



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

IMAGEAMENTO DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES ANÁLOGOS A RESERVATÓRIOS DE HIDROCARBONETOS DA BACIA DO RECÔNCAVO UTILIZANDO O GPR

MOISÉS VIEIRA PINTO

SALVADOR – BAHIA

FEVEREIRO – 2007

**Imageamento de Depósitos Sedimentares Análogos a Reservatórios de
Hidrocarbonetos da Bacia do Recôncavo Utilizando o GPR**

por

MOISÉS VIEIRA PINTO

PROF. DR. MARCO ANTÔNIO BARSOTTELLI BOTELHO (ORIENTADOR)

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

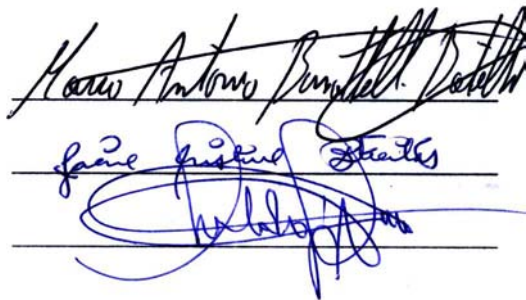
DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora



Dr. Marco Antônio Barsottelli Botelho - Orientador

Dra. Jacira Cristina B. de Freitas

Mc. Geraldo Girão Nery

Data da aprovação: 13/02/2007

Dedico este trabalho aos meus pais,
por me darem oportunidade de
estudar.

RESUMO

O método geofísico do radar de penetração no solo (*Ground Penetrating Radar*) ou GPR, vem sendo amplamente utilizado para investigações geofísicas rasas tanto na geologia quanto em engenharia civil, geotecnia, arqueologia, glaciologia, entre outros. Este trabalho se concentra na aplicação do GPR na geologia sedimentar, o qual consegue fornecer aos geólogos do petróleo o detalhamento estratigráfico e estrutural do arcabouço interno de afloramentos, particularmente de rochas areníticas análogas a reservatórios de hidrocarbonetos, devido principalmente à boa resolução fornecida pelo método em meios eletricamente resistivos, o qual apresenta boa razão sinal/ruído e baixa atenuação do sinal. É possível mapear contatos litológicos bem como diferentes estratificações e estruturas, tornando possível inferir sobre o modelo deposicional local.

Neste trabalho foram feitas investigações com o GPR utilizando antenas de 200 MHz em afloramentos areníticos da Bacia do Recôncavo pertencentes as unidades litoestratigráficas do Membro Boipeba, da Formação Água Grande e da Formação Maracangalha, a fim de se obter um bom modelo interno da estratigrafia dessas rochas. Os dados de radar foram processados utilizando o *software* RADAN da GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*) seguindo um fluxo básico de processamento de dados de radar, que inclui filtragens no domínio da frequência, *mute off*, correlação lateral, aplicação de ganhos, deconvolução, migração, e conversão em profundidade.

Após o processamento dos dados, os radargramas gerados foram interpretados e posteriormente, dispostos em diagramas esquemáticos tridimensionais, revelando as estruturas internas dos afloramentos estudados. Os resultados obtidos, como refletrores sigmoidais da Formação Água Grande e estratificações cruzadas e planoparalelas da Formação Aliança (Membro Boipeba) confirmam a grande aplicabilidade do método GPR para imagear estruturas de rochas sedimentares análogas de reservatórios de hidrocarbonetos em subsuperfície.

ABSTRACT

The geophysical method called Ground Penetrating Radar, or GPR, has been used in diverse shallow geophysics investigations such as: geology, archaeology, engineering and environmental studies, among others. This work focuses the GPR application to stratigraphic geology, since the GPR can give excellent detail about internal structure of a resistive rock. The hydrocarbon reservoir analogous rocks, usually are electrically resistive sandstones which allows the GPR obtain excellent radargrams with high ratio signal/noise and low attenuation. So, the GPR can give precious information about the structural and stratigraphic pattern of the sandstones bodies.

This work presents the results of GPR surveys over sandstones outcrops of Boipeba Member, Agua Grande Formation, and Maracangalha Formation, both in pre-rift stratigraphy sequence of Recôncavo Basin, northeast of Brazil. The data acquisition over the outcrops was carried using 200 MHz antennas with constant offset configuration. The GPR data was processed using RADAN software from GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.) and consisted of application of frequency filters, mute off, lateral cross-correlation, automatics and linear gains, deconvolution, and data migration.

After the data processing, the obtained radargrams were interpreted, and later, disposed in 3D schematical diagrams, revealing internal structures of the studied outcrops. The obtained results, such as the sigmoidal reflectors of Agua Grande Formation and the cross-stratification of Aliança Formation (Boipeba Member) confirm the great applicability of the GPR method for imaging internal structures of sedimentary rocks analogous of hydrocarbon reservoirs.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE TABELAS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Introdução ao Método GPR	4
1.1 Princípios Operacionais e Instrumentação	4
1.2 Propagação de Ondas Eletromagnéticas de Alta Frequência	7
1.2.1 Parâmetros de Propagação	7
1.2.2 Perda da energia e atenuação do sinal	9
1.2.3 Performance do Sistema GPR e Profundidade de Penetração	11
1.2.4 Resolução do sistema GPR	13
1.3 Propriedades Dielétricas das Rochas	14
1.4 Aquisição dos dados	20
1.4.1 Parâmetros de aquisição	20
1.4.2 Principais arranjos de aquisição dos dados	21
CAPÍTULO 2 Processamento de Dados de Radar	25
2.1 Pré-Processamento de campo	25
2.2 Processamento básico dos dados	25
2.2.1 Procedimentos iniciais	26
2.2.2 Visualização e Edição dos Dados	27
2.2.3 Aplicação de Ganhos	28
2.2.4 Filtragem dos Dados	31
2.2.5 Deconvolução	31
2.3 Processamento avançado	33
2.3.1 Análise de Velocidade	33
2.3.2 Migração	34

CAPÍTULO 3	Geologia Regional da Bacia do Recôncavo	36
3.1	Introdução	36
3.2	Arcabouço Estrutural	36
3.3	Estratigrafia	38
3.3.1	Evolução Tectono-Sedimentar do Pré-Rifte	41
3.3.2	Membro Boipeba	42
3.3.3	Formação Água Grande	43
3.3.4	Formação Maracangalha	43
3.4	Sistema Petrolífero	44
CAPÍTULO 4	Área de Estudo e Aplicação do Método GPR	45
4.1	Afloramento 1: Membro Boipeba	46
4.1.1	Descrição do Afloramento	46
4.1.2	Aquisição dos Dados	47
4.1.3	Interpretação dos radargramas obtidos	47
4.2	Afloramento 2: Formação Água Grande	53
4.2.1	Descrição do Afloramento	53
4.2.2	Aquisição dos Dados	54
4.2.3	Interpretação dos Radargramas obtidos	55
4.3	Afloramento 3: Formação Maracangalha	61
4.3.1	Descrição do Afloramento	61
4.3.2	Aquisição dos dados	61
4.3.3	Interpretação dos radargramas obtidos	62
CAPÍTULO 5	Conclusões	64
Agradecimentos		65
Referências Bibliográficas		66

ÍNDICE DE TABELAS

1.1	Valores da constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação para alguns materiais geológicos a $100MHz$ (Davis e Annan, 1989).	11
1.2	Valores das constantes dielétricas relativas e velocidades da onda eletromagnética para alguns materiais geológicos e artificiais (Reynolds, 1997).	16
4.1	Parâmetros de aquisição dos radargramas boipeba01 e boipeba02, onde L representa o comprimento total do perfil, dt representa o intervalo de amostragem e nt representa o número de amostras por traço.	47
4.2	Parâmetros de aquisição dos radargramas aguagr01, aguagr02, aguagr03 e aguagr04, onde L representa o comprimento total do perfil, dt representa o intervalo de amostragem e nt representa o número de amostras por traço. . .	55

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Constituintes Básicos do Sistema GPR (Reynolds, 97).	5
1.2	Equipamento SIR-2000 da GSSI em operação no campo.	5
1.3	Antenas em modo monoestático com frequência da fonte igual a 200 MHz.	6
1.4	Relação entre velocidade e frequência para diferentes condutividades (Davis e Annan, 1989).	8
1.5	Principais processos de perda de energia (Reynolds, 1997).	10
1.6	Relação entre atenuação e frequência a diferentes condutividades (Davis e Annan, 1989).	10
1.7	Variação do <i>Skin Depht</i> (m) em função da resistividade (ohm.m), para $\epsilon_r = 8$ e 40 (McCann, Jackson e Fenning, 1988).	12
1.8	Bloco diagrama ilustrando a energia que é irradiada e a que é recebida pelo sistema GPR (Annan and Davis, 1977).	13
1.9	Velocidade das ondas de radar em função da constante dielétrica relativa (Reynolds, 1997).	14
1.10	Distâncias proibitivas em função da frequência para diferentes materiais (Cook, 1975).	17
1.11	Velocidade da onda de radar como função da porosidade para materiais granulares saturados com ar e água (modificado de Reynolds, 1997).	19
1.12	Tipos de Orientações das antenas de radar (Annan e Cosway, 1992).	22
1.13	Área de recobrimento das antenas de GPR para as configurações PR-BD e PL-BD (Annan e Cosway, 1992).	22
1.14	Principais modos de aquisição de dados de radar: a) Afastamento constante, b)Tipo WARR, c)Tipo CMP, d) Transiluminação (tomografia).	24
2.1	Visualização do <i>header</i> do radargrama boipeba02, contendo informações da aquisição dos dados.	27
2.2	Radargrama boipeba02, visualizado sem nenhum processamento, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.	28
2.3	Radargrama boipeba02 após a aplicação de ganhos de contraste de cores, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.	29

2.4	Radargrama boipeba02 após um <i>mute</i> para tempos maiores que 70 <i>ns</i> e correção do tempo zero, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.	29
2.5	Radargrama boipeba02 após a aplicação de ganhos automáticos de fator 20 numa janela de 20 <i>ns</i> , onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.	30
2.6	Espectro de frequência do radargrama boipeba02, onde o pico de frequência gira em torno da frequência central da antena, igual a 200 <i>MHz</i>	32
2.7	Radargrama boipeba02 após a aplicação de filtragem do tipo passa-banda, limitado em 50 e 300 <i>MHz</i> , onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.	32
2.8	Radargrama boipeba02 após aplicação da deconvolução preditiva, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.	33
2.9	Radargrama boipeba02 após aplicação da migração FK com variação linear de velocidade, onde cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.	35
3.1	Arcabouço estrutural e campos de petróleo da Bacia do Recôncavo (Magnavita, 2005).	37
3.2	Seção geológica da Bacia do Recôncavo (Milhomem et al., 2003)	38
3.3	Coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Caixeta et al., 1994).	40
3.4	Paleogeografia do pré-rifte da Bacia do Recôncavo (Modificado de Medeiros e Ponte (1981) e Magnavita (2005)).	41
3.5	Paleogeografia durante a deposição do Membro Boipeba (modificado de Salem et al., 2000).	42
3.6	Bloco diagrama das fases de sedimentação da Formação Água Grande nos campos de Água Grande, Rio Pojuca e Sussuarana (Barroso & Rivas, 1984).	43
4.1	Mapa Geológico da Bacia do Recôncavo com a localização dos afloramentos estudados (Magnavita et al., 2005).	45
4.2	Fotografia de parte do afloramento onde nota-se claramente estruturas sedimentares bem definidas, como estratificações cruzadas e estratificações plano paralelas indicadas pela linha branca.	46
4.3	Esquema mostrando o planejamento da aquisição dos dados no afloramento da Formação Boipeba.	47
4.4	Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando o caminhamento N-S (paralelo ao corte do afloramento).	48
4.5	Radargrama boipeba01 visualizado e interpretado, orientado N-S e paralelo ao corte do afloramento.	50

4.6	Radargrama boipeba02 visualizado e interpretado, orientado E-W e perpendicular ao corte do afloramento.	51
4.7	Visualização 3D da subsuperfície do afloramento do Membro Boipeba, representada pelos radargramas boipeba01 e boipeba02.	52
4.8	Visão geral da área do afloramento onde foram levantados os dados de GPR.	53
4.9	Fotografia evidenciando feições sigmoidais nos arenitos.	54
4.10	Esquema ilustrando o planejamento da aquisição dos dados no afloramento da Formação Água Grande.	54
4.11	Radargrama aguagr01 adquirido e interpretado.	56
4.12	Radargrama aguagr02 adquirido e interpretado.	57
4.13	Radargrama aguagr03 adquirido e interpretado.	58
4.14	Radargrama aguagr04 interpretado.	59
4.15	Visualização 3D do Afloramento da Formação Água Grande, representada pelos radargramas aguagr01 e aguagr03.	60
4.16	Fotografia dos arenitos pertencentes ao Membro Caruaçu, que afloram bem próximos ao local de realização do perfil GPR.	61
4.17	Radargrama paramana03, apresentando comprimento total de 47,4 m contendo 949 traços.	63

INTRODUÇÃO

A primeira utilização dos sinais eletromagnéticos para localizar objetos em subsuperfície é atribuída a Hulsmeyer (1904) na Alemanha. Entretanto, a primeira publicação de tais investigações foi feita por Leimbach e Lowy (1910). Hulsenbeck (1926) desenvolveu o primeiro uso do radar com pulsos para investigar a natureza de feições em subsuperfície.

Nas cinco décadas seguintes, muitas técnicas foram desenvolvidas, principalmente para fins militares. Destaca-se o sistema de radar desenvolvido pelo exército estadunidense durante a Guerra do Vietnã. Tal sistema foi desenvolvido para localizar labirintos e túneis escavados em subsuperfície pelos vietcongs.

Na década de sessenta, inúmeros sistemas empregando pulsos eletromagnéticos foram desenvolvidas para aplicações glaciológicas, principalmente em sondagens de ressonância em calotas de gelo polar. As principais publicações são atribuídas a Cook (1960), Evans (1965), e Swithinbank (1968). Até então, o trabalho com sistemas de radares de penetração no solo exigia a construção de equipamento pessoal.

Após a Guerra do Vietnã, foi identificado o potencial do GPR em diversas aplicações civis pela empresa *Geophysical Survey Systems Incorporated* (GSSI), que passou a fabricar sistemas de GPR com fins comerciais. Desde então, o método GPR tem sido amplamente utilizado em diversos segmentos da indústria e da pesquisa científica, principalmente na engenharia, na geologia, na arqueologia, entre outros.

Atualmente, além da GSSI, que é a maior fabricante de GPR, outras empresas passaram a fabricar comercialmente sistemas de GPR. Entre elas, destacam-se a sueca Mala Ramac e a canadense PulseEKKO (*Sensor & Software Ltd*).

As aplicações do GPR podem ser agrupadas em duas linhas principais de pesquisas, baseadas nas frequências das antenas empregadas. Frequências inferiores a 500 MHz geralmente são utilizadas na geologia, onde a profundidade de penetração do sinal eletromagnético tende a ser mais importante que resoluções muito boas, e frequências acima de 500 MHz costumam ser mais utilizadas na engenharia, onde é extremamente necessário uma boa resolução do método (Reynolds, 1997).

