzo, que estariam ligados à atividade magmática responsável pelos batólitos graníticos das serras de São Vicente. Posteriormente, o autor fez um trabalho sobre a geologia do Centro-Oeste Mato-Grossense [26] e concluiu que, na Baixada Cuiabana, todas as rochas encontram-se metamorizadas regionalmente em fácies xisto verde, de modo que a intensidade aumenta para as rochas mais antigas, que se apresentam mais intensamente recristalizadas.

Já no que diz respeito ao magmatismo no Grupo Cuiabá, destaca-se a existência de um plúton de composição granítica, parcialmente coberto pela Formação Furnas. Sendo um típico corpo intrusivo pós-tectônico, denominado Granito São Vicente [34].

Para Almeida [29], os sedimentos que compõem o grupo Cuiabá foram depositados no Proterozoico Superior, de modo que se relacionam com o Ciclo Brasileiro.

Hasui e Almeida [54] e Fragomeni e Costa [55], utilizaram o método K/Ar e apontaram que as Rochas do Grupo Cuiabá possuíam idades mínimas entre o Proterozóico Superior e o Cambriano, que devem refletir fenômenos metamórficos e que afetaram a sedimentação.

Hortensi [8] e Hasui e Almeida [54], ponderam a probabilidade de todas as rochas anteriores à deposição das sequências carbonatadas participarem de um conjunto único de sedimentação, porém dispostos em ambientes tectônicos diferentes. Tais bacias teriam sido formadas a partir do acúmulo de sedimentos em depressões tafrogênicas, das fases mais antigas de deformação, de modo que se afetou toda a Faixa de Dobramentos e Cavalgamento do Paraguai.

2.2 Grupo Cuiabá

No estado de Mato Grosso, o Grupo Cuiabá encontra-se exposto nos municípios de Poconé, Cuiabá, Santo Antônio, Acorizal, Várzea Grande, Nossa Senhora do Livramento, Santo Antônio do Leverger, Nova Brasilândia e Nova Xavantina.

A geologia desta região se caracteriza pela ocorrência de rochas metasedimentares de origem clástica, siliciclástica e química, metamorfizadas na fácies xisto verde de baixo grau onde foram reconhecidas três associações mineralógicas abrangendo as zonas da clorita e da biotita, o que para muitos autores significa um zoneamento metamórfico no Grupo Cuiabá. Este zoneamento teria como característica principal a substituição da clorita por biotita, onde o grau metamórfico da região aumenta de NE para SW [45].

Embora exista muita controvérsia entre os diversos autores, principalmente no que diz respeito à evolução geotectônica e ao número de fases de deformação da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, é consenso entre os mesmos que tais fases certamente são atribuídas ao Ciclo Brasileiro⁴ [8].

Hortensi também descreve que os metassedimentos Neoproterozóicos do Grupo Cuiabá estão intensamente deformados, passaram por metamorfismo de baixo grau (fácies xisto verde) e se localizam na zona mais interna da Faixa Paraguai [8]. De modo que este grupo estabelece contato norte/noroeste, através de falhamentos inversos, com sedimentos do Grupo Alto Paraguai e a leste, o contato se faz com arenitos da Formação Furnas, Grupo Paraná. Em toda a faixa meridional, as rochas Pré-cambrianas do Grupo Cuiabá encontram-se recobertas por alguns grupos de interesse deste trabalho, que são os depósitos aluvionares e coluvionares, areno-argilosos inconsolidados, de idade Quaternária.

⁴Ciclo Brasileiro foi um ciclo geodinâmico e supercontinental que envolveu a Plataforma Sul-Americana, estando associado a intensos tectonismos, metamorfismos de alto-grau e expressiva grani-togênese. Ele foi responsável pela formação, durante o Neoproterozóico, de extensas faixas dobradas nas regiões Nordeste, Centro-Oeste, Sul e Sudeste do Brasil, tendo seu início com a fusão do Gondwana.

As rochas geralmente encontradas no Grupo Cuiabá são: filitos, filitos sericiticos, metaconglomerados, arenitos, pelitos, níveis de metarritmitos, metagrauvacas, metadiamicititos, quartzitos e subordinadamente as rochas da sequencia meta-vulcano sedimentar do Araés. Rochas identificadas como filitos carbonosos com níveis de magnetita também foram identificadas no Distrito de Cangas (Poconé) e no município de Acorizal [56].

Próximo ao Distrito Aurífero de Poconé, rochas expostas em Nossa Senhora do Livramento foram descritas como sendo constituídas por níveis de filitos com hematita e *cherts* com níveis de ferro [40].

2.2.1 Estratigrafia do Grupo Cuiabá

Na borda sudeste do Cráton Amazônico, afloram sedimentos da Faixa Paraguai que, em direção a leste, gradualmente passam aos metassedimentos Neoproterozóicos, representados pelo Grupo Cuiabá, que foram intensamente deformados durante a orogênese Brasileira [8].

As áreas de afloramentos mais extensos do Grupo Cuiabá são separadas pelas coberturas da Bacia do Paraná e do Pantanal, onde estreitas faixas de afloramentos junto à borda dos sedimentos Paleozóicos daquela bacia permitem comprovar a continuidade geográfica do Grupo Cuiabá. As maiores áreas, onde estão expostas as rochas deste grupo, situam-se nas altas bacias dos rios Miranda e Aquidauana (no Mato Grosso do Sul), na Baixada Cuiabana (Figura 2.3) e nos confins da bacia do rio Araguaia em Mato Grosso, com ocorrências isoladas estendendo-se para Goiás [8].

Existem quatro principais propostas para coluna estratigráfica do Grupo Cuiabá, são elas: 01) Almeida [26, 29]; 02) Guimarães e Almeida [30]; 03) Luz *et al.* [32] e 04) Alvarenga [57] e Alvarenga e Saes [43]. Estas propostas são mostradas a seguir na Figura 2.4.

Almeida descreveu a Série Cuiabá como composta por metassedimentos de baixo grau metamórfico, predominantemente filitos com intercalações de quartzitos, ambos cortados por veios de quartzo “ligados à intrusão granítica de São Vicente” [53]. Em 1964, Almeida definiu na composição litológica do Grupo Cuiabá a existência de rochas constituídas de metassedimentos detríticos, predominantemente pelíticos, mas com importante desenvolvimento local de quartzitos, metagrauvacas e secundariamente metaconglomerados, com características sedimentares de depósitos acumulados em ambientes tectonicamente ativos, provavelmente todo marinho e não vulcânico [26].

Em 1965, identificou na Faixa Paraguai três estágios tectono-estratigráficos: inferior, médio e superior, referentes às variações dos processos de sedimentação influenciados pela evolução miogeossinclinal. O referido autor ainda se reportou às rochas do Grupo Cuiabá, como sendo de depósitos de *flysch*, originados por correntes de turbidez relacionadas com

Figura 2.4: Diferentes propostas de grupos crono-estratigráficos para o Grupo Cuiabá. Figura modificada de [2]

Almeida (1964 - 1965)	Guimarães & Almeida (1972)	Luz <i>et al.</i> (1980)	Alvarenga (1988) Alvarenga & Saes (1992)	Tokashiki & Saes (2008)
GRUPO ALTO PARAGUAI	GRUPO ALTO PARAGUAI	GRUPO ALTO PARAGUAI	UNIDADE TERRÍGENA	GRUPO ALTO PARAGUAI
GRUPO JANGADA	FORMAÇÃO MARZAGÃO	SUBUNIDADE 8	UNIDADE CARBONATADA	GRUPO CUIABÁ
	FORMAÇÃO ACORIZAL	SUBUNIDADE 7	UNIDADE MÉDIA TURBIDÍTICA GLACIO-MARINHA	
	FORMAÇÃO ENGENHO	SUBUNIDADE 6		
SÉRIE CUIABÁ	GRUPO CUIABÁ INDIFERENCIADO	SUBUNIDADE 5		
		SUBUNIDADE 4		
		SUBUNIDADE 3		
		SUBUNIDADE 2	UNIDADE INFERIOR	
		SUBUNIDADE 1		
				FORMAÇÃO COXIPÓ
				FORMAÇÃO ACORIZAL
				FORMAÇÃO CAMPINA DE PEDRAS
EMBASAMENTO				

deslizamentos submarinhos que ocorreram nos fundos instáveis do geossinclíneo, sendo o posicionamento estratigráfico da Série Cuiabá anterior à Formação Puga e ao Grupo Corumbá, devendo separar-se destes por discordância angular [29].

Guimarães e Almeida, em 1972, reconheceram cinco conjuntos de rochas separáveis e empilhadas estratigraficamente dentro do Grupo Cuiabá, sendo elas definidas, da base para o topo, como: Metaconglomerados e quartzitos; Filitos e filitos ardiosianos; Quartzitos; Metagrauvas e metarcóseos, englobados no Grupo Cuiabá indiferenciado; Metassedimentos periglaciais denominados de Formação Coxipó [30].

A parte mais estudada do grupo está localizada a sudoeste da cidade de Cuiabá. Trata-se de uma área com cerca de 4.500 km^2 que foi mapeada durante o Projeto Coxipó na escala de semi-detelhe de 1:50.000 por Luz *et al.* [32], onde os autores individualizaram sete subunidades lito-estratigráficas, porém sem ocorrência do topo e base do referido grupo na área mapeada. Estas subunidades foram estendidas para toda a área de ocorrência do grupo na Faixa Paraguai. Surgindo a seguinte subdivisão para o Grupo Cuiabá:

- **Subunidade 1** – Afloresce no núcleo da Brancianticlínório de Bento Gomes, em uma região totalmente arrasada, localizada a NE do município de Poconé, próximo ao vilarejo de Chumbo, cobrindo uma superfície de aproximadamente 100 km^2 . Esse

pacote representa a unidade basal do grupo, possuindo uma espessura mínima em torno de 300 m, sendo observado apenas o seu contato superior com a subunidade 2, que se dá de forma gradacional. Dentre os tipos litológicos que compõem esta subunidade destacam-se os filitos sericíticos de cor cinza-claro, com intercalações de filitos e metarenitos um pouco grafitosos. Essas rochas acham-se intensamente dobradas, fraturadas e foliadas, sendo rara a ocorrência de veios de quartzo hidrotermais nelas;

- **Subunidade 2** – Localizada no município de Poconé, situa-se no flanco NW do Branquianticlínório de Bento Gomes. Ocorre na fazenda denominada Buriti dos Brancos e suas adjacências em uma área de aproximadamente 180 km^2 . O contato superior com a subunidade 3 dá-se de forma gradacional, podendo também ser observados contatos tectônicos, por falhas normais, inversas e de empurrão. Estima-se para essa subunidade uma espessura em torno de 350 m. Os litotipos mais observáveis nessa subunidade são os metarenitos arcosianos verde-escuro a preto, filitos cinza-escuro, localmente grafitosos e lentes de mármore calcítico, sendo que os metarenitos arcosianos constituem a variedade predominante deste pacote. Intercalado a essa sequência, ocorrem finas camadas de metarenitos calcíticos. Também se observa nesta subunidade uma foliação metamórfica incipiente. Os veios de quartzo são raros, sendo que quando se apresentam, preenchem planos de fraturas, cuja direção oscila em torno de $N40^\circ / 60^\circ W$;
- **Subunidade 3** – Observável especialmente na Serra Descida do Buriti e Descida do Mundo Novo no trecho da estrada de Sete Porcos a Poconé, ocupando uma superfície de aproximadamente 1.750 km^2 . Aflora formando uma grande estrutura de anticlinório/sinclinório, o contato com as rochas que lhe estão por baixo é do tipo gradacional, ocorrendo também falhamento normal, inverso e de empurrão. Esta é a subunidade que mais fornece elementos estruturais e litológicos, tais como a existência de estratificações originais plano-paralelas, diferenças marcantes de cotas e mergulhos das camadas bem definidos. Litologicamente é composta de filitos, filitos conglomeráticos, metaconglomerados, metarcóseos, metarenitos, localmente ferruginosos, lentes de filitos calcíferos, além de níveis de hematita no topo. As rochas dessa subunidade apresentam-se meso e microdobradas em estilo simétrico, assimétrico, isoclinal e recumbente;
- **Subunidade 4** – Localiza-se na região de Jangada e suas adjacências, ocupando uma superfície de 100 km^2 . As rochas dessa subunidade afloram geralmente nas abas de sinclinais. Litologicamente constitui-se de metaparaconglomerados de cores cinza escuro a cinza esverdeado com tonalidades rosadas, arroxeadas e avermelhadas

e possuem raras intercalações de filitos e metarenitos, apresentando raras ocorrências de veios de quartzo;

- **Subunidade 5** – Distribui-se por toda área do projeto, abrangendo uma área de 1.100 km^2 . Suas rochas afloram nos núcleos e abas de grandes estruturas regionais, representadas por anticlinórios e sinclinórios e em faixas delimitadas por falhas de empurrão de direção geral $N45^\circ E$. O contato com as rochas que lhe estão sotopostas é transicional e, em certos locais, esta subunidade faz contato direto com a subunidade 7. Observam-se também contatos bruscos de natureza tectônica através de falhas inversas ou de empurrão, colocando essa subunidade em contato direto com as subunidades 3, 4 e 7. Litologicamente a subunidade em epígrafe é constituída por filitos e filitos sericíticos, metarcóseo, metamicroconglomerados e subordinadamente quartzitos;
- **Subunidade 6** – Ocorre na porção oriental do projeto de Luz *et al.* e geralmente se caracteriza como uma faixa de transição entre as subunidades 5 e 7 cobrindo uma área em torno de 300 km^2 . Dispondo-se nas abas de grandes estruturas representadas por anticlinórios e sinclinórios, com eixo de direção aproximadamente $N40^\circ/60^\circ E$. É constituída por filitos conglomeráticos com intercalações subordinadas de metarenitos, quartzitos e mármore;
- **Subunidade 7** – Ocorre no extremo noroeste do projeto de Luz *et al.*, compreendendo uma área ao redor de 270 km^2 . Litologicamente consiste quase que totalmente por metaparaconglomerados petromíticos, existindo raras intercalações de filitos e metarenitos.

No referido estudo, Luz *et al.* evocam a existência de dois ambientes deposicionais distintos para o Grupo Cuiabá: as subunidades 1, 2, 3, 5 e 6 sugerem ambiente marinho onde as instabilidades tectônicas deram origem a correntes de turbidez, e consequentes fluxos de lamas. Os turbiditos assim depositados apresentam intercalações de rochas carbonáticas, características dos períodos de quiescência tectônica. Propõem ainda que as fácies conglomeráticas sejam o produto de fluxo de detritos, ocasionado por correntes de turbidez, enquanto que o material pelítico evidenciaria períodos de quiescência ou repouso. Já as subunidades 4 e 7 têm sido consideradas como tilitos [29, 27] e por outros [58] como “pebbly mudstones”, sugestivos de ambiente marinho em clima frio. Luz *et al.* [32] sugeriram para as subunidades 4 e 7 um ambiente glácio-marinho, possivelmente associado a grandes massas de gelo flutuantes.

Nestas sete subunidades, as partes inferiores do Grupo Cuiabá apresentam predominância de metapelitos, metapsamitos e raros metaconglomerados com pequenos seixos de quartzo. Para o alto do mesmo e próximo ao cráton, tornam-se frequentes os filitos e

metagrauvas conglomeráticas, com seixos e blocos de variadas dimensões, por vezes decimétricas, deformados plasticamente [32, 8]. Vários autores correlacionam tais blocos a um período glácio-marinho durante a deposição das rochas do Grupo Cuiabá [34, 57, 47].

Alvarenga e Saes [43] definem a parte sudeste do Cráton Amazônico como composta por sequências que datam do Arqueano ao Proterozóico Inferior, apresentam gnaisses, rochas verdes (*'greenstone belts'*) e suítes graníticas. Durante o Proterozóico Médio, a ruptura deste cráton se deu ao longo de zonas de fraquezas preexistentes originando bacias cujos limites são formados por falhas reativadas do embasamento. Essas bacias foram preenchidas pelos sedimentos dos Grupos Aguapeí, Sunsás e Huanchaca. A reconstrução paleogeográfica desses sedimentos, no Brasil, foi estabelecida como uma cobertura de plataforma iniciada por extensa sedimentação marinha rasa que passa a um ambiente marinho mais profundo, cuja sedimentação de caráter progradacional termina com a presença de depósitos fluviais [43].

Para Alvarenga, na margem sudeste do Cráton Amazônico, um conjunto de rochas sedimentares horizontais se apresentam constituindo uma cobertura cratônica que passa lateral e gradativamente para uma sequência de metassedimentos pertencentes à Faixa Paraguai, dobrada no Brasileiro e subdividida em duas zonas estruturais, uma externa e outra interna. Estas rochas têm sido individualizadas em unidades litoestratigráficas, com idades que vão do Proterozóico Superior ao Cambriano.

Sendo que sedimentos e metassedimentos do Proterozóico Superior se apresentam ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai

Onde, partindo da borda sudeste do cráton Amazônico até as proximidades da capital do Estado do Mato Grosso, três unidades litoestratigráficas principais foram individualizadas em um perfil que vai da zona externa para a zona interna da Faixa de Dobramentos Paraguai, sendo elas [38, 43]:

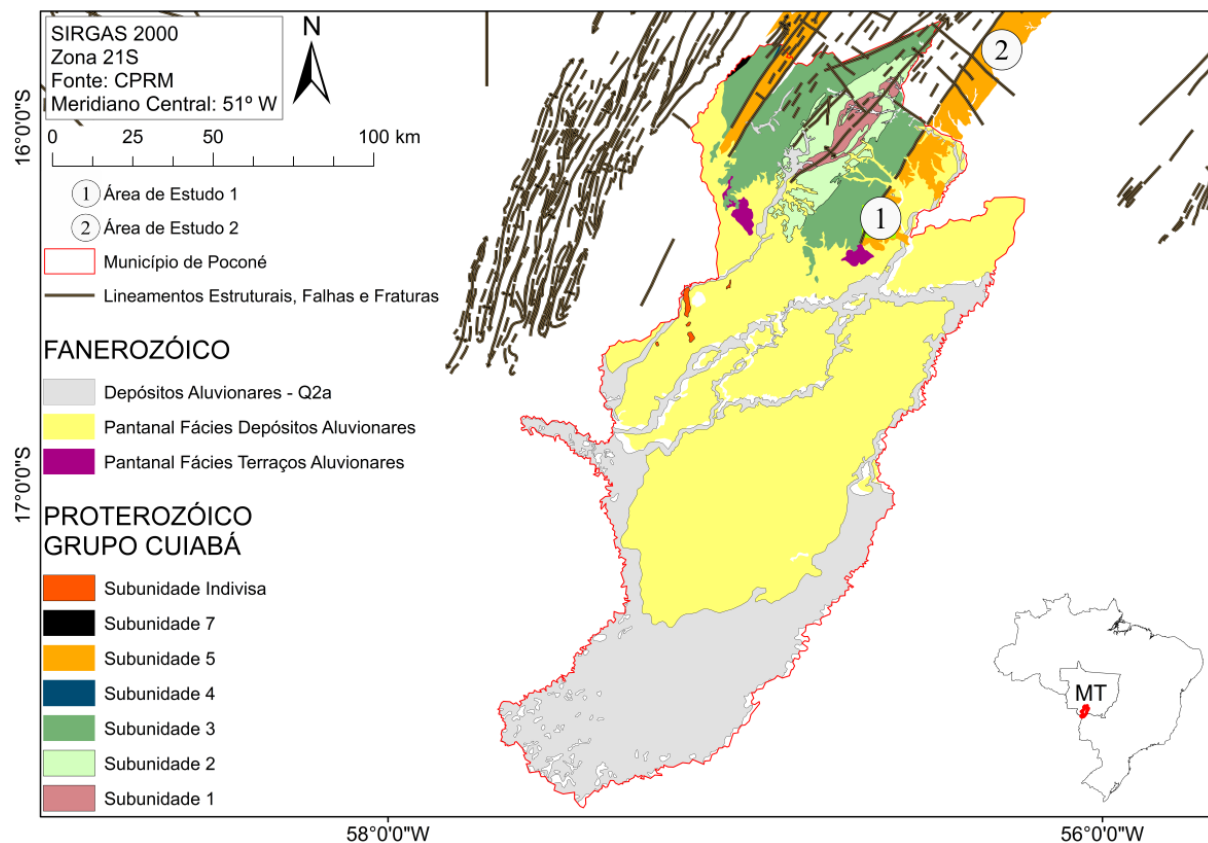
- Uma unidade superior (formações Diamantino e Raizama) formada por sedimentos siliciclásticos como arenitos e arcósios;
- Uma unidade carbonatada pós-glacial, com calcários e dolomitos (Formação Araras), sobre a plataforma cratônica, que passa lateralmente para calcários mais argilosos (Formação Guia) em direção a zona interna da faixa;
- Uma unidade cuja sedimentação foi interpretada como glácio-marinha no domínio da plataforma (Formação Puga), composta por conglomerados, quartzitos, filitos, siltitos, arenitos e diamictitos da Formação Puga-Bauxi; e no domínio do talude esta unidade foi caracterizada pelo forte retrabalhamento de sedimentos glácio-marinhos por correntes de turbidez (Grupo Cuiabá), composta por diamictitos, filito grafitoso, filito sericítico, conglomerados, quartzitos e dolomitos;

- Granito tardi-tectônico de São Vicente.

Alvarenga e Alvarenga e Saes, dedicando-se aos estudos relacionados a turbiditos e à glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, propuseram que a Faixa Paraguai pode ser dividida em quatro grandes grupos cronoestratigráficos: Sequência Inferior, Sequência Média Glácio-marinha Turbidítica, Sequência Média Carbonatada e Sequência Superior. Tal divisão foi estabelecida com base nas variações de fácies laterais entre as unidades basais da Faixa Paraguai. Estes autores verificaram também os aspectos sedimentológicos presentes nas zonas externa e interna da faixa, mostrando a existência de uma passagem gradual de um ambiente glácio-marinho com correntes de turbidez para um ambiente essencialmente turbidítico em sua zona mais interna, na região de São Vicente [59, 57, 38, 43].

Os estudos acima contribuíram para a compreensão da estratigrafia do Grupo Cuiabá. Assim, atualmente, tem-se o seguinte mapa estratigráfico da região de Poconé e adjacências ilustrado na Figura 2.5.

Figura 2.5: Mapa geológico ilustrando: as áreas de estudo 1 e 2, localizadas nos municípios de Poconé e Nossa Senhora do Livramento, respectivamente; lineamentos estruturais, falhas e fraturas com direções predominantemente NE-SW e NW-SE, representando as duas principais estruturas de mineralizações auríferas da região; e por fim a estratigrafia da área e sua classificação etária entre o Proterozóico e o Fanerozóico. Fonte: CPRM



Gonçalves *et al.*, em um trabalho de mapeamento realizado na área urbana do município de Poconé, destacou a presença de filitos hematíticos na região, apresentando acumulações de óxidos de ferro e "chert" (quartzo), descrevendo a estrutura de BIF ('*Banded Iron Formation*') de espessuras decimétricas a métricas [47].

Na proposta estratigráfica do trabalho de Tokashiki [2], o Grupo Cuiabá é composto por três formações principais: Campina de Pedras, que engloba as subunidades 1 e 2 de Luz *et al.* [32]; Acorizal, que corresponde às subunidades 3, 4 e 5 também de Luz *et al.* [32]; e Coxipó, denominação de Guimarães & Almeida [30], tendo esta unidade uma variação litológica correspondente às subunidades 6, 7, 8 e indivisa de Luz *et al.* [32].

2.3 Histórico do Ouro na Baixada Cuiabana

No Estado do Mato Grosso, o Grupo Cuiabá se apresenta como uma espessa sequência de idade proterozóica, composta por rochas sedimentares orientadas na direção NE a EW, sendo cortadas por inúmeros veios de quartzo. Essa sequência é composta por rochas de baixo grau metamórfico: metaconglomerados, metarenitos, filitos e calcários, principalmente. Os veios de quartzo pertencem a pelo menos duas gerações distintas, a mais antiga concordante com a direção regional (NE/EW) e a mais nova de direção NW. Sendo que ambas as gerações de veios de quartzo podem ser portadoras de ouro, que ocorre sobretudo associado à pirita, bem como à galena, arsenopirita e calcopirita [60].

No início, bandeirantes paulistas exploravam o interior da colônia em direção ao oeste com o intuito de aprisionar índios para servir de mão-de-obra escrava. Nestas expedições, descobriu-se ouro no estado do Mato Grosso. Naquela época, o estado era uma extensão territorial ligada à Capitania de São Paulo. Esta descoberta deu início ao I Ciclo do Ouro no século XVIII [61].

Na Baixada Cuiabana, o primeiro núcleo de povoamento surgiu no ano de 1718 nas margens do rio Coxipó-Mirim e foi denominado de Arraial da Forquilha, área que hoje se encontra a cidade de Cuiabá. Em Poconé, a vila começou a surgir em meados do ano de 1777 devido a descoberta de ouro, o que atraiu garimpeiros e contribuindo para o rápido povoamento do território. Nesta época, esta região era conhecida como Beripoconé, ou Bari Poconhê, sendo habitada por índios Coroados, tribo da nação Bororo [62].

Já na década de 80, uma nova "corrida do ouro" se iniciou na Baixada Cuiabana, transformando alguns municípios dessa região (Cuiabá, Várzea Grande, Santo Antônio do Leverger, Nossa Senhora do Livramento e Poconé) em grandes produtores de ouro, dando origem ao termo de Província Aurífera Cuiabá-Poconé. A princípio, o ouro era lavrado em depósitos secundários, aluviões e lateritas. Com a intensa exploração, os

depósitos primários foram expostos, de modo que os veios de quartzo e suas encaixantes, pertencentes ao Grupo Cuiabá, passaram também a ser explorados [61].

Trabalhos como [32] e [7] assumem que, nesta província, o ouro está associado com os veios de quartzo e disseminações nos metarenitos, filitos, metadiamicritos, mármore e metassiltitos do Grupo Cuiabá, principalmente nos contatos entre as subunidades 5 e 6 mostradas na Figura 2.5.

Luz *et al.* [32] discutem três possíveis origens para o ouro no Grupo Cuiabá, sendo:

- Associada a veios de origem hidrotermal, provavelmente vinculados às intrusões que ocorrem em São Vicente e Barão de Melgaço;
- Origem sedimentar, na qual o ouro, sob a forma coloidal, apresentaria uma tendência a se depositar em ambientes de sedimentação argilosa e/ou em horizontes ferruginosos, sendo remobilizado durante o metamorfismo, concomitantemente com a sílica, concentrando-se nos veios de quartzo, ou permanecendo na rocha associado a sulfetos que se encontram disseminados em alguns níveis de filitos;
- A terceira hipótese assume que o ouro estaria originalmente contido em rochas ígneas básicas, associadas a sulfetos, e teria sido posteriormente remobilizado através de processos metamórficos. Embora não sejam encontradas rochas básicas na Baixada Cuiabana, elas ocorrem na sequência metassedimentar do Grupo, em outras regiões [51].

Um estudo da Baixada Cuiabana feito por Oliveira e Campos [63] constatou que, nas proximidades da região de Cuiabá, um perfil de alteração laterítico capeado por cangas lateríticas recobre a superfície. Sendo a laterita geralmente estéril, entretanto esta pode conter pepitas de ouro quando desenvolvida sobre mineralizações primárias deste metal.

O ouro no Grupo Cuiabá pode ser caracterizado como: eluvionar, coluvionar, detrítico e de remobilização (filonianos ou disseminados). Existindo também a ocorrência de ouro em veios de quartzo (primários), associados ao tectonismo polifásico que estrutura o grupo [8]. Podendo existir a possibilidade de origem metamórfica, quando a ocorrência de ouro está relacionada com a rocha encaixante (filitos carbonosos) reagindo com fluidos hidrotermais, precipitando sulfetos [64].

Santos [65] observa que o ouro no Grupo Cuiabá encontra-se diretamente relacionado à sedimentação clástica e química, aos fluidos hidrotermais durante a fase de metamorfismo e ao processo de laterização dos metassedimentos.

Pires *et al* [60] e Campos *et al* [66] em estudos no Grupo Cuiabá, destacam as ocorrências das famílias de veios de quartzo, admitindo a existência de no mínimo duas gerações. Sendo a primeira delas concordante e a segunda discordante com as estruturas regionais,

vinculando esta última às intrusões graníticas. Sendo que para este último autor, a mineralização aurífera está intimamente associada aos veios de quartzo nos níveis inferiores dos perfis de alteração da rocha, tornando-se mais espalhada nos níveis superiores, à medida que a desagregação dos veios aumenta.

Campos *et al* [66] acrescenta que o ouro também ocorre na superfície de sulfetos, em grãos de forma irregular, geralmente com dimensão inferior a 1mm. Em uma análise microscópica, os grãos maiores se apresentavam relacionados às zonas mais oxidadas dos sulfetos. Nos concentrados de bateia, os grãos de ouro associados a quartzo e sulfetos apresentam indicadores de corrosão, como fendas de dissolução e cavidades na superfície. Nos concentrados obtidos da canga laterítica e do horizonte que a recobre, apareceram pepitas de ouro de dimensão milimétrica. Como em outras ocorrências de ouro laterítico [67, 68, 69, 70], nas pepitas existe uma estreita associação entre o ouro e o plasma ferruginoso. Nos bolsões de plasma ferruginoso incluídos nas pepitas, existia uma grande quantidade de finíssimas partículas de ouro ($1 - 40\mu m$) de forma irregular e de distribuição aleatória, apresentando-se também alongadas e orientadas de forma paralela. O contato entre os bolsões de plasmas ferruginosos e o ouro é brusco, sendo as zonas marginais dos bolsões mais ricas em hematita e desprovidas de partículas de ouro. O ouro das pepitas apresenta pureza maior que 990, sendo as partículas disseminadas nos bolsões mais puras ainda, com menos de 0,1% Ag.

Por fim, o trabalho de Campos *et al* [66] conclui que o ouro na região de Cuiabá teve seu desenvolvimento associado à evolução do perfil laterítico. Na rocha alterada e na argila mosqueada, onde ele se encontra associado ao quartzo e a sulfetos de maior ou menor oxidação, ocorreu dissolução, demonstrada pelas figuras de corrosão na superfície das partículas. A formação de ouro secundário nos níveis superiores do perfil é demonstrada pelo tamanho maior das partículas, sua maior pureza e intercrescimento entre o ouro e os óxidos e hidróxidos de ferro neoformados.

Hortensi [8] também observa que toda a sequência deste grupo é cortada por veios de quartzo com espessuras do estrato geológico variadas e orientações diversas, consistindo zonas de preenchimentos de fraturas.

Silva *et al.* [39] em uma análise da Faixa Paraguai, sugere uma evolução tectônica monocíclica progressiva para a instalação das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá. Indicando que tal evolução ocasionou uma dilatação generalizada nos litotipos, facilitando a implantação dos veios de quartzo e a fixação do ouro.

Fagundes e Veiga [71] observam que os depósitos auríferos do Grupo Cuiabá possuem um forte controle estrutural resultante da intensa deformação cisalhante que marca os filitos deste grupo, onde importantes remobilizações de fluidos hidrotermais resultam em expressivos depósitos auríferos condicionados principalmente a veios de quartzo.

Silva [48], em uma análise dos controles estruturais dos veios de quartzo auríferos, conclui que os veios são verticais e cortam todas as estruturas, ilustradas na Figura 2.5, e rochas do Grupo Cuiabá. O que, de acordo com Hortensi [8], caracteriza um regime progressivo de cisalhamento simples em baixo ângulo, responsável por três fases de dobramentos coaxiais. Com o fechamento do sistema de dobras, a progressão do esforço gerou dobras abertas mesoscópicas, *kinks*, crenulação de pequena escala e a dilatação generalizada, o que permitiu a implantação dos veios de quartzo e a estabilização do ouro.

Barros *et al* [72] salientam que o controle macroestrutural dos principais garimpos da região de Poconé estão dispostos segundo duas direções principais de mineralizações: um deles denominado lineamento Cangas-Poconé e outro denominado alinhamento Praia Grande - Salinas, Figura 2.5. Estes lineamentos se encontram orientados na direção N35° - 40 °E e são concordantes com a macro-estruturação do Grupo Cuiabá.

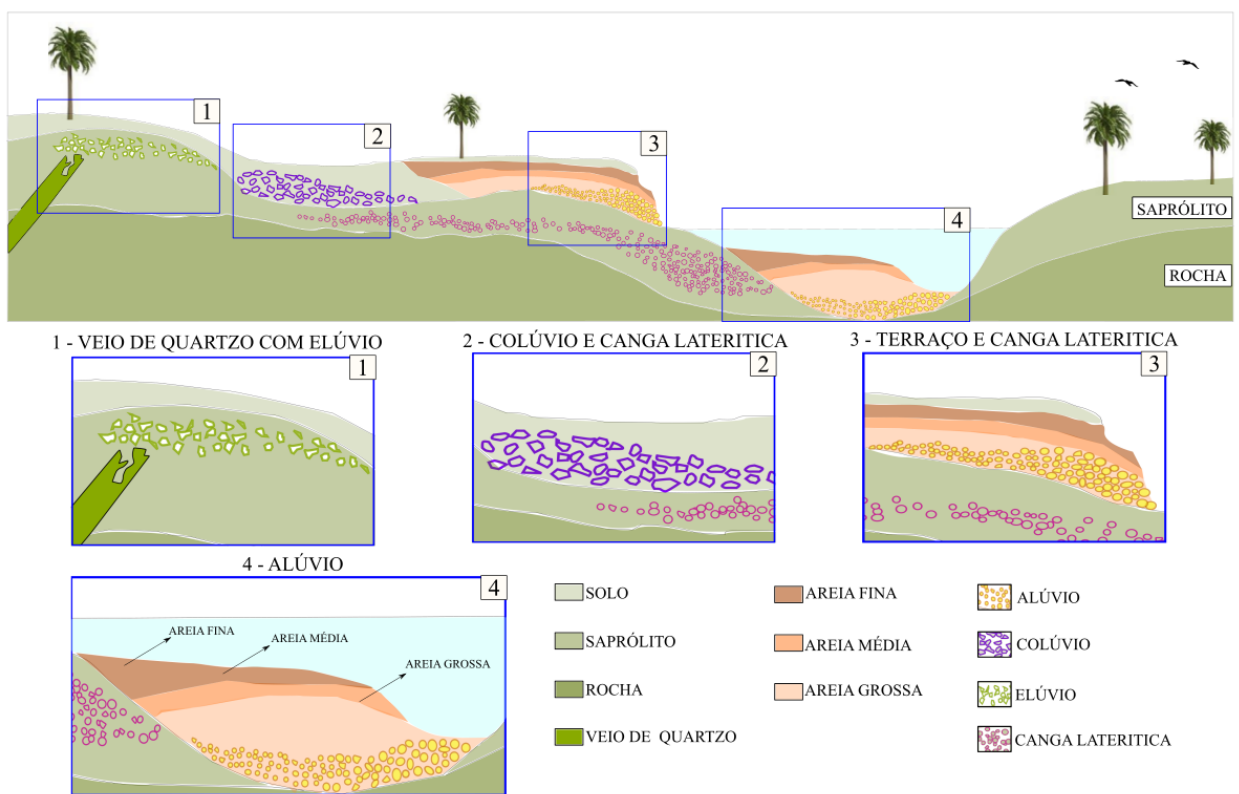
Hortensi [8] resume que a história metalogenética do grupo parece estar vinculada às fases de deformação, ao metamorfismo e à posterior formação dos veios de quartzo.

Silva [45], em um estudo das rochas na Baixada Cuiabana, observou que depósitos auríferos tanto eluvionares quanto coluvionares se localizam, em sua maioria, nas proximidades de estruturas primárias de veios de quartzo, o que torna tais estruturas ótimos guias prospectivos da área. Neste trabalho, procurou-se coletar dados em ambientes do tipo depósito eluvionar, coluvionar, aluvionar e em ocorrências de cangas, como mostrado na Figura 2.6.

Algumas evidências em campo mostram que os depósitos auríferos eluvionares e coluvionares comumente desenvolvem-se próximos às estruturas primárias mineralizadas (veios de quartzo), o que confirma sua utilidade como guias prospectivos para a região. Tais depósitos apresentam-se comumente como bolsões de cascalhos intercalados em arenitos e metarenitos na região.

Os registros garimpeiros na região indicam que os maiores teores de ouro encontram-se nos cascalhos eluvionares, seguidos dos coluvionares e por fim os aluvionares. Entretanto, apesar dos maiores teores encontrados nos elúvios, os garimpeiros preferem realizar a lavra em cascalhos aluvionares em função da maior espessura e conseqüentemente maior volume dos mesmos.

Figura 2.6: Representação esquemática de depósitos secundários (alúvio, colúvio e elúvio) e sua relação geomorfológica e estratigráfica.