Reynolds (1997) apresenta as principais áreas de aplicações do GPR como pode ser visto a seguir:

- **Geologia:** Detecção de fisuras e cavidades naturais; Mapeamento de subsidências;

Mapeamento da geometria de arcabouços arenosos; Mapeamento de depósitos superficiais; Mapeamento estratigráfico; Estudos geológicos glaciais; Exploração mineral e avaliação de recursos; Mapeamento da espessura de camadas; Estudos do *Permafrost*; Localização de cunhas de Gelo; Mapeamento de fraturas em rochas de sal; Mapeamento de estruturas geológicas; Mapeamento da camada de sedimentos em lagos e rios;

- **Ambiental:** Mapeamento de plumas de contaminação; Investigações em aterros sanitários e lixões; Localização de tanques de combustíveis enterrados; Localização de dutos de gás, água e energia; investigações hidrogeológicas;
- **Glaciologia:** Determinação da espessura das camadas de gelo; Determinação da estrutura interna das geleiras; Estudo da movimentação das geleiras; Localização das zonas condutoras de água dentro das geleiras; Determinação do balanço de massa sub-glacial;
- **Engenharia e construção civil:** Análise de asfaltos; Localização de buracos em sub-superfície; Localização de vigas; Localização de dutos e cabos; Testes não destrutivos em materiais; Testes da qualidade de concretos;
- **Arqueologia:** Localização de artefatos enterrados; Localização de antigas civilizações; Mapeamento pré-escavação; Localização de criptas e tumbas;
- **Forense:** Localização de corpos e objetos enterrados.

Diversas dessas aplicações estão descritas na literatura, tais como a determinação da espessura do *permafrost* (Annan e Davis, 1976); detecção de fraturas em rochas salinas (Thierbach, 1974; Unterberger, 1978); e investigações arqueológicas (Bevan e Kenyon, 1975). Exemplos de aplicações na engenharia civil e em outras aplicações geológicas são descritas em Darracott e Lake (1981), Leggo (1982), Ulriksen (1982), Leggo e Leech (1983), Davis e Annan (1989), Moorman et al. (1991), Doolittle (1993), entre outros. O GPR também tem sido usado em investigações policiais e militares (Strongman, 1992; Hammon III et al., 2000; Young e Leon, 1996).

A caracterização de depósitos sedimentares com o GPR é uma área de estudo em grande ascensão, pois permite investigações rasas da estratigrafia e das estruturas internas de afloramentos, principalmente areníticos.

O método GPR vem sendo cada vez mais aceito na Geologia e Geofísica do Petróleo, visto que os demais métodos geofísicos não têm resolução suficiente para análises detalhadas de feições estratigráficas em Bacias Sedimentares. Como a maioria dos grandes reservatórios de hidrocarbonetos encontram-se à grandes profundidades, é bastante difícil estudos detalhados de estratigrafia, visto que os métodos sísmicos utilizados pela indústria não são capazes

de identificar pequenas feições. Entretanto, o GPR pode ser utilizado para caracterizar unidades litoestratigráficas (à pequenas profundidades) importantes para pesquisas de hidrocarbonetos, a nível de afloramento. Exemplos do uso do GPR no estudo e na caracterização de análogos de reservatórios podem ser encontrados em Baker (1991), Gawthorpe et al. (1993), Flint (1993), Porsani e Rodrigues (1995), Young et al. (1999), Ceia et al. (2004), Neumann (2004), entre outros, sendo que este trabalho apresenta a aplicação do método GPR para a caracterização estratigráfica em três afloramentos análogos a reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia do Recôncavo, sendo eles representantes do Membro Boipeba (Formação Aliança), da Formação Água Grande, e da Formação Maracangalha, respectivamente.

CAPÍTULO 1

Introdução ao Método GPR

1.1 Princípios Operacionais e Instrumentação

O radar penetrante no solo ou georadar (GPR) é um método geofísico bastante semelhante ao método sísmico de reflexão. Consiste basicamente numa fonte emissora de pulsos eletromagnéticos de alta frequência variando de 10 a 1000 MHz e numa antena receptora (Davis e Annan, 1989). Em algumas aplicações na engenharia utilizam-se antenas de até 2000 MHz. A antena transmissora emite pulsos eletromagnéticos que se propagam na subsuperfície gerando reflexões quando há variação das propriedades elétricas e dielétricas dos materiais em subsuperfície. Além das antenas transmissora e receptora, o sistema GPR é composto por uma unidade de armazenamento (CPU), que pode ou não ter interface gráfica, o que permite um pré processamento durante a aquisição. A Figura 1.1 ilustra os princípios básicos de operação do GPR.

Como o GPR opera baseado na propagação de ondas eletromagnéticas, há necessidade de uma instrumentação bastante precisa pois a velocidade da onda é bastante elevada (na ordem de 0,3 m/ns no ar) e o tempo duplo de trânsito dessas ondas é da ordem de algumas dezenas de nanosegundos.

As antenas podem estar configuradas em modo monoestático ou biestático. No modo monoestático as antenas transmissora e receptora não se separam, como se fossem apenas uma antena que transmitisse e recebesse o pulso. No modo biestático, a antena transmissora está separada da antena receptora, o que permite realizar aquisições CMP (Comum Mid Point) ou obter famílias de tiro comum, as quais serão discutidas posteriormente. A Figura 1.2 mostra o equipamento de GPR SIR-2000 da GSSI operando no campo e a Figura 1.3 mostra a antena de 200 MHz em modo monoestático.

A seção de radar obtida em campo ou radargrama, é bastante similar a uma seção sísmica e pode ser visualizada em tempo e em profundidade (após o processamento dos dados).

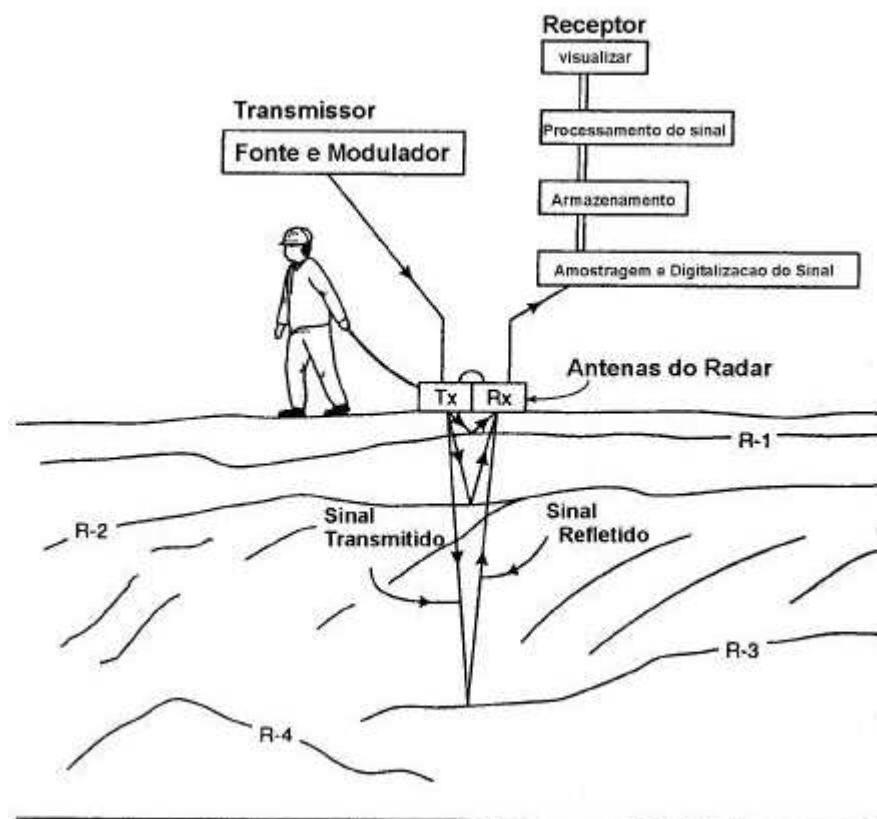


Figura 1.1: Constituintes Básicos do Sistema GPR (Reynolds, 97).



Figura 1.2: Equipamento SIR-2000 da GSSI em operação no campo.



Figura 1.3: Antenas em modo monoestático com frequência da fonte igual a 200 MHz .

1.2 Propagação de Ondas Eletromagnéticas de Alta Frequência

Sendo um método eletromagnético, o GPR opera baseado do princípio de transmissão e reflexão de ondas eletromagnéticas. Portanto, toda teoria esta fundamentada nas equações de Maxwell, que descrevem o comportamento do campo eletromagnético em qualquer meio. Entretanto, o objetivo dos subítens seguintes é apresentar de forma introdutória os princípios físicos relacionados a propagação da onda de radar e os principais parâmetros de propagação, não entrando em detalhe na teoria eletromagnética.

1.2.1 Parâmetros de Propagação

Os fatores mais importantes que governam a propagação da onda de radar ($10 \sim 1000 \text{ MHz}$) num determinado meio são a velocidade de propagação e a atenuação, que estão condicionadas as propriedades elétricas do meio, como condutividade e constante dielétrica. Na faixa de frequência do GPR, as propriedades de deslocamento (polarização) são dominantes sobre as propriedades condutivas para a maioria dos materiais geológicos (Davis e Annan, 1989).

Segundo Davis e Annan (1989) e Reynolds (1997), a constante dielétrica complexa é dada por:

$$\epsilon^* = \epsilon' + i\epsilon''' \quad (1.1)$$

onde ϵ' é a parte real e ϵ''' é a parte imaginária (ou a parte relativa às perdas de energia) da constante dielétrica.

É usual separarmos ϵ''' em seus componentes de alta frequência e condutividade de corrente contínua (D.C.), portanto, a eq.1.1 pode ser reescrita na seguinte forma:

$$\epsilon^* = \epsilon' + i \left[\epsilon'' + \frac{\sigma_{dc}}{\omega \epsilon_0} \right] \quad (1.2)$$

onde σ_{dc} é a condutividade D.C. (S/m), ω é a frequência angular ($2\pi f$), ϵ_0 é a permissividade no vácuo ($8,854 \times 10^{-12} \text{ F/m}$), e ϵ'' é um termo dependente da frequência, associado ao fenômeno de relaxação.

A condutividade complexa σ^* é dada por:

$$\sigma^* = \sigma' + i\sigma'' = j\omega\epsilon_0\epsilon^* \quad (1.3)$$

De acordo com Reynolds (1997), a velocidade da onda eletromagnética nos materiais é descrita por:

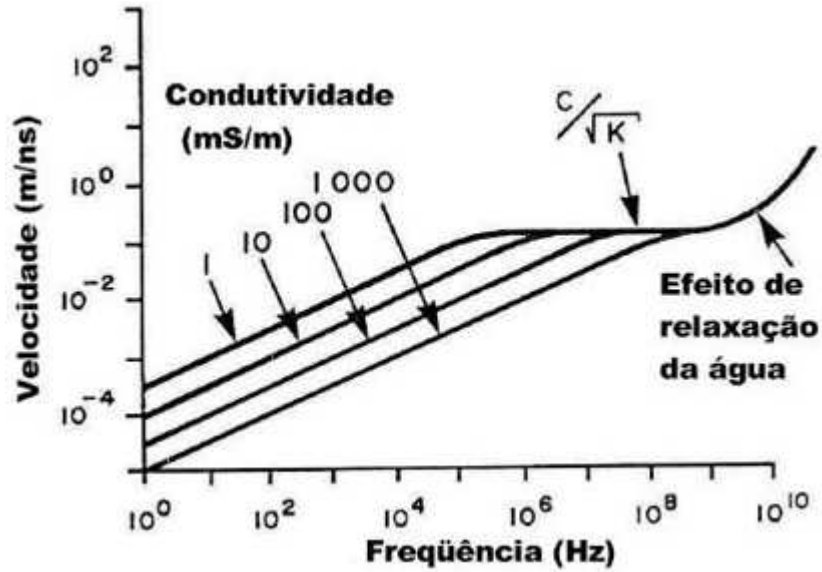


Figura 1.4: Relação entre velocidade e frequência para diferentes condutividades (Davis e Annan, 1989).

$$V_m = c / \{ (\epsilon_r \mu_r / 2) [(1 + P^2) + 1] \}^{1/2} \quad (1.4)$$

onde ϵ_r é a permissividade dielétrica relativa, μ_r é a permeabilidade magnética relativa e P é o fator de perda dado por:

$$P = \sigma / \omega \epsilon \quad (1.5)$$

onde σ é a condutividade, a frequência angular $\omega = 2\pi f$, onde f é a frequência (no caso do GPR é a frequência central da antena), ϵ é a permissividade $= \epsilon_r \epsilon_0$, e ϵ_0 é a permissividade no vácuo, que têm o valor de $8,854 \times 10^{-12} F/m$.

Em materiais resistivos, $P \approx 0$ e $\mu_r \approx 1$, a velocidade da onda se reduz a:

$$V_m = c / \sqrt{\epsilon_r} \approx 0,3 / \sqrt{\epsilon_r} \quad (1.6)$$

A Figura 1.4 mostra a relação entre a velocidade e a frequência para diferentes valores de condutividades. Nota-se que a velocidade praticamente permanece constante entre 10 e 1000 MHz para valores de condutividades inferiores a 100 mS/m. Para frequências superiores a 1 GHz, a velocidade aumenta devido ao efeito da relaxação da molécula da água.

A amplitude do sinal emitido pelo GPR decai na interface das camadas, dependendo do contraste nas propriedades elétricas dos materiais e da espessura da camada (Davis e Annan, 1989). A quantidade da energia refletida num semi-espaço plano no caso de incidência normal é representada pelo coeficiente de reflexão:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_1'} - \sqrt{\epsilon_2'}}{\sqrt{\epsilon_1'} + \sqrt{\epsilon_2'}} \quad (1.7)$$

onde ϵ_1' é a constante dielétrica do meio 1 e ϵ_2' é a constante dielétrica do meio 2. A energia refletida é expressa por $|R|^2$.

Os fenômenos de perda de energia e atenuação do sinal GPR serão discutidos detalhadamente no subitem seguinte.

1.2.2 Perda da energia e atenuação do sinal

A perda da energia eletromagnética ocorre como consequência das reflexões e transmissões da onda nas interfaces, ou seja, cada vez que a onda passa de um meio para outro. Além disso, se existem objetos com dimensões da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda do sinal transmitido, ocorrerá um espalhamento de energia de uma maneira aleatória, resultando nas difrações, que são fontes de ruídos nas seções de radar. Processamentos avançados como a migração podem resolver o problemas das difrações desde que se tenha informações confiáveis da velocidade das camadas.

Além das perdas com reflexão e transmissão nas interfaces, parte da energia eletromagnética é perdida por absorção, transformando-se em energia térmica (calor). A energia também é perdida pelo espalhamento geométrico, pois o sinal de GPR é transmitido em feixes com abertura angular em forma de cone de 90° . Assim como na sismica, as ondas de radar se propagam a partir da fonte e a energia por unidade de área decai com $1/r^2$, onde r é a distância percorrida em relação a fonte. A Figura 1.5 ilustra os principais processos de perda de energia do sinal eletromagnético.

A atenuação é de longe a principal causa de perda da energia, a qual é função complexa das propriedades elétricas e dielétricas do meio pelo qual a onda se propaga. O fator de atenuação (α) é função da condutividade (σ), da permeabilidade magnética (μ) e da constante dielétrica (ϵ) do meio, bem como da frequência do sinal emitido pela fonte ($2\pi f$). A Figura 1.6 apresenta a relação entre atenuação e frequência a diferentes condutividades.