Capítulo 3

Fundamentação Teórica

3.1 Histórico do Radar de Penetração no Solo

A possibilidade de detectar objetos enterrados de forma remota têm fascinado a humanidade por séculos, sendo o estudo da disposição e propriedades físicas de estruturas em subsuperfície de grande interesse para a comunidade científica. Assim, a criação de uma técnica simples que tornasse visível estruturas subsuperficiais ganhou importância no mundo moderno, havendo grandes investimentos científicos e de engenharia para a elaboração de tal método [73]. Porém, o uso de ondas de rádio para sondagem da Terra foi ponderado por décadas antes que algum resultado de fato fosse obtido na década de 50 [74, 75].

Daniels [73] define que o termo georadar, '*ground penetrating radar (GPR)*', '*ground-probing radar*', '*sub-surface radar*' ou '*surface-penetrating radar (SPR)*' refere-se a um conjunto de técnicas eletromagnéticas designadas primariamente para a localização de objetos ou interfaces em subsuperfície, ou situados no interior de estruturas visualmente opacas [73]. O princípio físico e a metodologia para aquisição de dados de radar são similares às técnicas de reflexão sísmica e sonar de varredura, com a exceção de que o GPR tem como base a transmissão e reflexão de ondas eletromagnéticas [76, 77, 78].

3.1.1 Desenvolvimento do método ao longo dos anos

A história do radar de penetração no solo está entrelaçada com inúmeras técnicas e aplicações, sendo atualmente o método geofísico com maior número de funcionalidades [79]. O primeiro uso de ondas eletromagnéticas na detecção de objetos metálicos foi atribuído a Hulsmeyer [80]. Seis anos depois, uma primeira descrição de ondas eletromagnéticas aplicadas na localização de objetos enterrados foi feita por uma patente alemã em nome de Leimbach e Löwy [81, 82]. Leimbach e Löwy [81] usaram antenas dipolo enterradas em

uma série de furos verticais, comparando a magnitude dos sinais recebidos quando pares sucessivos foram usados para transmitir e receber. Utilizando estes arranjos, foi possível observar uma imagem bruta de qualquer região onde a radiação eletromagnética fosse absorvida (devido a uma maior condutividade se comparado ao meio periférico). Outras aplicações descrevem a eficiência de antenas de superfície para a localização de minérios subterrâneos e depósitos de água em subsuperfície [79]. Este método foi melhorado por Hulsenbeck [83] em 1926 com o desenvolvimento de sistemas pulsados baseado na detecção de eventos de reflexão ocasionados por objetos enterrados [83]. A primeira tentativa do que hoje se conhece por radar de penetração no solo foi uma pesquisa realizada na Áustria em 1929 por Stern [84], onde se procurou determinar a profundidade do gelo em uma geleira [84]. Este trabalho de Stern [84] teve pouca atenção na época, mas demonstrou que a energia eletromagnética poderia ser transmitida em outros meios que não o ar [79].

A primeira aplicação em larga escala de método de radar de penetração no solo foi durante a Segunda Guerra Mundial, quando os britânicos, seguidos dos americanos, usaram sistemas de radar rudimentares, porém eficazes, na detecção de pulsos de radar refletidos, provenientes de aeronaves no céu e de navios no mar [79]. A palavra "RADAR" foi criada pouco antes dessa data, sendo acrônimo para o termo em inglês: *RAdio Detection And Ranging* [85]. Outras aplicações e análises foram publicadas após o ano de 1950, como trabalhos feitos por Steenson [86], El Said [74], Waite e Schmidt [75] e Evans [87].

Só em 1956, que El Said [74] relatou o primeiro caso onde se imageou a profundidade de um nível freático utilizando a interferência entre o sinal transmitido diretamente no ar e sinais refletidos pela superfície do nível d'água.

Posteriormente, em 1961, a *U.S. Air Force* (USAF) reportou erros de altimetria quando tentou pousar uma aeronave em uma geleira na Groelândia [75] usando sondagem com radiofrequência.

A partir deste momento, a maioria das atividades com radiofrequência foram voltadas à glaciologia. Grupos como o *Scott Polar Research Institute* de Cambridge, Bailey *et al* [88] e o *Geophysical and Polar Research Center* na Universidade de Wisconsin, Bentley [89] e Walford [90] estavam ativos tanto nas regiões polares como em geleiras.

Um dos primeiros trabalhos para investigação de outros materiais dielétricos de baixa perda foi o de Cook em minas de carvão [91] e os de Holser [92], Thierbach [93] e Unterberger [94] em depósitos de sal.

Na década de 70, pouco trabalho foi feito com a transmissão por radar em mídia sólida até o ano de 1972, quando iniciou-se o programa Apollo 17 [95], onde um protótipo do sistema GPR (Figura 3.1) foi construído pela NASA e enviado à Lua para estudar as propriedades elétricas e geológicas de sua crosta [96].

Figura 3.1: Fotografia do protótipo do sistema GPR feito pela NASA em 1972. O experimento de propriedades elétricas de superfície realizado na Apollo 17 usou um receptor vetorial de 3 componentes montado em um *rover* lunar com uma antena dipolar multifrequencial de eixo duplo disposta na superfície para sondagem da subsuperfície. Figura de [95]



Na época, suspeitava-se que a lua possuía propriedades elétricas similares ao gelo [97]. O trabalho de Annan [97] reporta alguns destes experimentos. O programa de exploração lunar Apollo 17 utilizou conceitos de interferometria similares aqueles utilizados no trabalho de El Said [74], e contribuiu para um melhor entendimento das propriedades elétricas dos materiais geológicos quando interagem com a radiação eletromagnética no comprimento de onda das radiofrequências [95].

Aplicações na engenharia civil, arqueologia e geologia surgem a partir desta época [96, 98, 99]. Em 1972, Rex Morey e Art Drake criaram a *Geophysical Survey Systems Inc.* (GSSI), iniciando a venda do GPR comercial [100, 95] e assim difundindo a utilização deste equipamento que antes era construído pelos próprios usuários [76]. Em 1975, Olhoeft [101] estudou o caráter elétrico de materiais geológicos de ocorrência natural e a relação de suas respectivas condutividades elétricas e polarizações dielétricas, melhorando o entendimento do comportamento destas propriedades em diferentes meios. Mesmo assim, os sistemas de GPR tornaram-se comercialmente mais acessíveis e a aquisição de dados digitais viável apenas na década de oitenta [77].

Na segunda metade da década de setenta, Annan [95] enfatiza que o surgimento de novas tecnologias e um melhor entendimento da geologia fez com que o método se difundisse. Neste mesmo trabalho, o autor salienta a exploração de inúmeras aplicações do método, sendo a principal delas voltadas para estudos em *permafrost* no ártico canadense, pela *Geological Survey of Canada* [95]. Annan e Davis [102] reportam resultados do uso do GPR no estudo de solos congelados para a implementação de gasodutos e oleodutos no

ártico. Ainda nesta época, melhorou-se o entendimento do efeito de espalhamento ("*scattering*") das ondas de radar em geleiras de clima temperado [95]. O efeito do "*scattering*", que degenera o sinal, e a conseqüente necessidade de utilizar frequências mais baixas para mitigá-los, foram relatados por Watts e England [103], visto que toda vez que a onda eletromagnética encontrar uma interface entre dois ou mais materiais em subsuperfície ela se espalha em todas as direções perdendo parte da energia do sinal, frequências mais baixas penetram em maiores profundidades sem encontrar tantos obstáculos, se comparadas à frequências maiores, devido ao maior comprimento de onda [95].

Annan [95] relata sobre os primeiros experimentos de GPR na arqueologia feitos pelo *Stanford Research Institute* realizados por Dolphin *et al* [104]. Annan *et al* [105] reportou estudos em minas de potássio no Canadá e Coon [106] desenvolvimentos com o mesmo método em minas de carvão. Além disso, Davis e Annan [107], apoiados pela *Geological Survey of Canada* e pela *Atomic Energy of Canada*, estudaram o potencial do uso de GPR em furos de sondagem para investigar a qualidade de rochas com capacidade para descarte de produtos nucleares, assunto que também foi abordado por Olsson *et al.* em [108].

Neste período, Annan [95] observa que a maioria dos trabalhos científicos e comerciais já utilizavam equipamentos de GPR comerciais. De forma que este aumento no número de atividades gerou novos interesses na área onde a *Geophysical Survey Systems Inc.* permanecia até então como o único fornecedor dos aparelhos [95]. Neste cenário, o autor ressalta que a Ensc/Xadar iniciou tentativas de criar um produto comercial alternativo. Já que um dos maiores problemas da época era a grande dificuldade de utilização dos equipamentos existentes em áreas remotas, pois estes eram grandes, pesados e consumiam muita energia [95].

Em 1981, surgiu a *A-Cubed Inc.* no Canadá, dando início ao desenvolvimento de novos equipamentos de radar de penetração no solo, onde Davis *et al* [109] reportou estudos voltados para radares de baixa frequência. No ano seguinte, surgiram outras aplicações para o GPR, como investigações de estradas e o uso em mapeamentos, tendo pontuadas suas utilidades no trabalho de Ulriksen [110]. Em 1984, a *U.S. Environmental Protection Agency* instituiu muitas iniciativas para investigar e limpar áreas contaminadas [111]. Apareceram novas aplicações, como a classificação de solos para a agricultura [112] e a adaptação para a modelagem em sísmica 1D [113].

Annan [95] reflete que, no meio acadêmico, o método atraiu tanto a atenção da área da geofísica como da engenharia elétrica. Onde, desenvolvimentos como a aquisição de dados multi-fold [114], processamento de dados digitais [115, 116] e simulação numérica 2D foram feitos [117, 118] [95]. Neste trabalho [95], o autor observa ainda que Roberts e Daniels [119] reportaram uma das primeiras simulações numéricas 3D. Avanços nas

aplicações em arqueologia [120], meio ambiente [121], estratigrafia geológica utilizando radarfácies [122], desenvolvimentos de GPR para furos de sondagem [123] e muitas outras áreas de pesquisa tiveram sua expansão [95].

A partir do ano de 1995, a modelagem numérica de problemas 3D complexos tornou-se mais extensa, embora ainda com grandes computadores [124, 125]. A capacidade de gerenciar grandes volumes de informação em formato digital e manipulá-los rapidamente se tornou rotina [95]. Como resultado, a aquisição de dados em grid para criar mapas e grids de visualização 3D tornou-se prático [126, 127].

O GPR aerotransportado operando no modo SAR (*synthetic aperture radar*) tem sido usado para detectar minas metálicas enterradas de uma altura de várias centenas de metros [73]. Além disso, o satélite SIR-C (radar que opera no modo SAR) imageou artefatos enterrados em regiões desérticas [73]. O site do JPL¹ (*Jet Propulsion Laboratory*) se tornou uma importante fonte de imagens de radar [73]. Além disso, o GPR obteve sucesso na análise de estradas e pavimentos, detecção de vazios e cavidades, estudos de pontes e túneis, avaliação de construções e patrimônios culturais, levantamentos arqueológicos, análises forense e de manejo de água, e assim por diante [128, 129, 79].

Os primeiros trabalhos de GPR realizados no Brasil datam da década de 1990, tendo o trabalho de Roosevelt [130] como pioneiro, seguida pelo professor William Sauck na Universidade Federal do Pará (UFPA), mas não existem registros deste último na literatura. Uma transcrição detalhada da evolução das aplicabilidades deste método no Brasil pode ser encontrado em Borges [76].

3.1.2 Aplicações do método à sedimentologia

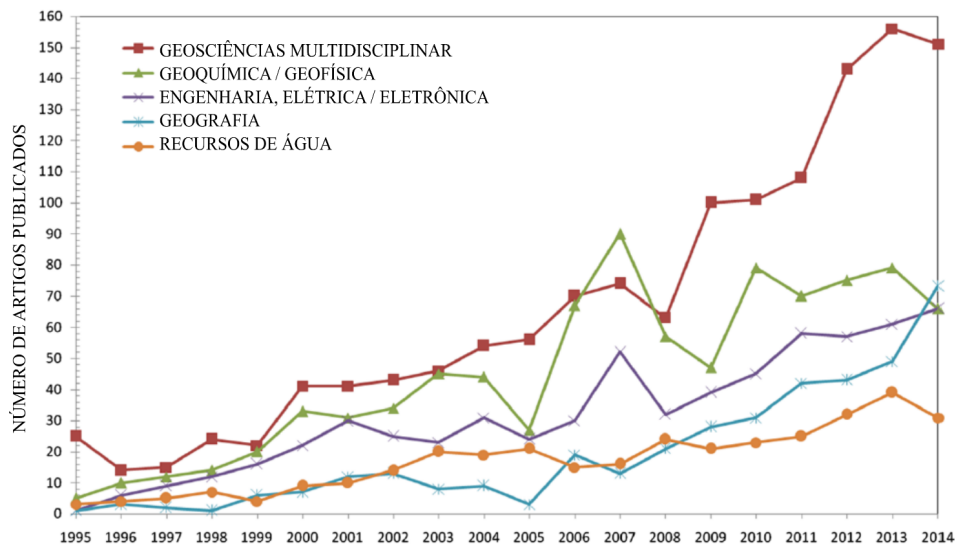
O número de categorias de interesse de pesquisa no que se refere a estudos em georadar variou muito ao longo dos anos, flutuando de 20 categorias de interesse no ano de 1995 para o maior valor de 65 categorias no ano de 2014 [79]. Em suma, foram um total de 104 categorias de interesse catalogadas pelo *Institute for Scientific Information* (ISI), cerca de 42% do total de grupos catalogados pela *Web of Sciences* [79]. Entre estas categorias catalogadas, a geociência multidisciplinar foi a mais relevante com 1.347 registros, correspondendo a 18,2% do total, seguido por geoquímica e geofísica, com 905 registros, correspondendo a 12,2% do total, engenharia elétrica e eletrônica com 639 registros (8,6% do total), geografia física (384, 5,2%) e recursos hídricos (342, 4,6%). De modo geral, estes cinco grupos cobrem cerca de 50% dos artigos de pesquisa relacionados com o radar de penetração no solo [79].

Gizzi [79] observa que mesmo que as tendências indiquem um aumento geral no número de artigos publicados referentes às cinco categorias mais importantes listadas acima,

¹www.jpl.nasa.gov

pode-se perceber que o interesse científico por cada uma delas muda ao longo do tempo (Figura 3.2). Os três primeiros grupos predominam em quase todo o período investigado. Entretanto, a geografia física e os recursos hídricos trocaram suas classificações relativas várias vezes ao longo dos anos [79].

Figura 3.2: Gráfico evidenciando a significância anual das cinco primeiras categorias de interesse de pesquisas relacionadas ao método geofísico de GPR durante o período de 1995 a 2014. Figura modificada de [79]

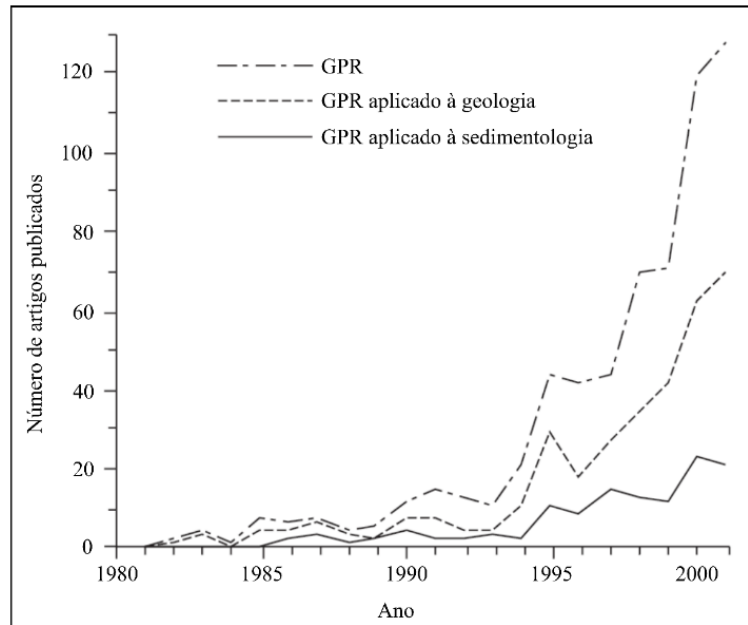


No final dos anos 70 e início dos anos 80, a praticidade dos dados de sísmica de reflexão foi demonstrada aos geólogos, quando novas técnicas de interpretação associadas à estratigrafia sísmica revolucionaram os estudos sedimentológicos regionais [131]. Trabalhos como os de Jol e Smith [132, 133, 134] e de Smith e Jol [135, 136] demonstraram o potencial deste método com bons perfis dentro de ambientes deltaico lacustres. Por volta da mesma época, importantes trabalhos feitos por Davis e Annan [137], Beres e Haeni [138] e Gawthorpe *et al.* [139] estabeleceram procedimentos para levantamentos e interpretações de dados com radar de penetração no solo. Estes projetos foram seguidos por testes acerca da penetração e resolução do radar em sedimentos [140, 141]. Ainda na mesma década, artigos como os de Smith e Jol [135], Huggenberger [142], Bristow [143] e Bristow *et al.* [144] ligaram dados de GPR à observações de afloramentos ou trincheiras para verificar os resultados obtidos com a geofísica. Entretanto, as inúmeras aplicações para o GPR só foram enfatizadas na '*GPR in Sediments*' (*Geological Society*, Londres, 20-21 de agosto de 2001), a primeira conferência internacional sobre as aplicações do GPR em estudos sedimentológicos [145].

Neal [3] reflete que, desde então, o radar de penetração no solo vem sendo utilizado por sedimentologistas para reconstruir paleo ambientes e a natureza de processos sedimentares em uma grande diversidade de configurações em subsuperfície, auxiliando investigações

hidrogeológicas (incluindo caracterização de reservatórios de águas subterrâneas) e estudos análogos de reservatórios de hidrocarbonetos como se observa na Figura 3.3 [3].

Figura 3.3: Número de artigos produzidos entre os anos de 1980 e 2001 sobre radar de penetração (GPR) de modo geral, aplicações geológicas de GPR (incluindo sedimentologia) e apenas as aplicações em sedimentologia para o GPR. Gráfico adaptado de Neal [3], com dados extraídos de *Thomson ISI's Science Citation Index*.



Enquanto as primeiras comparações entre perfis GPR e seções de afloramentos foram em grande parte qualitativas, este tipo de análise posteriormente adotou um caráter mais quantitativo, com o objetivo de determinar o que gera as reflexões no dado de GPR em sedimentos [146], bem como restringir os perfis de velocidade para migração 3D de modo a aprimorar sua interpretação [147].

Embora o aumento do uso de GPR em estudos sedimentológicos possa ser atribuído à sua maior disponibilidade desde a década de oitenta, seu aproveitamento pela comunidade científica se relaciona à facilidade e rapidez da coleta de dados, sem a necessidade de afloramentos ou furos [3]. De sorte que existe uma aparente familiaridade das imagens devido à analogia dos dados de GPR com a técnica de sísmica de reflexão, já mais conhecida e antiga [3].

Em 2003, a *Geological Society of London* (GSL) [145], publicou um livro, resultado de um congresso, contendo um apanhado de artigos de diversos pesquisadores sobre as aplicações do método de radar em estudos de sedimentologia, mostrando outros artigos com assuntos relacionados e diferentes estudos e configurações de equipamentos nestes ambientes [145]. Além disso, Neal [3] fez um apanhado de artigos, entre os anos de 1980 a 2001 sobre GPR aplicado à sedimentologia, sendo eles relacionados a diversos tipos de

ambientes de sedimentação como: fluvial, fluvio-glacial, glacial, eólico, deltaicos, aluviais, carbonáticos, vulcânicos, entre outros [3].

Em 2018, Gizzi [79] estudou os padrões de pesquisa em estudos publicados sobre o método de GPR e constatou que existem então cinco subcampos de pesquisa principais envolvendo o uso de GPR:

- Físico-matemático (com os três termos mais proeminentes sendo: *signal, parâmetro e alvo*);
- Sedimentológico-estratigráfico (com os três termos mais proeminentes sendo: *sedimentos, areia e taxa*);
- Engenharia civil, engenharia geológica e patrimônio cultural (*parede, escavação e construção*);
- Hidrológico (*água conteúdo, condutividade e umidade do solo*);
- Glaciologia (*gelo, geleiras e dinâmicos*) [79].

A estabilidade dos dois primeiros domínios (físico-matemático e sedimentológico-estratigráfico) ao longo dos quatro períodos de tempo de 5 anos sugere que a pesquisa nesses campos também envolverá a comunidade científica nos próximos anos [79].

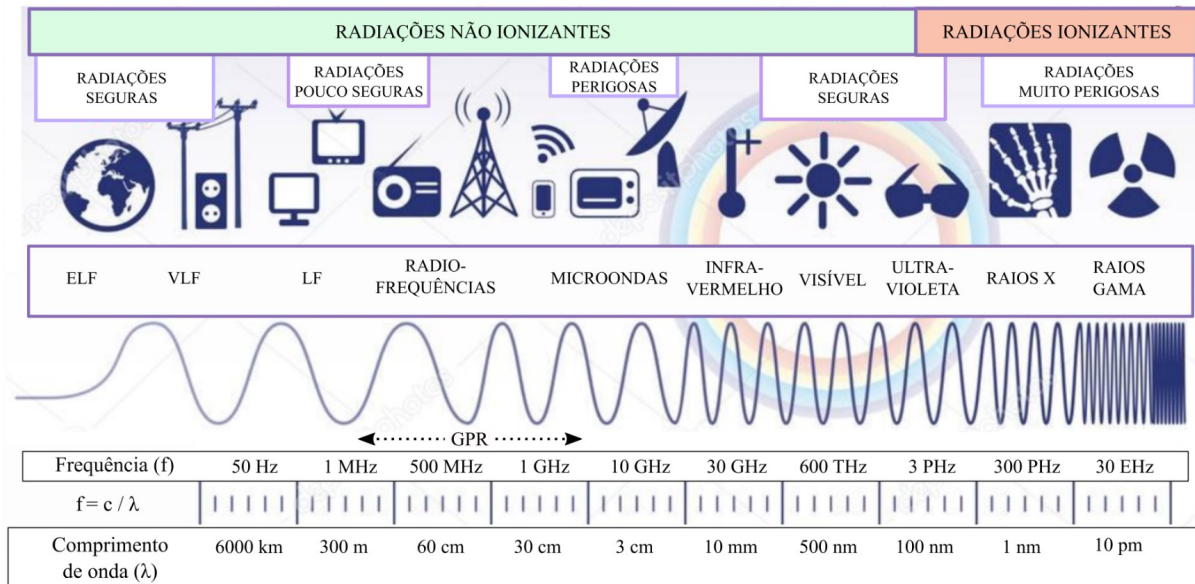
3.2 O Equipamento de GPR

A forma mais comum de um equipamento de GPR consiste em uma antena transmissora e outra receptora, dispostas em uma geometria fixa (normalmente paralelas), de modo que elas são deslocadas na superfície do local de levantamento, imageando os refletores e feições em subsuperfície [148].

A escolha da frequência de operação das antenas num equipamento de GPR está diretamente ligada à profundidade do alvo e ao nível de detalhamento esperado [95, 73, 148, 149]. Altas frequências possuem pequenos comprimentos de onda, e conseguem mapear pequenas feições em subsuperfície, aumentando assim o nível de detalhe do levantamento. Entretanto, simplesmente aumentar indefinidamente a frequência das ondas eletromagnéticas das antenas não garante um bom imageamento da subsuperfície, já que a atenuação das ondas pelo meio geológico é proporcional à frequência [95, 73, 148, 149]. Quanto maior a frequência, maior a atenuação do sinal propagado. Desse modo, pode-se dizer que o meio geológico funciona como um filtro passa-baixa, onde as altas frequências são atenuadas logo nas primeiras camadas. Por isso, as antenas de GPR são normalmente desenvolvidas para operarem na faixa entre 10 MHz a 5 GHz, dependendo da resolução e

do alcance desejados [73]. A Figura 3.4 mostra o espectro de radiações eletromagnéticas, com os limites de operação do GPR marcados pelas setas.

Figura 3.4: Figura evidenciando o espectro eletromagnético compreendido pelo radar de penetração no solo. Imagem adaptada do site: br.depositphotos.com



De acordo com Daniels [73], até o momento, não foi possível obter comutadores ultrarrápidos de transmissão-recepção para operar na faixa de nanossegundos com níveis de isolamento suficientemente baixos entre as portas de transmissão e de recepção. Por isso, a maioria dos sistemas de radar de penetração no solo usa antenas separadas para a transmissão e recepção do sinal, de forma que se proteja o receptor da influência do sinal transmitido [73].

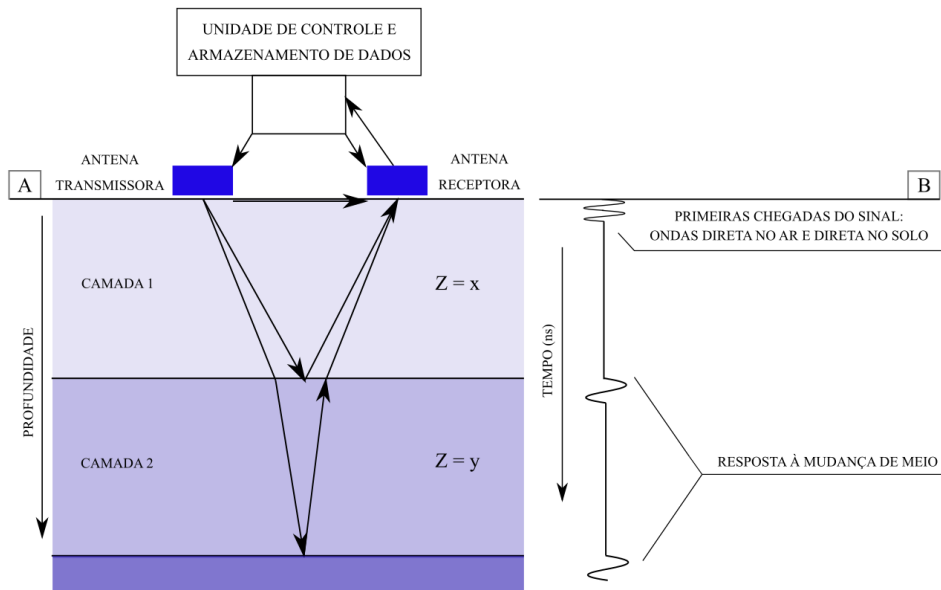
Para Daniels [73], o equipamento de radar é projetado de modo a atender os seguintes requisitos:

- Ter um acoplamento eficaz entre a onda eletromagnética e a superfície de estudo;
- Ser capaz de propagar ondas eletromagnéticas no solo, entre o alvo e as antenas, tendo em conta os fenômenos de atenuação do meio e a profundidade do alvo;
- Obter das discontinuidades dielétricas em subsuperfície um sinal disperso grande o suficiente para ser captado na superfície do solo, ou acima desta;
- Possuir largura de banda adequada para o sinal detectado, considerando a resolução e os níveis de ruído desejados [73].

Uma ilustração genérica de um sistema de radar é mostrada a seguir na Figura 3.5. A fonte de energia pode ser dada em amplitude, frequência ou modulação de fase na forma

de onda ou no sinal de ruído. A seleção da largura de banda, taxa de repetição e potência média dependerá das perdas do meio de investigado e das dimensões do alvo [73, 148]. Sabe-se que as antenas transmissoras e receptoras geralmente são idênticas, feitas de modo a ser compatível com as características da forma de onda a ser gerada e transmitida pelo equipamento.

Figura 3.5: (A) Esquema de funcionamento de um radar de penetração no solo e (B) perfil obtido na aquisição de dados.



Cook [150] mediu a profundidade máxima de alcance na qual o radar provavelmente será capaz de fornecer informações úteis e a frequência central aproximada de operação. Observando que, fisicamente, a profundidade máxima de penetração da onda eletromagnética raramente excede 20 comprimentos de onda da frequência nominal do equipamento, exceto em ambientes dielétricos de atenuações extremamente baixas. Frequentemente, as profundidades de penetração do radar serão bem menores que este valor, em especial para dielétricos de alta perda [95, 73, 148]. Sabe-se que a capacidade do equipamento para a resolução de um alvo ou de diferenciação de dois alvos é proporcional ao tamanho ou espalhamento dos alvos em relação ao comprimento de onda da radiação incidente [95, 73, 148]. Consequentemente, uma alta frequência costuma ser desejável para uma maior resolução [95, 73, 148]. Entretanto, autores como [95, 73, 148] defendem que é desejável que se tenha um acordo entre a profundidade e a resolução necessárias, com a frequência utilizada.

Fisicamente, sabe-se que não só a atenuação diminui proporcionalmente com a frequência, como também o espalhamento da seção transversal ao alvo [151, 95, 73, 148]. Assim, Daniels *et al.* [151] lembra que, geralmente, a seção de espalhamento transversal reduz proporcionalmente com a frequência, mas como a atenuação também diminui, acabam por existir situações onde, para alguns tipos de alvo, profundidade e propriedades do ma-

terial, a intensidade do sinal recebido aumenta com o aumento da frequência. Este efeito é mostrado em Daniels *et al.* [151].

3.2.1 O funcionamento do GPR

Inicialmente, deve-se observar que muitos fatores, tais como o equipamento e a propagação da onda eletromagnética no solo, fazem com que os perfis de GPR gerados em campo nem sempre se assemelhem às estruturas sobre as quais o perfil foi adquirido [149]. Goodman [149] considera que a melhor forma de se entender os perfis de radar é entendendo o funcionamento do método a partir de um modelo computacional. Este modelo que o autor se refere é responsável por simular o sinal gerado para determinados ambientes, facilitar a interpretação de respostas e destacar suas capacidades, indicando em que meios o método pode ou não funcionar otimizada [149].

Goodman [149] observa ainda que o simulador deve incorporar como as ondas eletromagnéticas se propagam no modelo criado, levando em conta o projeto de engenharia do equipamento de GPR para estimar as reflexões registradas feitas no modelo e as propriedades físicas do meio que influenciam as ondas eletromagnéticas - permissividade dielétrica² (ϵ), condutividade elétrica³ [149] (σ) e a permeabilidade magnética⁴ (μ).

Para Goodman [149], os seguintes itens precisam ser definidos e inclusos no simulador :

- Modelo da Terra;
- Reflexão, transmissão, refração e atenuação da onda no meio;
- O tipo de pulso e de feixe emitido pelas antenas;
- O caminho percorrido pelas ondas emitidas [149].

²Quando um campo elétrico externo é aplicado em subsuperfície, as cargas presentes no meio se separam até que se alcance um número de cargas e de distância de separação que sejam suficientes para se criar um campo elétrico interno que equilibre o campo elétrico aplicado externamente, encontrando um equilíbrio na nova distância entre as cargas. A esta separação de cargas pela distância se denomina polarização e tem como consequência o armazenamento de energia. Assim, a capacidade do meio de sustentar esta polarização é descrita como a propriedade física dos materiais de permissividade dielétrica (ϵ), medida em unidades de capacitância elétrica, Farads, por metro ($\frac{F}{m}$). Esta propriedade representa a habilidade do material de armazenar cargas, ou seja, de se polarizar na presença de um campo elétrico aplicado, sendo parcialmente dependente da frequência deste [152, 153].

³O transporte de cargas elétricas é descrito em função da condutividade elétrica (σ), medida em Siemens por metro, de um material por meio de uma versão da equação de difusão, conhecida como Lei de Ohm [153]

⁴A permeabilidade magnética (μ) é dada em Henry por metros e mede o campo magnético armazenado e as perdas de energia por magnetização induzida, sendo essencialmente o equivalente magnético para a permissividade dielétrica (ϵ) [152].

A lista acima não é de forma alguma completa, uma vez que a “verdadeira” propagação de ondas de radar prevista por qualquer simulador é apenas uma aproximação da propagação do mundo real [?, 154, ?].

Modelo da Terra

Na construção deste simulador, Goodman [149] considera um modelo em que as diferentes propriedades dielétricas dos materiais e solos em subsuperfície podem ser representadas por um esquema de condutores e capacitores que atuam armazenando cargas elétricas. A fórmula da velocidade de micro ondas de um material em função da sua condutividade elétrica e sua permissividade dielétrica é dada por Cassidy [155] [149]:

$$v(f) = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon'(f)\mu_r \frac{1+\sqrt{1+\tan^2 \delta_e}}{2}}} \quad (3.1)$$

Um esclarecimento de Olhoeft [153] diz que as perdas em tais sistemas são descritas em termos de tangentes de ângulos de perda, δ , e cotangentes de ângulos de fase, θ , entre campos e fluxos. Olhoeft [153] define a tangente de perda elétrica como:

$$\tan \delta_e = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} + \frac{\sigma}{\omega \varepsilon'} = \cot \theta_{EJ} \quad (3.2)$$

Geralmente, se a tangente de perdas for pequena, o que normalmente ocorre para micro ondas entre 10 MHz a 1 GHz, então esta equação se reduz a forma [149]:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (3.3)$$

Goodman [149] observa que a maioria dos materiais terrestres (Tabela 3.1) possuem permissividades dielétricas que variam entre 5 e 35 [149].

Para Goodman [149], o primeiro passo para a construção do modelo é definir as propriedades elétricas presentes no ambiente de aquisição; o que requer uma definição das permissividades dielétricas e condutividades elétricas para diferentes materiais em subsuperfície [149]. Infelizmente, Goodman [149] ressalta que um modelo terrestre real possui inúmeras variedades destas propriedades físicas em diversas localidades, tornando impossível uma simulação perfeita [149]. Entretanto, para muitos modelos terrestres, com apenas algumas estruturas pode-se obter uma pressuposição do resultado [149].

Reflexão

De acordo com Goodman [149], tendo descrito as propriedades e interfaces das estruturas do modelo de subsuperfície, o próximo passo é definir como as micro ondas refletirão essas

Tabela 3.1: Tabela mostrando valores aproximados de condutividade elétrica, velocidade, comprimento de onda, atenuação e permissividade dielétrica para alguns materiais, adaptado de [110, 98, 73, 149]. Os valores de velocidade, comprimento de onda e atenuação estão baseados em uma frequência de 400MHz.

Material	Condutividade mho/m	Velocidade m/ns	Comprimento de onda (cm)	Atenuação 1/m	Permissividade dielétrica
Ar	0	0,30	75	0	1
Areia	0.003	0,05 - 0,22	26.52	0.2	3 - 30
Areia e Cascalho		0,13 - 0,14			
Água	0.01	0,0333	8.33	0.21	81
Asfalto	.001	0,1225	30.62	0.08	6
Argila		0,06 - 0,15			8 - 12
Basalto	0.01	0,106	26.51	0.67	8
Concreto	0.0001	0,1134	28.35	0.01	7
Cobre	5.8×10^7	0,0262	6.55	95.52	1
Ferro	$1,0 \times 10^7$	0.01	0.02	39738.35	1
Siltos		0,07 - 0,095			5 - 30
Solo e Areia		0,12 - 0,21			2 - 6
Solo Arenoso (seco)	0.00014	0,1897	47.43	0.02	2 - 6
Solo Arenoso (molhado)	0.007	0,06	15 - 30	0.26	25
Solo Argiloso (seco)	0.0003	0,1936	48.41	0.04	2.4 - 30
Solo Argiloso (molhado)	0.05	0,0772	19.31	2.43	10 - 40
Solo com componentes saturados		0,08 - 0,13			5 - 15
Solo Lamacento (seco)	0.00011	0,1897	47.43	0.01	2 - 6
Solo Lamacento (molhado)	0.021	0,0688	17.2	0.91	5 - 40
Solos Orgânicos		0,04			

feições. A razão de amplitude refletida e amplitude incidente descrita pelo coeficiente de reflexão para micro ondas (R) entre dois materiais é dado por [149]:

$$R = \frac{Z_2 \cos \theta_1 - Z_1 \cos \theta_2}{Z_2 \cos \theta_1 + Z_1 \cos \theta_2} \quad (3.4)$$

onde a impedância eletromagnética complexa Z é [149]:

$$Z = \sqrt{\frac{jw\mu}{\sigma + jw\varepsilon}} \quad (3.5)$$

Goodman [149] observa que, sendo θ_1 o ângulo de incidência; θ_2 o ângulo de refração da onda eletromagnética emitida e j um número imaginário, a reflexão da onda para incidências verticais fica [149]:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.6)$$

Assim, a equação 3.6 também pode ser escrita para o caso quando a condutividade é insignificante [149]:

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \quad (3.7)$$

A equação 3.7 diz que a força da reflexão está relacionada com as permissividades dielétricas dos materiais [149].

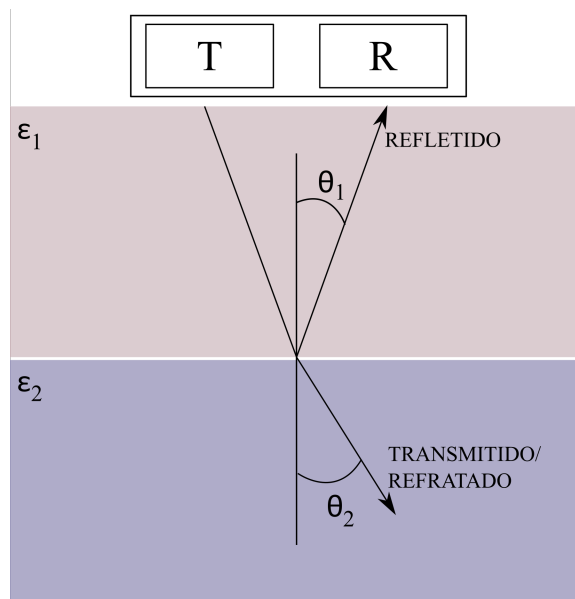
Com as Equações 3.4, 3.5, 3.6 e 3.7, Goodman [149] mostra que a energia da onda emitida pelo radar sendo refletida em qualquer estrutura em subsuperfície, que exista em um modelo terrestre previamente estabelecido, pode ser facilmente calculada [149].

Goodman [149] observa que, conforme a onda viaja no solo, ela pode encontrar muitos obstáculos em subsuperfície onde sofrerá reflexão [149]. Assim, o simulador monitora continuamente a onda em cada interface à medida que múltiplas reflexões acontecem [149]. De modo que a força da reflexão diminuí nas múltiplas reflexões dentro do modelo terrestre [149].

Transmissão

Goodman [149] ressalta que a transmissão da onda ocorre quando, ao encontrar uma interface em subsuperfície, parte da onda é refletida de volta à superfície e uma segunda parte é refratada e transmitida, como mostrado na Figura 3.6.

Figura 3.6: Ilustração da transmissão e refração de uma onda eletromagnética ao encontrar uma superfície. Onde θ_1 é o ângulo de reflexão, θ_2 é o ângulo de refração/transmissão, ϵ_1 é a permissividade dielétrica do meio 1 e ϵ_2 é a permissividade dielétrica do meio 2. Figura adaptada de [149].



Assim, Goodman [149] calcula o coeficiente de transmissão das ondas de radar, em polarização paralela e incidentes na interface entre dois materiais, pela equação [149]:

$$T = \frac{2Z_2 \cos \theta_1}{Z_2 \cos \theta_1 + Z_1 \cos \theta_2} \quad (3.8)$$

e diz que para incidências verticais ela se reduz à forma a seguir [149]:

$$T = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1} \quad (3.9)$$

Goodman [149] indica que, no caso da condutividade elétrica, σ , ser negligenciável para ambos os materiais, e considerando uma permeabilidade magnética, μ , aproximadamente igual a 1, a Equação 3.9 pode ser simplificada para o seguinte caso especial [149]:

$$T = \frac{2\sqrt{\varepsilon_1}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \quad (3.10)$$

Assim, pela equação 3.10, Goodman [149] sugere que, para meios com condutividades negligenciáveis, se a permissividade dielétrica de ambos os meios forem iguais, não existirá reflexão e a onda será totalmente transmitida, tendo $T = 1$ [149].

Refração

Como visto na seção anterior, a onda transmitida, atravessando uma interface entre dois meios, sofrerá refração ao alcançar este segundo meio - e.g. mudança em sua direção. Onde, Goodman [149] aponta que o novo ângulo em que a onda transmitida será refratada em uma interface é dado pela antiga fórmula denominada Lei de Snell:

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.11)$$

Examinando a Equação 3.11, Goodman [149] observa que quanto maior o contraste entre as velocidades da onda eletromagnética entre dois materiais, maior será a variação do ângulo da onda refratada com relação ao ângulo da onda incidente (Figura 3.6) [149].

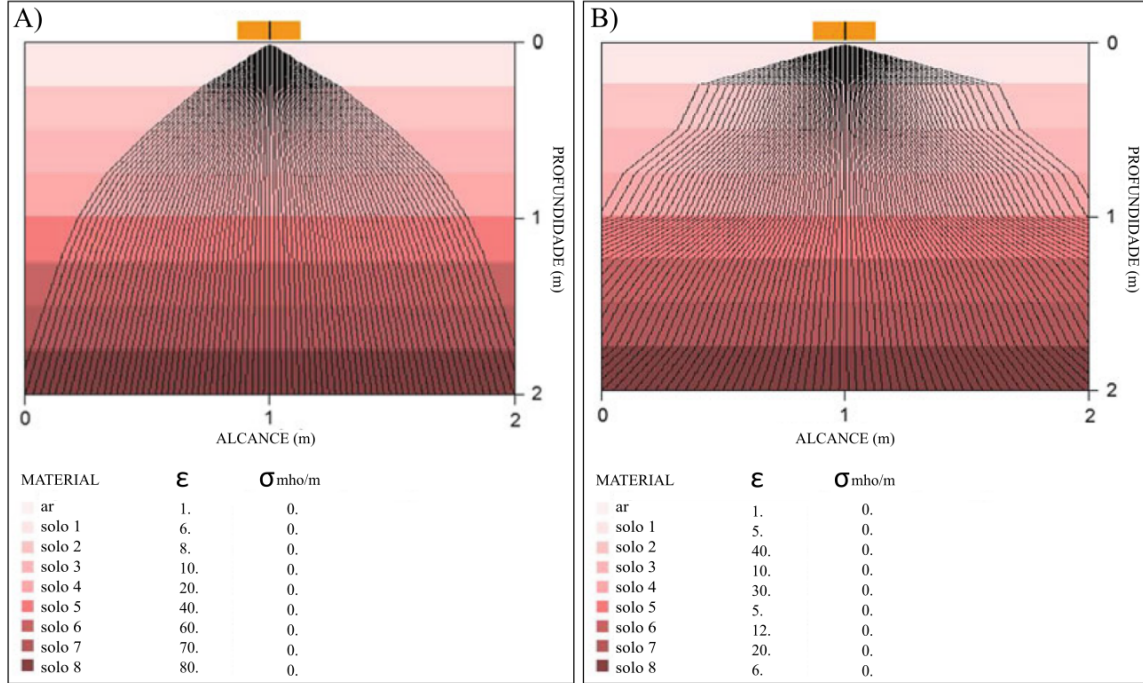
Goodman [149] recorda ainda que, nos casos onde a permissividade dielétrica aumenta com a profundidade, ou seja, onde a velocidade de propagação diminui com a profundidade (como mostrado na equação ??), o feixe emitido pela antena transmissora será focalizado, se refratando para baixo (Figura 3.7) [149]. Este é o efeito mais esperado em levantamentos de GPR - ter o feixe estreitado e transmitindo para o chão com o menor espalhamento lateral possível [149].

Entretanto, Goodman [149] diz que, para um modelo terrestre real, existirão padrões de refração muito mais complicados do que este onde as ondas refratam para baixo e mudam sua refração para longe da vertical com combinações múltiplas e variadas (Figura 3.7) [149]. Neste caso, o feixe transmitido para o solo pode se alargar ou ficar mais estreito em áreas variadas da subsuperfície terrestre [149].

Atenuação

Goodman [149] lembra que é necessário saber como as ondas de GPR são atenuadas ao viajar pelo solo na modelagem de um dado sintético [149]. Sabe-se que a atenuação é primeiramente controlada pela condutividade elétrica, σ , do meio, ou seja, o aumento da

Figura 3.7: Ilustrações da: A) refração de uma onda eletromagnética ao se propagar em profundidade por diferentes tipos de materiais, onde os materiais possuem condutividade elétrica σ nula e permissividade dielétrica ϵ crescendo com a profundidade; B) refração de uma onda eletromagnética ao se propagar em profundidade por diferentes tipos de materiais, onde os materiais possuem condutividade elétrica σ nula e permissividade dielétrica ϵ variável de acordo como tipo de material. Figura adaptada de [149].



condutividade do material estimula a dissipação da onda eletromagnética no solo. Aqui, Goodman [149] descreve a atenuação, a , com a fórmula:

$$a = \omega \sqrt{\frac{1}{2} \mu \epsilon'} \left[\sqrt{(1 + \tan^2 \delta_e)} - 1 \right] \quad (3.12)$$

Sendo ω a frequência nominal da antena, μ a permeabilidade magnética do meio, ϵ' a parte dielétrica real e $\tan^2 \delta_e$ a tangente de perdas, vista nas Equações 3.1 e 3.2, que é uma combinação da permissividade dielétrica e da condutividade elétrica [149]. Goodman [149] reflete que as micro ondas que se propagam em um material, possuem um decaimento exponencial de energia do tipo e^{-a} , onde, quanto menor for o fator de atenuação, mais rápido a onda eletromagnética se dissipará no material [149].

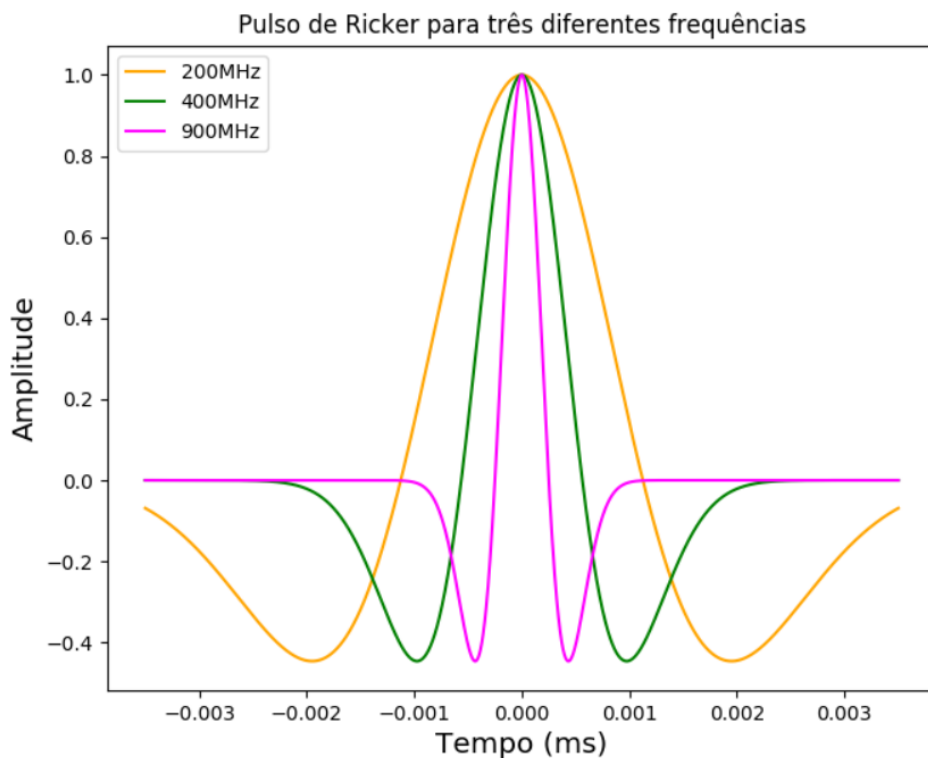
Feixe da Antena

Geralmente, as antenas irradiam energia em um cone 3D de ângulos amplos ou estreitos variados com padrões complicados de amplitude que se alteram em diferentes ângulos azimutais [73, 156, 148, 149].

Pulso da Antena

Goodman [149] diz que, para entender a propagação da onda no meio, o simulador também precisará do modelo dos impulsos eletromagnéticos emitidos pela antena transmissora. Aqui, a antena de GPR emite um pulso de energia eletromagnética possuindo uma resposta de impulso que, quando idealizada, se assemelha a sinusoides de pequenas ondas amortecidas [149], conhecidas em sismica como pulsos de Ricker. Exemplos destes sinusoides de pequenas ondas amortecidas estão ilustrados na Figura 3.8.

Figura 3.8: Ilustração de pulsos sinusoidais sintéticos de Ricker emitidos em diferentes frequências plotados em um gráfico de tempo em milissegundos versus sua amplitude.



Jol [148] reflete que, atualmente, como a maioria das antenas de GPR são utilizadas acopladas ao solo, um pulso agudo de curta duração não pode ser realisticamente alcançado [148]. Uma estimativa de um pulso típico transmitido por uma antena de GPR com uma frequência central de 500 MHz é mostrado na Figura 3.9.

Trajetória dos Raios

Goodman [149] sugere que a modelagem geralmente pode estimar quais serão os caminhos primários percorridos pelos pulsos. Por exemplo, um modelo com várias camadas, espera-se que a trajetória dos raios seja semelhante a alguma das mostradas na Figura 3.10 [149].

Figura 3.9: Plotagem de um pulso sintético, simulando a emissão de um pulso real emitido por uma antena de GPR com frequência central de 400 MHz em um gráfico de amplitudes normalizadas entre -1 e +1 versus tempo em nanossegundos, seguido pela plotagem da frequência de amostragem desse mesmo sinal.

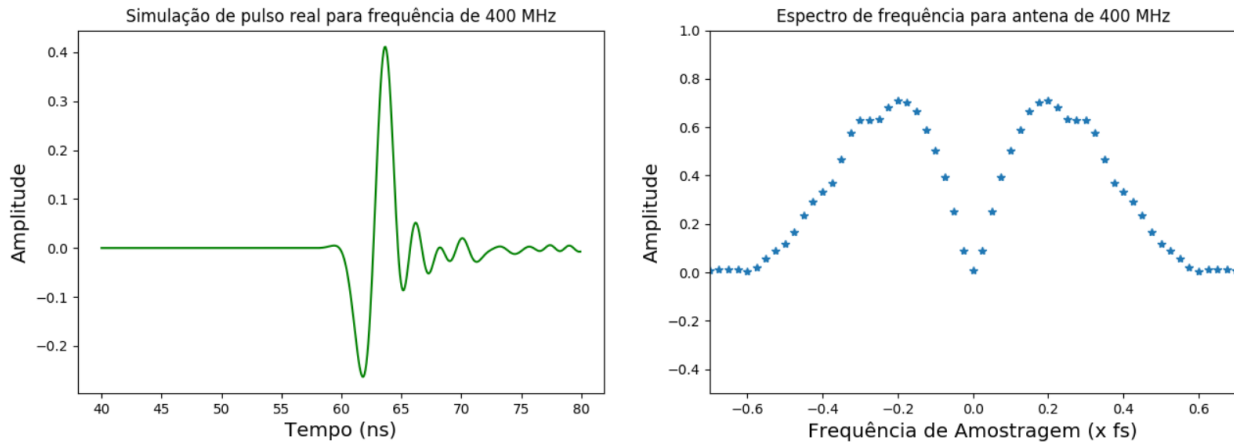
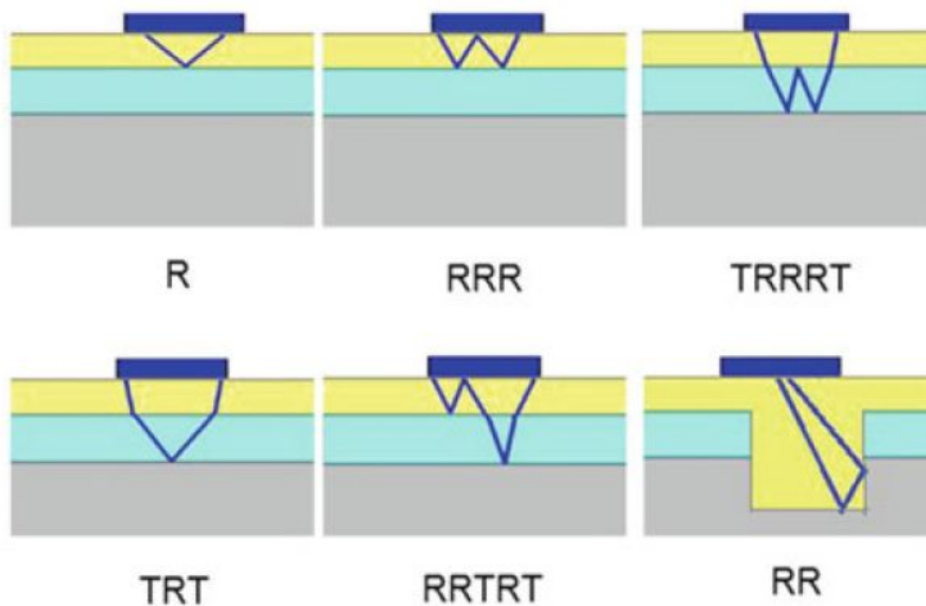


Figura 3.10: Ilustração das possíveis trajetórias traçadas pela emissão de raios em um modelo com 3 camadas em subsuperfície, onde 'R' representa os raios refletidos para o meio e 'T' os transmitidos. R, TRT, RRR, RRTRT, TRRRT, RR são possíveis caminhos traçados por ondas eletromagnéticas em subsuperfície. Figura retirada de [149].



Nesta ilustração de Goodman [149], as ondas que refletem são definidas como R e as ondas que transmitem, refletem e transmitem através de um material para serem gravadas são definidas como TRT [149]. Ondas que sofrem múltiplas reflexões - saindo da antena transmissora, refletindo-se de volta a superfície, na superfície é refletida outra vez para baixo na interface entre o solo e o ar e uma segunda vez em subsuperfície é refletida

outra vez para cima, chegando na antena receptora e sendo registrada - tais ondas são denominadas do tipo RRR [149]. Goodman [149] observa que, uma onda definida como do tipo RR, por exemplo, em um modelo de camadas plano paralelas, nunca retornará à antena receptora e pode ser ignorada. No entanto, este autor observa que, se houver um relevo apropriado no modelo, como o mostrado na Figura 3.10, torna-se possível o retorno a superfície e gravação de uma onda do tipo RR pela antena receptora [149]. Assim, existem infinitas possíveis trajetórias para uma onda eletromagnética em subsuperfície, mas geralmente apenas alguns trajetos são responsáveis pela energia captada pela antena receptora [149].

3.3 Padrões de Reflexão

Mitchum *et al.* [131] diz que a interpretação do resultado final de um levantamento com GPR, ou seja, a leitura de um perfil de radar, é feita principalmente pela diferenciação dos padrões de reflexão apresentados no dado [131]. Para este autor, é possível que a análise destes padrões de reflexão tenha começado com a estratigrafia sísmica, que se desenvolveu com a indústria do petróleo na década de setenta, especialmente pelo *Exxon Research Group*, como uma forma de interpretação sistemática de dados sísmicos na determinação da estratigrafia e ambiente deposicional de estruturas sedimentares [131].

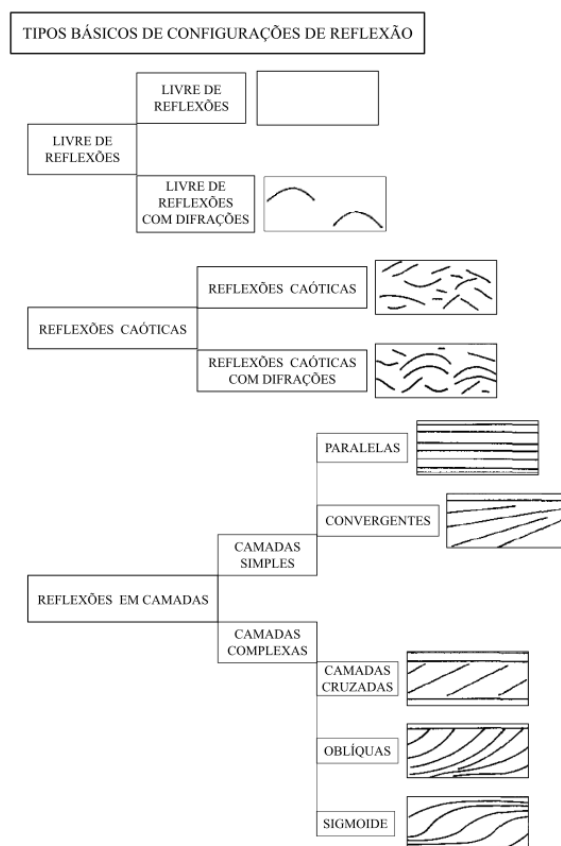
Levou-se vários anos para o desenvolvimento de uma metodologia apropriada, que tenha sido testada em uma base de dados mundiais [157]. Onde, nas décadas de 70 e 80, autores como Sangree e Widmier [158, 159]; Sheriff [160]; Mitchum *et al.* [131]; Roksandic [161]; Brown e Fisher [162] e Haeni [163] começaram a pesquisar sobre parâmetros que devem ser considerados na análise das fácies sísmicas como: a amplitude da reflexão; a frequência de reflexão dominante; o intervalo de velocidade; a polaridade, continuidade, configuração e abundância da reflexão; a geometria das fácies e sua relação com outras unidades; a presença de difrações.

Sangree e Widmier [158] propuseram uma classificação das configurações de reflexão típicas, ilustradas na Figura 3.11, com três tipos básicos de padrões de reflexão:

- Livre de reflexões, podendo apresentar difrações;
- Em camadas, podendo ser dividido em camadas simples (paralelas ou divergentes) ou complexas (camadas cruzadas, oblíquas ou sigmoidais);
- Reflexões caóticas, podendo existir com ou sem difrações [158].

No trabalho de Sheriff [160], este autor faz comparações sobre as variações de amplitude na energia das reflexões sísmicas e suas causas. Discorrendo sobre as informações

Figura 3.11: Tipos básicos de configurações de reflexão em levantamentos sísmicos, de acordo com Sangree e Widmier [158].



do meio em subsuperfície contidas nestas variações de amplitudes. Como não deve-se esperar uma relação simples que correlacione uma determinada amplitude com uma facie litológica específica, Sheriff [160] começa a listar os fatores que afetam a amplitude, incluindo também aqueles que não possuem significado para a exploração. Este trabalho [160] é todo feito a respeito das mudanças na densidade de energia (que seria uma variável proporcional ao quadrado da amplitude); suas origens (como contraste na velocidade, variações na morfologia subsuperficial, disposição dos geofones e outros) e se estas reflexões trazem ou não informações sobre a subsuperfície [160].

Mitchum *et al.* [131] discorre sobre algumas evoluções no conceitos de estratigrafia sísmica, observando que, originalmente, os perfis de reflexão eram subdivididos em sequências sísmicas pelas discontinuidades de interfaces (interfaces entre sequências sísmicas) definidas pelas terminações sistemáticas das reflexões. Aqui, Mitchum *et al.* [131] reflete que os tipos de terminações de reflexões incluem truncamentos erosionais dos tipos: *toplap*, *onlap* e *downlap*. Os pacotes sísmicos são interpretados como unidades deposicionais, consistindo de estratos geneticamente relacionados, delimitados acima e abaixo por discordâncias. O termo 'facies sísmicas' permaneceu inalterado desde sua definição e

descreve os conjuntos de reflexões bidimensionais ou tridimensionais entre as superfícies sísmicas. Onde, as reflexões sísmicas são caracterizadas por suas configurações, amplitudes, continuidades, frequências e velocidades internas distintas.

Para Roksandic [161], a interpretação das facies sísmicas no dado poderia ser feita tanto de forma direta quanto de forma indireta. Assim, o propósito da interpretação direta é correlacionar a facie observada no dado com a unidade geológica responsável pela geração daquela assinatura sísmica. De modo que, assim como no GPR, a interpretação direta destas assinaturas sísmicas ou eletromagnéticas se destine à predição da litologia, conteúdo de fluido, porosidade, idade relativa, tipos de estratificação, geometria e distribuição dos corpos geológicos correspondentes às fácies observadas no perfil. De forma que a mudança de apenas um parâmetro físico é capaz de afetar mais de um componente de uma assinatura sísmica. Todavia, a maioria dos elementos formadores das fácies sísmicas são causados pela combinação de vários fatores físicos e/ou geológicos. Esta ambiguidade torna a interpretação do dado um pouco laboriosa [161].

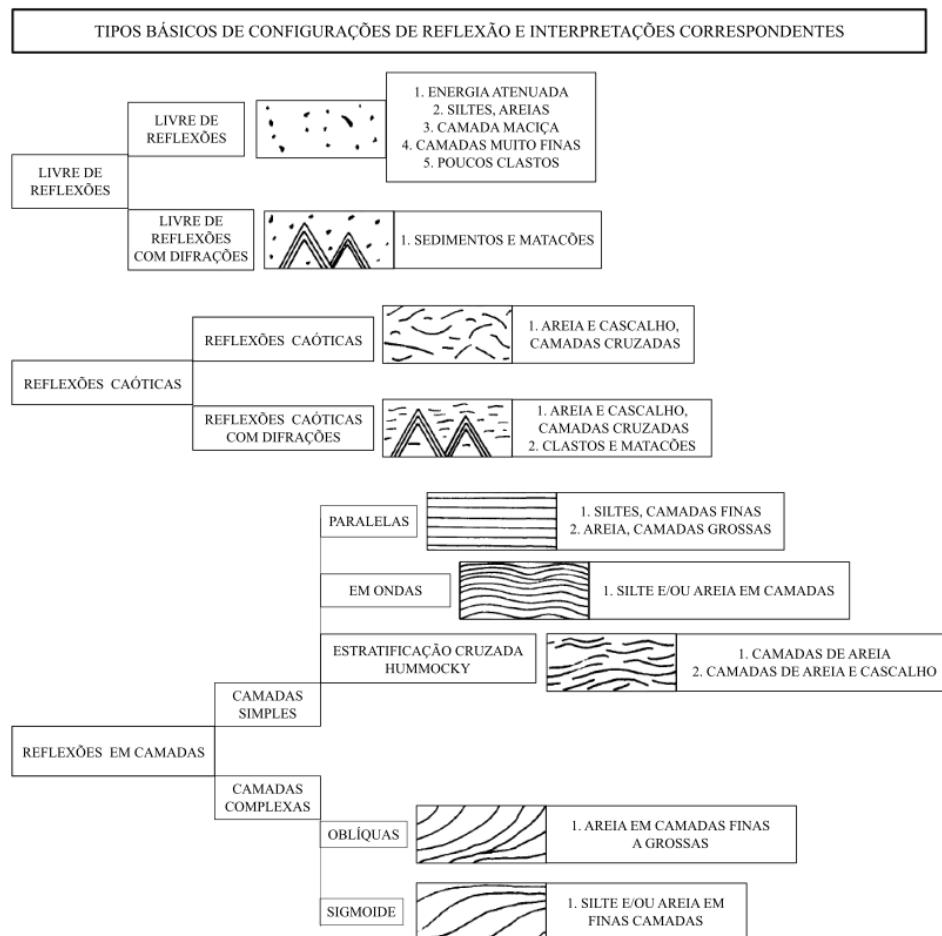
Roksandic [161] diz que, dos resultados de uma interpretação direta aliada às facies sísmicas, pode-se deduzir alguns aspectos dos ambientes e processos deposicionais, da direção do transporte de sedimentos e da evolução geológica (transgressão, regressão, subsidência, erosão, entre outros). Este tipo de interpretação pode ser tido como interpretação indireta. A configuração das reflexões em um perfil costuma conter informações sobre o tipo de estratificação; de litologia; processos e ambientes deposicionais; direção do transporte de sedimentos e história geológica. Infelizmente, os padrões de reflexão só podem ser estudados dentro da pequena escala do levantamento, limitando-se a cada perfil sísmico relativamente bom adquirido em uma dada região. Por isso a importância do estudo e documentação dos padrões de reflexão gerados em diferentes regiões seja por ondas mecânicas ou por ondas eletromagnéticas, otimizando o entendimento e acurácia de futuras interpretações em novos dados [161].

O autor [161] ressalta ainda que os padrões de reflexão em alguns casos podem mudar de acordo com a orientação das linhas de levantamento, especialmente em ambientes deposicionais. Por causa disto, alguns padrões devem ser estudados a partir de linhas de levantamento com diferentes orientações.

Já na década de 90, quando o GPR começou a ser usado em estudos estratigráficos e sedimentológicos, vários autores sugeriram que os princípios de estratigrafia sísmica poderiam ser aplicados à interpretação de perfis de radar [164, 138, 132]. Jol e Smith [132] foram os pioneiros a utilizar o termo 'estratigrafia de radar' para esta nova técnica de interpretação, embora Gawthorpe *et al.* [139] tenha sido o primeiro a definir este conceito e sua relação com a estratigrafia sísmica.

Com a popularização do GPR, Beres e Haeni [138] documentaram os padrões de reflexão em depósitos rasos e estratificados em rios e lagoas de Connecticut, EUA, correlacionando os dados de GPR com informações de furos de sondagem. Neste trabalho [138], as interpretações dos dados de radar selecionados foram feitas com base nas variações de configuração; amplitude; continuidade e terminações das reflexões. No perfil de radar, as litologias das unidades geológicas foram interpretadas de acordo com as documentações de padrões de reflexão sísmicos feitas nos trabalhos de [161, 159, 162, 163]. As reflexões de radar neste trabalho estão relacionadas com uma sequência deposicional, sendo a litologia das camadas interpretadas individualmente a partir desta informação. A Figura 3.12 a seguir foi modificada de Haeni [163] e correlaciona alguns padrões de reflexão gerados por GPR com propriedades litológicas e estratigráficas de aquíferos inconsolidados em geleiras. Nesta classificação, Haeni [163] revela que os furos de sondagem foram escalonados e correlacionados com os dados de radar para verificação das interpretações litológicas.

Figura 3.12: Tipos básicos de padrões de reflexão em GPR e suas interpretações, de acordo com Beres [138]. Figura adaptada de [163]



Miall [165] mostra que o fato da mesma técnica de interpretação ser aplicável em duas

escalas (em escala regional na sísmica e em escala local no GPR) diferentes mostra que as sequências sedimentares, particularmente aquelas dominadas por sedimentos clásticos, parecem demonstrar a hierarquia em unidades deposicionais, que vão de lâminas individuais a toda uma bacia sedimentar. Apesar desta grande diferença de escalas, os contrastes físicos que definem as unidades sedimentares são essencialmente os mesmos e as unidades possuem forma e estrutura interna similares [165].

Neal [3] indica que, embora muito da terminologia associada à estratigrafia sísmica seja diretamente aplicável às definições estratigráficas no radar, recomenda-se a adaptação de algumas das terminologias descritivas empregadas. Isto se deve ao fato de que tanto em sísmica quanto em GPR existe uma tendência a se misturar termos descritivos com termos interpretativos, especialmente no que diz respeito a definição de fácies [3].

Neal [3], como visto no parágrafo anterior, chama a atenção para a diferenciação entre termos descritivos e interpretativos, recomendando que as configurações de padrões de reflexão em GPR sejam descritos em termos de:

- Forma das reflexões;
- Mergulho das reflexões;
- Relação entre as reflexões;
- Continuidade das reflexões [3].

Os termos básicos para descrever os atributos listados anteriormente são mostrados na Figura 3.13 e são derivados de alguns termos utilizados em estratigrafia sísmica nos trabalhos de [131] e de termos utilizados em estudos de descrições e classificações de estruturas sedimentares como [166, 167]. As superfícies de radar também podem ser descritas utilizando esta terminologia, exceto aquelas que definem a relação entre as reflexões.

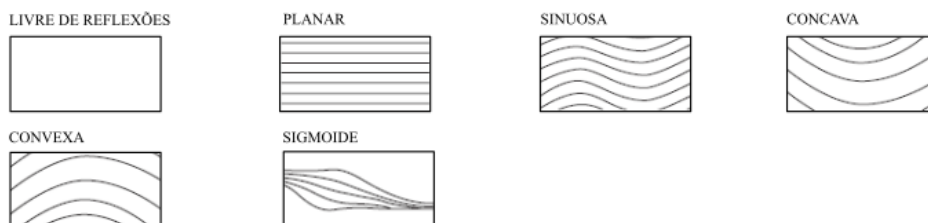
No trabalho de Reading [168], defende-se que a escala de resolução de estudos sedimentológicos realizados com o método de GPR, a definição de fácies sedimentares e superfícies limitantes é fundamental para a interpretação [168]. Assim, o acamamento e a estrutura sedimentar são elementos importantes para a definição de fácies [168]. Onde, superfícies limitantes representam rupturas deposicionais na sequência sedimentar e definem a forma externa da facie. Reading [168] sugere que as relações entre facies sedimentares são de extrema importância para a interpretação, particularmente na eliminação de interpretações alternativas. As associações de fácies são, portanto, essenciais para a análise individual e de contatos entre fácies, bem como de definição de elementos arquitetônicos [168].

Neal [3] aponta que alguns estudos em GPR apresentam uma aplicação total dos princípios de estratigrafia de radar, ou seja, superfícies, pacotes e fácies de radar tendo sido todos identificados nos perfis de reflexão, após a remoção de reflexões não relacionadas

Figura 3.13: Tipos básicos de configurações de reflexão em GPR, de acordo com Neal [3]. Figura adaptada de [166, 131, 167]

RADARFACIES: TERMINOLOGIAS DESCRITIVAS:

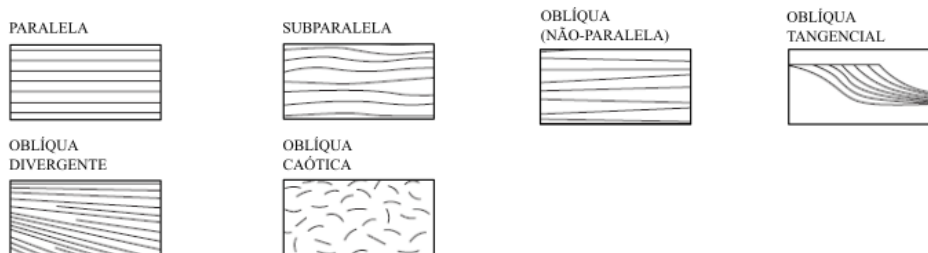
1. CONFIGURAÇÃO DE REFLEXÃO: FORMA



2. CONFIGURAÇÃO DE REFLEXÃO: MERGULHO



3. CONFIGURAÇÃO DE REFLEXÃO: RELAÇÃO ENTRE AS REFLEXÕES



4. CONTINUIDADE DAS REFLEXÕES



às estruturas sedimentares primárias. Ao fazer isto, estudos como [132, 135, 139, 142, 143, 169, 170, 171, 147, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 3] mostraram ou inferiram que as fácies de radar representam aspectos das fácies sedimentares maiores (seu acamamento e estrutura interna) e que as superfícies do radar representam superfícies limitantes. Neal [3] diz que, para a resolução de um levantamento em GPR, tem sido possível interpretar fácies sedimentares e associação de fácies nos padrões de reflexão apresentados nos perfis, ajudando a determinar ambientes deposicionais e processos de formação do meio. Provando ser um método particularmente eficaz onde a estrutura sedimentar é um critério fundamental para a definição de fácies sedimentares, como é geralmente o caso em sedimentos e rochas clásticas [3].

3.3.1 Análise Estatística

Assim como o apresentado na seção anterior, Moysey [183] indica que muitos autores como [138, 184, 185, 169] utilizaram os padrões de reflexão para obter interpretações qualitativas dos padrões de GPR [183]. Embora a interpretação inicial tenha se mantido qualitativa, estudos como [186, 19] também demonstraram técnicas de integração quantitativa de fácies de radar com modelos de facies geológicas por métodos estatísticos [183]. Embora esses estudos qualitativos tenham sido críticos para demonstrar a eficácia da abordagem das radarfácies na interpretação, um grande avanço na análise dos dados GPR será alcançado quando métodos quantitativos de interpretação forem desenvolvidos [183].

Neste trabalho, diferenciou-se os padrões de reflexão não só de forma qualitativa, descrevendo-os, como também fez-se uso de análises geo-estatísticas dos padrões de cada feição. Esta última veio para auxiliar na observação quantitativa da distribuição de respostas de amplitude ao longo do tempo e espaço nos padrões dos perfis de GPR 2D.

Alguns estudos como [187, 188, 183] utilizam análise geo-estatística para análises quantitativas de dados de GPR. De modo que Tercier [187] observa que o semi variograma experimental, também utilizado neste trabalho, pode ser gerado a partir de dados geofísicos para se obter uma estimativa do alcance ou comprimento da correlação e a direção máxima da correlação das respostas de amplitude em uma imagem de GPR 2D [187]. Tercier [187] ainda ressalta que um pressuposto da análise do semi variograma é a "estacionariedade" do dado a ser analisado. Isto implica que no perfil de radar qualquer subconjunto de amostras terá a mesma descrição estatística que os outros [187]. Surgindo dois problemas no pré-requisito de estacionariedade do dado: a atenuação do sinal de radar com a profundidade e a ocorrência de mais de uma facie geológica no perfil de radar [187]. Como neste trabalho as profundidades eram muito pequenas (referntes apenas ao quadrado que compreende o padrão de reflexão) e não houveram mudanças litológicas, pelo mesmo motivo anterior, não se considerou a utilização de medidas para mitigar estes problemas.