Segundo Davis e Annan (1989), em meios com baixo fator de perda (meios resistivos), a atenuação do sinal de radar pode ser definida por:

$$\alpha = \frac{1.69 \times 10^3 \sigma}{(\epsilon')^{\frac{1}{2}}} dB/m \quad (1.8)$$

onde $\sigma = \sigma_{dc} + \omega \epsilon'' \epsilon_0$ associa condutividade de corrente contínua (d.c.) e as perdas dielétricas. As equações 1.5 e 1.7 são aproximações, considerando que o meio seja de baixa perda, e a razão $\sigma / \omega \epsilon' \epsilon_0 \ll 1$. A Tabela 1.1 lista alguns materiais geológicos com seus respectivos

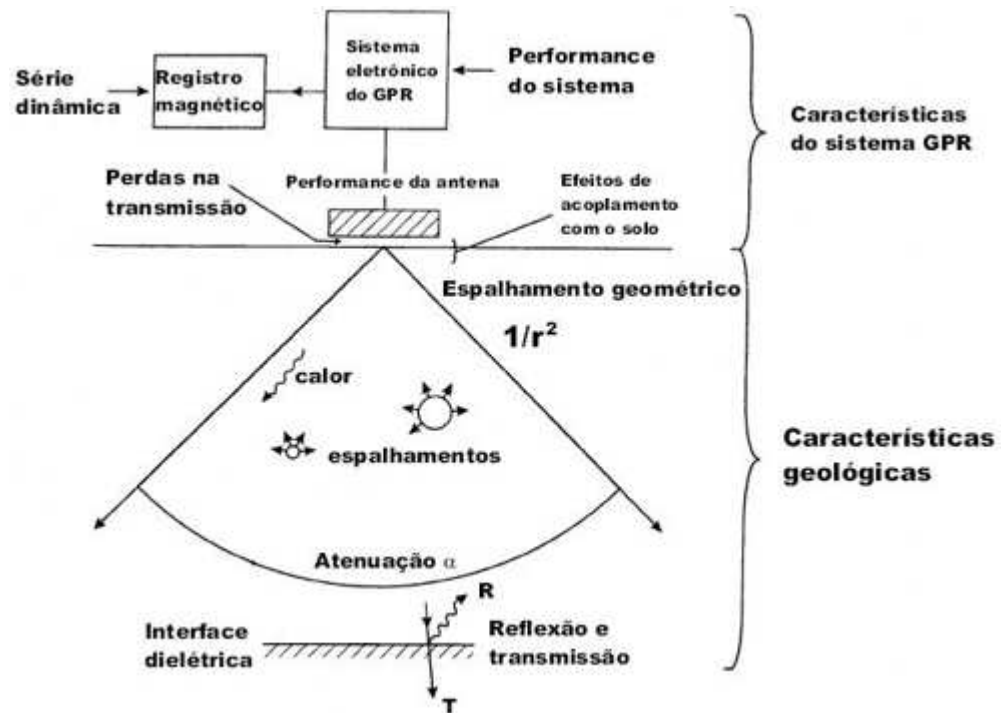


Figura 1.5: Principais processos de perda de energia (Reynolds, 1997).

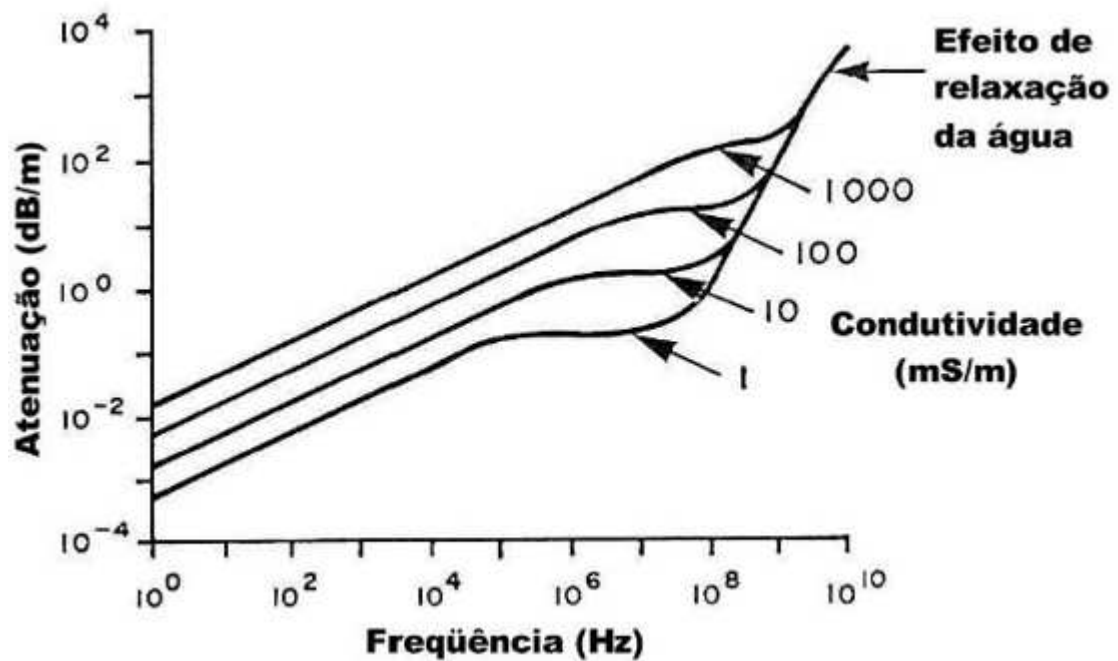


Figura 1.6: Relação entre atenuação e frequência a diferentes condutividades (Davis e Annan, 1989).

valores da constante dielétrica, velocidade, condutividade e atenuação a uma frequência central de $100MHz$.

Material	ϵ'	$\sigma(mS/m)$	$v(m/ns)$	$\alpha(dB/m)$
Ar	1	0	0,30	0
Água destilada	80	0,01	0,033	2×10^{-3}
Água doce	80	0,5	0,033	0,1
Água do mar	80	3×10^4	0,01	10^3
Areia seca	3 – 5	0,01	0,15	0,01
Areia saturada	20 – 30	0,1 – 1	0,06	0,03 – 0,3
Calcario	4 – 8	0,5 – 2	0,12	0,4 – 1
Folhelho	5 – 15	1 – 100	0,09	1 – 100
Silte	5 – 30	1 – 100	0,07	1 – 100
Argila	5 – 40	2 – 1000	0,06	1 – 300
Granito	4 – 6	0,01 – 1	0,13	0,01 – 1
Sal	5 – 6	0,01 – 1	0,13	0,01 – 1
Gelo	3 – 4	0,01	0,16	0,01

Tabela 1.1: Valores da constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação para alguns materiais geológicos a $100MHz$ (Davis e Annan, 1989).

A profundidades na qual a amplitude do sinal eletromagnético decai a $1/e$ (37%) do seu valor inicial é conhecida por *Skin Depht* (δ) e é inversamente proporcional ao fator de atenuação ($\delta \propto 1/\alpha$). Em Reynolds (1997), o *Skin Depht* é descrito por:

$$\delta = 5,31 \frac{\sqrt{\epsilon_r}}{\sigma} \quad (1.9)$$

onde σ é dado em mS/m e assumindo que a razão $\sigma/\omega\epsilon \ll 1$. A Figura 1.7 mostra a variação do *Skin Depht*(m) em função da resistividade (ohm.m), para $\epsilon_r = 8$ e 40.

1.2.3 Performance do Sistema GPR e Profundidade de Penetração

Os principais fatores que afetam a penetração do sinal de radar em subsuperfície são a performance do sistema (Q), a atenuação (descrita anteriormente) e as propriedades de reflexão das interfaces. A penetração do sinal de radar é descrita em Davis e Annan (1989) da seguinte forma:

$$Q = \frac{\xi_T \xi_R G_T G_R g \sigma_c e^{-4\alpha L}}{64\pi^3 f^2 L^4} \quad (1.10)$$

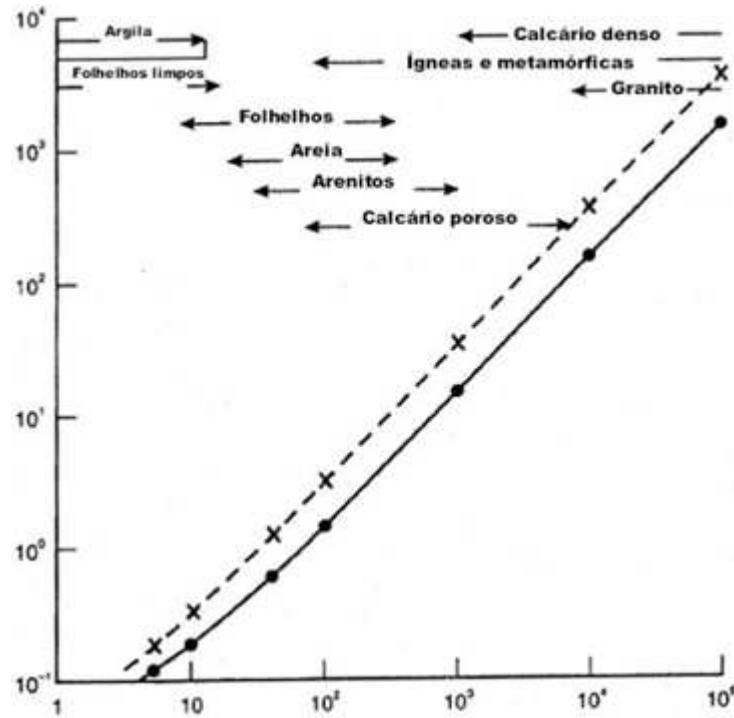


Figura 1.7: Variação do *Skin Depth*(m) em função da resistividade (ohm.m), para $\epsilon_r = 8$ e 40 (McCann, Jackson e Fenning, 1988).

onde Q é a performance do sistema ou razão entre a amplitude do sinal transmitido e o mínimo da sensibilidade recebida, ξ_T a eficiência da antena transmissora, ξ_R a eficiência da antena receptora, G_T os ganhos na antena transmissora, G_R os ganhos na antena receptora, L a distância ao alvo, α a atenuação no meio, f a frequência, g os ganhos por retroespalhamento (*backscatter*) no alvo, e σ_c a área da seção transversal do espalhamento. A Figura 1.8 apresenta em forma de bloco diagrama a energia que é irradiada e a que é recebida pelo sistema GPR, onde:

$E_{Tx,Rx}$ = eficiência das antenas transmissora e receptora;

$G_{Tx,Rx}$ = ganhos nas antenas transmissora e receptora;

g = ganho retro-espalhado pelo alvo;

F = área da seção transversal do alvo;

z = distância do alvo até a antena;

α = coeficiente de atenuação do meio;

V = velocidade da onda eletromagnética no meio;

A = área efetiva da antena receptora ($V^2/4\pi f^2$);

f = frequência do sinal;

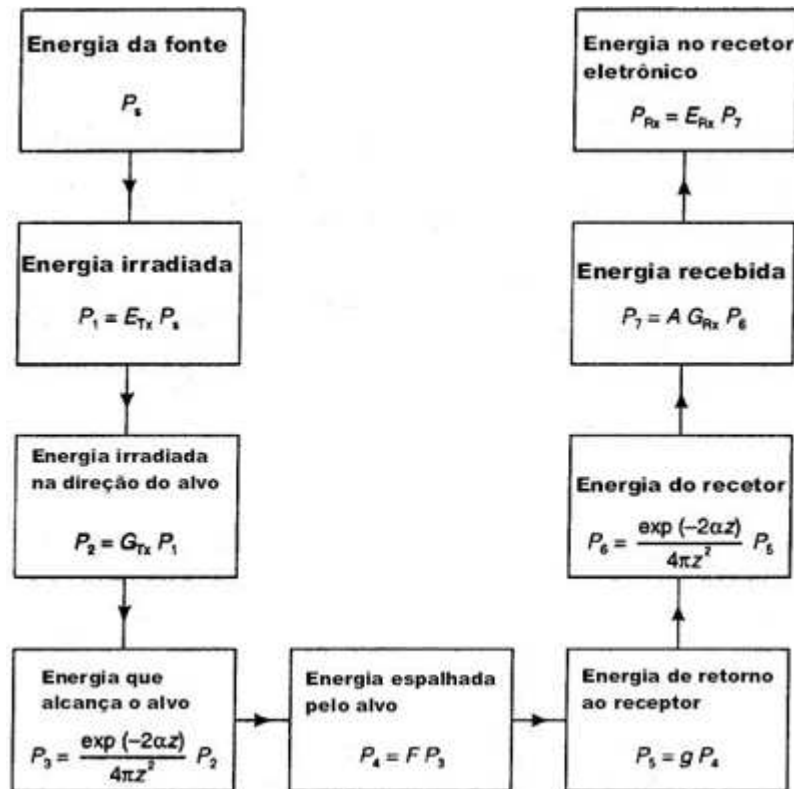


Figura 1.8: Bloco diagrama ilustrando a energia que é irradiada e a que é recebida pelo sistema GPR (Annan and Davis, 1977).

R = energia do coeficiente de reflexão da camada.

1.2.4 Resolução do sistema GPR

O sistema GPR registra o tempo duplo de trânsito das ondas eletromagnéticas (transmitida e refletida). A resolução vertical é a habilidade do sistema em distinguir dois sinais num pequeno intervalo de tempo. A resolução vertical é função da frequência. Cada antena de radar é projetada para operar numa banda de frequência específica, onde as principais amplitudes giram em torno da frequência central da antena, por exemplo, para antenas de 100 MHz , a frequência central gira em torno de 100 MHz . Como a frequência central é inversamente proporcional ao período da onda eletromagnética ($T = 1/f$), pode-se calcular o comprimento de onda ($\lambda = V/f$) e portanto, determinar a resolução vertical teórica como sendo $\lambda/4$ (Reynolds, 1997). Porém, devido a incertezas das velocidades e das variações na forma da onda durante a propagação, a resolução conseguida na prática é menor.

A resolução horizontal é inversamente proporcional a $\sqrt{\alpha}$, onde α é o coeficiente de atenuação (Daniels, 1988). Alguns sistemas de radar fazem o empilhamento horizontal de traços próximos com o objetivo de melhorar a relação sinal/ruído, porém, a resolução horizontal diminui a medida que se aumenta o empilhamento (Reynolds, 1997).