Capítulo 4

Desenvolvimento

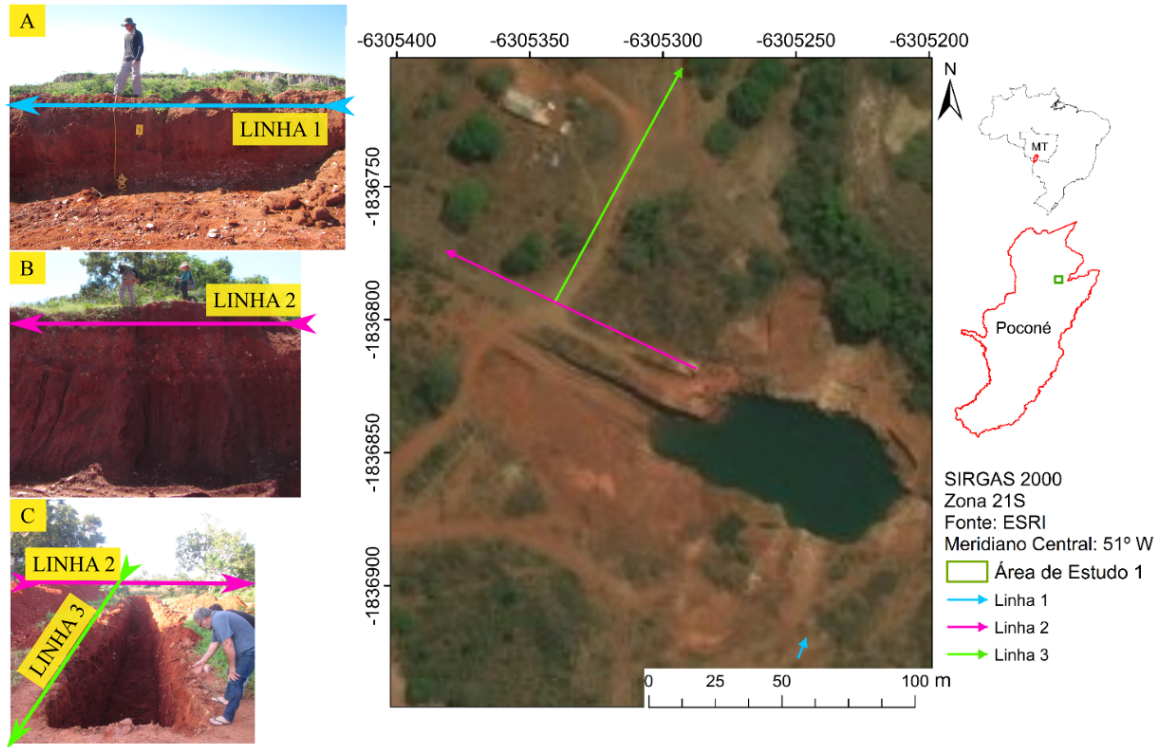
As pesquisas com o GPR aconteceram em duas áreas devido ao acesso à lavras garimpeiras em locais de existência de depósitos associados a: cangas lateríticas, alúvios, elúvios e colúvios. Assim como ilustrado na Figura 2.5, os estudos aconteceram em regiões localizadas no interior da subunidade 5 do Grupo Cuiabá, definida por [32]. Nesta seção, serão descritas todas as etapas do desenvolvimento deste trabalho, como: disposição espacial das linhas nas áreas de estudo, equipamentos utilizados, metodologias para aquisição de dados e amostras em campo, cálculo da velocidades da onda do radar nas diferentes litologias, procedimentos utilizados para definição granulométrica das litologias, ferramentas estatísticas utilizadas para diferenciação dos padrões de reflexões presentes nos perfis de radar, correlação destes entre si e com as litologias correspondentes e observadas em campo.

4.1 Área de Estudo 1 - Garimpo Isinha

A área de estudo 1, mostrada em maior detalhe na Figura 4.1, tem ocorrência de depósitos secundários, podendo ser de cangas lateríticas, elúvios e/ou colúvios. Localiza-se no Distrito Aurífero de Poconé e está dentro de um garimpo com área de 98,32 Ha, em fase de lavra garimpeira para extração de ouro, de propriedade de Isa Maria Dorileo Ferreira de Assis, que disponibilizou suas terras para este estudo. Nas proximidades de onde foram dispostas as Linhas 2 e 3, haviam cavas onde o cascalho chegou a apresentar teores de 1,05 gramas por tonelada de ouro. As Linhas 1, 2 e 3 foram dispostas preferencialmente em direções NW-SE ou NE-SW, de modo a acompanhar as duas principais estruturas de mineralizações.

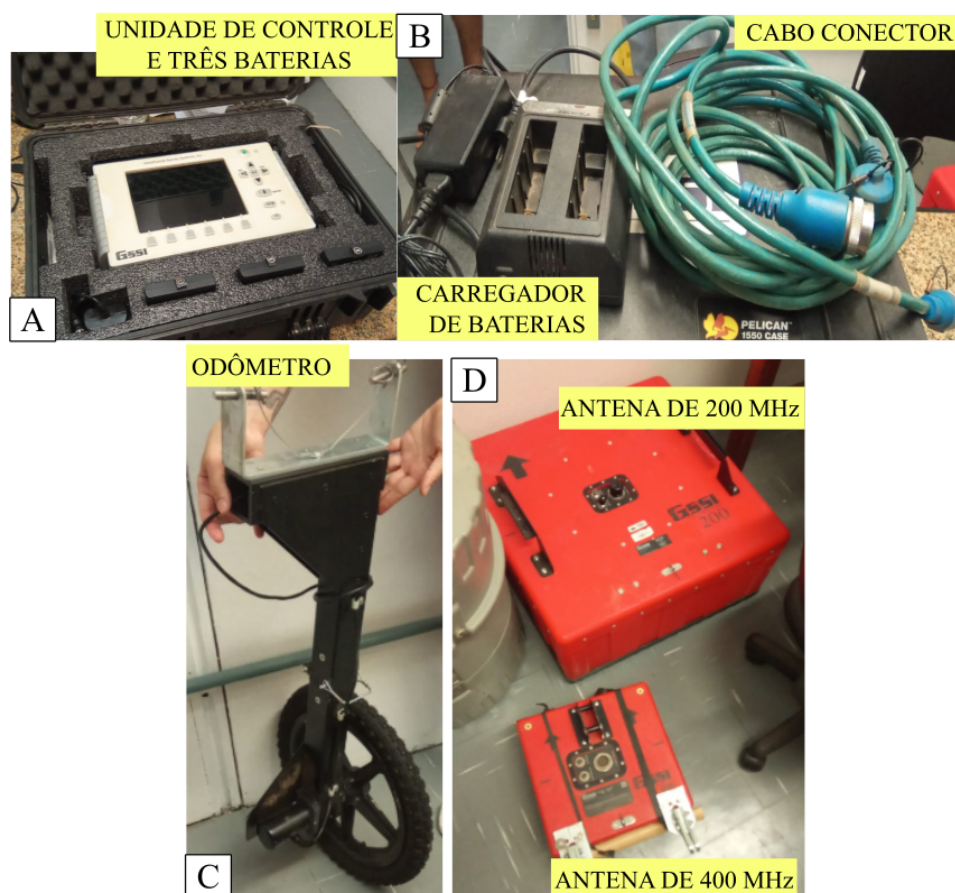
Para aquisição dos perfis de GPR 2D apresentados neste trabalho, foram utilizados equipamentos do Departamento de Geografia da UnB, sendo: o sistema SIR 3000 (GSSI)

Figura 4.1: Mapa e fotografias da disposição dos perfis de GPR na Área de Estudo 1, onde: A) Fotografia do local de aquisição da Linha 1 do mapa, com demarcação da direção e sentido desta; B) Fotografia do local de aquisição da Linha 2 do mapa, com demarcação da direção e sentido desta; C) Fotografia do local de aquisição da Linha 3 do mapa e sua disposição em relação a Linha 2, com demarcação da direção e sentido destas;



acoplado a dois diferentes tipos de antenas blindadas: 200 MHz e 400 MHz, acompanhadas de um odômetro para o acionamento do *trigger*, como mostrado na Figura 4.2.

Figura 4.2: Fotografias dos equipamentos disponibilizados pelo Departamento de Geografia da UnB e utilizados para aquisição dos perfis de GPR 2D, sendo: A) Unidade de controle com sistema SIR 3000 (GSSI); B) Carregador de baterias e cabo conector da antena com a unidade de controle; C) Odômetro para o acionamento do *trigger*; D) Antenas de 200 e 400 MHz.



Todas as Linhas mostradas na Figura 4.1 foram percorridas tanto com a antena de 200 MHz, quanto com a de 400 MHz.

As Figuras 4.3, 4.4 e 4.5 ilustram em maior detalhe os perfis e litologias das cavas correspondentes a cada uma das linhas de GPR e também o local de coleta das amostras, seguidas de uma descrição de cada um dos perfis estratigráficos e suas diferentes litologias. A trena em cada uma destas Figuras tem o objetivo de estimar a espessura aproximada para cada camada, este dado foi utilizado para o cálculo da velocidade da onda eletromagnética em cada uma destas litologias, como será discutido posteriormente.

Figura 4.3: Mapa ilustrando a orientação e sentido da Linha 1; fotografia com maior detalhe sobre a espessura de cada uma das litologias correspondentes a esta linha e o local de retirada das amostras 1, 2 e 3; e ilustração e descrição do perfil estratigráfico correspondente a cava da Linha 1.

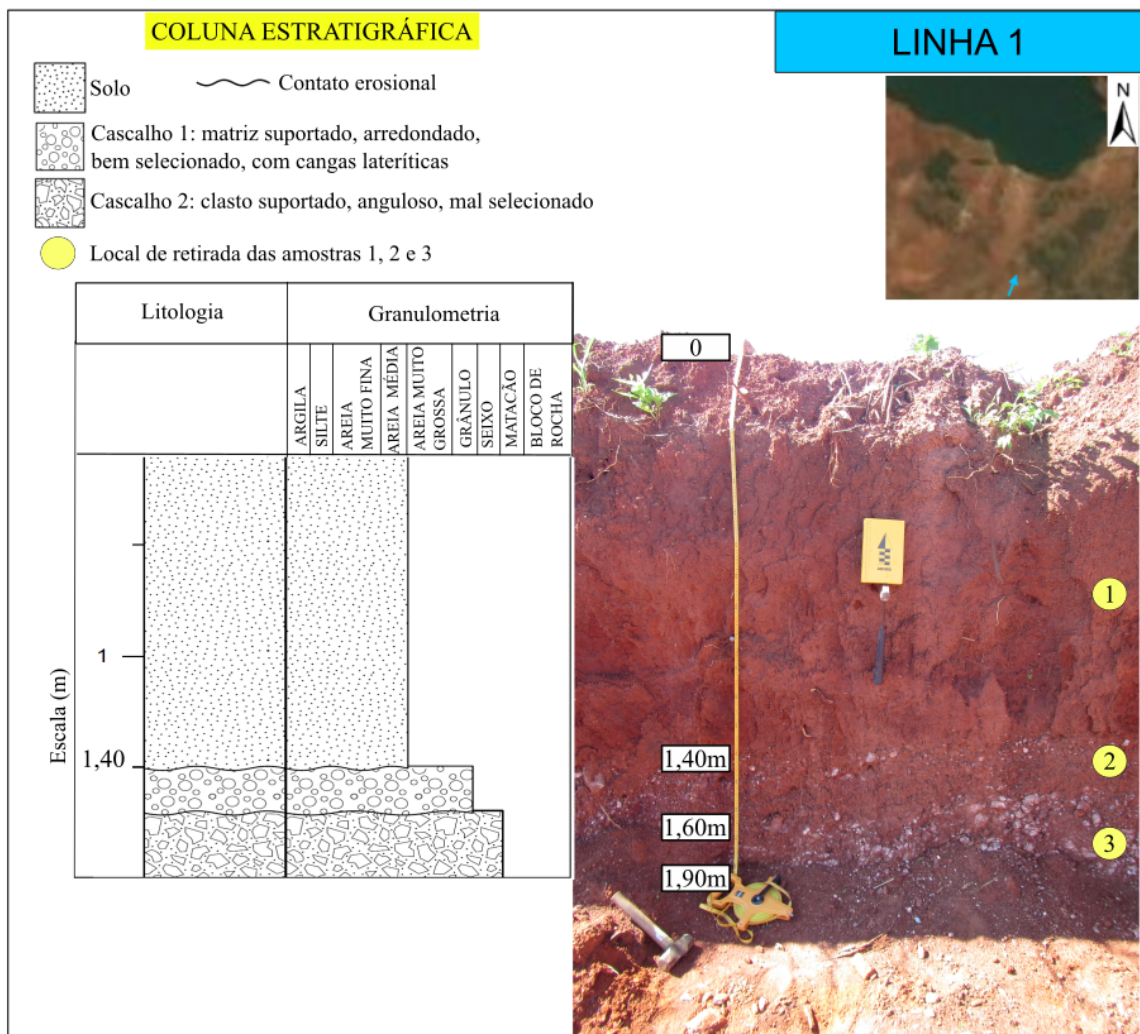


Figura 4.4: Mapa ilustrando a orientação e sentido da Linha 2; fotografia com maior detalhe sobre a espessura de cada uma das litologias correspondentes a esta linha e o local de retirada das amostras 4, 5 e 6; e ilustração e descrição do perfil estratigráfico correspondente a cava da Linha 2.

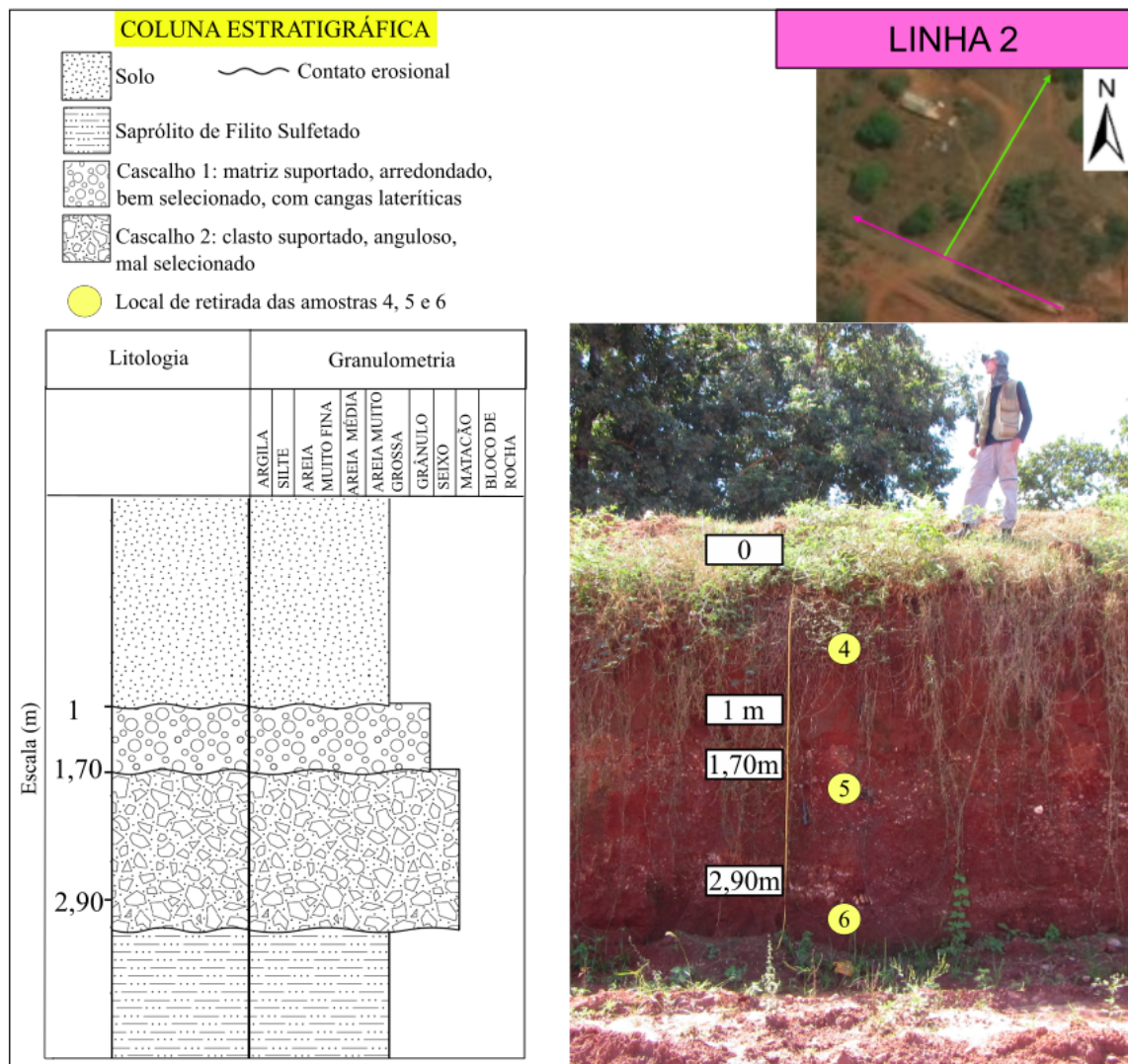
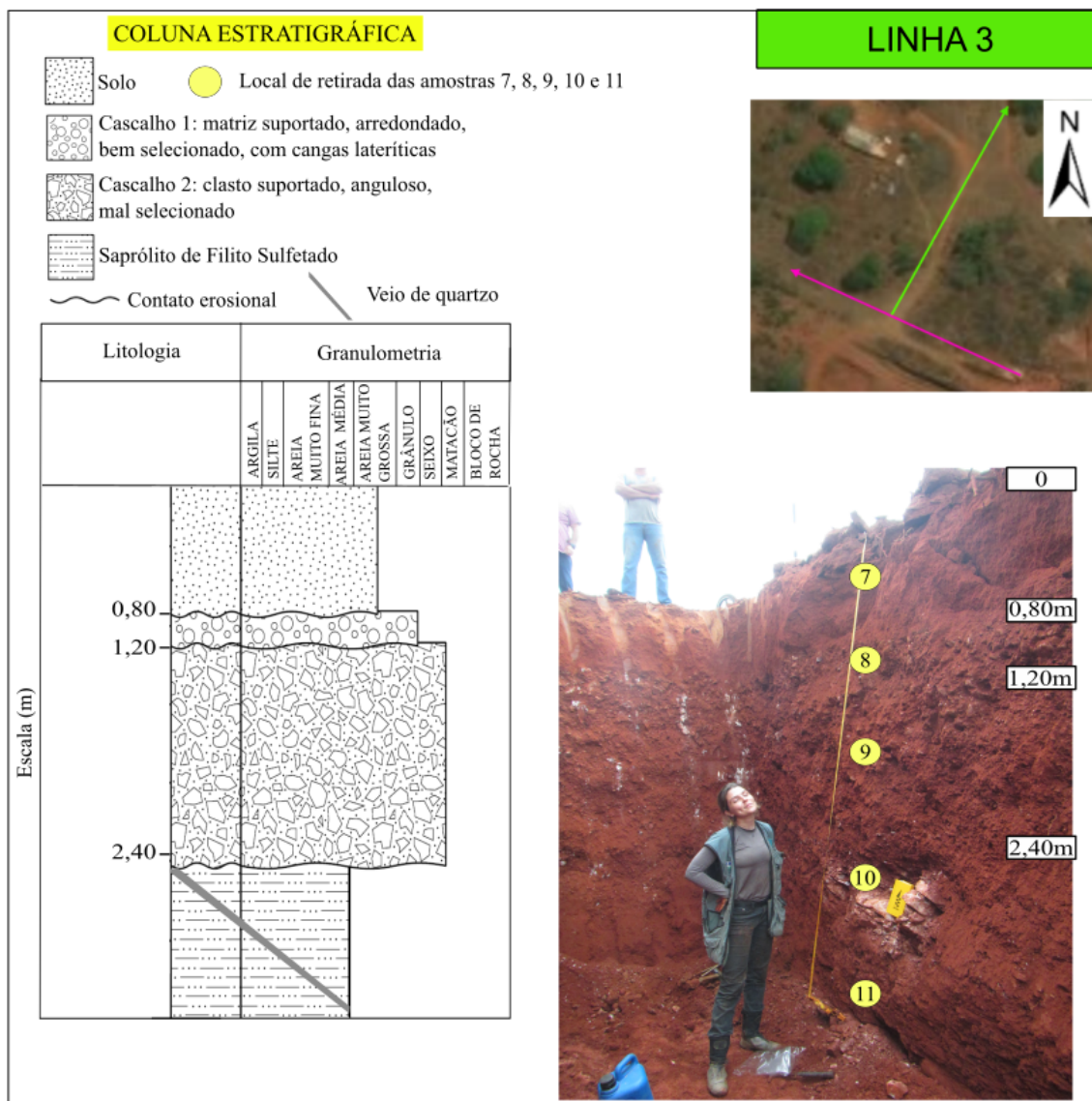


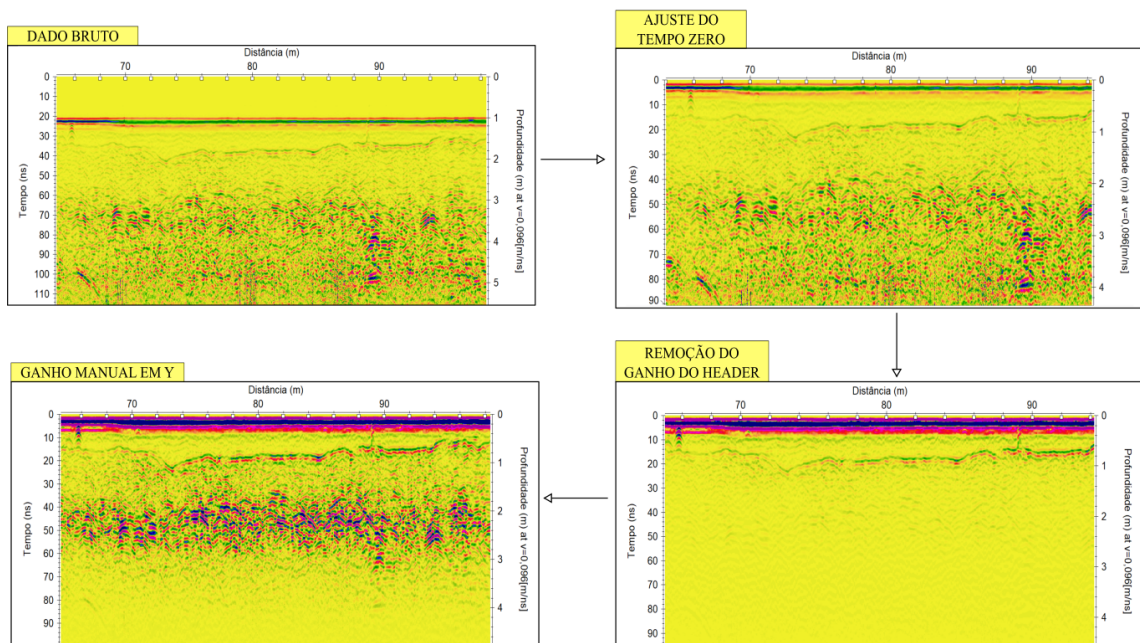
Figura 4.5: Mapa ilustrando a orientação e sentido da Linha 3; fotografia com maior detalhe sobre a espessura de cada uma das litologias correspondentes a esta linha e o local de retirada das amostras 7, 8, 9, 10 e 11; e ilustração e descrição do perfil estratigráfico correspondente a cava da Linha 3.



4.1.1 Processamento de dados

Como em campo se observou quatro litologias principais que se estendiam por toda a área de estudo, esperou-se que os dados apresentassem uma correlação da resposta das reflexões com essas quatro componentes do perfil estratigráfico observado *in situ*. Assim, como o objetivo deste trabalho consiste em comparações das diferentes respostas de amplitudes e consequentes padrões de reflexão gerados por estas diferentes litofácies, deu-se prioridade para um fluxograma de filtragem o mais simples possível de modo a não produzir grandes modificações no dado bruto, apenas ressaltando as características originais de cada resposta. As etapas de processamento foram feitas com o *software* ReflexW, versão 7.5 [189] e o fluxograma aplicado para a filtragem de dados encontra-se ilustrado para o perfil da Linha 3 na Figura 4.6 e para traços individuais na Figura 4.7.

Figura 4.6: Esquema do fluxograma de processamento dos dados referentes à Área de Estudo 1 ilustrando a seguinte seqüência: dado bruto; ajuste do dado para o tempo zero; remoção do ganho do header dado pelo equipamento; ganho manual com relação ao eixo y. O dado representado neste fluxograma corresponde ao perfil da Linha 3 obtido com a antena de 400 MHz.



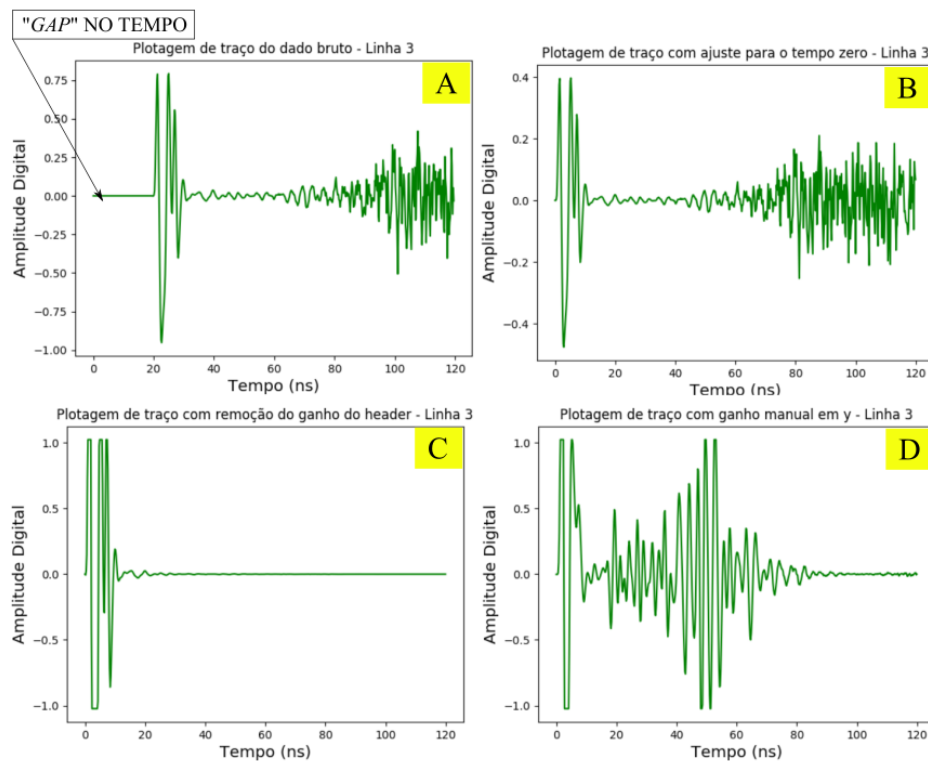
A Figura 4.7 ilustra para um traço os efeitos de cada uma das etapas do processamento escolhido para a Área de Estudo 1, que foram:

- **Ajuste do tempo zero:** Este ajuste atua individualmente para cada um dos traços, ajustando-os para um tempo zero de chegada onde os dados começam a ser captados pela antena, removendo o "gap" inicial, como mostrado na Figura 4.7B;
- **Remoção do ganho do header:** Este filtro atua em cada traço de forma independente, aplicando o inverso de uma curva de ganho digitalizada armazenada

no gerenciador de arquivos. Os valores de ganho usados para a aquisição de dados GSSI, que são armazenados no cabeçalho RADAN, são automaticamente lidos. Portanto, é possível remover a curva de ganho e obter dados brutos sem a amplificação no tempo. Qualquer curva de ganho, que é aplicada nos dados após a conversão (por exemplo, usando o ganho manual em y), não é automaticamente transferida para o gerenciador de arquivos. Este filtro é útil na comparação de informações da amplitude real, como mostrado na Figura 4.7C;

- **Ganho manual em y:** O filtro atua em cada traço de forma independente, definindo interativamente uma curva de ganho digitalizada na direção y (eixo de tempo) e aplica essa curva de ganho nos dados. Para os dados deste trabalho, foi aplicado um ganho linear de 30 dB no eixo y a partir do tempo de 5 nanossegundos (após a chegada das ondas diretas no ar e no solo), de forma a preservar as proporções entre as amplitudes de cada reflexão. Este ganho serve para enfatizar respostas ao longo do eixo y, como mostrado na Figura 4.7D.

Figura 4.7: Fluxograma de processamento dos dados para traços individuais. Figuras evidenciam: (A) Plotagem de um traço bruto; (B) Plotagem do traço anterior ajustado para o tempo zero; (C) Plotagem do traço anterior com remoção do ganho do header; (D) Plotagem do traço anterior com ganho manual em y. Este traço foi obtido do perfil da Linha 3 gerado com a antena de 400 MHz.



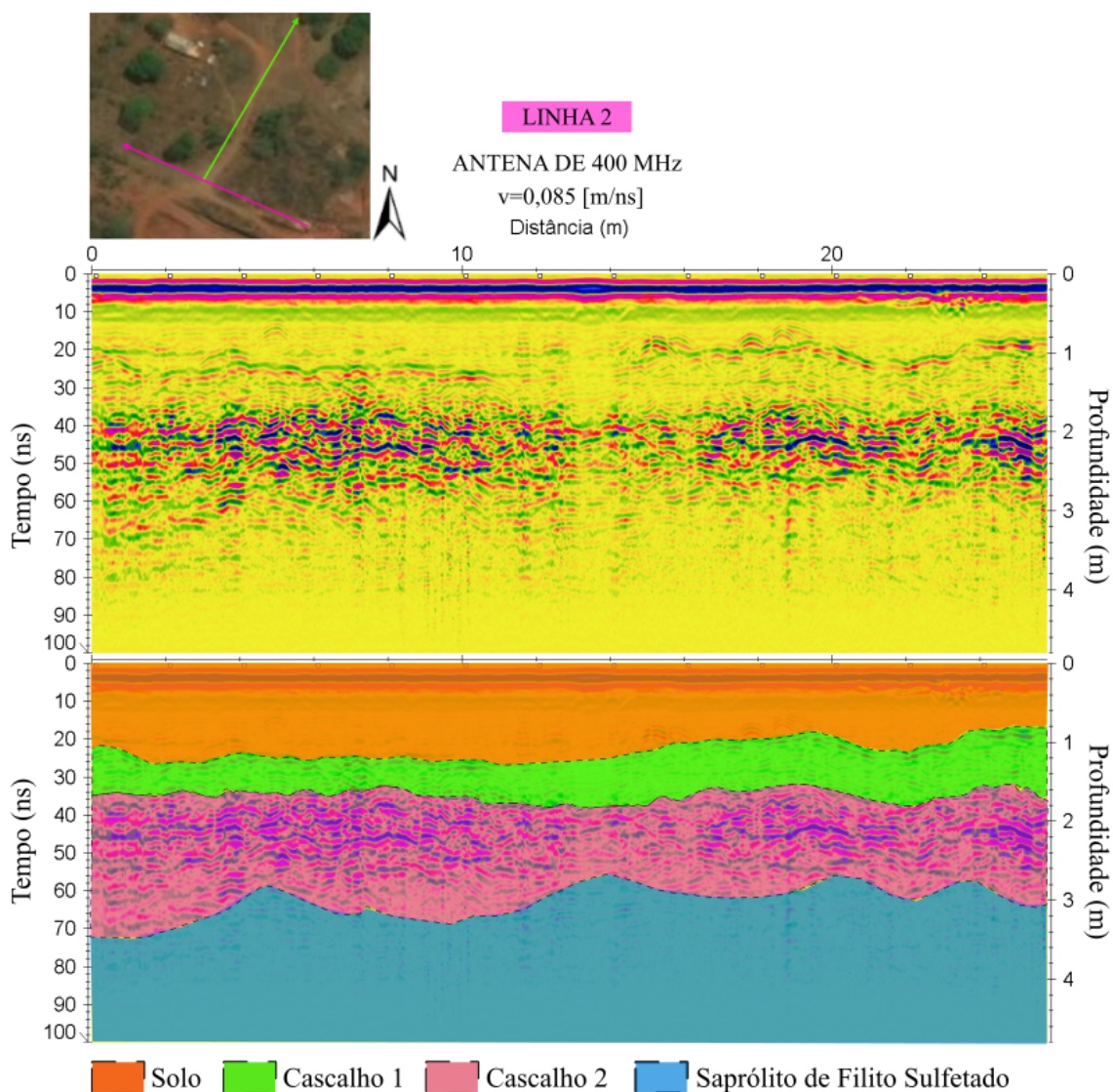
4.1.2 Correlação do processamento com as cavas

Após o processamento, correlacionou-se a textura e disposição das interfaces de reflexão do dado com as litologias observadas em campo, para posteriormente se calcular a velocidade da onda eletromagnética em cada uma destas camadas. As Figuras 4.8 e 4.9 apresentam a analogia litológica de parte dos perfis de GPR, na extensão de 0 a 20 metros, das Linhas 2 e 3 adquiridos com a antena de 400 MHz.

Nesta equiparação, deve-se ressaltar que os padrões de reflexão observados nas Linhas 1, 2 e 3 se relacionam de modo contínuo. Confirmando-se a capacidade do método em diferenciar as litologias observadas nas cavas. Existindo, conseqüentemente, uma correspondência destas com as diferentes texturas e formas das reflexões apresentadas nos perfis de GPR.

Deve-se notar que o cálculo da profundidade supondo uma velocidade constante, como àquele feito nas Figuras 4.8 e 4.9, é apenas uma aproximação, não correspondendo a realidade.

Figura 4.8: Imagem ilustrando mapa com a disposição da Linha 2; parte do perfil processado da Linha 2, na extensão de 0 a 26 metros, obtido com a antena de 400 MHz; e a correlação litológica do dado processado com a cava correspondente a este perfil utilizando a antena de 400 MHz.



4.1.3 Cálculo das velocidades

Como mostrado anteriormente nas Figuras 4.3, 4.4 e 4.5, cada linha de GPR teve uma cava correspondente, onde as profundidades de cada litologia foi medida com a trena. Também foi visto que cada uma destas linhas foi percorrida tanto com a antena de 200 MHz quanto com a antena de 400 MHz. Assim, para a apresentação dos dados, fez-se necessária uma comparação teórica inicial da resolução obtida com a antena de 200 MHz, em comparação com aquela dada pela antena de 400 MHz, onde, supos-se um meio com velocidade média de $0,1 \text{ m/ns}$, ou de 10^8 m/s para a onda eletromagnética. Neste meio, os comprimentos de onda para estas duas frequências seriam:

01) Para a antena de 200 MHz

$$\lambda = \frac{v}{f} \rightarrow \lambda = \frac{10^8 \text{ m/s}}{200 \times 10^6} = 0,50 \text{ metros} \quad (4.1)$$

02) Para a antena de 400 MHz

$$\lambda = \frac{v}{f} \rightarrow \lambda = \frac{10^8 \text{ m/s}}{400 \times 10^6} = 0,25 \text{ metros} \quad (4.2)$$

A partir disso, pode-se calcular pela diferença de separação temporal das estruturas para que as suas respostas sejam detectadas como dois eventos distintos, assim:

01) Para a antena de 200 MHz

$$\Delta t \geq \frac{\lambda}{4} \rightarrow \Delta t \geq \frac{0,50}{4} \rightarrow \Delta t \geq 0,125 \text{ metros} \quad (4.3)$$

onde este intervalo de tempo para uma velocidade genérica de $0,1 \text{ m/ns}$ equivale a uma separação espacial de aproximadamente $0,125$ metros.

02) Para a antena de 400 MHz

$$\Delta t \geq \frac{\lambda}{4} \rightarrow \Delta t \geq \frac{0,25}{4} \rightarrow \Delta t \geq 0,0625 \text{ metros} \quad (4.4)$$

onde este intervalo de tempo para uma velocidade genérica de $0,1 \text{ m/ns}$ equivale à uma separação espacial de aproximadamente $0,0625$ metros.

Em vista dos cálculos anteriores, optou-se por usar o perfil obtido com a antena de 400 MHz para o cálculo das diferentes velocidades da onda eletromagnética em cada uma das litologias apresentadas. Assim, a Figura 4.10A apresenta o perfil de GPR obtido com a antena de 400 MHz para a Linha 3, a fotografia da cava correspondente a este perfil, com destaque para a metragem de cada litologia de acordo com a trena; seguida pela Figura 4.10B representando a plotagem de uma pequena parte do perfil anterior onde se

pode observar com bastante clareza as diferentes respostas de amplitudes de cada uma das feições em subsuperfície. Na Figura 4.10B também encontram-se representados os intervalos temporais calculados a partir dos tempos duplos de viagem da onda eletromagnética, apresentados em nanossegundos e já correlacionados com cada uma das camadas correspondentes.

Figura 4.10: Imagem ilustrando fotografias, perfil, disposição e amplitudes da Linha 3. Onde: (A) apresenta o perfil de GPR obtido com a antena de 400 MHz para a Linha 3, a fotografia da cava correspondente a este perfil, com destaque para a metragem de cada litologia de acordo com a trena; (B) Plotagem de uma pequena parte do perfil anterior onde se pode observar com bastante clareza as diferentes respostas das amplitudes normalizadas de cada uma das feições em subsuperfície, também encontram-se representados os intervalos temporais calculados a partir dos tempos duplos de viagem da onda eletromagnética, apresentados em nanossegundos e já correlacionados com cada uma das camadas correspondentes.

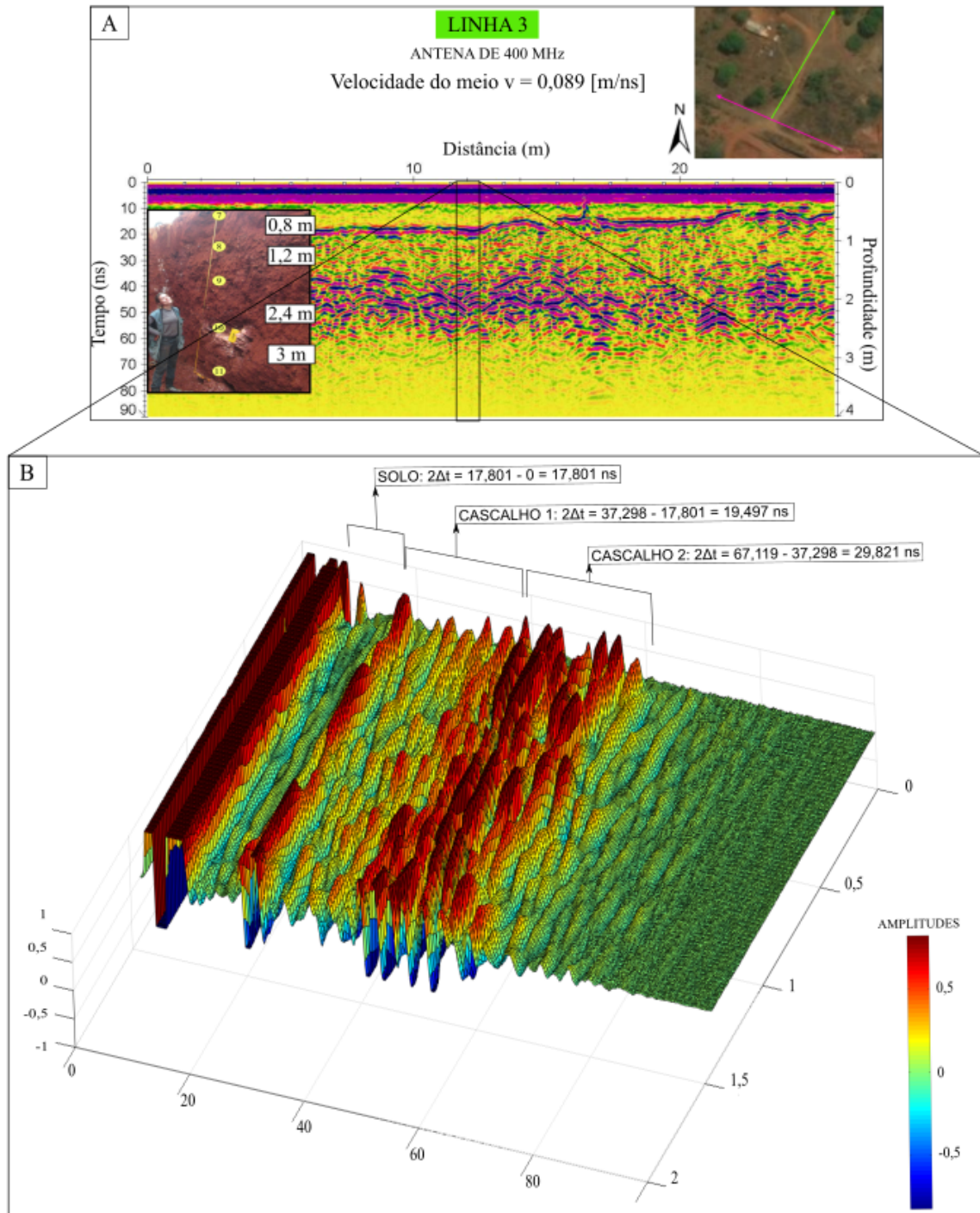


Tabela 4.1: Tabela referente às velocidades calculadas para as diferentes litologias encontradas na sub-superfície da Linha 2. Esta tabela apresenta o intervalo espacial em metros (Δs), o intervalo de tempo duplo de viagem em cada camada (Δt) e a velocidade calculada por estes dois parâmetros, para cada uma das litologias, dada em metros por nanossegundos

Linha 2			
Litologia	$\Delta s(m)$	$2\Delta t(ns)$	Velocidade (m/ns)
Solo	1	23,396	0,085
Cascalho 1	0,7	35,772	0,039
Cascalho 2	1,2	28,651	0,083

Tabela 4.2: Tabela referente às velocidades calculadas para as diferentes litologias encontradas na sub-superfície da Linha 3. Esta tabela apresenta o intervalo espacial em metros (Δs), o intervalo de tempo duplo de viagem em cada camada (Δt) e a velocidade calculada por estes dois parâmetros, para cada uma das litologias, dada em metros por nanossegundos

Linha 3			
Litologia	$\Delta s(m)$	$2\Delta t(ns)$	Velocidade (m/ns)
Solo	0,8	17,801	0,089
Cascalho 1	0,4	19,497	0,041
Cascalho 2	1,2	29,821	0,080

A partir dos dados ilustrados na Figura 4.10, pode-se calcular as diferentes velocidades da onda eletromagnética ao percorrer cada uma das litologias daquela área. Os resultados das velocidades encontradas utilizando-se os perfis das Linhas 2 e 3 encontram-se apresentados nas Tabelas 4.1 e 4.2, respectivamente.

As Tabelas 4.1 e 4.2 apresentam resultados muito semelhantes para o cálculo das velocidades, havendo apenas uma diminuição da velocidade no cascalho 1, correspondente ao cascalho com presença de cangas lateríticas e a feição que sofre certa atenuação das reflexões no perfil de radar. A partir destas velocidades, calculou-se uma velocidade média e desta estimou-se a permissividade dielétrica destas litologias, considerando-se $c \approx 0,3m/ns$. Tais resultados são apresentados na Tabela 4.3.

4.1.4 Granulometria das Amostras

Em campo, se observavam variações na geometria e disposição das litologias por meio das cavas abertas para extração de materiais. Assim, pegou-se amostras de cada uma destas

Tabela 4.3: Tabela referente às velocidades médias calculadas para as diferentes litologias encontradas na subsuperfície das Linhas 2 e 3 e suas respectivas permissividades dielétricas.

Litologia	Velocidade Média (m/ns)	Permissividade Dielétrica (ε)
Solo	0,087	11,8906
Cascalho 1	0,04	56,2500
Cascalho 2	0,0815	13,5496

diversificações litológico-estratigráficas dos perfis para análise granulométrica.

Neste trabalho, a análise granulométrica é interessante tanto para uma correta representação das colunas estratigráficas correspondentes aos perfis de GPR, quanto para averiguar a existência de uma possível correlação do comportamento da onda eletromagnética no meio, com os teores de materiais siltosos e arenosos em cada perfil.

Inicialmente, todas as amostras foram colocadas para secar, como mostrado na Figura 4.11A. Após estarem todas secas, foram quarteadas em pequenas porções de aproximadamente cinco gramas cada, com o auxílio de uma balança digital de alta precisão da tipo *Mettler Toledo AE163 Analytical Balance* disponível no Laboratório de Geoquímica (LAGEQ) da UnB para o uso dos alunos (Figura 4.11B). A seguir, as pequenas porções de cada amostra foram passadas em duas peneiras para a separação dos grãos maiores (Figura 4.11C). Uma primeira peneira com abertura de dois milímetros, uma segunda com abertura de um milímetro e uma base para amparar os grãos residuais menores que um milímetro. Assim, estas porções foram colocadas em pequenos tubos de plástico onde se adicionou cinco mililitros de peróxido de hidrogênio para a queima da matéria orgânica, como mostrado na Figura 4.11D. Após dois dias de queima de matéria orgânica, foi adicionado a cada amostra 6 mg do dispersante Pirofosfato de Sódio ($Na_4P_2O_7$), Figura 4.11E, cobriu-se as amostras com água destilada e elas foram colocadas no ultrassom em meio líquido por 1 hora, a 50W (Figura 4.11F). Após esta etapa, foi colocado aproximadamente 1 mL de cada amostra em meio líquido no granulômetro a laser do tipo *Bettersizer ST*, Figura 4.11G, que é um analisador de tamanho e distribuição de partículas de $0.1\mu m$ a $1.000\mu m$ disponível no Laboratório de Geoquímica (LAGEQ) da UnB. Os resultados das análises granulométricas são apresentados nas Figuras 4.12, 4.13 e 4.14.

Na Figura 4.12B, a Amostra 1 possui o menor teor de grânulos, com 16,68%; o maior teor de areia, com 63,23%; o menor teor de silte, com 13,90%; e um teor moderado de argila, com 6,08%. Ainda nesta Figura, vê-se que a Amostra 2 possui teor moderado de grânulos, com 40,04%; o menor teor de areia, com 28,86%; o maior teor de silte, com 23,02%; e o maior teor de argila, com 7,96%. E por fim, a Amostra 3 possui o maior teor de grânulos, com 50,28%; teor moderado de areia, com 30,8%; teor moderado de silte, com 15,82%; e o menor teor de argila, com 3,06%. De modo que a amostra 3 tem maior granulometria, seguida da amostra 2 e a amostra 1 que é basicamente areia.

Na Figura 4.13B, a Amostra 4 possui o menor teor de grânulos, com 11,52%; o maior teor de areia, com 79,31%; o menor teor de silte, com 6,58%; e o menor teor de argila, com 2,56%. Ainda nesta Figura, vê-se que a Amostra 5 possui o maior teor de grânulos, com 24,80%; o menor teor de areia, com 44,37%; o maior teor de silte, com 22,66%; e o maior teor de argila, com 8,16%. E por fim, a Amostra 6 possui teor moderado de grânulos, com 15,58%; teor moderado de areia, com 56,73%; teor moderado de silte, com 22,02%; e

Figura 4.11: Fotografias evidenciando as etapas de análise das amostras, onde: (A) Secagem de amostras ao sol; (B) Balança para separação de amostras em pequenas porções de aproximadamente cinco gramas; (C) Processo de peneiragem das amostras de cinco gramas, resultantes do processo anterior, em peneiras de 2 e 1 milímetros, de modo a definir frações destas amostras com grãos maiores que 2mm, maiores que 1mm e a porção residual que será utilizada na difração a laser; (D) Inclusão de cinco mililitros de peróxido de hidrogênio nas pequenas porções residuais da etapa "C", que representavam aproximadamente cinco gramas de cada amostra para a queima da matéria orgânica; (E) Inclusão para cada amostra de 6 mg do dispersante Pirofosfato de Sódio ($Na_4P_2O_7$); (F) Dispersão das amostras por cavitação ultrassônica com banheira ultrassom em meio líquido por 1 hora, a 50W; (G) Análise granulométrica com granulômetro a laser do tipo Battersizer ST.

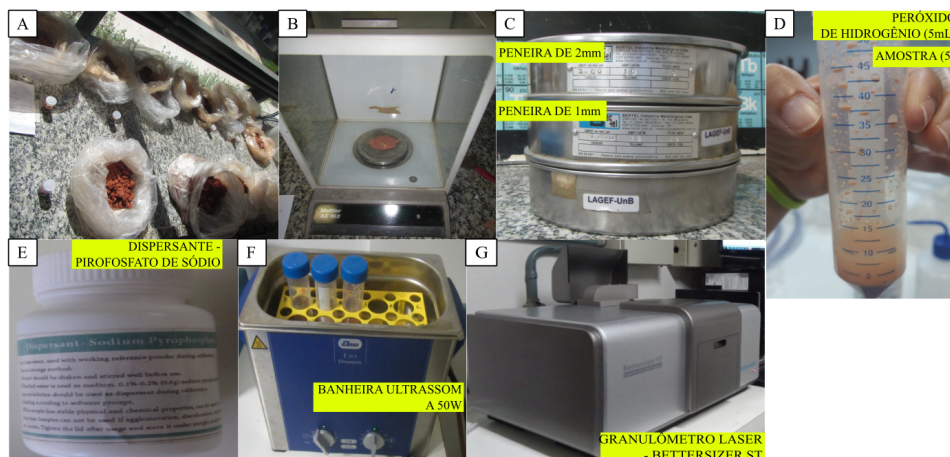
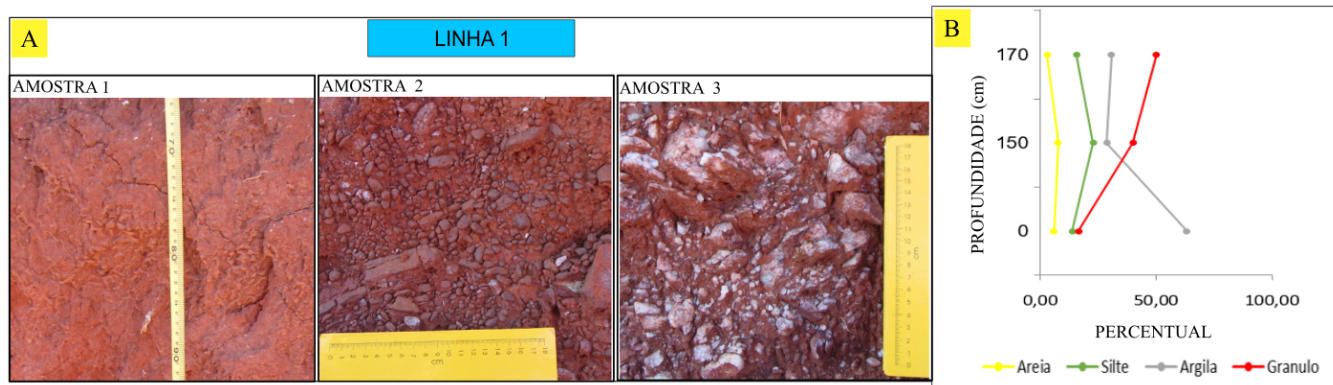


Figura 4.12: Fotografias em detalhe do local de retirada e percentual granulométrico correspondentes as amostras 1, 2 e 3



teor moderado de argila, com 5,64%. De modo que a amostra 5 tem maior granulometria, seguida da amostra 6, que predomina areia e silte, e a amostra 1 que é basicamente areia.

Na Figura 4.14B, a Amostra 7 possui o menor teor de grânulos, com 21,85%; o maior teor de areia, com 66,59%; o menor teor de silte, com 8,42%; e teor moderado de argila, com 3,09%. Ainda nesta Figura, vê-se que a Amostra 8 possui teor moderado de grânulos, com 33,98%; teor moderado de areia, com 42,04%; o maior teor de silte, com 19,29%; e o maior teor de argila, com 4,68%. A Amostra 9 possui maior teor de grânulos, com 48,87%; o menor teor de areia, com 39,62%; teor moderado de silte, com 9,07%; e menor

Figura 4.13: Fotografias em detalhe do local de retirada e percentual granulométrico correspondentes as amostras 4, 5 e 6

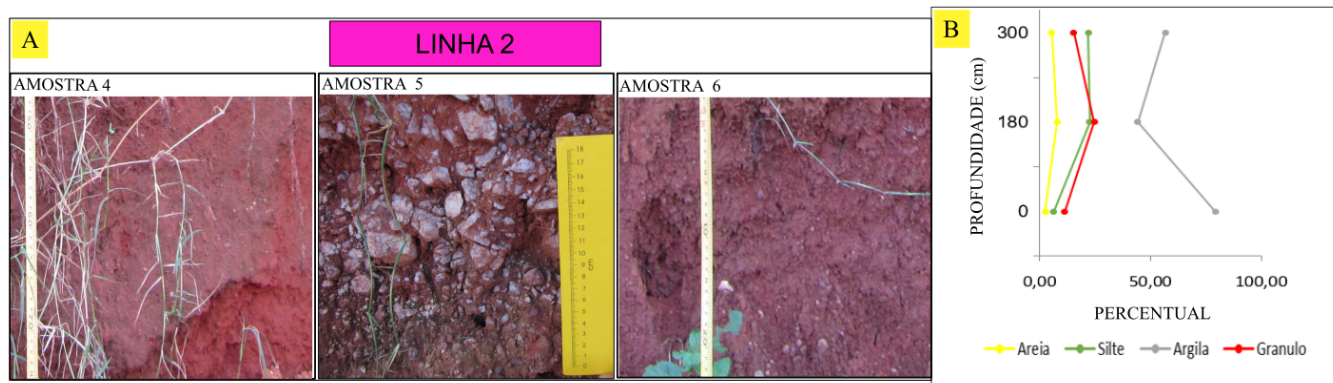
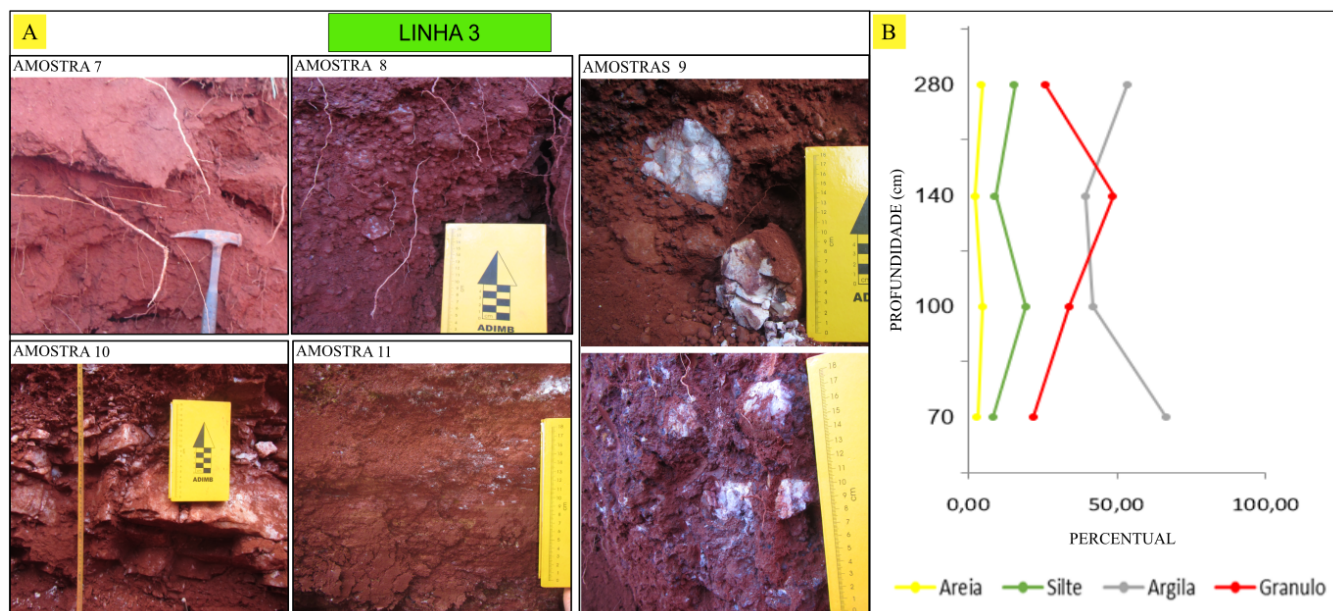


Figura 4.14: Fotografias em detalhe do local de retirada e percentual granulométrico correspondentes as amostras 7, 8, 9, 10 e 11



teor de argila, com 2,40%. E por fim, a Amostra 11 possui teor moderado de grânulos, com 26,01%; teor moderado de areia, com 53,61%; teor moderado de silte, com 15,73%; e teor moderado de argila, com 4,59%. De modo que a amostra 9 tem maior granulometria, seguida das amostras 8, que possui além dos grânulos altos teores de silte e argila; 11, que possui altos teores de areia e silte; e 7, que predomina areia.

A análise de todas as amostras, evidencia que a Amostra 2, Linha 1, é a com maior teor de silte; a Amostra 3, Linha 1, é a com maior teor de grânulo; a Amostra 4, Linha 2, é a com maior teor de areia; e a Amostra 5, Linha 2, é a com maior teor de argila.

4.1.5 Padrões de Reflexão

Após a análise de todas as seções de GPR obtidas na área da Isinha, na Figura 4.15 são apresentados os padrões de reflexão, após a filtragem, correspondentes a cada uma das litologias presentes na Linha 3 que, por ser a cava mais profunda, se observava melhor a metragem e variação de cada uma delas. Nesta imagem, para ilustrar os padrões de reflexão, mostra-se a Linha 3. Onde são apresentados os padrões de reflexão observados com as antenas de 200 MHz e 400 Mhz e, como previsto pelos cálculos das Equações 4.3 e 4.4, a antena de 400 MHz apresentou melhor resolução nas reflexões. A Figura 4.15 também destaca o imageamento da morfologia em subsuperfície, bem evidente no padrão de reflexão 2 para ambas as frequências, motivo pelo qual se escolheu apresentar a seção de 40 a 60 metros da Linha 3 para comparação destas resoluções. Neste imageamento, observa-se que por mais que a antena de 200 MHz tenha captado de forma coerente a morfologia desta feição, a antena de 400 MHz apresenta traços melhor definidos e, conseqüentemente, uma melhor resolução.

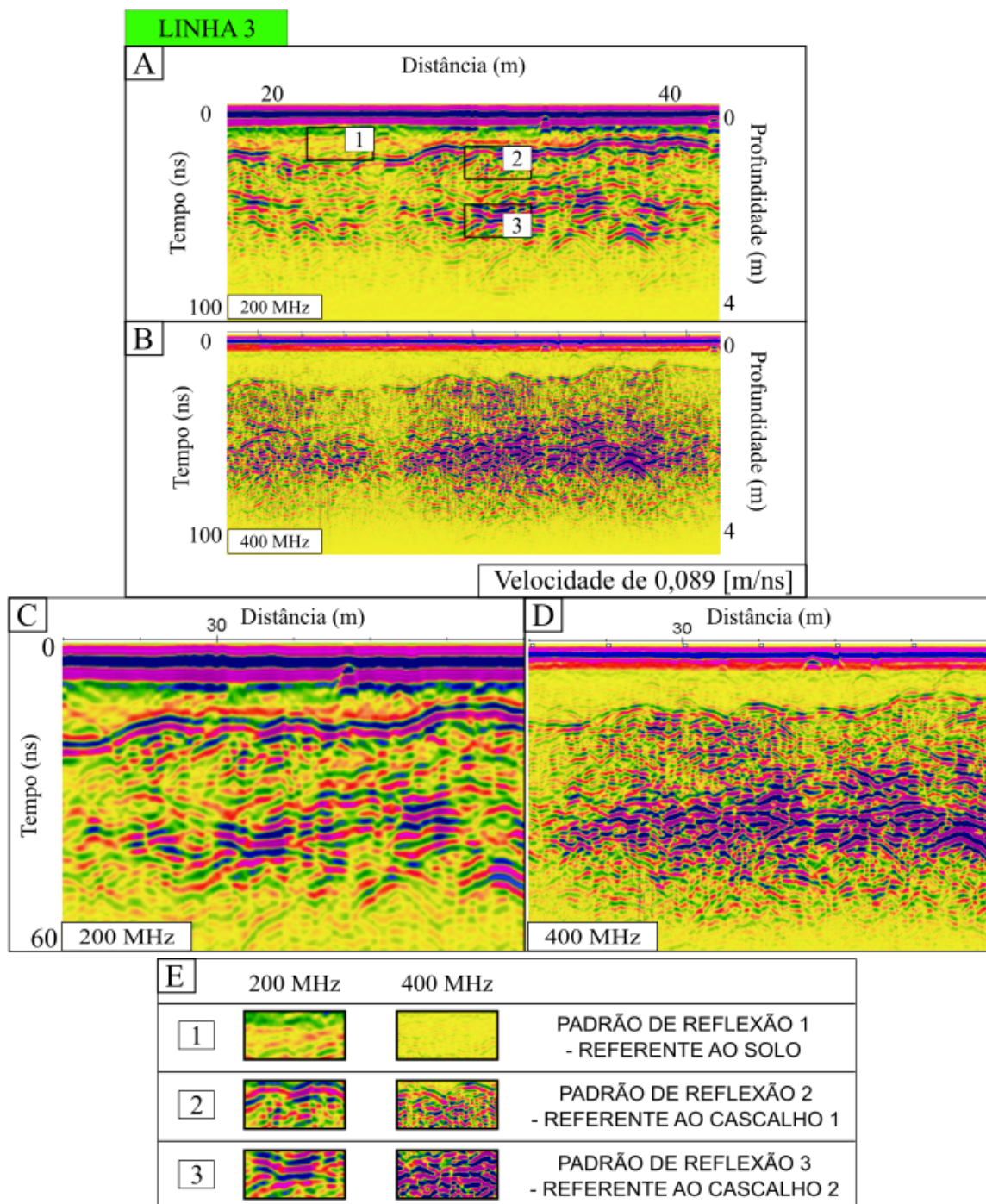
Os padrões de reflexão apresentados na Figura 4.15 foram individualmente analisados e apresentados na Figura 4.16. Onde, além da descrição visual de cada um destes padrões, inclui-se um histograma das amplitudes e um variograma de cada um.

Estes dados estatísticos foram obtidos com a exportação dos valores de amplitude, espaço e tempo registrados nos traços de radar da área correspondente a cada padrão de reflexão no formato ".ASC III Columns", com o auxílio do programa ReflexW. Em seguida, para gerar o histograma, rodou-se o dado .ASC em um código no programa Octave. Os variogramas foram feitos com função pronta do programa *Surfer - Golden Software*.

Pelo histograma normalizado das amplitudes, percebe-se que nem sempre é possível de se obter uma diferença significativa entre um padrão e outro. Por exemplo, o padrão de reflexão 2, referente ao cascalho 1, com maior concentração de amplitudes entre os valores de -0,2 a 0,2, se assemelha muito ao padrão de reflexão 3, referente ao cascalho 2, que possui forma semelhante e a mesma densidade de amplitudes entre estes valores. Portanto, o variograma, que encontra-se explicado no Apêndice B, feito com as amplitudes não normalizadas vem para auxiliar nesta diferenciação de modo a mostrar as diferentes "rugosidades" ao longo da continuidade espacial do dado em cada um destes padrões de reflexão. Neste último, os padrões de reflexão 2 e 3 já não se encontram tão semelhantes. Onde, por exemplo, a diferença entre o mergulho inicial de um variograma e de outro mostra uma maior homogeneidade no comportamento espacial do padrão de reflexão 2 se comparado ao padrão de reflexão 3.

Os dados da Figura 4.16 mostram uma boa correlação entre a resposta do variograma a partir do padrão de reflexão. Podendo-se aferir as seguintes relações:

Figura 4.15: Comparação entre padrões de reflexão para a Linha 3, obtidos com as antenas de 200 e 400 Hz. Estes padrões foram obtidos na extensão de 40 a 60 metros destes perfis e imageiam uma descontinuidade do relevo, registrada no padrão de reflexão 2. Por causa deste imageamento, foi escolhida esta seção a fim de se comparar a resolução desta feição. Capturas ilustram: A) O perfil processado da Linha 3 para a antena de 400 MHz e a localização dos padrões de reflexão neste perfil; B) Comparação destes padrões de reflexão com aqueles obtidos pela antena de 200 MHz e suas respectivas correlações litológicas.



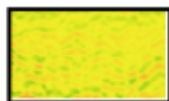
- **PADRÃO DE REFLEXÃO 1:** Este padrão é referente a Amostra 7 do garrimpo da Isinha, que se apresentou como um solo arenoso. Este padrão tem forma

predominantemente livre de reflexões, sem mergulho aparente, permanecendo predominantemente na horizontal, com algumas difrações no topo. Suas amplitudes possuem maior ocorrência entre os valores de -0,2 a 0,2. O variograma para este dado possui um mergulho inicial suave, mostrando que existe uma certa continuidade espacial neste padrão, o que concorda com o perfil de GPR. A partir de uma distância de *lag* igual a 1 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão.

- **PADRÃO DE REFLEXÃO 2:** Este padrão é referente a Amostra 8 do garimpo da Isinha, que teve o maior teor de silte e argila nas amostras da Linha 3. Este padrão é no cascalho 1 e tem forma sinuosa, levemente onduladas, sem mergulho aparente, permanecendo predominantemente na horizontal, com reflexões paralelas e subparalelas, livre de difrações, possuindo suaves reflexões caóticas. Suas amplitudes possuem maior ocorrência entre os valores de -0,4 a 0,4. O variograma para este dado possui um mergulho inicial mais inclinado, se comparado ao padrão anterior, mostrando que existe uma leve descontinuidade espacial neste padrão, o que concorda com o perfil de GPR. A partir de uma distância de *lag* igual a 1 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão. A variância dele se encontra no valor aproximado de 130000000.
- **PADRÃO DE REFLEXÃO 3:** Este padrão é referente a Amostra 9 do garimpo da Isinha, que teve o maior teor de grânulos e os menores teores de areia e argila nas amostras da Linha 3. Este padrão é no cascalho 2 e tem reflexões caóticas, sinuosas e moderadamente contínuas, apresentando mergulho e difrações em alguns pontos. Suas amplitudes possuem maior ocorrência entre os valores de -0,5 a 0,5. O variograma para este dado possui um mergulho inicial ainda mais inclinado, se comparado ao padrão anterior, mostrando que existe uma grande descontinuidade espacial neste padrão, o que concorda com o perfil de GPR. A partir de uma distância de *lag* igual a 1 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão. A variância dele se encontra no valor aproximado de 250000000.

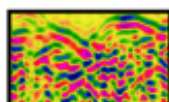
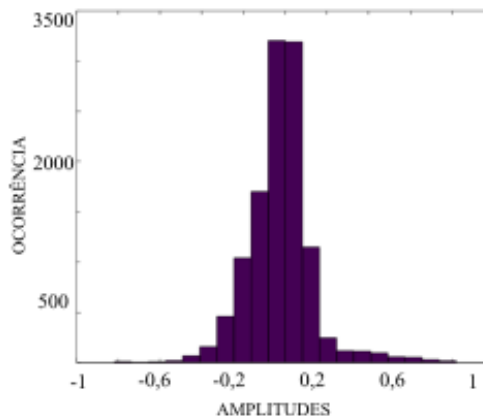
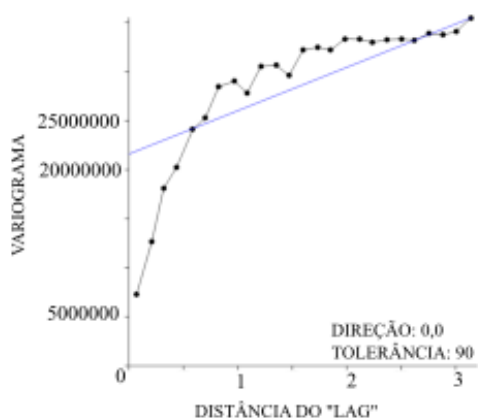
Figura 4.16: Descrição e análises gráficas dos padrões de reflexão 1, 2 e 3 referentes ao solo, cascalho 1 e cascalho 2, respectivamente. Onde é apresentada uma descrição dos padrões observados em perfil da Linha 3, obtido com a antena de 400 MHz, o semi-variograma de suas amplitudes e o histograma das mesmas. Esta análise é referente aos padrões da Figura 4.15.

LINHA 3



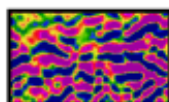
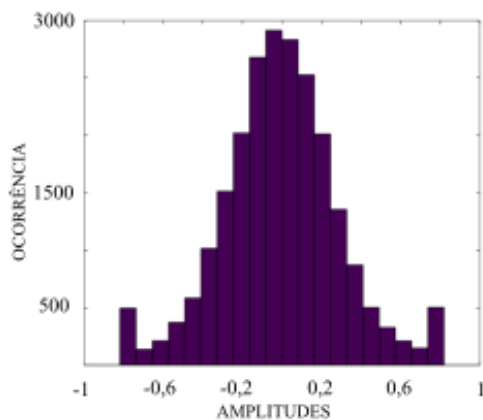
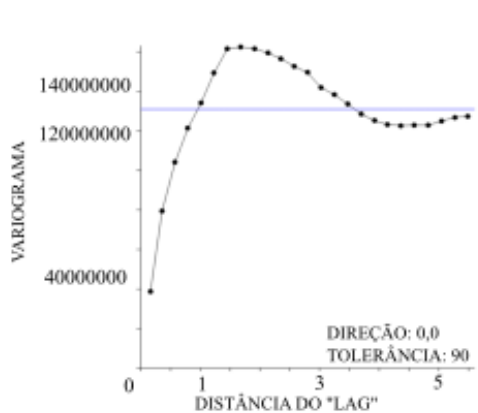
PADRÃO DE REFLEXÃO 1 - REFERENTE AO SOLO

Padrão com forma predominantemente livre de reflexões, sem mergulho aparente, permanecendo predominantemente horizontal, apresentando algumas difrações no topo.



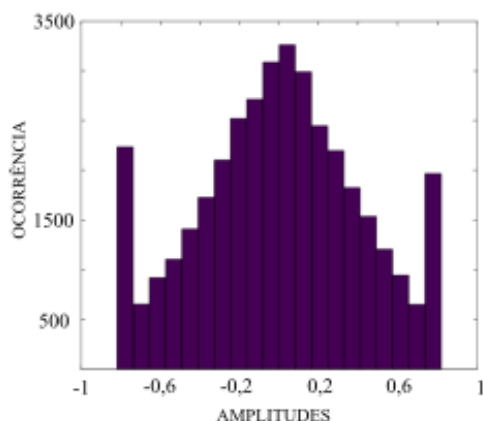
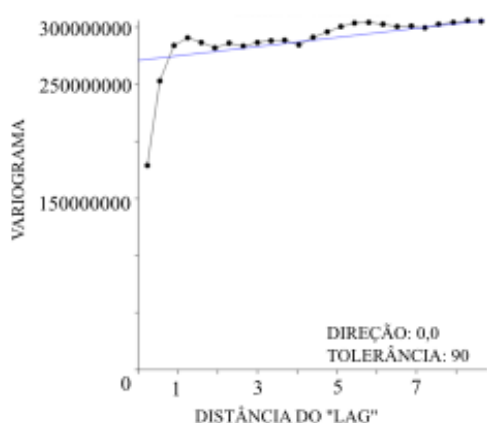
PADRÃO DE REFLEXÃO 2 - REFERENTE AO CASCALHO 1

Padrão com forma sinuosa, levemente onduladas, sem mergulho aparente, permanecendo predominantemente na horizontal, com reflexões paralelas a subparalelas, livre de difrações, com continuidade das reflexões, possuindo suaves reflexões caóticas.



PADRÃO DE REFLEXÃO 3 - REFERENTE AO CASCALHO 2

Padrão com reflexões caóticas, sinuosas e moderadamente contínuas, apresentando mergulho e difrações em alguns pontos.



4.2 Área de Estudo 2 - Nossa Senhora do Livramento

A área de estudo 2 também se encontrava em regiões de depósitos secundários, na localidade de uma mineração aurífera de pequeno porte próxima à cidade Nossa Senhora do Livramento - MT, na região da Baixada Cuiabana. Nesta área ocorre a passagem do Ribeirão dos Cocais, drenagem que no passado foi alvo de intensa atividade de garimpagem devido à presença de ouro aluvionar em seu leito ativo. Os cascalhos auríferos, no contexto desta segunda área de estudo, também podem fazer parte de três tipos de depósitos distintos: depósitos aluvionares, depósitos coluvionares e depósitos eluvionares.

A Figura 4.17A mostra o mapa de localização indicando as linhas de GPR e os tipos de cascalhos encontrados na área. A Figura 4.17B apresenta fotografias em detalhe destes três diferentes cascalhos. Nesta disposição, as Linhas 4, e 5 tinham como objetivo mapear o Cascalho B, a Linha 6 tinha como objetivo mapear o Cascalho C e a Linha 7, o Cascalho A.

4.2.1 Cálculo da velocidade

Os dados foram coletados com os mesmos equipamentos utilizados para a área de estudo 1, com a diferença que, nesta segunda parte do estudo, utilizou-se apenas a antena de 200 MHz e o cálculo da velocidade ocorreu de modo diferente.

Em vez de se calcular a velocidade a partir de uma trena medida em cava, como na área 1, nesta segunda área, para averiguar a velocidade do meio, foi enterrado um vergalhão a uma profundidade de 0,50 metros. Onde, juntamente com o tempo duplo de viagem equivalente a 13,236 ns, obtido com a reflexão deste vergalhão no perfil de radar, foi encontrada a velocidade de 0,074 m/ns.