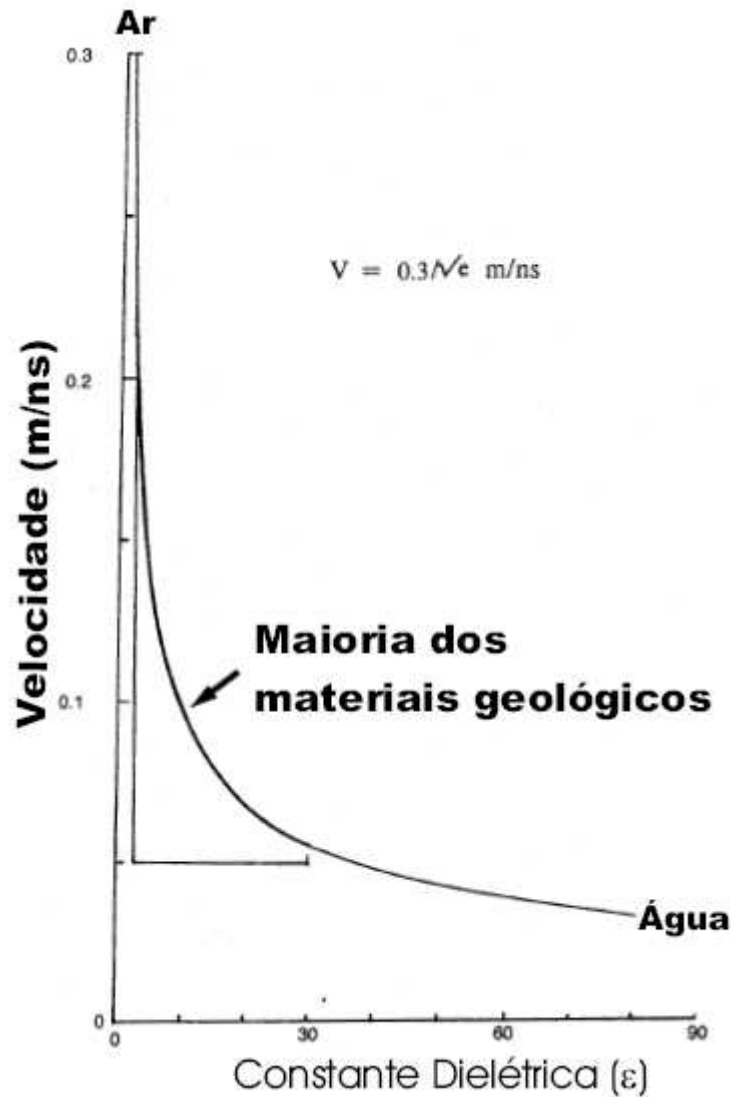


Figura 1.9: Velocidade das ondas de radar em função da constante dielétrica relativa (Reynolds, 1997).

1.3 Propriedades Dielétricas das Rochas

Como já foi descrito anteriormente, as principais propriedades que governam a propagação da onda de radar num meio são a constante dielétrica relativa e a condutividade elétrica. As perdas de energia do sinal estão ligadas diretamente a esses fatores, além de outros citados anteriormente.

A constante dielétrica relativa (ϵ_r) varia de 1 (ar) até 81 (água). Entretanto, para a maioria dos materiais geológicos, ϵ_r varia de 3-30. Por outro lado a velocidade da onda de radar varia bastante nos materiais geológicos, de 0,06 – 0,175 *m/ns* (Figura 1.9). Vale lembrar que a velocidade da onda eletromagnética no ar é próxima de 0,2998 *m/ns*.

Uma das grandes dificuldades em se trabalhar com o GPR é a carência de informações

na literatura sobre o comportamento da onda eletromagnética nos materiais. As informações de velocidade são bastante restritas e estão intrinsecamente correlacionadas com a matriz da rocha, ora silicática, ora argilosa, ora carbonática, etc.. Valores da constante dielétrica e da velocidade determinados em laboratórios devem ser utilizados cuidadosamente pois na maioria das vezes as informações desses parâmetros não se aplicam no campo. Portanto, para se obter uma seção em profundidade que seja confiável, deve-se ter um bom modelo de velocidade das camadas, pois erros nas velocidades são comuns e podem inviabilizar completamente o trabalho.

A Tabela 1.2 apresenta os valores mais comuns das constantes dielétricas e das velocidades para uma grande variedade de materiais geológicos. É importante citar que os valores apresentados estão em intervalos entre medidas reais, e que a lista deve ser sempre atualizada, visto que existem poucas medidas desses materiais e que estes podem variar de região para região, de acordo com a geologia e com a composição do material.

Cook (1975) mostrou as prováveis profundidades de exploração do GPR para materiais geológicos utilizando frequências de 1 – 500 *MHz* (Figura 1.10). Materiais ricos em argila tem menor profundidade de exploração que a maioria das rochas devido à alta atenuação da onda de radar neste meio. Observa-se também que granitos e calcários apresentam em geral boa penetração do sinal de radar.

A maioria dos materiais, geológicos ou não, são misturas complexas de diferentes materiais, os quais tem diferentes propriedades elétricas. O tamanho e a forma dos grãos também podem influenciar no comportamento elétrico e dielétrico dos materiais. Outro fator importantíssimo é a saturação de água nas rochas e a presença de minerais hidratados como a maioria das argilas. Uma pequena quantidade de água é suficiente para alterar a constante dielétrica relativa da rocha, pois como já foi visto, a água apresenta o maior valor de ϵ_r entre os materiais geológicos, em torno de 81. A quantidade de água também influencia na velocidade eletromagnética da rocha. A velocidade de radar na água é em torno de 0,033 *m/ns* enquanto que a velocidade num arenito com baixo teor de água é em torno de 0,12 *m/ns* (McCann et al., 1988).

A constante dielétrica relativa ϵ_r de materiais geológicos é relacionada também com a porosidade ϕ da rocha, considerando a proporção dos constituintes presentes e suas respectivas constantes dielétricas relativas.

Em Reynolds (1997), é apresentada a relação entre ϵ_r e ϕ como sendo:

$$\epsilon_r = (1 - \phi)\epsilon_m + \phi\epsilon_w \quad (1.11)$$

onde ϕ é a porosidade, ϵ_m e ϵ_w são as constantes dielétricas relativas para a matriz da rocha e do fluido do poro respectivamente. A relação é válida quando um campo externo é aplicado

Material	ϵ_r	$V(mm/ns)$
Ar	1	300
Água doce	81	33
Água do mar	81	33
Neve polar	1,4 – 3	194 – 252
Gelo polar	3 – 3,15	168
Gelo temperado	3,2	167
Gelo puro	3,2	167
Lago congelado (água doce)	4	150
Gelo do mar	2,5 – 8	78 – 157
Permafrost (solo congelado)	1 – 8	106 – 300
Areia de praia	10	95
Areia seca	3 – 6	120 – 170
Areia saturada	25 – 30	55 – 60
Silte saturado	10	95
Argila saturada	8 – 15	86 – 100
Solo argiloso seco	3	173
Pântano	12	86
Campo agrícola	15	77
Campo de pastagem	13	83
Solo comum	16	75
Granito	5 – 8	106 – 120
Calcário	7 – 9	100 – 113
Dolomito	6,8 – 8	106 – 115
Basalto	8	106
Xisto	7	113
Arenito	6	112
Carvão	4 – 5	134 – 150
Quartzo	4,3	145
Concreto	6 – 30	55 – 112
Asfalto	3 – 5	134 – 173
PVC (polímeros)	3	173

Tabela 1.2: Valores das constantes dielétricas relativas e velocidades da onda eletromagnética para alguns materiais geológicos e artificiais (Reynolds, 1997).

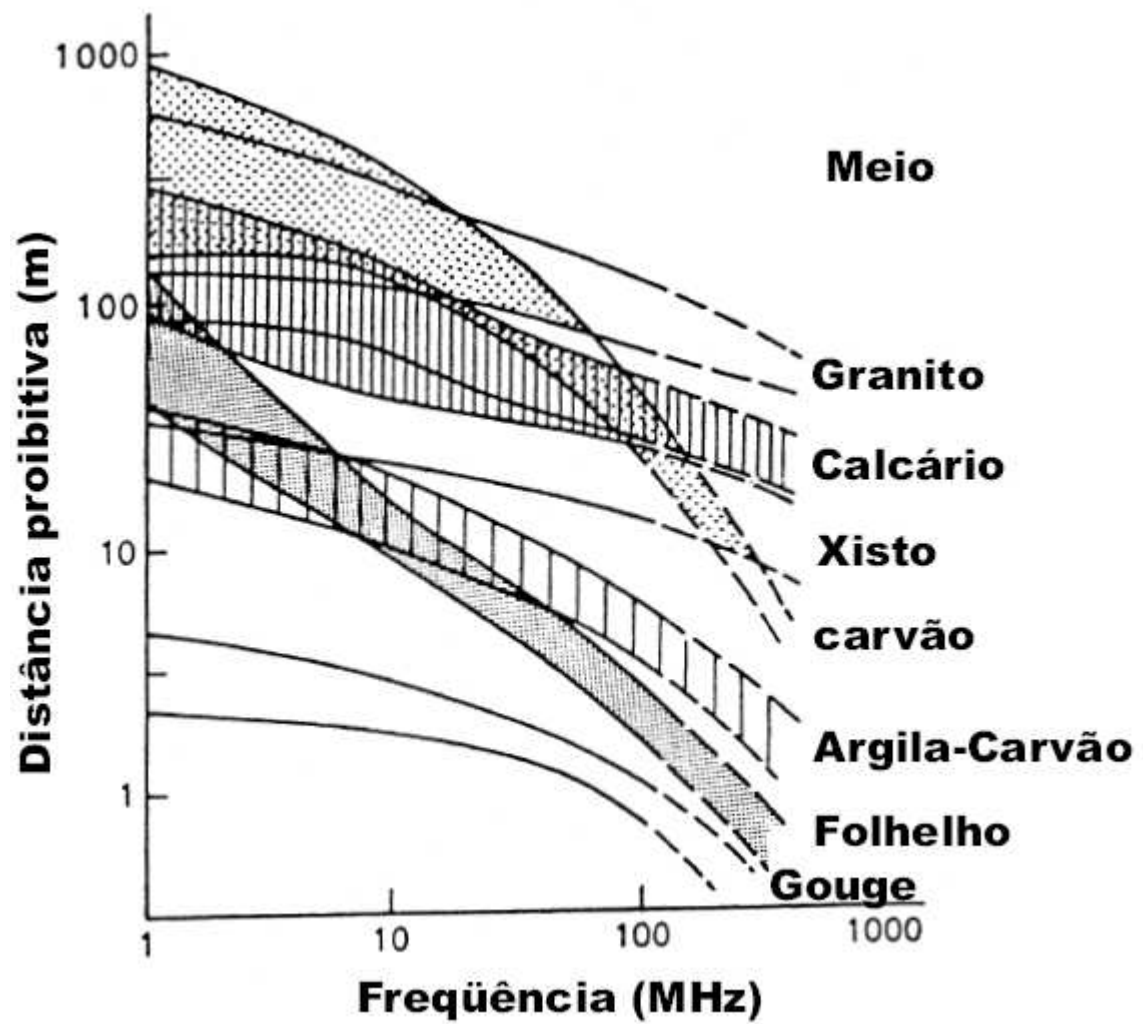


Figura 1.10: Distâncias proibitivas em função da frequência para diferentes materiais (Cook, 1975).

paralelamente ao acamamento da rocha.

Quando um campo externo é aplicado perpendicularmente ao acamamento, tem-se:

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon_m \epsilon_w}{(1 - \phi)\epsilon_m + \phi\epsilon_w} \quad (1.12)$$

Usando a relação simplificada $V = c/\sqrt{\epsilon_r}$ para materiais com baixa perda, e substituindo na última equação, tem-se:

$$V = \frac{c}{[(1 - \phi)\epsilon_m + \phi\epsilon_w]^{1/2}} \quad (1.13)$$

Se a constante dielétrica relativa de todos os constituintes da rocha for conhecida e seu volume foi medido ou derivado a partir da velocidade da onda, então a porosidade total pode ser calculada. A variação da velocidade da onda com a porosidade para materiais (com constantes dielétricas iguais a 5 e 6) saturados com ar e com água é mostrada na Figura 1.11.

A partir da Figura 1.11, observa-se que a velocidade da onda diminui com o aumento da porosidade para meios saturados em água, enquanto que para meios saturados em ar, a velocidade aumenta.

Na determinação da porosidade, assume-se que o material é dividido em matriz e num espaço poroso totalmente preenchido (o que nem sempre acontece em casos reais) por um fluido com constante dielétrica relativa conhecida.

Em Sheriff (1991), a porosidade total é definida como sendo a proporção do volume de poros (vazios) pelo volume total do material. Já a porosidade efetiva leva em conta os poros intercomunicantes, ou seja, que servem de escoamento para os fluidos livre. Já a permeabilidade é a medida da capacidade de um material para transmitir fluidos. Nas rochas a permeabilidade está associada principalmente aos poros intercomunicantes.

Quando a resistividade elétrica é usada para determinar a porosidade da rocha, é a porosidade efetiva que está sendo determinada, pois a continuidade elétrica é devido aos eletrólitos dentro dos espaços intersticiais conectados. Entretanto, medidas dielétricas não dependem da conectividade entre os poros e podem ser usadas para determinar a porosidade total (Reynolds, 1997).

A condutividade elétrica é afetada pela geometria dos poros e pela área superficial destes. A argila não só afeta a comunicação física entre os poros, mas também provê diferentes áreas superficiais para a dupla polarização iônica (Reynolds e Taylor, 1992). Por exemplo, a caulinita ocorre como discos e a ilita em forma de tiras ((Klimentos e McCann, 1990) e (Klimentos, 1991)). Portanto, a forma da argila pode afetar a área superficial dentro do

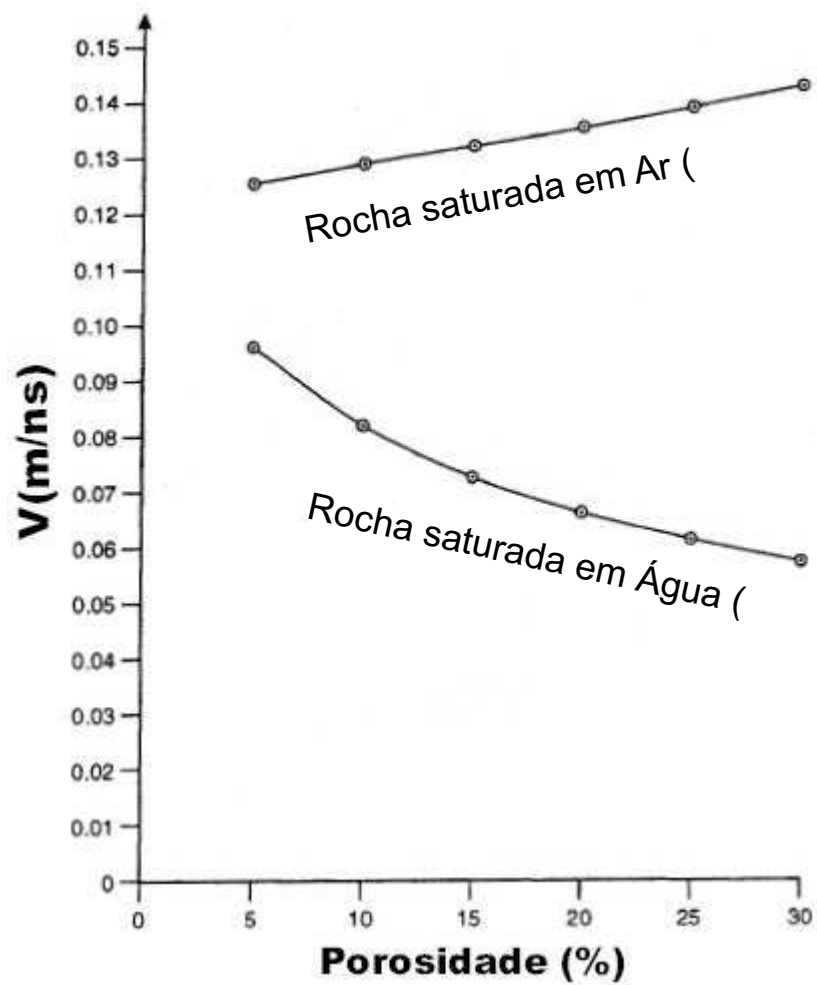


Figura 1.11: Velocidade da onda de radar como função da porosidade para materiais granulares saturados com ar e água (modificado de Reynolds, 1997).

espaço poroso e é provável que, na escala da ordem de microns, a microporosidade tenha efeito mensurável nas propriedades elétricas.