Figura 4.17: Mapa e fotografias ilustrando a disposição dos perfis de GPR e dos cascalhos na Área de Estudo 2, onde: A) Mapa da Área de Estudo 2, no município de Nossa Senhora do livramento, ilustrando a disposição das Linhas 4, 5, 6 e 7 de GPR com a antena de 200MHz; a localização dos três diferentes cascalhos (A, B e C) encontrados nas proximidades; e a delimitação da drenagem correspondente ao local de ocorrência de depósitos aluviais. B) Fotografias em detalhe dos cascalhos dos tipos A, B e C indicados no mapa anterior.

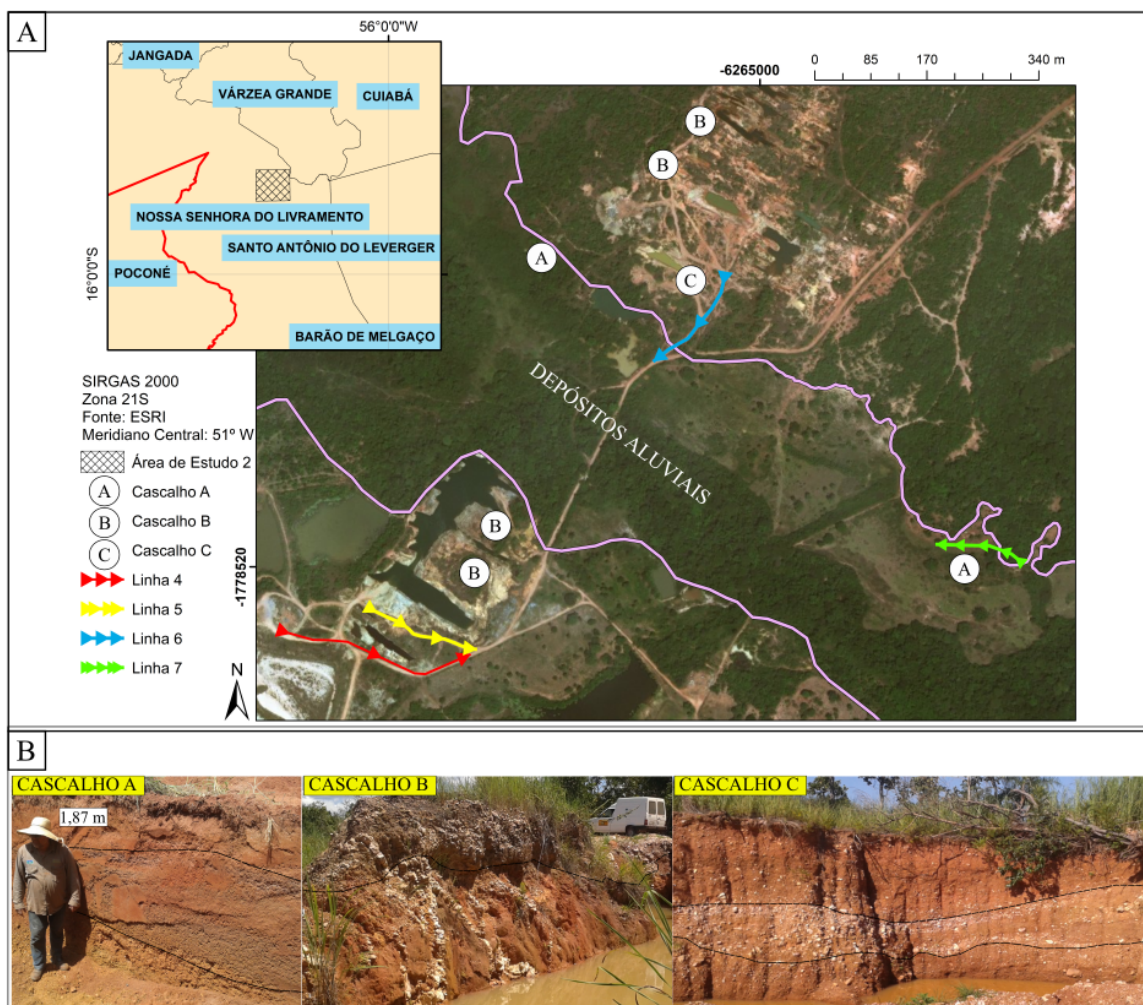
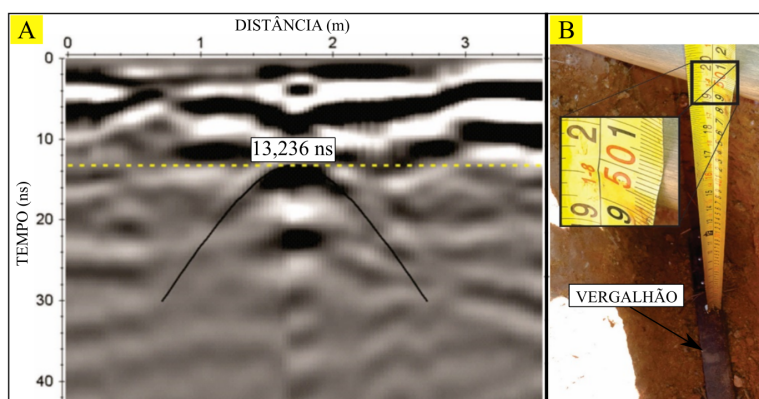


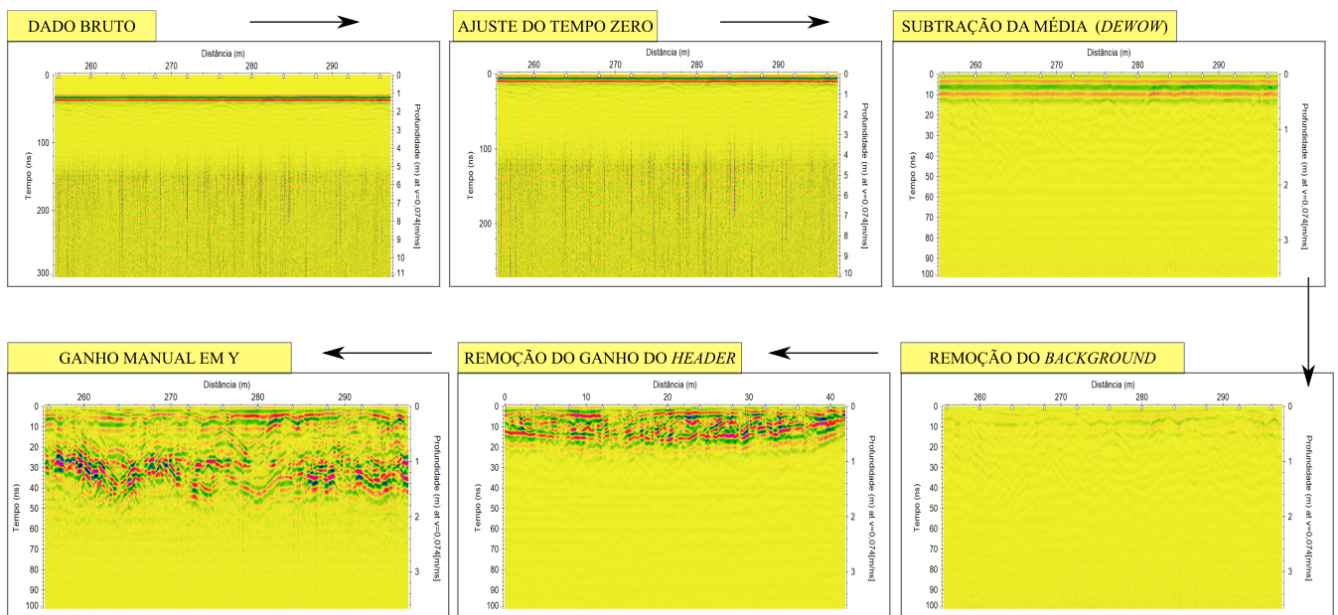
Figura 4.18: Calibração da velocidade da Área de Estudo 2, onde: A) Captura de tela do dado de GPR obtido em cima do vergalhão enterrado a 0,5 m de profundidade, com destaque para o tempo duplo de viagem de 13,236 nanossegundos, que juntamente com a distância medida em campo gera a velocidade da hipérbole de 0,074 m/ns; B) Fotografia do vergalhão enterrado em campo a 0,5 metros de profundidade.



4.2.2 Processamento dos Dados

Nesta segunda área de estudo, os perfis de GPR foram submetidos à uma sequência de processamento que permitisse amenizar ruídos e enfatizar os refletores de interesse. Estes procedimentos foram executados no software ReflexW, versão 7.5 [189] e seguem a ordem ilustrada pela Figura 4.19.

Figura 4.19: Esquema do fluxograma de processamento dos dados referentes à Área de Estudo 2 ilustrando o perfil da Linha 4 ao longo das seguintes etapas de processamento: Dado bruto; Ajuste do dado para o tempo zero; Subtração da média (*dewow*); Remoção do *background*; Remoção do ganho do *header*; Aplicação de ganho manual de 10 dB ao longo do eixo y. A plotagem destes gráficos foi feita utilizando um traço gerado com a antena de 200 MHz.



Além do ajuste no tempo zero, da remoção do ganho do *header* e do ganho manual ao longo do eixo y, que também foram aplicados para os dados da Área de Estudo 1, esta segunda área utilizou outros dois processamentos, ilustrados na Figura 4.19:

- **Subtração da Média (*Dewow*):** Aplicou-se uma filtragem DC (*dewowing*) para remover componentes de baixa frequência dos dados, que são associadas com a saturação eletrônica do receptor.
- **Remoção do (*Background*):** Com a utilização de antenas de contato acopladas ao solo, alguns ruídos surgem do desacoplamento destas devido às irregularidades no terreno. Este fenômeno se manifesta na forma de refletores plano-paralelos contínuos que se repetem ao longo de toda a janela da seção. Visando a remoção desses ruídos sistemáticos relacionado com a onda aérea, foi feita a remoção do *background*.

Tabela 4.4: Tabela referente às velocidades estimadas para os cascalhos de Nossa Senhora do Livramento. Esta tabela apresenta o intervalo espacial em metros (Δs , o intervalo de tempo duplo de viagem em cada camada (Δt), a velocidade calculada a partir das profundidades estimadas, as velocidades 1 e 2 observadas com o programa ReflexW em cada litologia e a velocidade média calculada a partir destas três diferentes velocidades dada em metros por nanossegundos.

Litologia	Linhas de Nossa Senhora do Livramento					
	Δs (m)	$2 \Delta t$ (ns)	Velocidade Calculada (m/ns)	Velocidade 1 no Perfil (m/ns)	Velocidade 2 no Perfil (m/ns)	Velocidade Média (m/ns)
Cascalho A1	1,62	37	0,087	0,080	0,096	0,087
Cascalho A2	1,56	36	0,086	0,0922	0,083	0,087
Cascalho B	1,65	36	0,091	0,085	0,10	0,092
Cascalho C	3,07	41	0,149	0,123	0,177	0,149

4.2.3 Correlação de Dados

Após as filtragens e os ajustes de velocidade, gerou-se uma correlação entre os perfis de radar e as cavas observadas em campo, correlação esta que se encontra ilustrada pelas Figuras 4.20, 4.21 e 4.22. Onde se pode observar que os cascalhos dos tipo A1 e A2, B e C geram padrões de reflexão bem diferentes para um mesmo algoritmo de processamento. Nestas linhas, foram estimadas as profundidades das camadas de cascalhos a partir das velocidades observadas nos perfis com o programa ReflexW e a partir desta estimativa calculou-se as velocidades da onda eletromagnética para camada, como mostrado na Tabela 4.4.

Figura 4.20: Captura ilustrando o dado processado do perfil referente à Linha 4, obtido com a antena de 200 MHz, seguido de sua interpretação estratigráfica, com demarcação da continuidade das reflexões e relação com o Cascalho B.

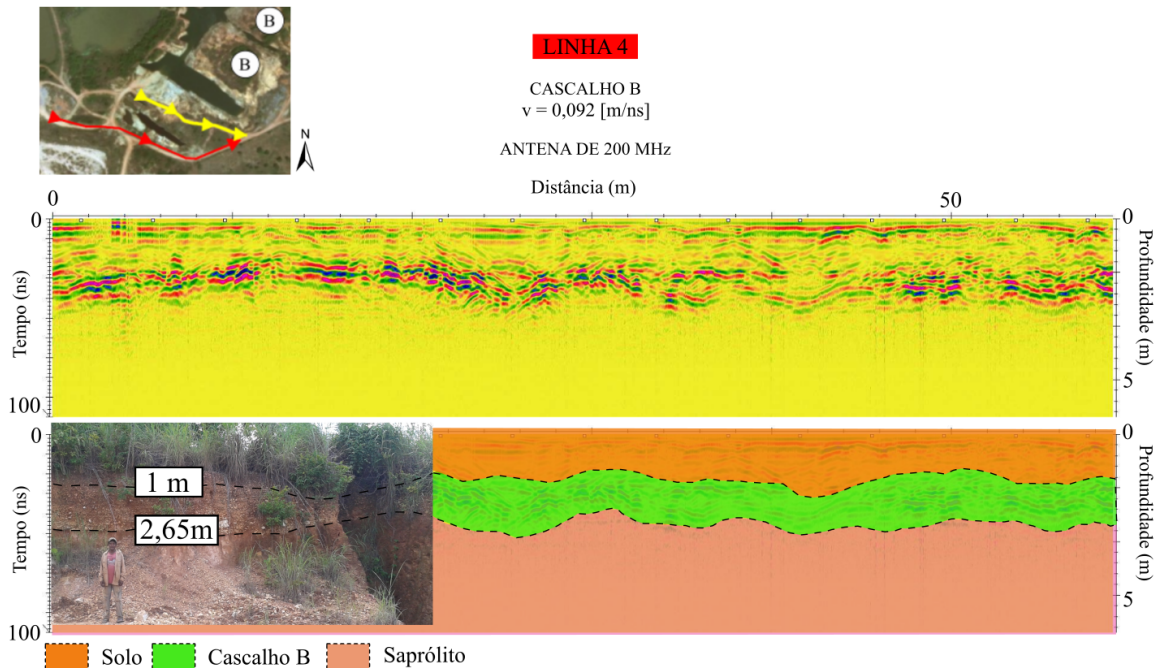


Figura 4.21: Captura ilustrando o dado processado do perfil referente à Linha 6, obtido com a antena de 200 MHz, seguido de sua interpretação estratigráfica, com demarcação da continuidade das reflexões e relação com o Cascalho C.

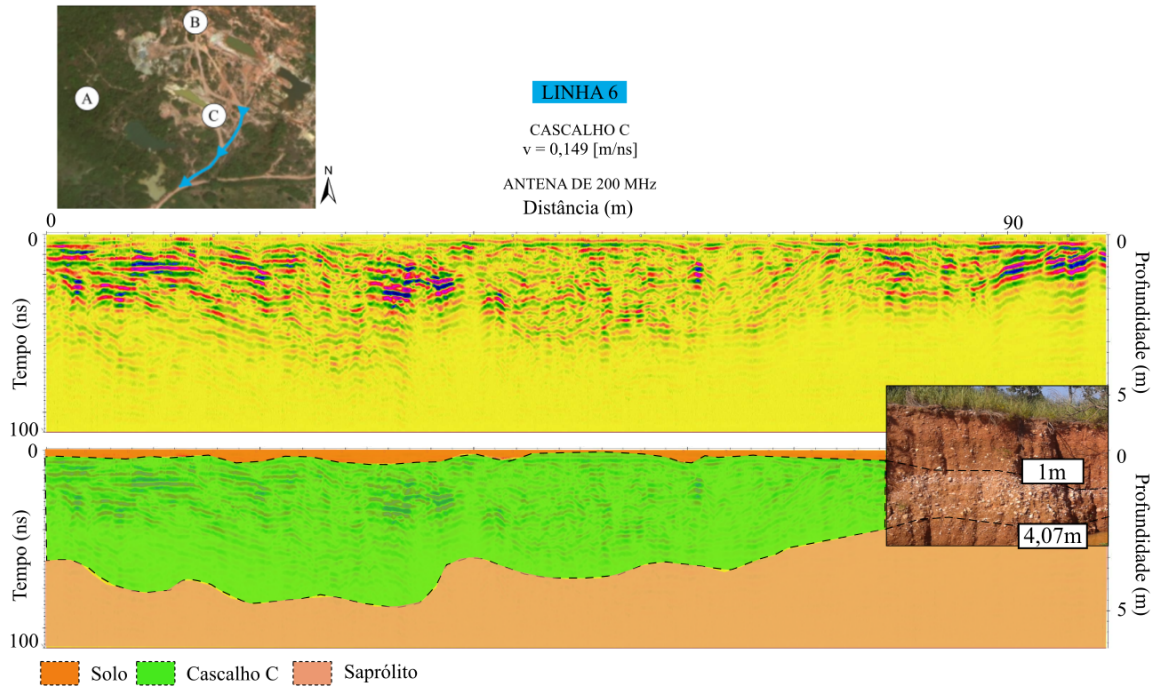
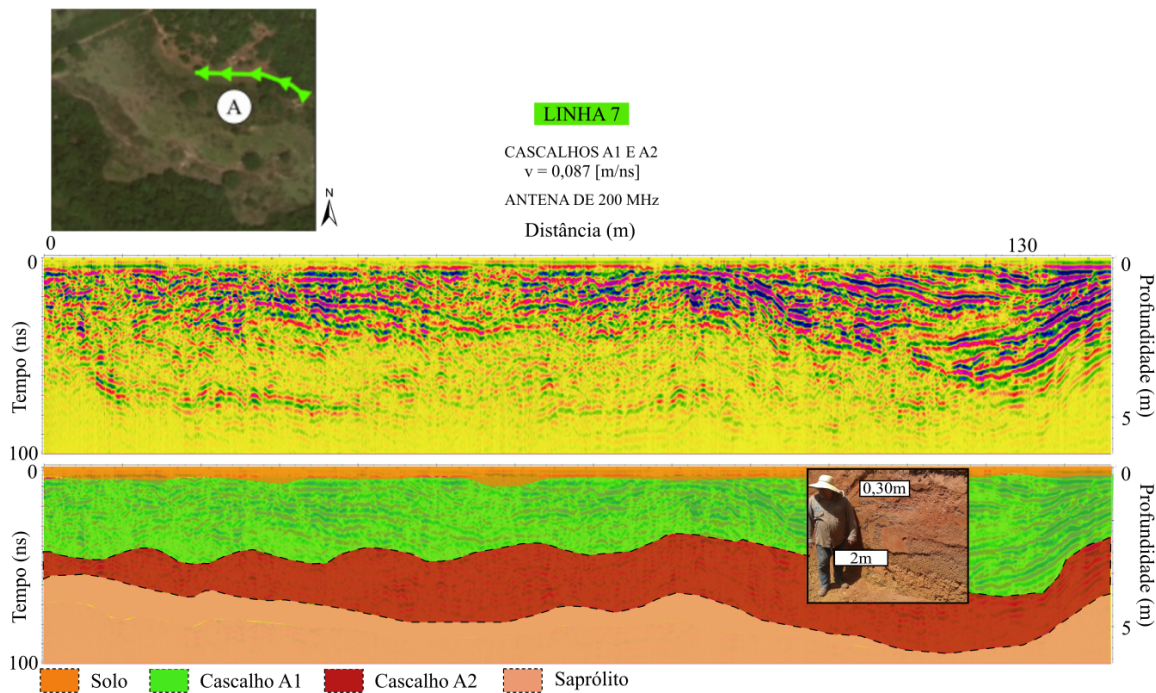


Figura 4.22: Captura ilustrando o dado processado do perfil referente à Linha 7, obtido com a antena de 200 MHz, seguido de sua interpretação estratigráfica, com demarcação da continuidade das reflexões e relação com os Cascalhos A1 e A2.



4.2.4 Padrões de Reflexão

Com os dados filtrados, iniciou-se a descrição dos padrões de reflexão observados, sua correlação com os cascalhos e a criação de seus respectivos histogramas e variogramas. As Figuras 4.23, 4.24 e 4.25 ilustram o resultado desta etapa.

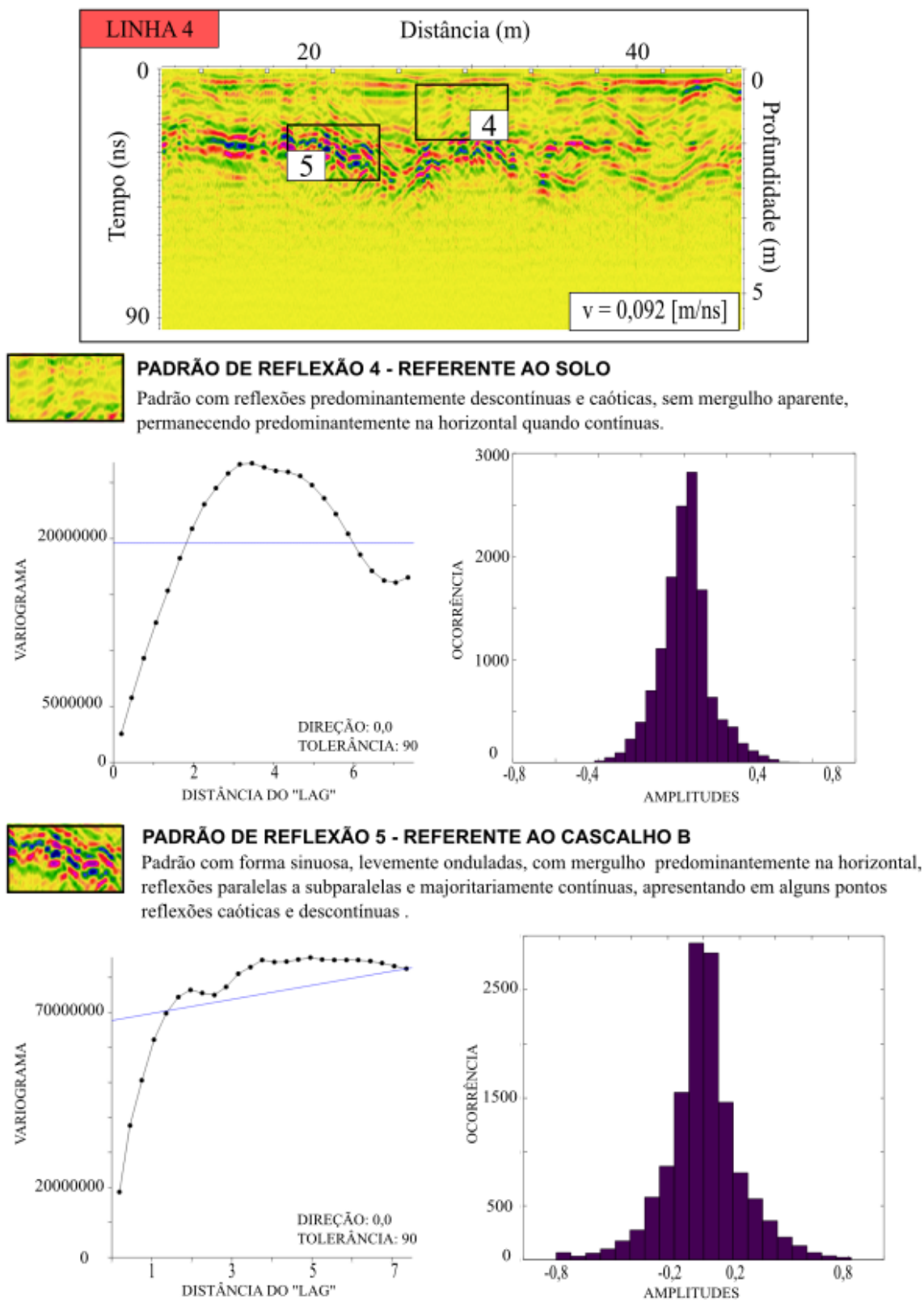
Os dados da Figura 4.23 mostram uma boa correlação entre a resposta do variograma a partir do padrão de reflexão. Podendo-se aferir as seguintes relações:

- **PADRÃO DE REFLEXÃO 4:** Este padrão é referente ao solo da Área de Estudo 2. Ele possui reflexões predominantemente descontínuas e caóticas, suas amplitudes possuem maior ocorrência entre os valores de -0,2 a 0,2. O variograma para este dado possui um mergulho inicial suave, mostrando que existe boa continuidade espacial neste padrão, o que concorda com o perfil de GPR. A partir de uma distância de *lag* de 1,7 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão, mostrando uma maior suavidade em variações espaciais, se comparado aos padrões 1, 2 e 3. A variância dele se encontra no valor aproximado de 20000000.
- **PADRÃO DE REFLEXÃO 5:** Este padrão está associado ao cascalho B, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado, arredondado e mal selecionado, com velocidade da onda eletromagnética de aproximadamente 0,092 m/ns, sendo a segunda maior velocidade deste estudo. Tendo a segunda maior velocidade calculada na área. Ele possui forma sinuosa e levemente ondulada, com mergulho predominantemente na horizontal, reflexões paralelas e subparalelas, majoritariamente contínuas, apresentando reflexões caóticas e descontínuas em alguns pontos. Suas amplitudes possuem maior ocorrência entre os valores de -0,2 a 0,2. O variograma para este dado possui um mergulho inicial mais inclinado, se comparado ao padrão anterior, mostrando que existe descontinuidade espacial neste padrão, o que concorda com o perfil de GPR. A partir de uma distância de *lag* igual a 1,5 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão. Ainda assim, este valor mostra maior suavidade em mudanças espaciais se comparado aos padrões 1, 2 e 3. A variância deste padrão se encontra no valor aproximado de 130000000.

Na Figura 4.24 apresentaram-se as seguintes relações:

- **PADRÃO DE REFLEXÃO 6:** Este padrão está associado ao cascalho C, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado e mal selecionado. A velocidade da onda eletromagnética calculada para este cascalho foi de 0,149 m/ns, com a maior velocidade obtida neste estudo. Ele possui reflexões inclinadas para a direita, com leve ocorrência de difrações, suas amplitudes possuem

Figura 4.23: Captura ilustrando os padrões de reflexão presentes no dado processado do perfil referente à Linha 4, obtido com a antena de 200 MHz, seguidos de suas descrições e correlações litológicas.



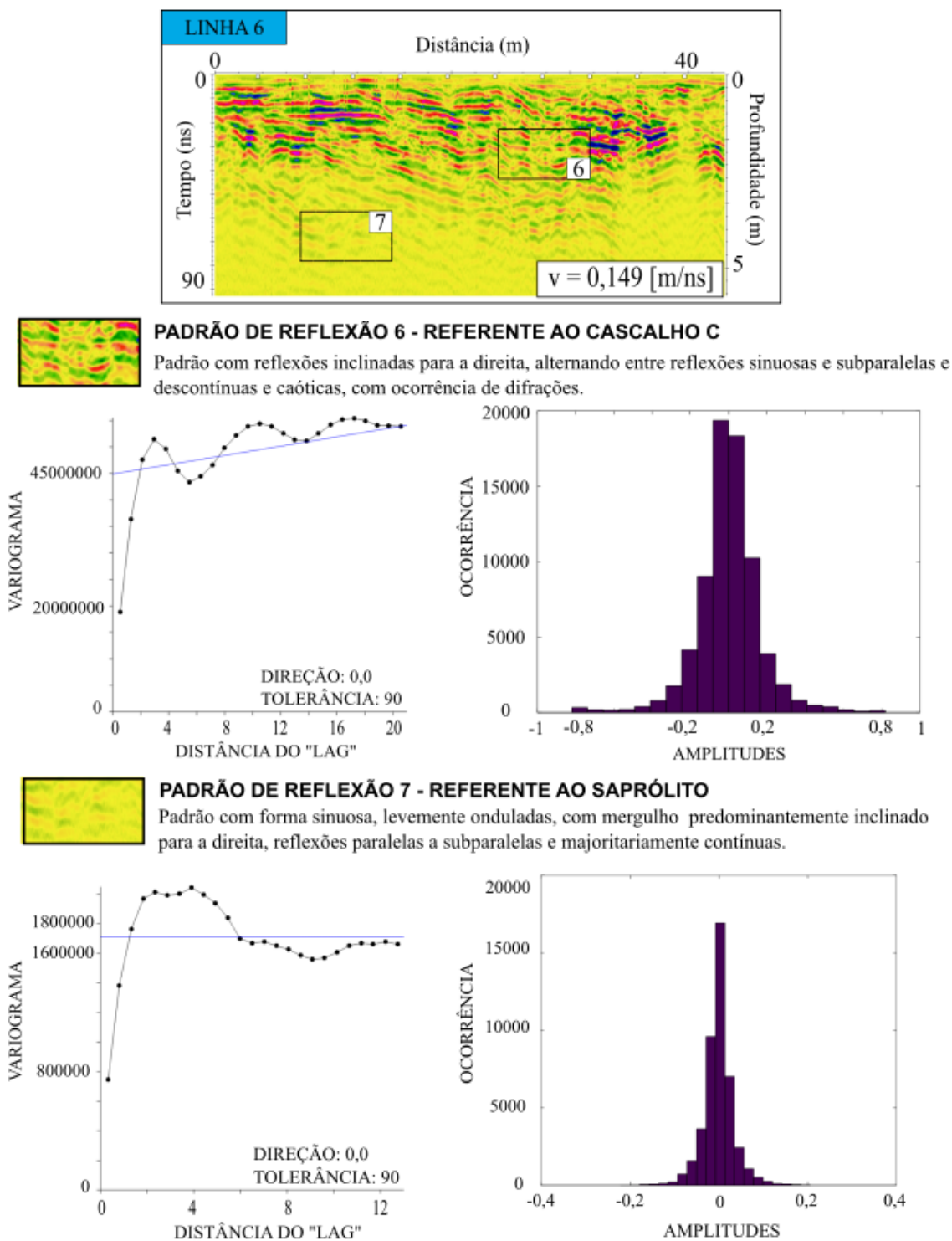
maior ocorrência entre os valores de -0,2 a 0,2. O variograma para este dado possui um mergulho inicial bem acentuado, mostrando que existe pouca continuidade espacial neste padrão, o que concorda com o padrão caótico no GPR. A partir de uma distância de *lag* igual a 2 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão, mostrando uma continuidade dentro das variações espaciais, se comparado aos padrões 1, 2, 3 e 5. Possuindo continuidade semelhante à do padrão 4. A variância dele se encontra no valor aproximado de 45000000.

- **PADRÃO DE REFLEXÃO 7:** Este padrão é referente ao saprólito na Área de Estudo 2. Ele tem reflexões onduladas, com mergulho para a direita, suas amplitudes tem maior ocorrência entre valores de -0,1 a 0,1. O variograma para este dado, observando o eixo das abscissas, possui um mergulho inicial mais suave se comparado ao do padrão de reflexão anterior, mostrando que existe maior continuidade espacial neste padrão. Nele, a partir de uma distância de *lag* de 1,7, não existe mais correlação entre os pontos. Ainda assim, este valor mostra maior suavidade em mudanças espaciais se comparado aos padrões 1, 2, 3. Possuindo continuidade igual à dos padrões 4 e 5 e menor que a do padrão 6. A variância deste padrão se encontra no valor aproximado de 1700000.

Os dados da Figura 4.25 mostram as seguintes relações:

- **PADRÃO DE REFLEXÃO 8:** Este padrão está associado ao cascalho A1, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado, pequeno e bem selecionado, com ocorrência de hematita, o que lhe dava a coloração acinzentada. A velocidade da onda eletromagnética calculada para este cascalho foi de 0,087 m/ns, com a menor velocidade obtida nesta área. Nele, predominam reflexões contínuas e descontínuas, com difrações caóticas alternadas com reflexões horizontais, sinuosas e subparalelas. Suas amplitudes possuem maior ocorrência entre os valores de -0,2 a 0,2. O variograma para este dado possui um mergulho inicial suave, mostrando que existe boa continuidade espacial neste padrão, o que concorda com o perfil de GPR. A partir de uma distância de *lag* de 1,7 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão. Este valor mostra maior suavidade em mudanças espaciais se comparado aos padrões 1, 2, 3. Possuindo continuidade igual à dos padrões 4, 5 e 7 e menor que a do padrão 6. A variância deste padrão se encontra no valor aproximado de 130000000.
- **PADRÃO DE REFLEXÃO 9:** Este padrão está associado ao cascalho A2, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado, pequeno e bem selecionado, com ocorrência de goetita, que lhe dava a coloração

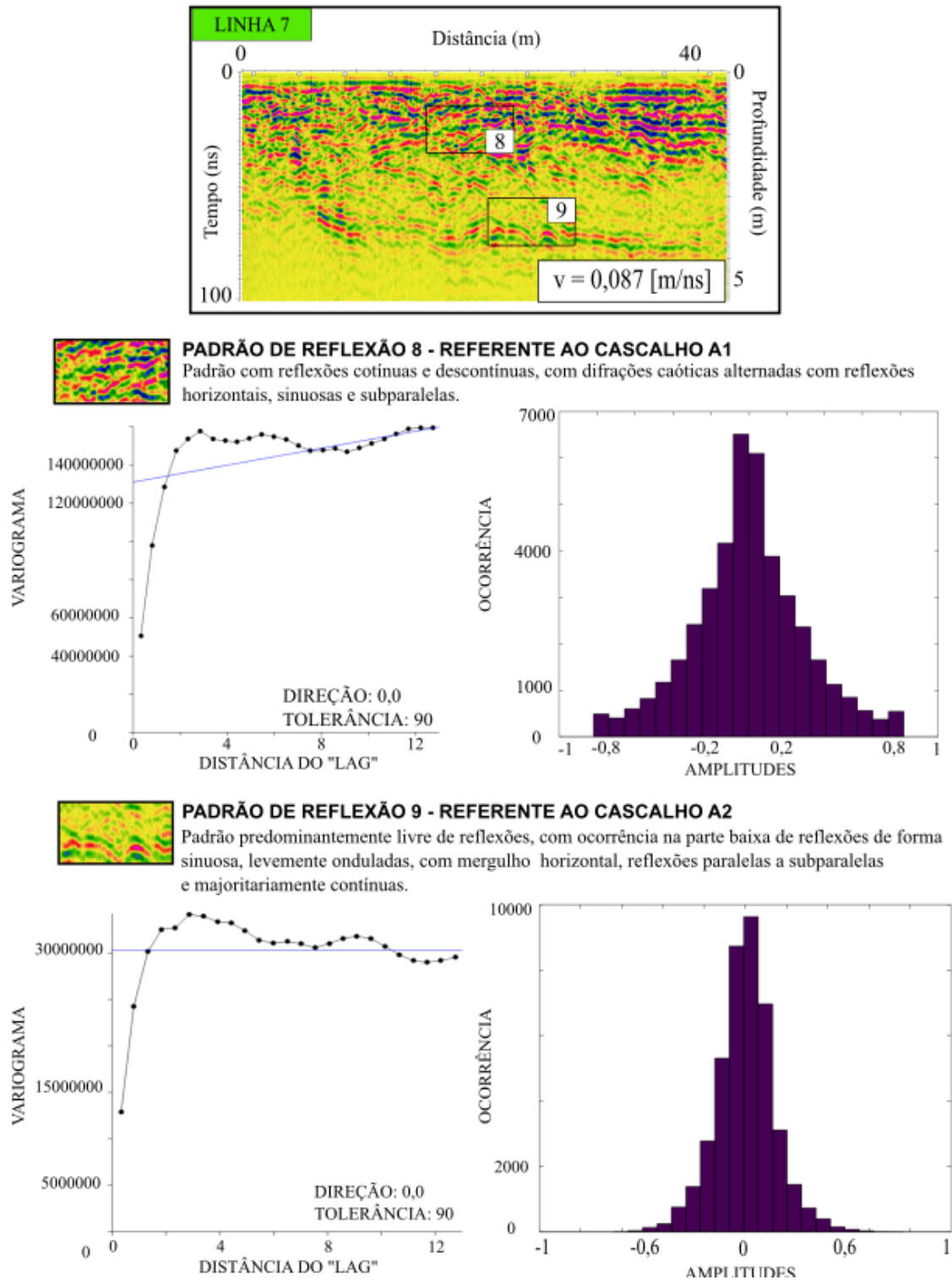
Figura 4.24: Captura ilustrando os padrões de reflexão presentes no dado processado do perfil referente à Linha 6, obtido com a antena de 200 MHz, seguidos de suas descrições e correlações litológicas.



amarelada. A velocidade da onda eletromagnética calculada para este cascalho foi de 0,087 m/ns, com baixa velocidade, igual a do padrão oito. Ele se apresenta predominantemente livre de reflexões, com reflexões contínuas na base, suas amplitudes

possuem maior ocorrência entre os valores de -0,4 a 0,4. O variograma para este dado possui um mergulho inicial mais inclinado, se comparado ao padrão anterior, mostrando que existe descontinuidade espacial neste padrão, o que concorda com o perfil de GPR. A partir de uma distância de *lag* igual a 1,5 não existe mais correlação entre os pontos deste padrão. Ainda assim, este valor mostra maior suavidade em mudanças espaciais se comparado aos padrões 1, 2 e 3. Possuindo continuidade igual à dos padrões 4, 5, 7 e 8 e menor que a do padrão 6. A variância deste padrão se encontra no valor aproximado de 30000000.