Portanto, o conhecimento das propriedades elétricas e dielétricas dos materiais, juntamente com a porosidade e a permeabilidade, é de extrema importância para se realizar um trabalho de GPR de alta precisão. Vale lembrar que as propriedades dielétricas podem variar bastante num determinado meio, influenciando também a velocidade da onda de radar.

1.4 Aquisição dos dados

Um bom planejamento é fundamental para se obter bons resultados com o GPR. Antes de ir ao campo, o profissional deve conhecer antes de mais nada o problema com o qual ele irá trabalhar. Saber calibrar e operar o equipamento em diferentes situações, seja na engenharia, na geologia, ou com qualquer outro objetivo, é pré-requisito indispensável, assim como cada tipo de aquisição dos dados.

Informações anteriores da área alvo podem ser fundamentais para reduzir os gastos e aumentar a confiabilidade no trabalho. Para fins geológicos, é indispensável informações da litologia, composição mineral, presença de estruturas geológicas, ambiente deposicional entre outras informações. Em casos onde não estejam disponíveis informações da subsuperfície, o profissional deve ter um modelo em mente, se o solo é condutivo ou não, e habilidade para lidar com situações atípicas.

A partir das informações da área alvo, e do objetivo da campanha, é que o profissional irá selecionar o equipamento e as antenas adequadas para a situação. Antenas com frequências inferiores a 200 *MHz* geralmente são utilizadas para fins geológicos, devido a sua maior penetração em subsuperfície. Já na engenharia, são utilizadas antenas de frequências mais altas, que penetram menos no material, mas tem maior resolução.

1.4.1 Parâmetros de aquisição

Os parâmetros de aquisição são definidos de acordo com o objetivo do trabalho. Os principais parâmetros que devem ser definidos para uma determinada campanha de aquisição de dados de radar são:

- 1) Frequência da antena: é escolhida de acordo com os objetivos da campanha, como por exemplo a provável profundidade do alvo e sua geometria. Quanto maior a frequência utilizada, menor a penetração do sinal.

- 2) Frequência de amostragem (f_A): é controlada pelo conceito da frequência de Nyquist

(f_N), dada por:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}, \quad f_A = 2f_N \quad (1.14)$$

3) Abertura da janela temporal (T_w): corresponde ao intervalo de tempo que devemos deixar a janela de tempo aberta para que o sinal seja transmitido e refletido, retornando ao receptor. É dependente da frequência de Nyquist e é dada por:

$$T_w = \frac{N_A}{f_A} \times 1000 \text{ (ns)} \quad (1.15)$$

4) Amostragem espacial: corresponde ao intervalo entre as estações (receptores), deve-se ter cuidado para não exceder o intervalo de amostragem espacial de Nyquist ($\lambda/4$ a $\lambda/2$).

5) Espaçamento entre as antenas: pode-se estimar a separação como sendo cerca de 20% da profundidade do alvo. Na prática, o espaçamento pode ser considerado igual ao comprimento das antenas. Para as antenas em modo monoestático, a separação já vem de fábrica, não sendo possível mudar. Para as antenas biestáticas, a separação pode variar a gosto do operador.

6) Orientação do perfil: geralmente os perfis são orientados perpendicularmente a estrutura em subsuperfície.

7) Orientação das antenas: a Figura 1.12 ilustra as principais orientações das antenas de radar, para o modelo de antena de dipolos elétricos, onde PL é paralelo, PR é perpendicular, BD significa *broadside* (lado maior), EF significa *endfire* (extremidade) e XPLOT significa polarização cruzada. Segundo Annan e Cosway (1992), se o objetivo da campanha geofísica for a estratigrafia, a configuração ideal a ser utilizada é a PR-BD, enquanto que para localizar objetos enterrados, a configuração PL-BD seria mais apropriada. A Figura 1.13 mostra o recobrimento das antenas para as configurações PR-BD e PL-BD. A configuração PR-BD tem melhor aplicação na estratigrafia visto que minimiza os efeitos de estruturas fora do plano da seção de radar. Por outro lado, para localizar objetos enterrados é fundamental a maior área de recobrimento fora do plano possível, pois aumenta a probabilidade de atingir o alvo.

1.4.2 Principais arranjos de aquisição dos dados

Os modos mais utilizados para a aquisição dos dados com o GPR são: afastamento constante (ou afastamento comum), reflexão e refração de grande abertura angular (WARR) que é equivalente a família de tiro comum utilizada no método sísmico, utilizando ponto médio comum (CMP), e o método da transiluminação ou tomografia.

Dos métodos descritos acima, apenas o método de aquisição com afastamento constante é feito no modo monoestático, já descrito. As sondagens do tipo *WARR* e *CMP* são chamadas

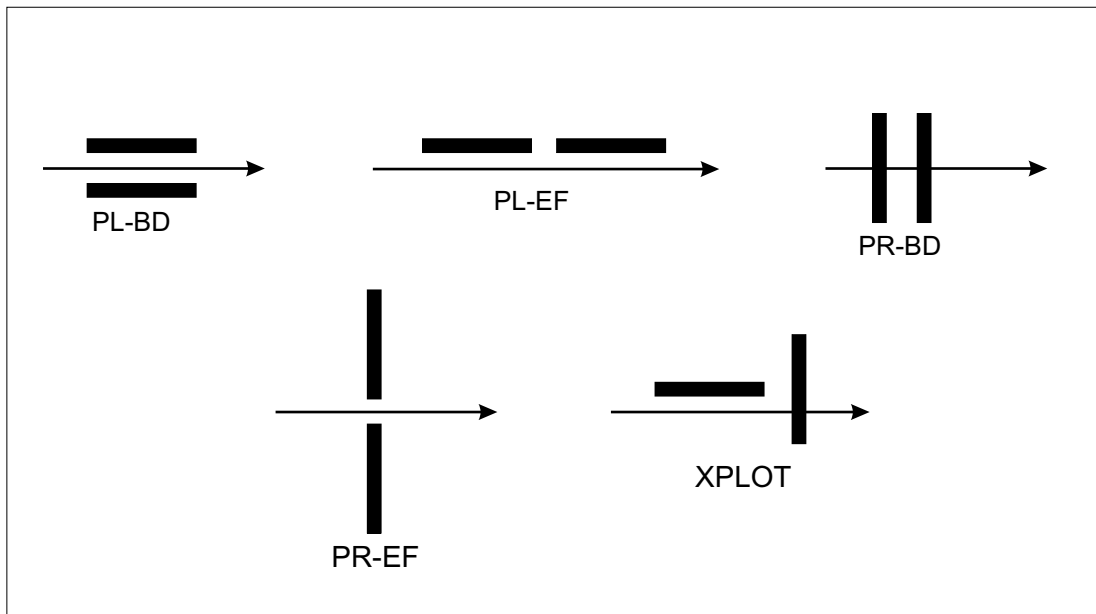


Figura 1.12: Tipos de Orientações das antenas de radar (Annan e Cosway, 1992).

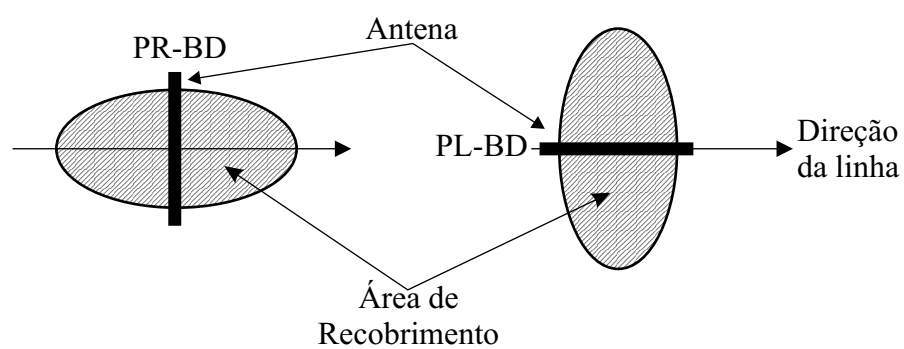


Figura 1.13: Área de recobrimento das antenas de GPR para as configurações PR-BD e PL-BD (Annan e Cosway, 1992).

também de sondagens de velocidade, fato que será explicado no capítulo seguinte. Todas as outras formas de aquisição dos dados são realizadas com antenas em modo biestático. Esses quatro tipos de aquisição serão descritos nos subítens seguintes.

Sondagem de reflexão com afastamento constante

É o modo mais utilizado por ser de fácil operação e dar bons resultados. Como este tipo de sondagem é feita com antenas em modo monoestático, basta mover as antenas numa direção para obter seções que podem ser consideradas *zero-offset*, pois na maioria dos casos a distância entre a antena transmissora e a receptora (que neste caso permanece constante) é bastante pequena. Quando o afastamento for considerado alto para o objetivo do trabalho, deve-se processar os dados considerando o afastamento.

O equipamento GPR na verdade registra os tempos duplos de viagem da onda num determinado meio. A Figura 1.14-a ilustra este tipo de sondagem.

Sondagem do tipo WARR

As antenas devem estar em modo biestático para este tipo de sondagem, onde a antena transmissora permanece fixa enquanto que a antena receptora é deslocada lateralmente na mesma direção (Figura 1.14-b). Para esse tipo de sondagem, os refletores devem ser plano paralelos e horizontais, ou devem ter uma inclinação mínima, o que não é verdade na maioria das situações geológicas reais.

Sondagem do tipo CMP

Como no caso anterior, as antenas devem estar em modo biestático. Neste tipo de sondagem, as antenas são afastadas em sentidos opostos na mesma direção, de forma que o ponto médio entre as antenas permaneça fixo (Figura 1.14-c). A grande vantagem deste tipo de aquisição é que vários tiros varrem áreas comuns, o que aumenta a precisão do método, e permite realizar análises de velocidade com mais precisão do que na sondagem tipo *WARR*.

Transiluminação ou tomografia

Este caso é bastante utilizado em minas, cavernas, poços adjacentes, colunas etc. As antenas transmissora e receptora são posicionadas em lados opostos do meio a ser investigado (Figura 1.14-d).

Um exemplo comum desta técnica é a inspeção de colunas de concreto, galerias de minas subterrâneas, e tomografia interpoços.

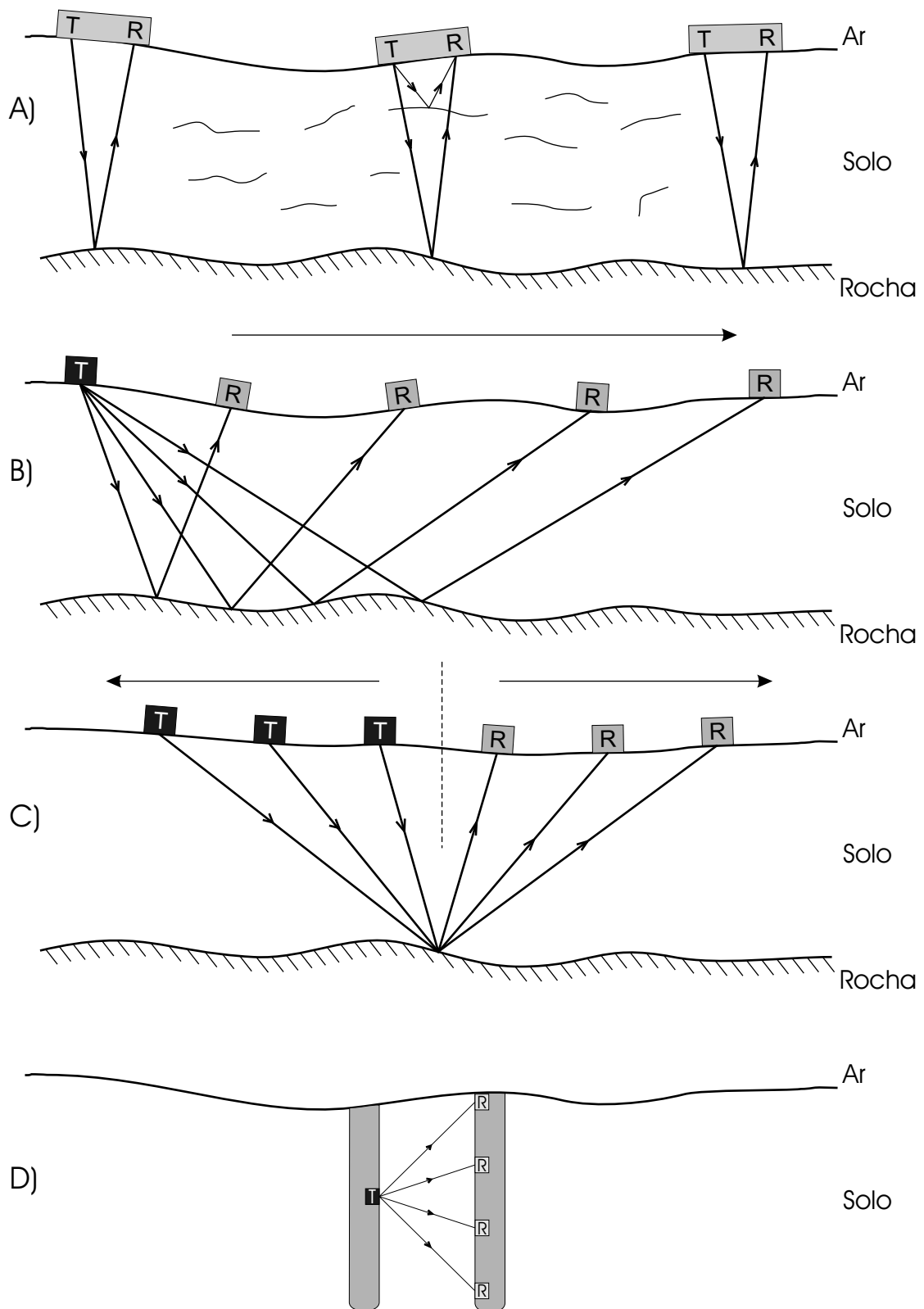


Figura 1.14: Principais modos de aquisição de dados de radar: a) Afastamento constante, b) Tipo WARR, c) Tipo CMP, d) Transiluminação (tomografia).

CAPÍTULO 2

Processamento de Dados de Radar

2.1 Pré-Processamento de campo

A etapa de processamento dos dados começa no campo, durante a aquisição. A etapa de pré-processamento, como é conhecida, é fundamental para inspecionar os dados, a fim de evitar possíveis gastos futuros com novas campanhas no local. Esta etapa permite ao profissional ter idéia da qualidade dos dados adquiridos, como por exemplo, razão sinal ruído, bons refletores e penetração do sinal.

Os equipamentos GPR modernos permitem um processamento básico durante a aquisição. É possível aplicar ganhos para realçar as amplitudes dos refletores, bem como aplicar filtros para diminuir o ruído e melhorar a visualização dos dados. Entretanto, deve-se ter bastante cuidado nesta etapa pois um processamento inadequado pode apagar dados importantes e inviabilizar o trabalho. Geralmente recomenda-se aplicar filtros com bandas largas e não exagerar nos ganhos, com a finalidade de apenas ter-se uma razoável visualização dos dados, e deixar a etapa de processamento para posterior realização em laboratório com programas (softwares) adequados.

2.2 Processamento básico dos dados

O principal objetivo do processamento é melhorar a visualização e a confiabilidade dos dados retirando ruídos através de filtros e amplificar pequenas amplitudes que possam representar contatos entre litologias e ou estruturas e objetos, bem como reposicionar refletores em suas posições corretas. A etapa de processamento dos dados após o registro de campo somente poderá ser realizada em dados digitais. A qualidade dos dados, importância econômica do projeto, tempo, orçamento, e capacidade computacional disponíveis é que vão determinar, entre outros fatores, o fluxograma de processamento dos dados. Nem sempre é necessário processamentos avançados como migração e análise de velocidade, reduzindo o tempo relativo a esta etapa.