Figura 4.25: Captura ilustrando os padrões de reflexão presentes no dado processado do perfil referente à Linha 7, obtido com a antena de 200 MHz, seguidos de suas descrições e correlações litológicas.



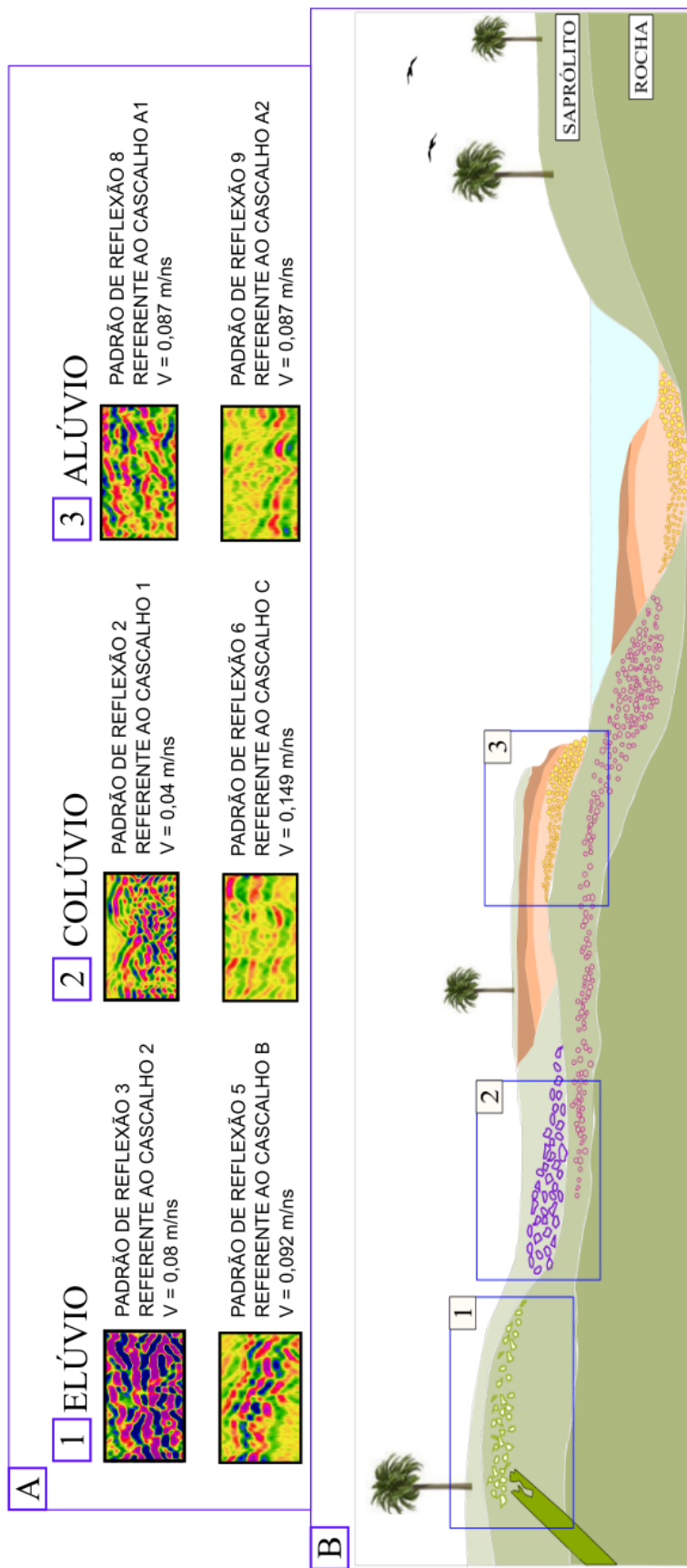
Capítulo 5

Conclusões

O conjunto de investigações realizadas nas áreas pesquisadas indicam que o GPR é um método eficiente para discriminar os depósitos secundários.

Os resultados de granulometria, realizados nos solos do garimpo da Isinha (amostras 1, 4 e 7), indicam maiores teores de areia e se encontram representadas pelo padrão de reflexão 1. Este padrão possui forma predominantemente livre de reflexões, sem mergulho aparente, o que, segundo Beres [138], concorda com a resposta de siltes e areias. O cálculo da velocidade para este material ficou em torno de 0,085 a 0,089 m/ns, com permissividade dielétrica de aproximadamente 11,89, se aproximando da resposta esperada para a argilas, solos com componentes saturados, areias e siltes. O variograma para este dado possui um mergulho inicial suave, confirmando que existe certa continuidade espacial neste padrão.

Figura 5.1: Figura representando os diferentes padrões de reflexão encontrados em ambas as áreas de estudo, sendo: A1) Padrão de reflexão 3, referente ao cascalho 2; padrão de reflexão 5, referente ao cascalho B, e valor calculado de suas velocidades; A2) Padrão de reflexão 2, referente ao cascalho 1; padrão de reflexão 6, referente ao cascalho C e valor calculado de suas velocidades; A3) Padrão de reflexão 8, referente ao cascalho A1; padrão de reflexão 9, referente ao cascalho A2, e valor calculado de suas velocidades; B) Localização ilustrativa dos padrões citados na Figura5.1 A



Os resultados de granulometria, realizados nos solos e cascalhos do garimpo da Isinha (amostras 2, 5, 6 e 8) indicam maiores teores de silte. Neles, as amostras 2 e 8 estão relacionadas com o Cascalho 1 do garimpo da Isinha, que apresentava-se matriz suportado, arredondado, bem selecionado e com cimento ferruginoso. Este material também está associada ao Padrão de Reflexão 2 (Figura 5.1 A2), que apresentava-se bastante suavizado após uma forte variação das amplitudes na interface entre este padrão e o anterior. Estas reflexões caóticas, intercaladas com pequenas reflexões em camadas que aparecem neste padrão, Beres [138] associa a camadas de areia e cascalhos, concordando com a camada observada em campo. Supõe-se também que esta forte reflexão, seguida de uma leve atenuação da onda eletromagnética para valores como 0,039 a 0,041 m/ns, pode estar relacionada com a presença de cimento ferruginoso neste meio, como também com a maior ocorrência de silte e argila, se comparada às suas vizinhas.

As amostras 3, 5 e 9 apresentam maiores teores de grânulos. Estas amostras estão relacionadas com o Cascalho 2 do garimpo da Isinha, que apresentava-se clasto suportado, anguloso e mal selecionado. Este material também está associada ao Padrão de Reflexão 3 (Figura 5.1 A1), que apresentava-se bastante caótico, com mergulhos e difrações em alguns pontos, concordando com o padrão esperado para cascalhos ou blocos isolados. Este comportamento caótico, no padrão de reflexão, associa-se ao maior teor de grânulos, que causa inúmeras difrações em subsuperfície. Neste refletor, a velocidade da onda eletromagnética aumenta para valores entre 0,080 a 0,083 m/ns, com constante dielétrica aproximada de 13,5496, associada a argilas, solos com componentes saturados, areias e siltes. Este aumento da velocidade relaciona-se a diminuição dos teores de silte, como apresentados na granulometria ou também ao quase completo desaparecimento do cimento ferruginoso neste ambiente. O padrão de reflexão 3 associado a estas amostras, apresentou um variograma com mergulho inicial bastante inclinado, o que concorda com: o aumento do teor de grânulos e conseqüente heterogeneidade do meio; com o fato deste cascalho se apresentar mal selecionado; e com os refletores caóticos, sinuosos e com difrações apresentados pelo perfil de GPR.

As amostras 6 e 11 estão relacionadas ao saprólito de filito sulfetado que se apresentava na base das cavas. Estas amostras apresentaram bons teores de grânulo silte e areia, não se destacando por valores elevados, se comparadas as outras amostras. Como este material se encontrava na base do perfil, não foi possível mensurar-lhe a velocidade, mas observa-se sua presença na suavidade dos perfis de GPR ao se alcançar profundidades maiores que 3m. Entretanto, esta suavidade dos padrões pode também estar relacionada à perda de energia do sinal da antena.

Os padrões de reflexão 4, 5, 6, 7 e 8, relacionados ao garimpo de Nossa Senhora do Livramento, em geral apresentaram maior homogeneidade e maior velocidade de camadas,

se comparados aos padrões do garimpo da Isinha. Eles possuem amplitudes entre os valores de -0,2 a +0,2 e variogramas com mergulhos geralmente suaves, sendo o variograma do padrão de reflexão 4 o mais suave de todos e o dos padrões 6 e 7 os mais inclinados, indicando um ambiente mais caótico para a Linha 6.

O padrão de reflexão 5 (Figura 5.1 A1) está associado ao cascalho B, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado, arredondado e mal selecionado. Este padrão possui formas sinuosas e levemente onduladas, apresentando em alguns pontos reflexões caóticas e descontínuas, esta forma concorda com a descrição de Beres [138] para areias e cascalhos. A velocidade da onda eletromagnética calculada para esta camada é de aproximadamente 0,092 m/ns, com a segunda maior velocidade deste estudo, atrás apenas do cascalho C. Esta velocidade se aproxima daquela relacionada à areias, argilas, siltes e solos com componentes saturados. Mesmo também estando mal selecionado, os padrões de reflexão deste material apresentaram-se diferentes daquele encontrado no padrão de reflexão 3, relacionado ao cascalho 2. Isto pode estar associado ao arredondamento dos grãos, como também à composição e origem do material.

O padrão de reflexão 6 (Figura 5.1 A2) está associado ao cascalho C, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado e mal selecionado. Este padrão possui reflexões sinuosas alternadas com reflexões caóticas, concordando com o esperado para cascalhos com blocos isolados e areia. A velocidade da onda eletromagnética calculada para este cascalho foi de 0,149 m/ns, com a maior velocidade obtida neste estudo. Esta velocidade se aproxima da velocidade relacionada a areias e cascalhos, argilas e solos com areia. Este padrão apresentou um variograma bem inclinado com *lag* de 2, mostrando que existem variações bruscas nos valores, mas uma maior correlação entre seus dados, se comparado aos outros padrões.

O padrão de reflexão 8 (Figura 5.1 A3) está associado ao cascalho A1, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado, pequeno e bem selecionado, com ocorrência de hematita, o que lhe dava a coloração acinzentada. Este padrão possui reflexões contínuas e descontínuas, alternando difrações caóticas com reflexões sinuosas e subparalelas, concordando com o padrão esperado para areias e cascalhos. A velocidade da onda eletromagnética calculada para este cascalho foi de 0,087 m/ns. Esta velocidade se aproxima daquela obtida em areias, argilas, siltes e solos com componentes saturados. Este padrão apresentou um variograma bem inclinado com *lag* de 1,7, mostrando que existem variações bruscas nos valores, suas amplitudes se concentraram entre os valores de -0,2 e 0,2.

O padrão de reflexão 9 (Figura 5.1A3) está associado ao cascalho A2, do garimpo de Nossa Senhora do Livramento, que apresentava-se matriz suportado, pequeno e bem selecionado, com ocorrência de goetita, que lhe dava a coloração amarelada. Este padrão

é predominantemente livre de reflexões, com uma forte reflexão sinuosa, subparalela e contínua na sua parte inferior, o que indica um contraste entre esta camada e a sua sotoposta. A velocidade da onda eletromagnética calculada para este cascalho foi de 0,087 m/ns. Este padrão apresentou um variograma bem inclinado com *lag* de 1,5, mostrando que existem variações bruscas nos valores e menos continuidade se comparado ao cascalho A1. Suas amplitudes se concentraram entre os valores de -0,2 e 0,2.

Algumas destas diferenças vão a favor da possibilidade dos cascalhos destas áreas corresponderem a depósitos secundários de tipos diferentes, onde: os cascalhos A1 e A2 corresponderiam a alúvios; os cascalhos 2 e B a elúvios; e o cascalho 1 e C a um depósito coluvionar, onde o cascalho 1 tem ocorrência de cimento ferruginoso.

As velocidades dos padrões 3 e 5, referentes ao elúvio, tiveram uma diferença de 0,012 m/ns entre si, possuindo velocidades bem próximas. As texturas dos padrões gerados são semelhantes, com ambas possuindo reflexões sinuosas, levemente onduladas, com mergulho e reflexões caóticas.

Para o colúvio, correspondente aos padrões de reflexão 2 e 6 apresentaram uma diferença de velocidade da onda eletromagnética bem alta entre si, 0,109 m/ns. Esta diferença na velocidade relaciona-se à presença de cimento ferruginoso ou aos diferentes teores de silte e argila nestes dois ambientes, já que todas as velocidades do garimpo da Isinha são menores que as do garimpo de Nossa Senhora do Livramento. Apesar destes padrões inicialmente parecerem diferentes, deve-se lembrar que o padrão 2, cascalho 1, foi obtido com a antena de 400 MHz, enquanto o padrão 6, cascalho C, foi obtido com a antena de 200 MHz. Sabendo disso, pode-se dizer que as texturas prevaleceram também nestes padrões, com formas sinuosas e levemente onduladas, com certa continuidade e sem mergulho aparente, com reflexões paralelas a subparalelas, possuindo suaves reflexões caóticas.

No alúvio, os cascalhos observados em campo possuíam diferentes colorações. O cascalho A1 é mais acinzentado provavelmente devido à presença de plintita¹; e o cascalho A2 é mais amarelado, talvez pela presença de goethita². O que pode estar relacionado ao fato de o cascalho A1 possui reflexões mais fortes, se comparado ao cascalho A2. Não existe diferença de velocidade entre os cascalhos A1 e A2, não ocorrendo diferenças de velocidades devido às composições químicas distintas destes materiais. Ambos os padrões possuem predominância de reflexões sinuosas e subparalelas, mesmo que em diferentes intensidades.

¹A plintita é uma formação constituída da mistura de argila, pobre em carbono orgânico e rica em ferro, ou ferro e alumínio, com grãos de quartzo e outros minerais. Quanto à gênese, a plintita se forma em ambiente úmido, pela segregação de ferro, importando em mobilização, transporte e concentração final dos compostos de ferro, que pode se processar em qualquer solo onde o teor de ferro for suficiente para permitir a segregação do mesmo.

²A goethita é um mineral de óxido de ferro, com fórmula química FeO(OH).

Por fim, pode-se dizer que o GPR apresentou ótimos resultados no que diz respeito a correlação entre granulometria, padrões de reflexão e velocidade da onda no meio, sendo condizente com a teoria e com as camadas observadas em campo. A escassez de ruídos nos dados permitiu auxiliou na filtragem simples, observando-se uma reciprocidade entre as diferentes amplitudes e as texturas presentes nas camadas correspondentes.

Referências

- [1] Marina Dalla Costa *et al.*, Coord. Geral Osvaldo Barbosa Ferreira Filho; Equipe Técnica por: *Anuário mineral brasileiro: Principais substâncias metálicas*. Brasília, Brazil: ANM, 2019, página 34, Ano Base 2017. ix, 2, 3
- [2] Couto Tokashiki, Cláudia do e Gerson Souza Saes: *Revisão estratigráfica e faciologia do grupo cuiabá no alinhamento cangas-poconé, baixada cuiabana, mato grosso*. Revista Brasileira de Geociências, 38(4):661–675, 2008. ix, 10, 16, 21
- [3] Neal, Adrian: *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*. Earth-science reviews, 66(3):261–330, 2004. x, 6, 31, 32, 33, 48, 49
- [4] Brown, TJ, NE Idoine, ER Raycraft, RA Shaw, SF Hobbs, P Everett, EA Deady e T Bide: *World Mineral Production 2012-16*. British Geological Survey, 2018. 1
- [5] Gibb, Herman e Keri Grace O’Leary: *Mercury exposure and health impacts among individuals in the artisanal and small-scale gold mining community: a comprehensive review*. Environmental health perspectives, 122(7):667, 2014. 1
- [6] Seccatore, Jacopo, Marcello Veiga, Chiara Origliasso, Tatiane Marin e Giorgio De Tomi: *An estimation of the artisanal small-scale production of gold in the world*. Science of the Total Environment, 496:662–667, 2014. 1
- [7] Silva, Carlos Humberto da, Luiz Sérgio Amarante Simões e Amarildo Salina Ruiz: *Caracterização estrutural dos veios de quartzo auríferos da região de cuiabá (mt)*. Revista Brasileira de Geociências, 32(4):407–418, 2002. 3, 4, 5, 11, 12, 22
- [8] Hortensi, Ricardo Aurelio Albernaz: *O contexto lito-estrutural das mineralizações auríferas na região de pocone-mt*. 1999. 4, 8, 11, 14, 15, 19, 22, 23, 24
- [9] Corrêa Filho, Virgílio: *História de Mato Grosso*, volume 2. Instituto Nacional do Livro, Ministério da Educação e Cultura, 1969. 5
- [10] Davis, JL, AP Annan e CJ Vaughan: *Placer exploration using radar and seismic methods*. Em *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1984*, páginas 306–308. Society of Exploration Geophysicists, 1984. 6
- [11] Watts, A e AG Gubins: *Exploring for nickel in the 90s, or ‘til depth us do part’*. Em *Proceedings of Exploration*, volume 97, páginas 1003–1014, 1997. 6

- [12] Francké, Jan C e R Yelf: *Applications of gpr for surface mining*. Em *Advanced Ground Penetrating Radar, 2003. Proceedings of the 2nd International Workshop on*, páginas 115–119. IEEE, 2003. 6
- [13] Pueyo Anchuela, Óscar, A Luzón, A Pérez, A Muñoz, MJ Mayayo e H Gil Garbi: *Ground penetrating radar evaluation of the internal structure of fluvial tufa deposits (dévanos-añavieja system, ne spain): an approach to different scales of heterogeneity*. *Geophysical Journal International*, 206(1):557–573, 2016. 6
- [14] Calder, Miles e David M Kennedy: *The application of ground penetrating radar in delineating shore platform morphology: A case study from wellington, new zealand*. *Journal of Coastal Research*, 29(6a):226–234, 2013. 6
- [15] Engdahl, Nicholas B, Gary S Weissmann e Nedra D Bonal: *An integrated approach to shallow aquifer characterization: combining geophysics and geostatistics*. *Computational Geosciences*, 14(2):217–229, 2010. 6
- [16] Bersezio, R, M Giudici e M Mele: *Combining sedimentological and geophysical data for high-resolution 3-d mapping of fluvial architectural elements in the quaternary po plain (italy)*. *Sedimentary Geology*, 202(1-2):230–248, 2007. 6
- [17] Kostic, Boris, Andreas Becht e Thomas Aigner: *3-d sedimentary architecture of a quaternary gravel delta (sw-germany): Implications for hydrostratigraphy*. *Sedimentary Geology*, 181(3-4):147–171, 2005. 6
- [18] Heinz, Jürgen, Sybille Kleineidam, Georg Teutsch e Thomas Aigner: *Heterogeneity patterns of quaternary glaciofluvial gravel bodies (sw-germany): application to hydrogeology*. *Sedimentary geology*, 158(1-2):1–23, 2003. 6
- [19] Regli, Christian, Peter Huggenberger e Martin Rauber: *Interpretation of drill core and georadar data of coarse gravel deposits*. *Journal of Hydrology*, 255(1-4):234–252, 2002. 6, 50
- [20] Vandenberghe, J e RA Van Overmeeren: *Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the netherlands*. *Sedimentary Geology*, 128(3):245–270, 1999. 6
- [21] Beres, M, A Green, P Huggenberger e H Horstmeyer: *Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with three-dimensional georadar*. *Geology*, 23(12):1087–1090, 1995. 6
- [22] Huggenberger, Peter, Edi Meier e André Pugin: *Ground-probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits: advances in data-processing and facies analysis*. *Journal of Applied Geophysics*, 31(1-4):171–184, 1994. 6
- [23] d’Orbigny, Alcide Dessalines: *Voyage dans l’Amérique Méridionale: Géologie*. Bertrand, 1842. 7
- [24] Evans, JW: *The geology of matto grosso (particularly the region drained by the upper paraguay)*. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 50(1-4):85–104, 1894. 7

- [25] Almeida, Fernando Flávio Marques de: *Geologia do centro-leste mato-grossense*. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral . . . , 1954. 7
- [26] Almeida, FFM: *Geologia do centro-oeste matogrossense, bol. div. geol. mineral., 215, 133 pp.* Dep. Nac. Prod. Miner., Rio de Janeiro, Brazil, 1964. 7, 8, 10, 12, 13, 15
- [27] Hennies, W T: *Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. São Paulo, Escola Politécnica. USP, 1966.* Tese de Doutorado, Tese de Doutorado. 7, 18
- [28] Almeida, FFM de: *Glaciação eocambriana em mato grosso.* Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 117:1–11, 1964. 7
- [29] ALMEIDA, FFM de: *Geossinclíneo paraguaio.* Semana de Debates Geológicos, 1:87–101, 1965. 7, 13, 15, 16, 18
- [30] Guimarães, G e LFG Almeida: *Projeto cuiabá.* Relatório Final. Cuiabá, DNPM.(Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872), 1972. 7, 8, 10, 15, 16, 21
- [31] Hasui, Yociteru, Colombo Celso Gaeta Tassinari, Oswaldo Siga Júnior, Wilson Teixeira, Fernando Flávio Marques de Almeida e Koji Kawashita: *Datações rb-sr e k-ar do centro-norte do brasil e seu significado geologico-geotectonico.* Anais, 1980. 8
- [32] Luz, JS, AM Oliveira, JO Souza, JFM Motta, LC Tanno, LS Carmo e NB Souza: *Projeto coxipó-relatório final. goiânia, dnpm/cprm.* 1980. 8, 10, 15, 16, 18, 19, 21, 22, 51
- [33] ROSS, Jurandyr Luciano Sanches e LM dos SANTOS: *Geomorfologia.* Projeto RADAMBRASIL, Folha Cuiabá CD, 21:222, 1982. 8, 10
- [34] Almeida, FFM de: *Província tocantins, setor sudoeste.* O Pré-Cambriano do Brasil, páginas 265–281, 1984. 8, 9, 13, 19
- [35] Alvarenga, Carlos JS de e Roland Trompette: *Glacially influenced sedimentation in the later proterozoic of the paraguay belt (mato grosso, brazil).* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 92(1-2):85–105, 1992. 8, 9, 10
- [36] Barboza, ES: *Gênese e controle estrutural das mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, na Província Cuiabá-Poconé, centro Sul do Estado de Mato Grosso–Brasil.* Tese de Doutorado, Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de . . . , 2008. 8, 10
- [37] Alvarenga, CJS de: *Evolução das deformações polifásicas brasileiras na faixa paraguaí, na região de cuiabá, mt.* Em XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Goiânia, volume 3, páginas 1170–1175, 1986. 9
- [38] Alvarenga, Carlos José Souza de: *Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton: exemple de la chaîne Paraguaí d'âge protérozoïque supérieur, Mato Gross, Brésil.* Tese de Doutorado, Aix-Marseille 3, 1990. 9, 19, 20

- [39] D'el-Rey Silva, LJH: *Ouro no grupo cuiabá, mato grosso: Controles estruturais e implicações tectônicas*. Em XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Anais SBG, volume 6, páginas 2520–2534, 1990. 9, 23
- [40] Pinho, FEC: *Estudo das rochas encaixantes e veios mineralizados a ouro do Grupo Cuiabá, na região denominada “Garimpo dos Araés” Nova Xavantina, estado de Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Dissertação de Mestrado, Centro de Pesquisas em Geociências da Universidade . . . , 1990. 10, 15
- [41] Martinelli, Cesar DpAbronzó: *Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés-Nova Xavantina-MT*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista., 1998. 10
- [42] Martinelli, CD e JJ Batista: *Estratigrafia da seqüência metavulcanossedimentar dos araés: Grupo cuiabá*. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 8:124–125, 2003. 10
- [43] Alvarenga, Carlos JS e Gerson S Saes: *Estratigrafia e sedimentologia do proterozóico médio e superior da região sudeste do cráton amazônico*. Revista Brasileira de Geociências, 22(4):493–499, 1992. 10, 15, 19, 20
- [44] Silva, Carlos Humberto da: *Caracterização estrutural de mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulist . . . , 1999. 10
- [45] Silva, CH, LSA Simões, AS Ruiz e ES Barbosa: *Província aurífera cuiabá-poconé-estágio atual do conhecimento geológico dos depósitos de ouro*. Coletânea geológica de Mato Grosso. Províncias e distritos auríferos de Mato Grosso. Ed. UFMT, 2:35–51, 2006. 10, 14, 24
- [46] Silva, Carlos Humberto da, Luiz Sérgio Amarante Simões e Amarildo Salina Ruiz: *Caracterização estrutural dos veios de quartzo auríferos da região de cuiabá (mt)*. Revista Brasileira de Geociências, 32(4):407–418, 2016. 10
- [47] Gonçalves, L.S.; Broggi Jr. J.; Lotufo, LS.: *Contribuição ao conhecimento geológico da área urbana de poconé*. Tese de Mestrado, 1994. 11, 19, 21
- [48] Saes, GS, FEC Pinho e JAD Leite: *Coberturas metassedimentares do proterozóico médio no sul do cráton amazônico e suas mineralizações auríferas*. III Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 3:37–47, 1991. 11, 24
- [49] Souza, NB: *O grupo cuiabá na área do projeto coxipó. estratigrafia e potencialidade econômica*. I Simpósio de Geologia de Centro-Oeste, Goiânia, Atas..., SBG, páginas 226–239, 1981. 11
- [50] Grosso, Mato: *Secretaria de estado de planejamento e coordenação geral*. Anuário Estatístico de Estado de Mato Grosso, 26:1–50, 2004. 11
- [51] Lacerda Filho, Joffre Valmório de, Waldemar Aabreu Filho, Cidney Rodrigues Valente, Cipriano Cavalcante de Oliveira e Mário Cavalcanti de Albuquerque: *Geologia e recursos minerais do estado de mato grosso*. 2004. 12, 22

- [52] Barros, Adalberto M, RH da Silva, ORFA Cardoso, FA Freire, JJ da Souza Jr, M Rivetti, DS da Luz, RC de B Palmeira e CCG Tassinari: *Geologia*. Corumbá. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Folha SD, 21:25–75, 1982. 12
- [53] Almeida, Fernando Flávio Marques de: *Contribuição à geologia dos Estados de Goiás e Mato Grosso*. 1948. 13, 15
- [54] Hasui, Yociteru e FFM de Almeida: *Geocronologia do centro-oeste brasileiro*. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 19(1):5–26, 1970. 14
- [55] COSTA, Sérgio Arcoverde de Gusmão e Paulo Roberto Pizarro Fragomeni: *Complexo vulcano-sedimentar de bom jardim de goiás: base do grupo cuiabá*. 1976. 14
- [56] Dall’Oglio, Tiago Amadeu, Shozo Shiraiwa e Welitom Rodrigues Borges: *Gpr survey in rocks of cuiaba group on cangas district, mt–applicability test*. Em *11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 2009. 15
- [57] DE ALVARENGA, CARLOS JOSE SOUZA: *Turbiditos e a glaciação do final do proterozóico superior no cinturão paraguai, mato grosso*. Revista Brasileira de Geociências, 18(3):323–327, 1988. 15, 19, 20
- [58] Vieira, AJ: *Estratigrafia e estrutura da região de rondonópolis, mt*. Ponta Grossa, PETROBRÁS, 8p.(Relatório Técnico Interno), 1965. 18
- [59] Alvarenga, CJS de: *Dobramentos da faixa paraguai na borda sudeste do cráton amazônico*. Em *Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 33, páginas 3258–3271, 1984. 20
- [60] Pires, FRM, FTT Gonçalves, LAS Ribeiro e AJB Siqueira: *Controle das mineralizações auríferas do grupo cuiabá, mato grosso*. Em *Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 34, páginas 2383–2395, 1986. 21, 22
- [61] Fernandes, J. C. Miranda, J. G.: *Províncias e distritos auríferos de mato grosso: Produção garimpeira e industrial*. Fernandes Viana (Eds.), Coletânea Geológica de Mato Grosso,, 2:07–33, 2006. 21, 22
- [62] Miranda, JG de: *A produção de ouro no Estado de Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Dissertação (Mestrado em Administração e Política de Recursos Minerais . . . , 1997. 21
- [63] Oliveira, SMB de e EG Campos: *Ouro secundário em couraças lateríticas na região de cuiabá-mt*. Boletim IG-USP. Publicação Especial, (9):131–134, 1991. 22
- [64] Freitas-Silva, FH, MA Dardene e FB Marques: *Metalogênese do depósito do morro do ouro, paracatu, mg*. Unpublished Ph. D. thesis, página 338, 1996. 22
- [65] Santos, JF: *O ouro laterítico do depósito de jatobá, mt*. Em *Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 33, página 1984, 1984. 22

- [66] Campos, EG, RP Xavier e SMB Oliveira: *Caracterização dos fluidos mineralizantes relacionados aos veios de quartzo auríferos do grupo cuiabá*. SBGq, Congr. Bras Geol, 1:417–435, 1987. 22, 23
- [67] Freyssinet, Ph, H Zeegers e Y Tardy: *Néof ormation d'or dans les cuirasses latéritiques: dissolution, migration, précipitation*. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 305(10):867–874, 1987. 23
- [68] Paula Vasconcelos, Paulo Marcos de: *Gold geochemistry in a semiarid weathering environment: a case study of the Fazenda Brasileiro deposit, Bahia, Brazil*. Tese de Doutorado, University of Texas at Austin, 1987. 23
- [69] Carvalho, IG: *Mineralizações auríferas de gentio do ouro, bahia: características micromorfológicas*. Em *Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 33, páginas 4024–4031, 1984. 23
- [70] Wilson, Allan F: *Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils—a review and some new observations*. Journal of the Geological Society of Australia, 31(3):303–316, 1984. 23
- [71] Fagundes, P.R.; Veiga, A T. D.: *Diretrizes para prospecção e pesquisa de mineralizações auríferas na baixada cuiabana-mt*. III Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá-MT, páginas 73–83, Outubro, 1991. 23
- [72] Barros, AJP, GD da Silva, LJ de Oliveira, LB Barreto e MD Rodrigues: *Estágio atual da exploração mineral e das práticas de controle ambiental nos garimpos de ouro da região de poconé*. Em *Congresso Brasileiro de Geologia*, volume 39, páginas 99–102, 1996. 24
- [73] Daniels, David J: *Ground penetrating radar*, volume 1. Iet, 2004. 26, 30, 33, 34, 35, 38, 41
- [74] El-Said, MAH: *Geophysical prospection of underground water in the desert by means of electromagnetic interference fringes*. Proceedings of the IRE, 44(1):24–30, 1956. 26, 27, 28
- [75] Waite, Amory H e Stanley J Schmidt: *Gross errors in height indication from pulsed radar altimeters operating over thick ice or snow*. Proceedings of the IRE, 50(6):1515–1520, 1961. 26, 27
- [76] Borges, Welitom Rodrigues: *Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicações no planejamento urbano e meio ambiente: estudo sobre o sítio controlado do IAG/USP*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 2007. 26, 28, 30
- [77] Annan, AP e JL Davis: *Design and development of a digital ground penetrating radar system*. Ground Penetrating Radar, Geological Survey of Canada Special Paper, 90(4):15–23, 1992. 26, 28

- [78] Daniels, Jeffrey J: *Fundamentals of ground penetrating radar*. Em *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1989*, páginas 62–142. Society of Exploration Geophysicists, 1989. 26
- [79] Gizzi, Fabrizio Terenzio e Giovanni Leucci: *Global research patterns on ground penetrating radar (gpr)*. *Surveys in Geophysics*, 39(6):1039–1068, 2018. 26, 27, 30, 31, 33
- [80] Hulsmeyer, C: *German patent number 165546*. 1904. 26
- [81] Leimbach, G e H Löwy: *Verfahren zur systematischen erforschung des erdinnern grösserer gebiete mittels elektrischer wellen*. German patent, 237944, 1910. 26
- [82] Leimbach, G e H Löwy: *Verfahren zum nachweis unterirdischer erzlager oder von grundwasser mittels elektrischer wellen*. German patent, 246836, 1910. 26
- [83] Co, Hulsenbeck &: *Verfahren zur elektrischen bodenforschung*. German patent, 489434, 1926. 27
- [84] Stern, Walter: *Versuch einer elektrodynamischen dickenmessung von gletschereis*. *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, 27:292–333, 1929. 27
- [85] Buderer, Robert e JW Grove: *The invention that changed the world*. *Queen’s Quarterly*, 104(4):725, 1997. 27
- [86] Steenson, Bernard Owen: *Radar methods for the exploration of glaciers*. Tese de Doutoramento, California Institute of Technology, 1951. 27
- [87] Evans, S: *Radio techniques for the measurement of ice thickness*. *Polar Record*, 11(73):406–410, 1963. 27
- [88] Bailey, J T: *Radio echo sounding of polar ice sheets*. *Nature*, 204:420–421, 1964. 27
- [89] Bentley, Charles R: *The structure of antarctica and its ice cover*. Em *Research in Geophysics, Volume 2: Solid Earth and Interface Phenomena*, volume 2, página 335, 1964. 27
- [90] Walford, MER: *Radio echo sounding through an ice shelf*. *Nature*, 204(4956):317, 1964. 27
- [91] Cook, John C: *Radar exploration through rock in advance of mining*. *Trans. Soc. Min. Eng. AIME*, 254:140–146, 1973. 27
- [92] Holser, WT, RJS Brown, FA Roberts, OA Fredriksson e RR Unterberger: *Radar logging of a salt dome*. *Geophysics*, 37(5):889–906, 1972. 27
- [93] Thierbach, R: *Electromagnetic reflections in salt deposits*. *Journal of Geophysics-Zeitschrift Fur Geophysik*, 40(5):633–637, 1974. 27
- [94] Unterberger, RR: *Radar propagation in rock salt*. *Geophysical prospecting*, 26(2):312–328, 1978. 27

- [95] Annan, AP: *Gpr — history, trends, and future developments*. Subsurface sensing technologies and applications, 3(4):253–270, 2002. 27, 28, 29, 30, 33, 35
- [96] Conyers, Lawrence B: *Ground-penetrating radar for archaeology*. AltaMira Press, 2013. 27, 28
- [97] Annan, AP: *Radio interferometry depth sounding: Part i—theoretical discussion*. Geophysics, 38(3):557–580, 1973. 28
- [98] Daniels, DJ: *Surface penetrating radar, the inst*. Electrical Eng., London, 1996. 28, 38
- [99] Reynolds, John M: *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons, 2011. 28
- [100] Morey, R: *Geophysical surveying system employing electromagnetic impulses*, 1974. US Patent 3,806,795. 28
- [101] Olhoeft, Gary Roy: *The electrical properties of permafrost*. Tese de Doutorado, University of Toronto, 1975. 28
- [102] Annan, AP e JL Davis: *Impulse radar sounding in permafrost*. Radio Science, 11(4):383–394, 1976. 28
- [103] Watts, Raymond D e Anthony W England: *Radio-echo sounding of temperate glaciers: ice properties and sounder design criteria*. Journal of Glaciology, 17(75):39–48, 1976. 29
- [104] Dolphin, LT, WB Beatty e JD Tanzi: *Radar probing of victorio peak, new mexico*. Geophysics, 43(7):1441–1448, 1978. 29
- [105] Annan, AP, JL Davis e D Gendzwill: *Radar sounding in potash mines, saskatchewan, canada*. Geophysics, 53(12):1556–1564, 1988. 29
- [106] Coon, JB, JC Fowler e CJ Schafers: *Experimental uses of short pulse radar in coal seams*. Geophysics, 46(8):1163–1168, 1981. 29
- [107] Davis, JL e AP Annan: *Borehole radar sounding in CR-6, CR-7 and CR-8 at Chalk River, Ontario*. Atomic Energy of Canada Limited, 1986. 29
- [108] Olsson, Olle, L Falk, E Sandberg, O Forslund e L Lundmark: *Crosshole investigations-results from borehole radar investigations*. Relatório Técnico, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., 1987. 29
- [109] Davis, JL, AP Annan, G Black e CD Leggatt: *Geological sounding with low frequency radar; in extended abstracts*. Em *55th Annual International Meeting of the Society of Exploration Geophysics, Washington, DC*, 1985. 29
- [110] Ulriksen, C Peter F: *Application of impulse radar to civil engineering*. 1982. 29, 38