Como o processamento de dados de radar é bastante semelhante ao processamento

sísmico, é bastante comum a utilização de *softwares* de tratamento de dados sísmicos no processamento de dados de GPR.

Os subítens seguintes apresentam as principais etapas do processamento básico de dados de radar realizadas neste trabalho, ilustradas com o radargrama boipeba02, na seguinte ordem :

- Figura 2.1: visualização do *header*;
- Figura 2.2: visualização do radargrama bruto;
- Figura 2.3: visualização do radargrama após aplicação de ganhos de contraste de cor;
- Figura 2.4: visualização do radargrama após a correção do tempo zero e *cortemute-off* nos tempos superiores a 70 *ns*;
- Figura 2.5: visualização do radargrama após a aplicação de ganhos automáticos janelados (AGC);
- Figura 2.6: visualização do espectro de frequência dos dados;
- Figura 2.7: visualização dos dados após a aplicação de filtragem tipo passa-banda;
- Figura 2.8: visualização dos dados após a aplicação da deconvolução preditiva.
- Figura 2.9: visualização dos dados após migração e conversão tempo-profundidade.

Todos os radargramas mostrados no corrente capítulo são exibidos em tempo (*ns*) na escala vertical, exceto a Figura 2.9, visto que a conversão para profundidade dar-se-a apenas após toda a sequência do processamento.

2.2.1 Procedimentos iniciais

Os dados adquiridos foram salvos no disco rígido do equipamento SIR-2000 da GSSI no formato .dzt. Como na sísmica, os arquivos de GPR podem ser salvos no formato .SEG Y, convencionalmente suportado por grande parte dos *softwares* de processamento sísmico. A maioria dos *softwares* específicos para tratar dados de GPR têm a opção de converter o dado para .SEG Y. Entretanto, todo o processamento realizado neste trabalho foi realizado utilizando o *Software* RADAN 6.5 (GSSI, 2005), específico para GPR.

O primeiro passo após acessar o arquivo, é conferir o cabeçalho (*header*), onde as informações referentes à aquisição estão armazenadas. A Figura 2.1 ilustra o *header* do radargrama boipeba02 (utilizado como exemplo nesta seção), contendo as seguintes informações mais importantes:

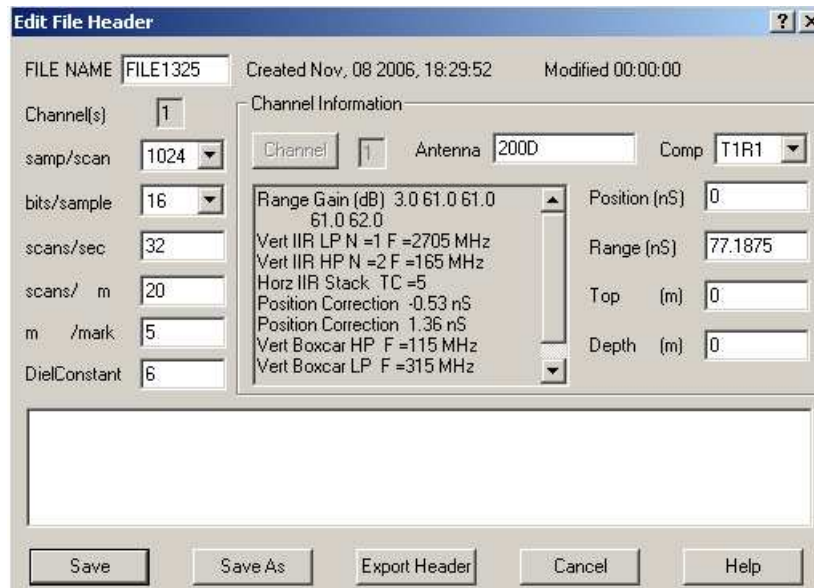


Figura 2.1: Visualização do *header* do radargrama boipeba02, contendo informações da aquisição dos dados.

- Nome do arquivo;
- Número de canais do equipamento;
- Número de amostras por traço;
- Número de bits por amostra;
- Número de traços por segundo, caso a aquisição seja feita no tempo;
- Número de traços por metro, caso a aquisição seja feita com a distância. Neste caso utiliza-se um odômetro acoplado num sistema de rodas para controlar a distância;
- Valor estimado da constante dielétrica do meio;
- Frequência da antena utilizada;
- Comprimento do traço em *nS*;
- Informações sobre ganhos e filtragens aplicadas no pré-processamento de campo.

2.2.2 Visualização e Edição dos Dados

Geralmente o dado bruto apresenta qualidade inadequada para a interpretação do radargrama. Isso deve-se principalmente a presença de ruídos e à pequenas amplitudes dos refletores, que podem não aparecer na primeira visualização do dado devido as perdas no sinal

de radar mencionadas no capítulo anterior. A Figura 2.2 mostra a visualização dos dados brutos, ou seja, sem nenhum processamento. O mesmo radargrama é mostrado na Figura 2.3 após um aumento no contraste de cor, que nada mais é que a aplicação de ganhos em todo o dado sem destruir as informações das amplitudes, amplificando apenas as tonalidades referentes a cada amostra.

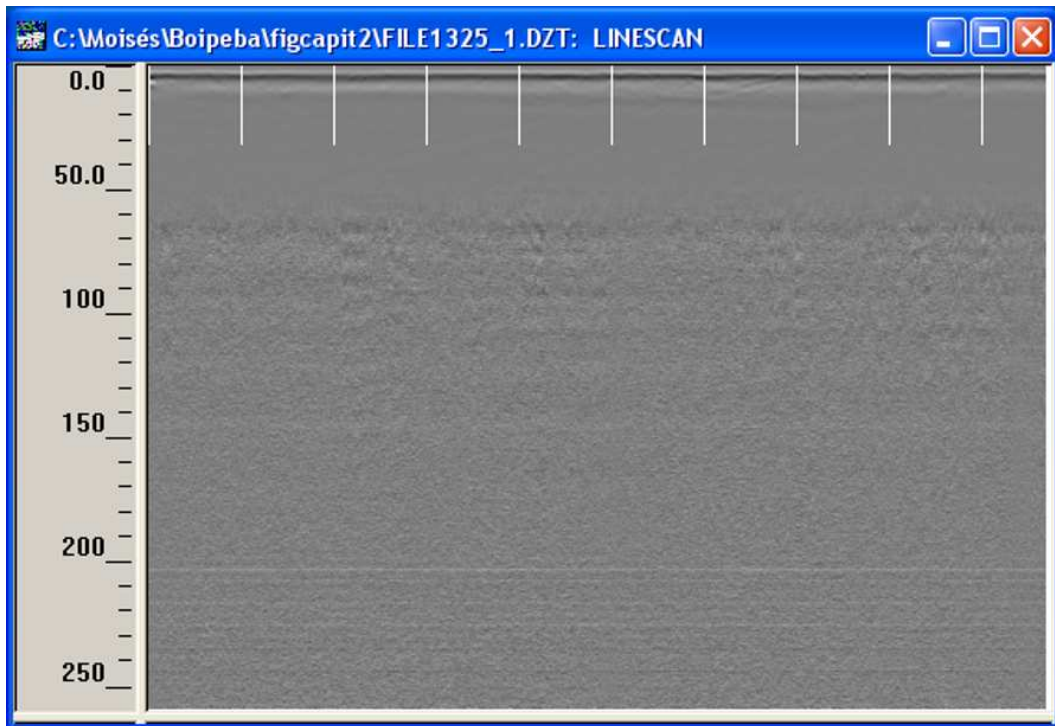


Figura 2.2: Radargrama boipeba02, visualizado sem nenhum processamento, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.

A edição dos dados é uma etapa bastante importante, visto que partes do dado podem ser descartadas, facilitando a interpretação. Outro tipo de edição importante é a correção de tempo zero, que deve ser aplicada afim de reduzir o efeito da onda aérea na escala de tempo, evitando interpretações errôneas acerca das profundidades dos refletores. Esta etapa é ilustrada na Figura 2.4.

2.2.3 Aplicação de Ganhos

A aplicação de ganhos visa realçar pequenas amplitudes tornando possível a visualização dos principais refletores. Existem vários tipos de ganhos que podem ser aplicados aos dados de radar, sendo que ganhos automáticos (AGC) e ganhos lineares e ou exponenciais são os mais utilizados.

A Figura 2.5 representa o radargrama boipeba02 mostrado nas figuras anteriores após

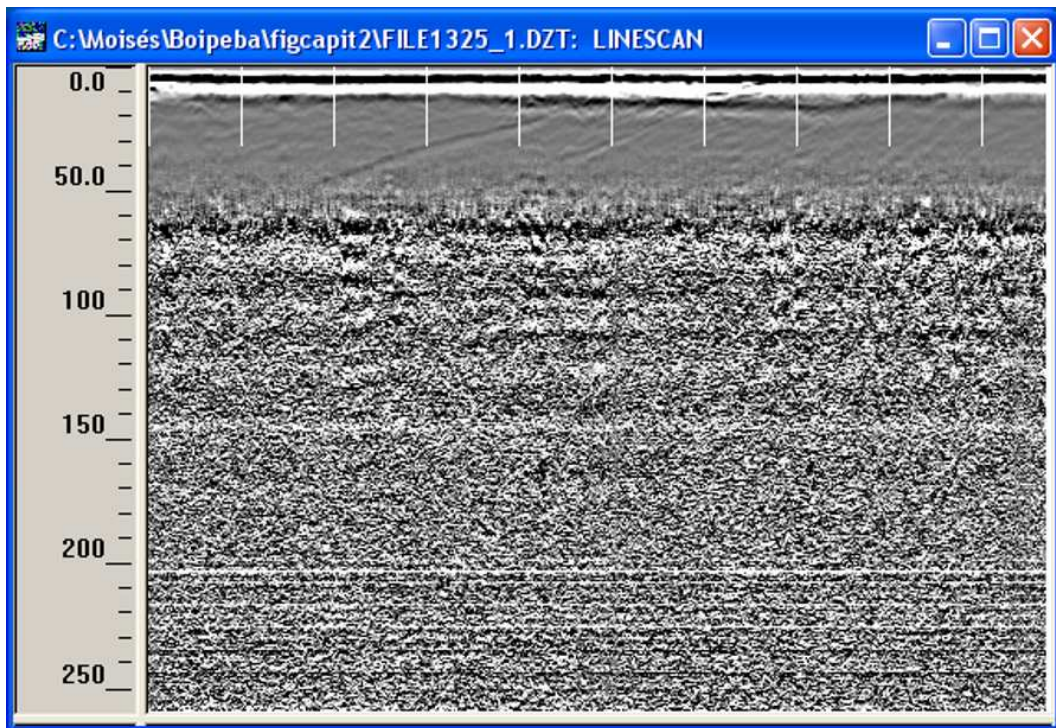


Figura 2.3: Radargrama boipeba02 após a aplicação de ganhos de contraste de cores, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.



Figura 2.4: Radargrama boipeba02 após um *mute* para tempos maiores que 70 ns e correção do tempo zero, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.

a aplicação de ganhos automáticos janelados. Comparando esta imagem com o radargrama bruto exibido na Figura 2.2, percebe-se claramente a presença de refletores inclinados. A grande diferença das Figuras 2.4 e 2.5 é que nesta última as amplitudes do dado foram alteradas, segundo parâmetros pré-definidos, como o comprimento de janelas, por exemplo, entre $1/5$ a $1/10$ do tempo total do traço, enquanto que a outra apresenta apenas contraste visual de cores no dado.



Figura 2.5: Radargrama boipeba02 após a aplicação de ganhos automáticos de fator 20 numa janela de 20 ns, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.

Ganhos lineares e exponenciais podem ser excelentes ferramentas do processamento, visto que eles também podem ser aplicados numa determinada janela de tempo que contenha informações de maior interesse, sem afetar o restante da seção.

Após a aplicação de ganhos, geralmente tem-se uma melhor idéia das principais regiões que possam ter maior interesse no dado. Com isso, pode-se selecionar parte do dado e descartar amostras que não sejam interessantes ao trabalho, como zonas bastante ruidosas. Recomenda-se que antes de fazer qualquer corte no dado, sejam aplicados filtros, evitando a perda de informações importantes.

Aplicação de ganhos podem ser realizadas em qualquer etapa do processamento, e geralmente são feitas várias vezes, antes e após a aplicação de filtros, e em qualquer outra etapa.

2.2.4 Filtragem dos Dados

Dados ruidosos tornam bastante difícil a interpretação do radargrama, pois muitas vezes ocultam informações importantes sobre as amplitudes das amostras num determinado intervalo de tempo, e podem levar o intérprete a conclusões equivocadas. Existem inúmeras fontes de ruídos que interferem na qualidade dos dados de GPR. A presença de emissoras de rádio por exemplo e linhas de alta tensão, podem gerar ruídos nos dados. O próprio equipamento também gera ruídos.

Para esses casos, filtros de frequência podem ajudar bastante a melhorar a qualidade dos dados, visto que geralmente as frequências relacionadas aos materiais geológicos concentra-se numa faixa específica. Frequências muito baixas ou muito altas podem ser primeiramente eliminadas utilizando-se filtragens do tipo corta-baixa e corta-alta. Filtros do tipo passa-banda também são bastante utilizados pois conservam apenas o conteúdo de frequência num determinado intervalo pré-definido, compatível com a frequência da antena empregada.

Esses tipos de filtragens são realizadas analisando-se o espectro de frequência dos dados, que nada mais é do que a aplicação da transformada de Fourier nos dados, representando-os no domínio da frequência. A Figura 2.6 mostra o espectro de frequência do mesmo dado das figuras anteriores. Observa-se uma região bem definida do espectro que concentra a maioria das amplitudes em torno de 200 MHz , que foi a antena utilizada na aquisição destes dados. Como já foi citado no capítulo 1, o conteúdo de frequência deve girar em torno da frequência principal da antena.

A Figura 2.7 mostra o mesmo radargrama das figuras anteriores após a aplicação de filtros do tipo passa-banda. Comparando-o com o da Figura 2.5, percebe-se a atenuação de fontes ruidosas situadas principalmente em intervalos de tempo acima de 50 ns . Por outro lado, as aplicações de filtros também diminuem consideravelmente a visualização de determinadas amplitudes, tornando-se necessário a aplicação de novos ganhos.

Outro tipo de filtragem comum no processamento de dados de radar é a filtragem FK, que trabalha no domínio da frequência/número de onda. É também conhecida como filtragem espacial. É utilizada principalmente para eliminar eventos horizontais ou com inclinações bem definidas presentes no dado.