- [111] Benson, Richard, Robert A Glaccum e Michael R Noel: *Geophysical techniques for sensing buried wastes and waste migration*. Em *Geophysical techniques for sensing buried wastes and waste migration*. EPA, 1984. 29
- [112] Doolittle, James A e Loris E Asmussen: *The years of applications of ground penetrating radar by the united states department of agriculture*. Em *Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 1992. 29
- [113] Annan, AP e LT Chua: *Ground penetrating radar performance predictions*. Ground Penetrating Radar, Geological Survey of Canada Paper, 90(4):5–13, 1992. 29
- [114] Fisher, Elizabeth, George A McMechan, A. Peter Annan e Steve W. Cosway: *Examples of reverse-time migration of single-channel, ground-penetrating radar profiles*. Geophysics, 57(4):577–586, 1992. 29
- [115] Maijala, Pekka *et al.*: *Application of some seismic data processing methods to ground penetrating radar data*. Em *Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 1992. 29
- [116] Gerlitz, Kevin, Michael D Knoll, Guy M Cross, Robert D Luzitano e Rosemary Knight: *Processing ground penetrating radar data to improve resolution of near-surface targets*. Em *6th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 1993. 29
- [117] Zeng, Xiaoxian, George A McMechan, Jun Cai e How Wei Chen: *Comparison of ray and fourier methods for modeling monostatic ground-penetrating radar profiles*. Geophysics, 60(6):1727–1734, 1995. 29
- [118] Cai, Jun e George A McMechan: *Ray-based synthesis of bistatic ground-penetrating radar profiles*. Geophysics, 60(1):87–96, 1995. 29
- [119] Roberts, Roger L e Jeffrey J Daniels: *Analysis of gpr polarization phenomena*. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 1(2):139–157, 1996. 29
- [120] Goodman, Dean: *Ground-penetrating radar simulation in engineering and archaeology*. Geophysics, 59(2):224–232, 1994. 30
- [121] Brewster, Michael L e A Peter Annan: *Ground-penetrating radar monitoring of a controlled dnapl release: 200 mhz radar*. Geophysics, 59(8):1211–1221, 1994. 30
- [122] Jol, Harry M, Derald G Smith e Richard A Meyers: *Digital ground penetrating radar (gpr): a new geophysical tool for coastal barrier research (examples from the atlantic, gulf and pacific coasts, usa)*. Journal of Coastal Research, páginas 960–968, 1996. 30
- [123] Redman, JD, Gilson Kunert, JA Pilon e AP Annan: *Borehole radar for environmental applications: selected case studies: Proceedings of the sixth international conference on ground penetrating radar (gpr'96), september 30–october 3, 1996*. Sendai, Japan, 1996. 30

- [124] Holliger, Klaus e Tim Bergmann: *Finite-difference modeling of borehole georadar data*. Em *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1999*, páginas 457–460. Society of Exploration Geophysicists, 1999. 30
- [125] Lampe, Bernhard e Klaus Holliger: *Finite-difference modeling of ground penetrating radar antenna radiation*. Em *Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar*, volume 4084, páginas 556–561. International Society for Optics and Photonics, 2000. 30
- [126] Grasmueck, Mark: *3-d ground-penetrating radar applied to fracture imaging in gneiss*. *Geophysics*, 61(4):1050–1064, 1996. 30
- [127] Annan, AP, JL Davis e GB Johnston: *Maximizing 3d gpr image resolution: A simple approach*. Em *Proceedings of the High Resolution Geophysics Workshop, University of Arizona, Tucson, AZ*, páginas 6–7, 1997. 30
- [128] Gizzi, FT, A Loperte, A Satriani, V Lapenna, N Masini e M Proto: *Georadar investigations to detect cavities in a historical town damaged by an earthquake of the past*. *Advances in Geosciences*, 24:15–21, 2010. 30
- [129] Leucci, Giovanni, Lara De Giorgi, FT Gizzi e Raffaele Persico: *Integrated geoscientific surveys in the historical centre of mesagne (brindisi, southern italy)*. *Natural Hazards*, 86(2):363–383, 2017. 30
- [130] Roosevelt, Anna Curtenius: *Moundbuilders of the Amazon: geophysical archaeology on Marajó Island, Brazil*. Academic Press San Diego, 1991. 30
- [131] Mitchum Jr, RM, PR Vail e JB Sangree: *Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation*. 1977. 31, 44, 45, 48, 49
- [132] Jol, Harry M e Derald G Smith: *Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(12):1939–1947, 1991. 31, 46, 49
- [133] Jol, Harry M e Derald G Smith: *Geometry and structure of deltas in large lakes: a ground penetrating radar overview*. Em *Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 1992. 31
- [134] Jol, Harry M e Derald G Smith: *Ground penetrating radar: recent results*. *Canadian Society of Exploration Geophysics Recorder*, 17(8):15–20, 1992. 31
- [135] Smith, Derald G e Harry M Jol: *Ground-penetrating radar investigation of a lake bonneville deita, provo level, brigham city, utah*. *Geology*, 20(12):1083–1086, 1992. 31, 49
- [136] Smith, Derald G e Harry M Jol: *Gpr results used to infer depositional processes of coastal spits in large lakes*. Em *Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 1992. 31

- [137] Davis, J L e AP Annan: *Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy*. Geophysical prospecting, 37(5):531–551, 1989. 31
- [138] Beres, Milan e FP Haeni: *Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies*. Groundwater, 29(3):375–386, 1991. 31, 46, 47, 50, 85, 87, 88
- [139] Gawthorpe, RL, RE Li Collier, J Alexander, JS Bridge e MR Leeder: *Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies*. Geological Society, London, Special Publications, 73(1):421–432, 1993. 31, 46, 49
- [140] Jol, Harry M: *Ground penetrating radar antennae frequencies and transmitter powers compared for penetration depth, resolution and reflection continuity*. Geophysical prospecting, 43(5):693–709, 1995. 31
- [141] Smith, Derald G e Harry M Jol: *Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in quaternary sediments*. Journal of Applied Geophysics, 33(1-3):93–100, 1995. 31
- [142] Huggenberger, Peter: *Radar facies: recognition of facies patterns and heterogeneities within pleistocene rhine gravels, ne switzerland*. Geological Society, London, Special Publications, 75(1):163–176, 1993. 31, 49
- [143] BRISTOW, CHARLIE: *A new look at the lower greensand using ground-penetrating radar*. Geology Today, 10(1):24–27, 1994. 31, 49
- [144] Bristow, Charlie, Jonathan Pugh e TIM Goodall: *Internal structure of aeolian dunes in abu dhabi determined using ground-penetrating radar*. Sedimentology, 43(6):995–1003, 1996. 31
- [145] Bristow, Charlie S e Harry M Jol: *An introduction to ground penetrating radar (gpr) in sediments*. Geological Society, London, Special Publications, 211(1):1–339, 2003. 31, 32
- [146] Van Dam, Remke L e Wolfgang Schlager: *Identifying causes of ground-penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses*. Sedimentology, 47(2):435–449, 2000. 32
- [147] Corbeanu, Rucsandra M, Kristian Soegaard, Robert B Szerbiak, John B Thurmond, George A McMechan, Deming Wang, Steven Snelgrove, Craig B Forster e Ari Menitove: *Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-d ground-penetrating radar: Example from the middle cretaceous ferron sandstone, east-central utah*. AAPG bulletin, 85(9):1583–1608, 2001. 32, 49
- [148] Jol, Harry M: *Ground penetrating radar theory and applications*. elsevier, 2008. 33, 35, 41, 42
- [149] Goodman, Dean e Salvatore Piro: *GPR remote sensing in archaeology*, volume 9. Springer, 2013. 33, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44

- [150] Cook, John C: *Radar transparencies of mine and tunnel rocks*. Geophysics, 40(5):865–885, 1975. 35
- [151] Daniels, DJ, DJ Gunton e HF Scott: *Introduction to subsurface radar*. Em *IEE Proceedings F-Communications, Radar and Signal Processing*, volume 135, páginas 278–320. IET, 1988. 35, 36
- [152] Powers, Michael H: *Modeling frequency-dependent gpr*. The leading edge, 16(11):1657–1662, 1997. 36
- [153] Olhoeft, Gary R: *Electrical, magnetic and geometric properties that determine ground penetrating radar performance*. Em *Proceedings of GPR*, volume 98, páginas 177–182, 1998. 36, 37
- [154] Giannopoulos, Antonis: *Modelling ground penetrating radar by gprmax*. Construction and building materials, 19(10):755–762, 2005. 37
- [155] Cassidy, Nigel J e HM Jol: *Electrical and magnetic properties of rocks, soils and fluids*, volume 2. chapter, 2009. 37
- [156] Yarovoy, AG, W Qiu, B Yang e PJ Aubry: *Reconstruction of the field radiated by gpr antenna into ground*. 2007. 41
- [157] Hardage, Bob A: *Seismic stratigraphy*. Handbook of geophysical exploration, 9:432, 1987. 44
- [158] Sangree, JB e JM Widmier: *Interpretation of depositional facies from seismic data: Continuing education symposium*. Geophysical Society of Houston, 1974. 44, 45
- [159] Sangree, JB e JM Widmier: *Interpretation of depositional facies from seismic data*. Geophysics, 44(2):131–160, 1979. 44, 47
- [160] Sheriff, Robert E: *Factors affecting seismic amplitudes*. Geophysical Prospecting, 23(1):125–138, 1975. 44, 45
- [161] Roksandić, MM: *Seismic facies analysis concepts*. Geophysical Prospecting, 26(2):383–398, 1978. 44, 46, 47
- [162] Brown Jr, LF e WL Fisher: *Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems and its role in petroleum exploration (part 1)*. 1980. 44, 47
- [163] Haeni, FP: *Evaluation of the continuous seismic-reflection method for determining the thickness and lithology of stratified drift in the glaciated northeast*. AWRA monograph series (USA), 1988. 44, 47
- [164] Baker, PL: *Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences*. Exploration Geophysics, 22(1):19–22, 1991. 46
- [165] Miall, Andrew D: *Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate*. 1992. 47, 48

- [166] Campbell, Charles V: *Lamina, laminaset, bed and bedset*. *Sedimentology*, 8(1):7–26, 1967. 48, 49
- [167] RL, Allen John: *Sedimentary structures, their character and physical basis*, volume 1. Elsevier, 1982. 48, 49
- [168] Reading, HG: *Clastic coast*. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, páginas 154–231, 1996. 48
- [169] Beres, Milan, Peter Huggenberger, Alan G Green e Heinrich Horstmeyer: *Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture*. *Sedimentary Geology*, 129(1-2):1–24, 1999. 49, 50
- [170] Neal, Adrian e Clive L Roberts: *Applications of ground-penetrating radar (gpr) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments*. Geological Society, London, Special Publications, 175(1):139–171, 2000. 49
- [171] Neal, A, RV Dackombe e CL Roberts: *Applications of ground-penetrating radar (gpr) to the study of coarse clastic (shingle) coastal structures*. *Ecology and Geomorphology of Coastal Shingle*. Westbury Academic and Scientific, Yorkshire, páginas 77–106, 2001. 49
- [172] Heinz, Jürgen: *Sedimentary geology of glacial and periglacial gravel bodies (SW-Germany): dynamic stratigraphy and aquifer sedimentology*. Tese de Doutoramento, Inst. und Museum für Geologie und Paläontologie, Univ. Tübingen, 2001. 49
- [173] Neal, Adrian e Clive L Roberts: *Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles*. *Sedimentology*, 48(4):791–810, 2001. 49
- [174] Neal, Adrian, Nigel I Pontee, Ken Pye e Julie Richards: *Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar*. *Sedimentology*, 49(4):789–804, 2002. 49
- [175] Neal, Adrian, Julie Richards e Ken Pye.: *Structure and development of shell cheniers in essex, southeast england, investigated using high-frequency ground-penetrating radar*. *Marine Geology*, 185:435–469, 2002. 49
- [176] Neal, Adrian, Julie Richards e Ken Pye: *Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, essex, southeast england*. *Sedimentary Geology*, 162(3-4):167–198, 2003. 49
- [177] Szerbiak, RB, GA McMechan, R Corbeanu, C Forster e SH Snelgrove: *3-d characterization of a clastic reservoir analog: From 3-d gpr data to a 3-d fluid permeability model*. *Geophysics*, 66(4):1026–1037, 2001. 49
- [178] Russell, AJ, O Knudsen, H Fay, PM Marren, J Heinz e J Tronicke: *Morphology and sedimentology of a giant supraglacial, ice-walled, jökulhlaup channel, skeiðarárjökull, iceland: implications for esker genesis*. *Global and Planetary Change*, 28(1-4):193–216, 2001. 49

- [179] Hornung, J e T Aigner: *Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: An outcrop analogue study (upper triassic, southern germany) part 1: Sedimentology and petrophysics*. *Journal of Petroleum Geology*, 25(1):3–30, 2002. 49
- [180] O’Neal, Michael L e Susan McGeary: *Late quaternary stratigraphy and sea-level history of the northern delaware bay margin, southern new jersey, usa.: a ground penetrating radar analysis of composite quaternary coastal terraces*. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9):929–946, 2002. 49
- [181] Heinz, Jürgen e Thomas Aigner: *Three-dimensional gpr analysis of various quaternary gravel-bed braided river deposits (southwestern germany)*. Geological Society, London, Special Publications, 211(1):99–110, 2003. 49
- [182] Skelly, Raymond L, Charlie S Bristow e Frank G Ethridge: *Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: the lower niobrara river, northeast nebraska*. *Sedimentary Geology*, 158(3-4):249–270, 2003. 49
- [183] Moysey, Stephen, Rosemary J Knight e Harry M Jol: *Texture-based classification of ground-penetrating radar images*. *Geophysics*, 71(6):K111–K118, 2006. 50
- [184] Van Heteren, Sytze, Duncan FitzGerald e Paul McKinlay: *Application of ground penetrating radar in coastal stratigraphic studies*. Em *Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 1994. 50
- [185] Asprion, U e T Aigner: *Towards realistic aquifer models: three-dimensional georadar surveys of quaternary gravel deltas (singen basin, sw germany)*. *Sedimentary Geology*, 129(3-4):281–297, 1999. 50
- [186] Rauber, Martin, Fritz Stauffer, Peter Huggenberger e Themistocles Dracos: *A numerical three-dimensional conditioned/unconditioned stochastic facies type model applied to a remediation well system*. *Water Resources Research*, 34(9):2225–2233, 1998. 50
- [187] Tercier, Paulette, Rosemary Knight e Harry Jol: *A comparison of the correlation structure in gpr images of deltaic and barrier-spit depositional environments*. *Geophysics*, 65(4):1142–1153, 2000. 50
- [188] Moysey, STEPHEN, ROSEMARY Knight, RICHELLE M Allen-King e J Caers: *The construction of stochastic facies-based models conditioned to ground penetrating radar images*. *ACTA-UNIVERSITATIS CAROLINAE GEOLOGICA*, (2/3):344–348, 2002. 50
- [189] Sandmeier, KJ: *Reflexw 3.0 manual*. Sandmeier Software, Zipser Strabe, 1, 2011. 57, 76

Apêndice A

Função Hiperbólica

A partir de funções hiperbólicas, como a observada na Figura ??, percebe-se que estas podem ser definidas matematicamente, de onde a velocidade de propagação relativa (dada em m/s) pode ser deduzida e resumida na forma de:

$$v_r = 2\sqrt{\frac{x_{n-1}^2 - x_0^2}{t_{n-1}^2 - t_0^2}} \quad (\text{A.1})$$

Onde, v_r é a velocidade de propagação relativa, x_{n-1} e x_0 representam a distância horizontal percorrida pela antena e t_{n-1} e t_0 são os tempos em nanossegundos percorridos pela onda no meio.

Assim, a profundidade até o alvo, calculada a partir do tempo duplo, se expressa como:

$$d_0 = \frac{v_r t_0}{2} \quad (\text{A.2})$$

A Equação A.1 pode ser inferida a partir da seguinte equação da hipérbole:

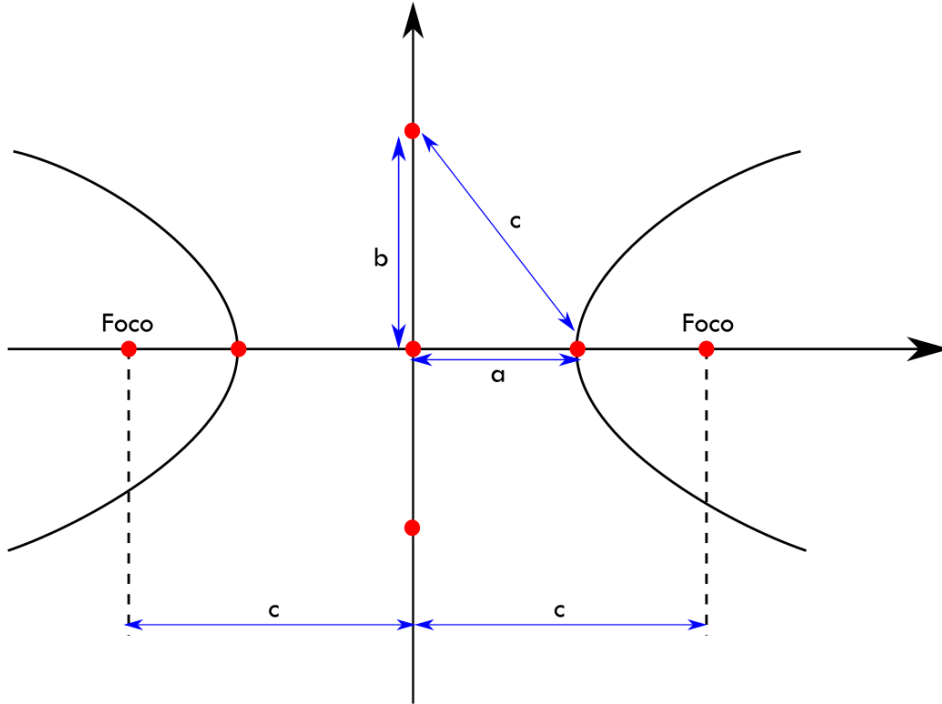
$$\frac{y^2}{a^2} - \frac{x^2}{b^2} = 1 \quad (\text{A.3})$$

No qual, y é a profundidade de penetração do sinal ($d_0, d_1, d_2, \dots, d_n$), x é o deslocamento das antenas na superfície ($x_0, x_1, x_2, \dots, x_n$), a é a distância do vértice da hipérbole até a origem, ou seja, $a = d_0$, e b^2 vem da fórmula de Pitágoras para triângulos retângulos como sendo $b^2 = c^2 - a^2$, onde c é a distância do foco da hipérbole até a origem, como mostrado na Figura A.1 a seguir.

Para um dado ponto (d_n, x_n) na hipérbole, substituindo a pelo valor da distância entre o vértice da hipérbole a origem, tem-se:

$$\frac{d_n^2}{d_0^2} - \frac{x_n^2}{b^2} = 1 \quad (\text{A.4})$$

Figura A.1: Ilustrações evidenciando os componentes de uma hipérbole. Onde a é a distância do vértice da hipérbole até a origem, c é a distância do foco da hipérbole até a origem e $b^2 = c^2 - a^2$.



Substituindo também estes valores na equação da profundidade de penetração do sinal obtida com a fórmula do tempo duplo de viagem, temos:

$$d_n = \frac{1}{2}v_r t_n \quad (\text{A.5})$$

e

$$d_0 = \frac{1}{2}v_r t_0 \quad (\text{A.6})$$

Substituindo estes valores no primeiro termo da Equação A.4, tem-se:

$$\frac{d_n^2}{d_0^2} = \frac{(\frac{1}{2}v_r t_n)^2}{(\frac{1}{2}v_r t_0)^2} = \frac{t_n^2}{t_0^2} \quad (\text{A.7})$$

Que na Equação A.4 fica:

$$\frac{t_n^2}{t_0^2} - \frac{x_n^2}{b^2} = 1 \quad (\text{A.8})$$

Seja um segundo ponto da hipérbole (d_k, x_k) :

$$d_k = \frac{1}{2}v_r t_k \rightarrow \frac{t_k^2}{t_0^2} - \frac{x_k^2}{b^2} = 1 \quad (\text{A.9})$$

Logo,

$$\frac{t_n^2}{t_0^2} - \frac{x_n^2}{b^2} = \frac{t_k^2}{t_0^2} - \frac{x_k^2}{b^2} \rightarrow \frac{1}{t_0^2}(t_n^2 - t_k^2) = \frac{1}{b^2}(x_n^2 - x_k^2) \rightarrow \frac{b^2}{t_0^2} = \frac{(x_n^2 - x_k^2)}{(t_n^2 - t_k^2)} \quad (\text{A.10})$$

Sendo que c é a distância do foco da hipérbole até a origem, pode-se ter que $c = v_r t_f$, onde t_f é o tempo em que o sinal alcança o foco da hipérbole. Assim, $b^2 = c^2 - a^2 \rightarrow b^2 = d_f^2 - d_0^2 = v_r^2 t_f^2 / 4 - v_r^2 t_0^2 / 4 = (v_r^2 / 4)(t_f^2 - t_0^2)$. Considerando que a velocidade da onda no meio v_r pode ser considerada uma constante para aquele ambiente e t_f e t_0 são parâmetros da hipérbole e de fato indicam o formato da mesma, sendo este expresso pela sua excentricidade que é sempre maior que a unidade:

$$\epsilon = \frac{c}{a} = \frac{t_f v_r}{t_0 v_r} = \frac{t_f}{t_0} > 1 \quad (\text{A.11})$$

Por outro lado,

$$\frac{b^2}{t_0^2} = \frac{v_r^2 t_f^2 - v_r^2 t_0^2}{4 t_0^2} = \frac{v_r^2}{4} \left(\frac{t_f^2}{t_0^2} - 1 \right) = \frac{v_r^2}{4} (\epsilon^2 - 1) \quad (\text{A.12})$$

Substituindo na Equação A.10:

$$\frac{b^2}{t_0^2} = \frac{(x_n^2 - x_k^2)}{(t_n^2 - t_k^2)} \rightarrow \frac{v_r^2}{4} (\epsilon^2 - 1) = \frac{(x_n^2 - x_k^2)}{(t_n^2 - t_k^2)} \quad (\text{A.13})$$

$$v_r^2 = \frac{4}{(\epsilon^2 - 1)} \frac{(x_n^2 - x_k^2)}{(t_n^2 - t_k^2)} \rightarrow v_r = \sqrt{\frac{4}{(\epsilon^2 - 1)} \frac{(x_n^2 - x_k^2)}{(t_n^2 - t_k^2)}} = \frac{2}{\sqrt{\epsilon^2 - 1}} \sqrt{\frac{x_n^2 - x_k^2}{t_n^2 - t_k^2}} \quad (\text{A.14})$$

Se a expressão $\sqrt{\epsilon^2 - 1}$ for da ordem da unidade, isto é, se a excentricidade da hipérbole for aproximadamente igual a $\epsilon \approx \sqrt{2} = 1,414$, então a Equação A.14 fica:

$$v_r^2 \approx 2 \sqrt{\frac{x_n^2 - x_k^2}{t_n^2 - t_k^2}} \quad (\text{A.15})$$

A hipérbole da Figura ??, possui excentricidade igual a $\sqrt{2}$. Pois, a única anomalia deste gráfico está no vértice desta hipérbole, a uma distância d_0 da origem. Assim, as medidas de profundidades, d , apresentadas pelo GPR corresponde às reflexões desta anomalia. Com isso, tem-se:

$$d^2 = d_0^2 + x^2 \rightarrow \frac{d^2}{d_0^2} - \frac{x^2}{d_0^2} = 1 \quad (\text{A.16})$$

A Equação A.16 anterior corresponde a uma hipérbole de forma: $\frac{y^2}{a^2} - \frac{x^2}{b^2=1}$, então:

$$a^2 = d_0^2 \rightarrow b^2 = c^2 - a^2 = d_0^2 \quad (\text{A.17})$$

Calculando a excentricidade $\frac{c}{a}$:

$$a^2 = d_0^2 \rightarrow a = d_0 \rightarrow b^2 = c^2 - d_0^2 = d_0^2 \rightarrow c^2 = 2d_0^2 \rightarrow c = \sqrt{2}d_0 \quad (\text{A.18})$$

Logo, a excentricidade se torna:

$$\epsilon = \frac{c}{a} = \frac{\sqrt{2}d_0}{d_0} = \sqrt{2} \quad (\text{A.19})$$

Assim, a fórmula da velocidade relativa, $v_r = 2\sqrt{\frac{x_{n-1}^2 - x_0^2}{t_{n-1}^2 - t_0^2}}$, torna-se válida para a hipérbole da Figura ??

Apêndice B

Semivariograma

Neste trabalho, a apresentação dos padrões de reflexão esteve acompanhada da análise de semivariogramas de cada um destes padrões. Assim, este apêndice tem como objetivo explicar este recurso de estatística espacial, justificando sua utilização.

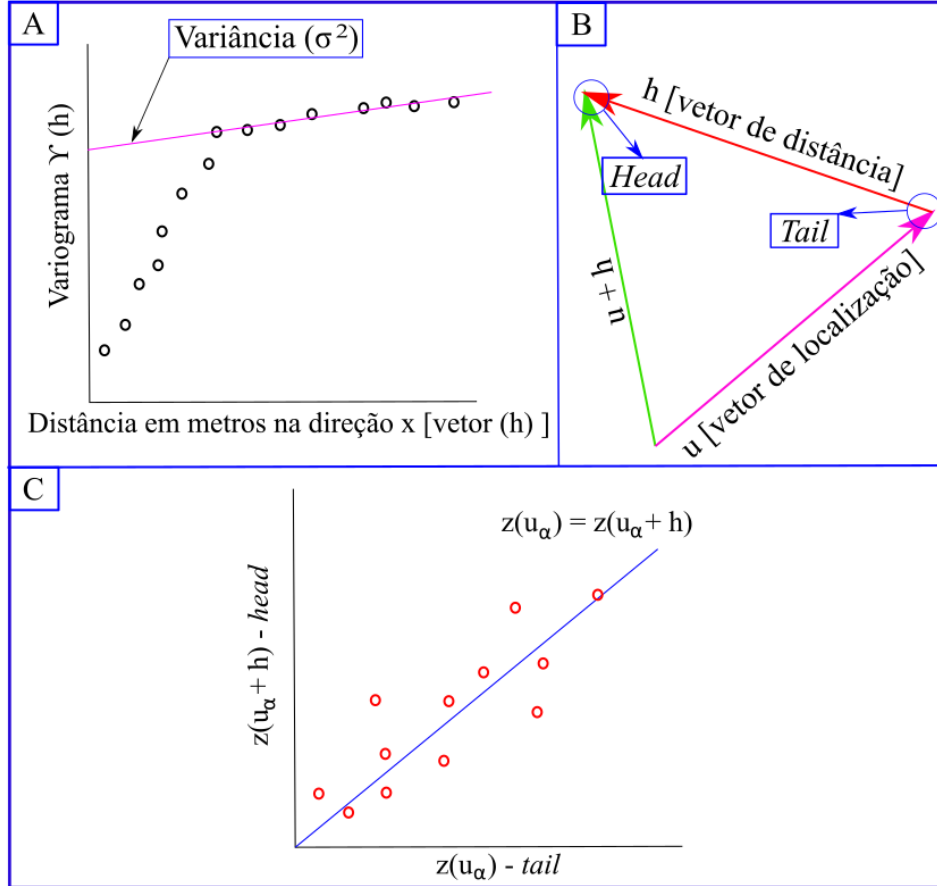
O semivariograma surgiu da necessidade de uma função estatística que calculasse, quantificasse e modelasse a continuidade espacial de um dado. Ele tem como finalidade fornecer uma estimativa do quanto as feições presentes em um dado se mostram semelhantes, ou diferentes, ao longo da variação espacial destas amostras. Visto que dados em subsuperfície podem passar por mudanças dramáticas ao longo de uma continuidade espacial.

Assim, foi criado o semivariograma, que é uma função da diferença ao longo da distância. Onde no eixo das abscissas ficam os valores da distância (h) em metros ao longo da direção x , e no eixo das ordenadas fica a função do variograma $\gamma(h)$ aplicada para aquela distância h , esta distância é geralmente conhecida como "*lag distance*", onde a variável h é tida como o vetor de distância, ou *lag vector*, como apresentado na Figura B.1. Assim, a plotagem dos pontos diz o quanto os dados se tornam diferentes a medida em que se aumenta a distância entre as amostras.

Este vetor h que no gráfico fica no eixo das abscissas, e a partir dele se calcula o semivariograma é de extrema importância. Por ser um vetor, ele possui uma direção e um comprimento. Neste contexto, o vetor u apresentado na Figura B.1 B é tido como o vetor de localização. De forma que ele indica a localização, no contexto de um dado problema espacial, da distância ao fim do vetor h . Para fins de simplificação, neste trabalho o início do vetor h será chamado de *head* e o final do mesmo será chamado de *tail*.

Assim, o semivariograma é formado a partir do "escaneamento" de todo um dado por um vetor h que descreve a separação espacial de dois dados, um dado localizado no *tail* e um segundo dado localizado no *head*. Onde este "escaneamento" passa por todos os possíveis pares de dados que estejam separados por esta distância e direção que representa

Figura B.1: Ilustrações dos componentes de um semivariograma, onde: A) Representação gráfica de um semivariograma, com destaque para a sua variância e a disposição dos eixos da distância em metros do vetor "h" e do variograma nos eixos das abscissas e ordenadas, respectivamente; B) Ilustração da relação entre o vetor "h", também conhecido como "lag vector" e o vetor "u" de localização; C) ilustração de uma plotagem de um gráfico de dispersão formado pelos valores do *tail* e do *head* do vetor "h".



o vetor h . Para tanto, o variograma plotado no eixo das ordenadas é dado pela seguinte equação:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} (z(\mu_{\alpha}) - z(\mu_{\alpha} + h))^2 \quad (\text{B.1})$$

Nesta equação, o termo $z(\mu_{\alpha})$ representa o *tail* do vetor h , e o termo $z(\mu_{\alpha} + h)$ representa o *head* do mesmo. Em suma, a Equação B.1 é composta pela metade da média da diferença ao quadrado dos pontos sobre uma distância h . Onde esta média é feita sobre todos os possíveis pares de amostras, $N(h)$, de um dado, que se encaixam no vetor h . A divisão por dois, quando incluída na Equação B.1, fornece um semivariograma, se não houver esta divisão por dois, tem-se um variograma. Entretanto, geralmente chama-se de variograma ambas as variações. O termo $\frac{1}{2}$ é utilizado para que haja um relação direta entre a função de covariância e o variograma, representada pela equação a seguir:

$$C_x(h) = \sigma_x^2 - \gamma_x(h) \quad (\text{B.2})$$

Onde o termo $C_x(h)$ representa a covariância, que seria uma medida do grau de similaridade versus a distância, σ_x^2 representa a variância da variável, que é uma constante, e $\gamma_x(h)$ a função do variograma. No fim, pela Equação B.2, percebe-se que o semivariograma e a função da covariância serão apenas imagens refletidas um do outro.

Para o vetor "h", pode-se criar um gráfico de dispersão. Onde, pega-se o valor no *tail* do vetor "h", e o valor do *head* no mesmo e plota-se ambos, como mostrado na Figura B.1C. Esta plotagem mostra a constância dos valores separados pelo vetor "h", indicando uma estimativa do quanto os dados estão correlacionados no espaço.

A partir da relação apresentada na Equação B.2, pode-se inferir um cálculo para o correlograma, $\rho_x(h)$, que é uma imagem estatística de correlação dada pela seguinte relação:

$$\rho_x(h) = \frac{C_x(h)}{\sigma_x^2} \quad (\text{B.3})$$

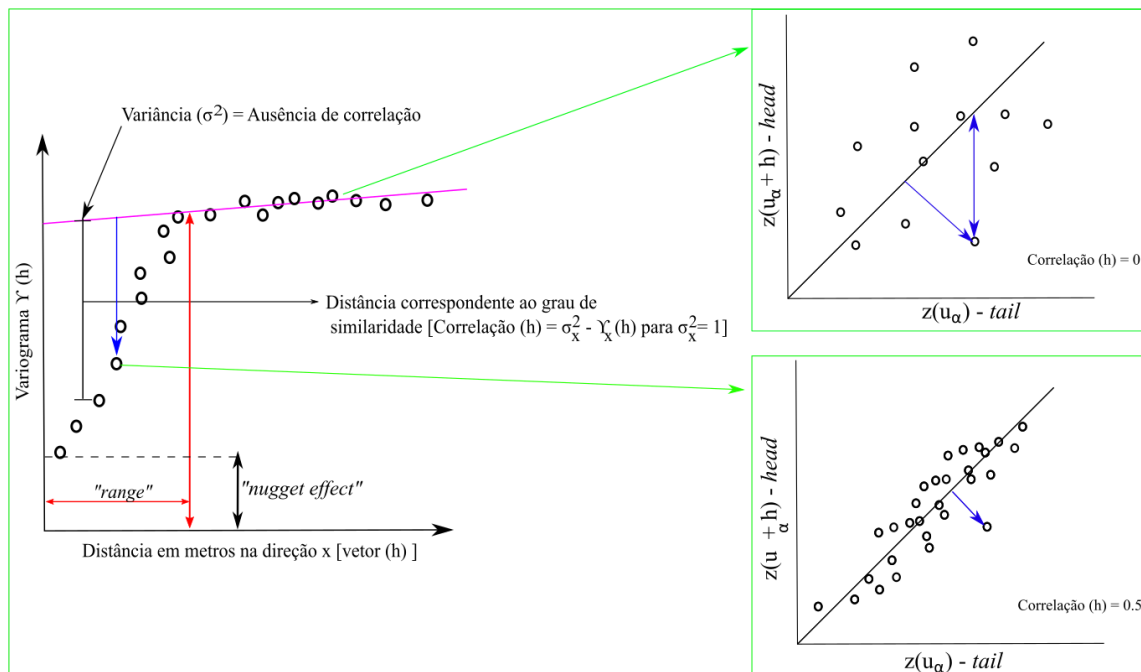
O correlograma é uma medida da similaridade pela distância, onde seu valor é equivalente ao coeficiente de correlação do gráfico de dispersão, exemplificado na Figura B.1C. nota-se que pelas Equação B.3 a função de covariância, $C_x(h)$, será igual ao correlograma, $\rho_x(h)$, quando $\sigma_x^2 = 1$.

B.1 Análise do semivariograma

É de se esperar que a medida que o tamanho do vetor "h" aumenta, aumentando a distância dos dados localizados no *tail* e no *head*, a probabilidade de um aumento no grau de variabilidade do dado será maior, elevando o valor da função $\gamma_x(h)$. Para a criação de um semivariograma, deve-se fornecer o maior número possível de pares, $N(h)$, presentes nos dados para análise. Visto que, quanto maior o número de amostras, maior será a confiabilidade do resultado apresentado no semivariograma. Além disso, é importante a presença da variância, σ^2 , plotada no gráfico, para que se saiba o grau de correlação entre as amostras, como representado na Figura B.2. Aqui, abaixo da variância são os pontos que apresentam correlação, ou seja, Correlação (h) = $\rho_x(h)$, se $\sigma_x^2 = 1.0$.

Na Figura B.2, a variância faz parte do semivariograma e é a primeira função que deve ser plotada, antes que se comece os cálculos para os pontos deste. Lembrando que pela Equação B.2, a variância e o variograma subtraídos fornecem o valor da função de covariância.

Figura B.2: Ilustrações dos componentes de um semivariograma, onde: A) Representação gráfica de um semivariograma, com destaque para a sua variância e a disposição dos eixos da distância em metros do vetor "h" e do variograma nos eixos das abscissas e ordenadas, respectivamente; B) Ilustração da relação entre o vetor "h", também conhecido como "lag vector" e o vetor "u" de localização; C) ilustração de uma plotagem de um gráfico de dispersão formado pelos valores do tail e do head do vetor "h".



O comprimento do vetor (h) ao longo do eixo das abscissas onde o variograma se encontra com a variância é tido como o "range" do semivariograma, como indicado na Figura B.2. Nota-se a partir desta Figura, que quando o variograma se iguala a variância, pela Equação B.2, temos que: $C(h) = 0$; ou seja, não existe mais correlação entre os dados do tail e do head. Não existindo mais correlação, não se pode mais obter informações sobre a continuidade espacial do dado a partir daqueles pontos. Assim, o range também funciona como um "localizador" para o ponto a partir do qual não se pode mais obter informações sobre a correlação dos dados.

Por fim, como ilustrado na Figura B.2, em alguns semivariogramas, aparece o que se chama de "nugget effect", que é uma descontinuidade que aparece no gráfico em distâncias menores que o espaçamento mínimo do dado. Ou seja, o "nugget effect" é uma estrutura que não apresenta correlação em distâncias $h > \varepsilon$, seja ε uma distância infinitesimal depois do zero, já que em zero o variograma deve ser igual a zero.