2.2.5 Deconvolução

A deconvolução é uma etapa do processamento por meio da qual é possível aumentar a resolução temporal através da compressão dos dados de radar. É usada também para atenuar reflexões múltiplas presentes em alguns dados. O modelo convolucional do pulso pode ser descrito matematicamente por:

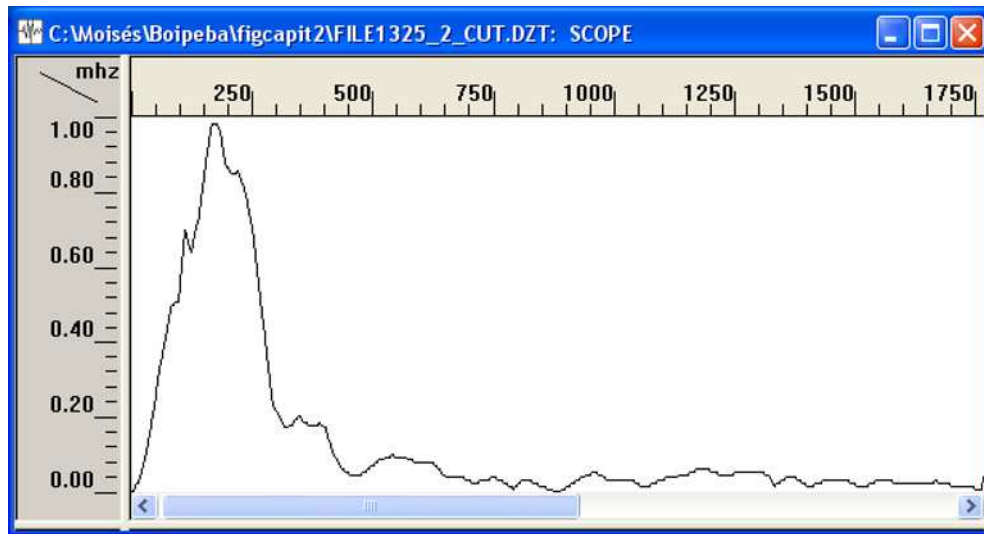


Figura 2.6: Espectro de frequência do radargrama boipeba02, onde o pico de frequência gira em torno da frequência central da antena, igual a 200 MHz .

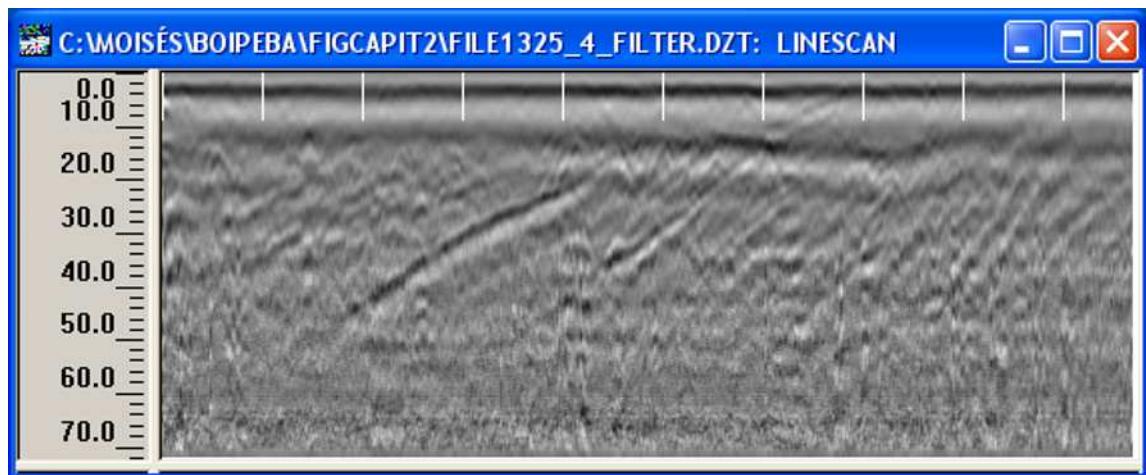


Figura 2.7: Radargrama boipeba02 após a aplicação de filtragem do tipo passa-banda, limitado em 50 e 300 MHz , onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.

$$x_t = p_t * e_t + \eta \quad (2.1)$$

onde x_t é o traço registrado, p_t é o pulso emitido pela fonte, e_t é a função refletividade ou resposta impulsiva da terra e η representa fontes ruidosas, lembrando que "*" representa o símbolo da convolução.

A deconvolução utilizada pelo *software* RADAN é a deconvolução preditiva. A Figura 2.8 mostra o radargrama exibido nas figuras anteriores após a aplicação da deconvolução preditiva.

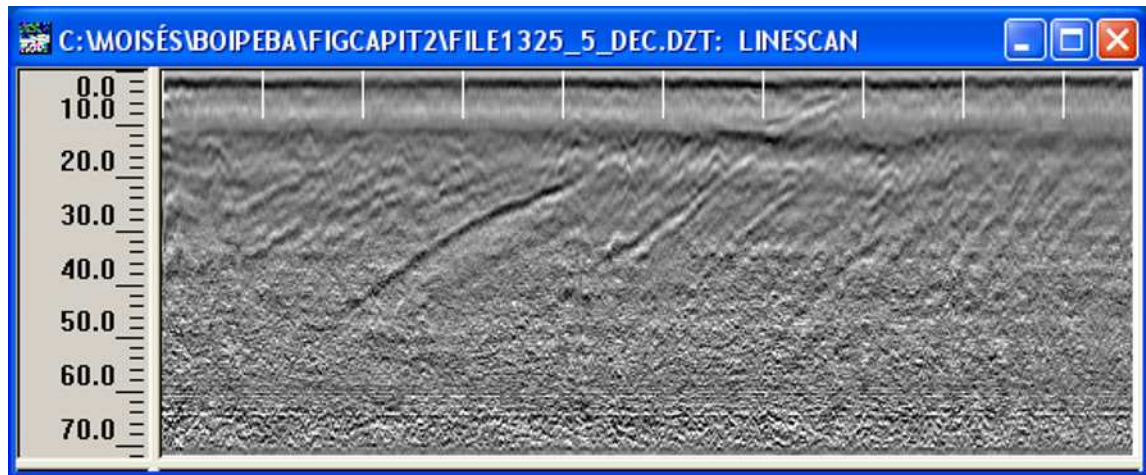


Figura 2.8: Radargrama boipeba02 após aplicação da deconvolução preditiva, onde o intervalo entre cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.

2.3 Processamento avançado

2.3.1 Análise de Velocidade

Informações coerentes acerca das velocidades das camadas são fundamentais para a conversão do radargrama em profundidade. Aquisições do tipo CMP, permitem análises detalhadas das velocidades do meio. Existem pacotes próprios para realizar esta etapa do processamento na maioria dos programas (*softwares*) de processamento de dados sísmicos e de radar. Entretanto, o ajuste hiperbólico dos eventos de difração permitem estimar a velocidade da onda eletromagnética no pacote sedimentar acima do ponto difrator. Este recurso foi usado neste trabalho para definir as velocidades usadas na migração e nas conversões em profundidade.

2.3.2 Migração

O objetivo da migração, em se tratando de dados sísmicos empilhados ou de radargramas registrados com a configuração de afastamento constante (AC) ou offset constante (CO), é tornar as citadas seções similares a seção geológica transversal situada abaixo da linha de levantamento.

A migração corrige "distorções" presentes nas seções de radar (ou seções sísmicas empilhadas) que estão associados à propagação da onda em subsuperfície. Ou seja, a migração desloca refletores inclinados para a sua verdadeira posição e colapsa a energia presente nos eventos de difração. Entretanto, para ter sucesso, é necessário um bom modelo das velocidades da onda no meio geológico.

As técnicas de migração podem empregar diferentes tipos de operadores matemáticos para resolver a equação da onda (diferenças finitas, elementos finitos, transformada de Fourier, etc) e podem ser aplicadas em diferentes arranjos de dados de GPR (ou dados sísmicos).

Atualmente existem diferentes sub-rotinas para migrar dados sísmicos sendo que a maioria delas foram adaptadas para trabalhar com dados de GPR. Geralmente, a migração pós-empilhamento é mais utilizada em dados de GPR, pois trabalha bem com dados adquiridos com antenas em modo monoestático e também servem para migrar dados CMP ou tipo WARR, transformando a seção de afastamento em seção de afastamento nulo ou *zero-offset*. Entretanto, migrações dos dados empilhados ou de afastamento nulo quando aplicadas em dados com afastamento constante entre fonte e receptor mostraram fornecer excelentes resultados. (Pestana e Botelho, 1997).

A Figura 2.9 mostra o radargrama após migração em tempo tipo FK e conversão tempo-profundidade. Os dados foram migrados com velocidade linearmente crescente, onde para $t = 0 \text{ ns} \rightarrow v = 95 \text{ m/ns}$, e para $t = 72 \text{ ns} \rightarrow v = 110 \text{ m}/\mu\text{s}$. A conversão tempo-profundidade foi feita com velocidade constante igual a $105 \text{ m}/\mu\text{s}$.

Uma discussão detalhada sobre técnicas e princípios da migração pode ser encontrada em Yilmaz (2001).

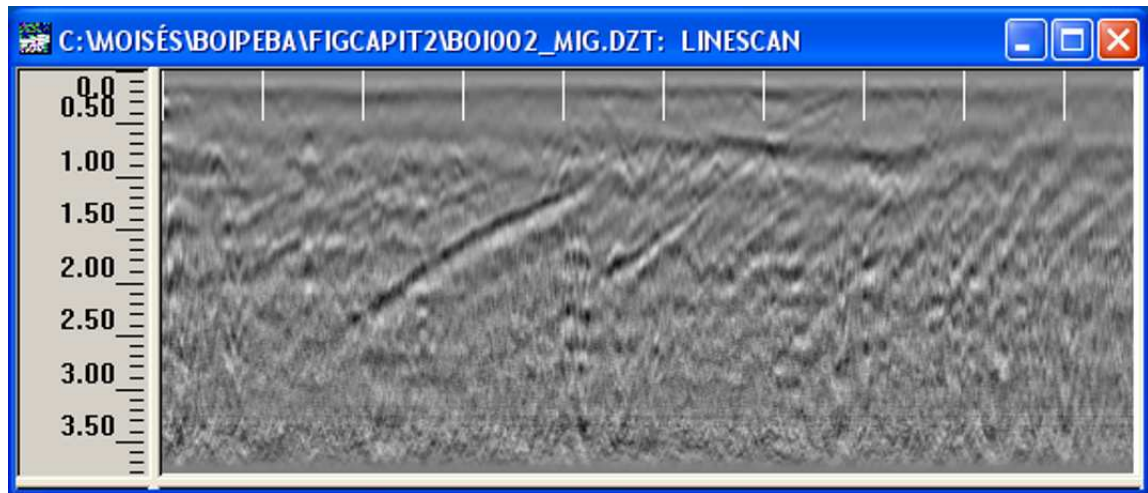


Figura 2.9: Radargrama boipeba02 após aplicação da migração FK com variação linear de velocidade, onde cada marcador representa 5m e a escala vertical representa o tempo duplo de trânsito em ns.

CAPÍTULO 3

Geologia Regional da Bacia do Recôncavo

3.1 Introdução

A Bacia do Recôncavo, situada no Nordeste brasileiro, faz parte do Rifte intracontinental do Recôncavo-Tucano-Jatobá, formado durante os estágios precoces da abertura do oceano Atlântico Sul, no Eocretáceo, e preservado como um ramo abortado da margem continental do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 11.500 Km^2 . Está limitada a leste pela Falha de Salvador e a oeste pela Falha de Maragogipe.

A descoberta de óleo na região data de 1939, em Lobato, e foi pioneira no Brasil. Inúmeros poços já foram perfurados e resultaram na descoberta de dezenas de campos de petróleo e gás (Magnavita et al., 2005).

O intenso processo exploratório e o fato da Bacia do Recôncavo ser quase que em sua totalidade *onshore*, proporcionou uma gama de estudos geológicos e geofísicos desta Bacia, tornando-a uma das mais estudadas do Brasil.

As seções seguintes descrevem de forma resumida as principais características geológicas da Bacia do Recôncavo, como seu arcabouço estrutural e a sua estratigrafia, com ênfase principalmente na fase pré-rift do seu processo evolutivo, onde situam-se as principais unidades sedimentares alvos deste trabalho.

3.2 Arcabouço Estrutural

A Bacia do Recôncavo compõe a porção sul do Rifte Intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá, que se desenvolveu sobre um complexo mosaico de terrenos de idade predominantemente Pré-Cambriana (Freire, 2005).

A arquitetura estrutural do rifte é caracterizada por uma compartimentação ao longo de seu eixo principal, no qual blocos falhados de direção NNE-SSW são seccionados em compartimentos através de seções transversais identificadas como zonas de transferência.

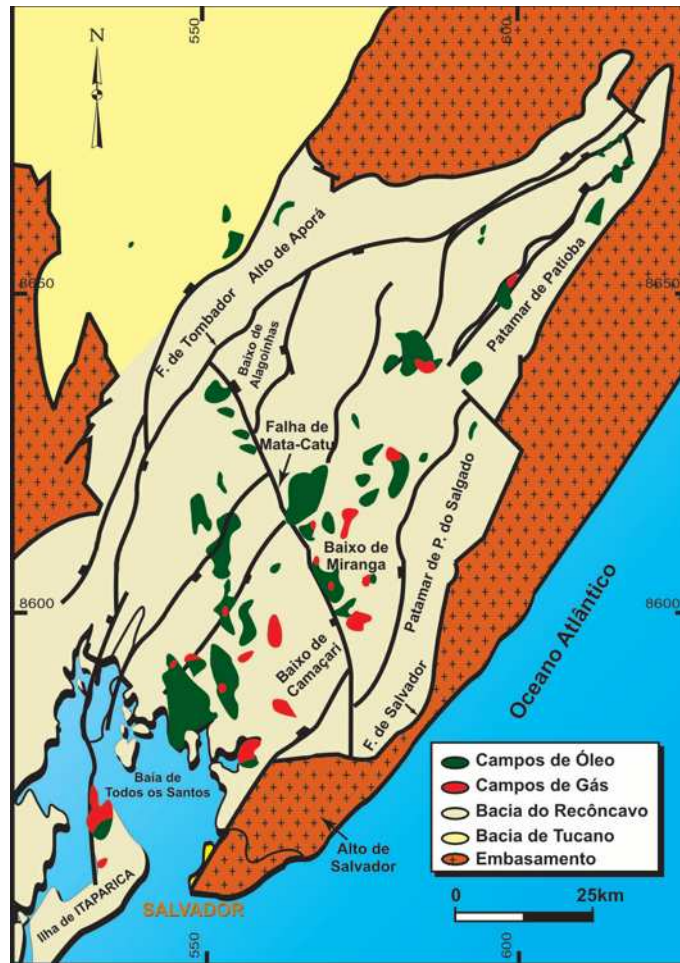


Figura 3.1: Arcabouço estrutural e campos de petróleo da Bacia do Recôncavo (Magnavita, 2005).

As heranças estruturais do embasamento, principalmente do cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, tem forte influência na geometria final do arcabouço da Bacia, controlando as orientações das zonas de falha, dos altos do embasamento, como também das zonas de acomodação (Milani, 1987). Como consequência, a Bacia herdou uma forma alongada segundo $N30^\circ$, produto da ação tectônica formadora e deformadora bem como das heterogeneidades de seu substrato.

A Bacia do Recôncavo encontra-se limitada a leste pelo Alto de Salvador e a oeste pelos altos de Canabrava, Boa União e Aporá, que a separam da Bacia de Tucano Sul. Ao sul, é separada da Bacia de Camamu pelo falhamento da Barra, uma falha oblíqua de grande porte (Figura 3.1).

Em seu arcabouço geral, a Bacia adquire a forma de um *graben* assimétrico, mais profundo a leste, o que condiciona o mergulho regional das camadas para SE, em direção aos grandes depocentros. Seus falhamentos limítrofes, de natureza extensional, são falhas normais predominantemente sintéticas de direção $N30^\circ$ possuindo altos mergulhos.

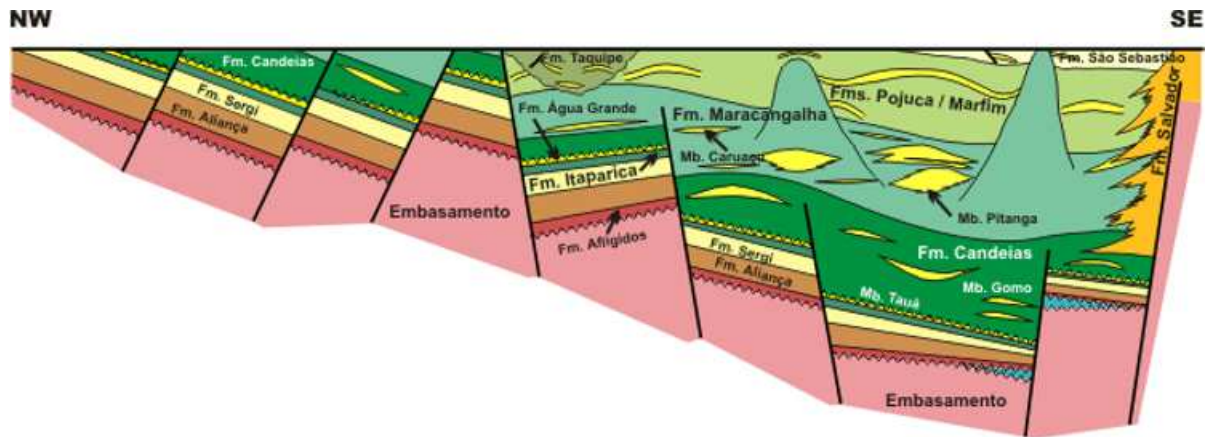


Figura 3.2: Seção geológica da Bacia do Recôncavo (Milhomem et al., 2003)

3.3 Estratigrafia

A sucessão estratigráfica do Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá inclui estratos com idades desde o Paleozóico até o Cenozóico. Estima-se que a seção sedimentar acumulada na bacia do Recôncavo possua uma espessura de mais de 6 Km no Baixo de Camaçari, sua parte mais profunda.

As unidades sedimentares da Bacia do Recôncavo são divididas em quatro fases deposicionais distintas. São elas as fases Sinéclise, Pré-Rifte, Sin-Rifte e Pós-Rifte.

De acordo com Caixeta et al. (1994), a coluna estratigráfica atualmente aceita da Bacia do Recôncavo, está representada da base para o topo, pelas seguintes unidades litoestratigráficas:

Embasamento Cristalino: o pacote sedimentar repousa discordantemente sobre o embasamento Pré-Cambriano, composto em sua maior parte, de granulitos e migmatitos de idade Arqueana do Cinturão Granulítico Atlântico assim como de metassedimentos Brasileiros da Formação Estância.

Formação Afligidos: são formados por sedimentos depositados sob condições de bacia intracratônica, subdividido pelos membros Pedrão e Cazumba. As associações faciológicas testemunham um clima árido e tendência geral regressiva. O Membro Pedrão que é base da formação caracteriza-se por sedimentos clásticos, evaporitos e laminitos algais, depositados em contexto marinho. Depósitos continentais, representados por pelitos avermelhados intercalados com níveis sílticos e nódulos de anidrita, lacustres de água salobra, constituem o Membro Cazumba.

Formação Aliança: é constituída pelos membros Boipeba e Capianga, na qual o Boipeba consiste de arenitos avermelhados que variam de finos a conglomeráticos que representam depósitos de um sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico. Já o

Capianga é composto por folhelhos vermelhos com raras intercalações de arenitos finos, formados devido a uma sedimentação lacustre rasa.

Formação Sergi: composto por arenitos desde finos a conglomeráticos também com intercalações de folhelhos vermelhos e cinza esverdeado depositados por sistemas fluviais entrelaçados, com retrabalhamento eólico.

Formação Itaparica: caracterizada por folhelhos vermelhos e siltitos com raras intercalações de arenito fino. Este registro é formado através de depósitos lacustres, com pequenas incursões fluviais.

Formação Água Grande: representada por arenitos grossos e finos reconhecida apenas na Bacia do Recôncavo e Tucano Sul é interpretada como sistema fluvial entrelaçado e meandrante, com retrabalhamento eólico.

Formação Candeias: abrange os membros Tauá e Gomo. O Membro Tauá, basal, caracteriza-se por folhelhos cinza escuro, físeis, de partição acicular ricos em matéria orgânica. O Membro Gomo é constituído por folhelhos também cinza esverdeado, intercalados a biocalcarenitos, calcilitos e arenitos turbidíticos inseridos em um sistema de lago profundo.

Formação Maracangalha: caracteriza-se por folhelhos esverdeados e cinza escuro subdividida nos membros Caruaçu e Pitanga. O Membro Pitanga compõe-se de arenitos finos, maciços, silticos, argilosos, ricos em fragmento de matéria orgânica originados por fluxos gravitacionais. Já o Membro Caruaçu é representados por camadas lenticulares de arenito fino a médio, as quais foram geradas por correntes de turbidez.

Formação Salvador: caracterizadas pelos conglomerados e arenitos que ocorrem na borda leste da Bacia do Recôncavo. Esses conglomerados são o resultado de leques aluviais sintectônicos que marcam as atividades das falhas de borda na fase rifte.

Formação Marfim: composto por arenitos finos a médios bem selecionados, intercalados a camadas de folhelhos cinza-esverdeado que correspondem a depósitos de origem flúvio-deltaica.

Formação Pojuca: constituída por arenitos muito finos a médio, as vezes silticos, calcíferos e folhelhos cinzas, siltitos e biocalcarenito ostracoidais. São também depósitos de origem flúvio-deltaica.

Formação Taquipe: caracteriza-se por folhelhos cinzas, arenitos muito fino a fino, siltitos e ainda margas. Esta unidade ocupa uma feição erosiva em forma de cânion, alongada na direção norte-sul e constatada na porção centro-oeste do Recôncavo. São depósitos de fluxos gravitacionais.

Formação São Sebastião: subdividida em três membros: Paciência, Passagem dos

Formação Marizal: constituída essencialmente por arenitos e conglomerados e secundariamente, por siltitos, folhelhos e calcários. São depósitos de leques aluviais com pequenos lagos restritos associados.

Formação Sabiá: composta por folhelhos cinza esverdeados com intercalações de arenitos finos e lentes de calcário. Correspondem a depósitos de ambiente marinho.

Formação Barreiras: representada por arenitos grossos e conglomerados com intercalações de lamitos caracterizam depósitos de leques aluviais.

3.3.1 Evolução Tectono-Sedimentar do Pré-Rifte

A Bacia do Recôncavo teve sua origem relacionada ao processo de estiramento crustal que resultou na fragmentação do Gondwana dando origem aos continentes Sul-Americano e Africano (Eocretácio).

De acordo com Milani (1985), durante o Jurássico a Bacia subsidia devido ao flexuramento crustal, inerente à fase de deformação elástica. Alcançando o limite de resistência elástica, a crosta rompeu-se originando o rifte.

Antecedendo a ruptura do rifte, durante o Tithoniano e Berriasiano Inferior, houve um prolongado estágio com pequena taxa de subsidência, o qual propiciou o desenvolvimento de uma bacia com características intracratônicas que compreende sedimentos fluviais, lacustres e eólicos, denominada de Depressão Afro-Brasileira (Estrela, 1972). Nessa depressão foram depositados os sedimentos continentais red-beds das formações Aliança e Sergi e os sedimentos das formações Itaparica e Água Grande constituintes dos depósitos do estágio pré-rifte (Figura 3.4). Estes sedimentos ocorrem sobrepostos aos depósitos associados ao desenvolvimento de mares epicontinentais, no Paleozóico, da Formação Afligidos.



Figura 3.4: Paleogeografia do pré-rifte da Bacia do Recôncavo (Modificado de Me-deiros e Ponte (1981) e Magnavita (2005)).

Por serem objetos de estudos deste trabalho, uma breve discussão acerca do Membro Boipeba, da Formação Água Grande, e da Formação Maracangalha será feita nos tópicos seguintes.

3.3.2 Membro Boipeba

O Membro Boipeba está posicionado na base da fase pré-rifte da Bacia do Recôncavo. No seu topo apresenta contato retrogradacional com os sedimentos do Membro Capianga, compondo a Formação Aliança. Sua base marca a discordância com os sedimentos da Formação Afliados que engloba um hiato de 100 Ma.

Em um estudo feito através da análise de 500m de espessura de pacote sedimentar em testemunhos (Salem et al., 2000), o Membro Boipeba teve seu ambiente deposicional interpretado baseado em examinações detalhadas de suas estruturas sedimentares, textura (tamanho de grão, selecionamento e a forma do grão), litologias e associação de faces. Os pacotes sedimentares, compostos por arenitos, conglomerados e na minoria das vezes por folhelhos vermelhos que foram interpretados como tendo sido depositados através de canais de rios entrelaçados e meandranes com faces subordinadas de retrabalhamento eólico (Figura 3.5).

As características permoporosas desses sedimentos são controladas, basicamente, pela atuação heterogênea dos processos diagenéticos superimpostos, desenvolvidos desde pequenas profundidades, ainda sob influência deposicional, até condições de soterramento elevado (Milhomem et al., 2003). Contudo o Membro Boipeba não apresenta acumulações de petróleo expressivas, estando estas associadas principalmente às Formações Sergi e Água Grande.

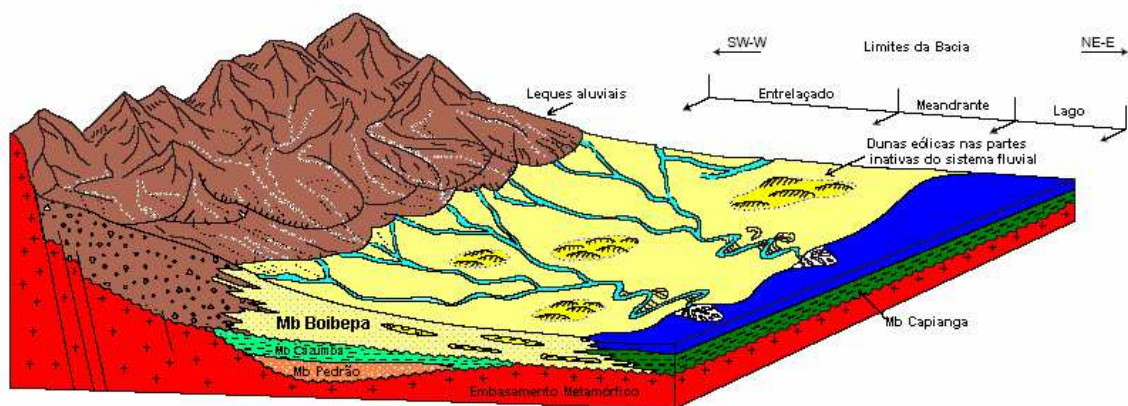


Figura 3.5: Paleogeografia durante a deposição do Membro Boipeba (modificado de Salem et al., 2000).

3.3.3 Formação Água Grande

A Formação Água Grande, elevada a categoria de "Formação" por Caixeta et al. (1994), é considerada como sendo o segundo principal reservatório de hidrocarbonetos da Bacia do Recôncavo (ficando atrás apenas da Formação Sergi), tem sido estudada desde 1942 (Cortez, 1996). Entretanto, poucas informações estão disponíveis na literatura.

Barroso e Rivas (1984) fizeram a caracterização e mapeamento das fácies da Formação Água Grande, englobando os campos de Água Grande, Rio Pojuca, e Sussuarana. Da base para o topo da Formação foi identificada uma seqüência faciológica característica da evolução de um sistema fluvial meandrante para um sistema fluvial entrelaçado, seguido de cursos fluviais efêmeros cujos depósitos foram expostos ao retrabalhamento eólico.

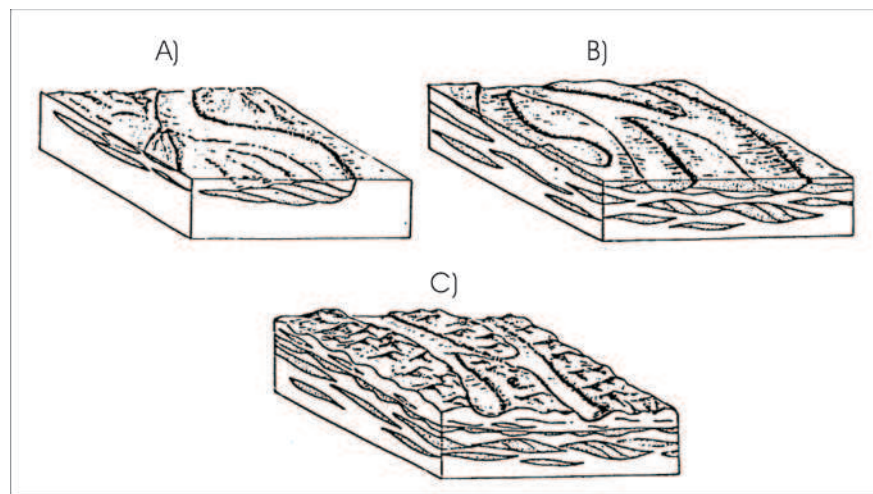


Figura 3.6: Bloco diagrama das fases de sedimentação da Formação Água Grande nos campos de Água Grande, Rio Pojuca e Sussuarana (Barroso & Rivas, 1984).

3.3.4 Formação Maracangalha

A Formação Maracangalha foi depositada na fase sin-rifte, e está relacionada principalmente as grandes atividades tectônicas durante a abertura do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, depositada principalmente por correntes de turbidez em ambiente lacustrino profundo. É representada pelos arenitos dos Membros Pitanga e Caruaçu, e por espessas camadas de folhelhos lacustrinos.

3.4 Sistema Petrolífero

Os principais reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia do Recôncavo concentram-se principalmente nos arenitos das Formações Sergi e Água Grande, e em menor escala nos turbiditos das Formações Candeias e Maracangalha, ocorrendo também na Formação Marfim e Candeias.

As principais unidades geradoras são os folhelhos lacustres do Membro Gomo e Tauá da Formação Candeias.

As principais acumulações de óleo e gás da Bacia estão associadas a grandes falhamentos, principais tipos de trapas presentes na Bacia (Figura 3.1).

Segundo Figueiredo et al. (1994), a fase pré-rifte representa o principal sistema de acumulação de hidrocarbonetos da Bacia, contendo aproximadamente 429,7 milhões m^3 (2702,8 milhões de bbl), ou 57% do volume de óleo provado na Bacia. Os Arenitos da Formação Sergi são os principais reservatórios desta fase e contém aproximadamente 301,8 milhões de m^3 (1898,3 milhões de bbl). Estes são seguidos pela Formação Água Grande, contendo cerca de 82,7 milhões de m^3 (520,2 milhões de bbl).

CAPÍTULO 4

Área de Estudo e Aplicação do Método GPR

O método GPR foi utilizado para investigações acerca da estratigrafia de afloramentos areníticos análogos a reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia do Recôncavo, pertencentes ao Membro Boipeba, a Formação Água Grande, e a Formação Maracangalha. A localização de cada um desses afloramentos pode ser vista na Figura 4.1. Nos tópicos seguintes estão apresentadas as principais características geológicas desses afloramentos bem como a aplicação do método GPR e os resultados obtidos.

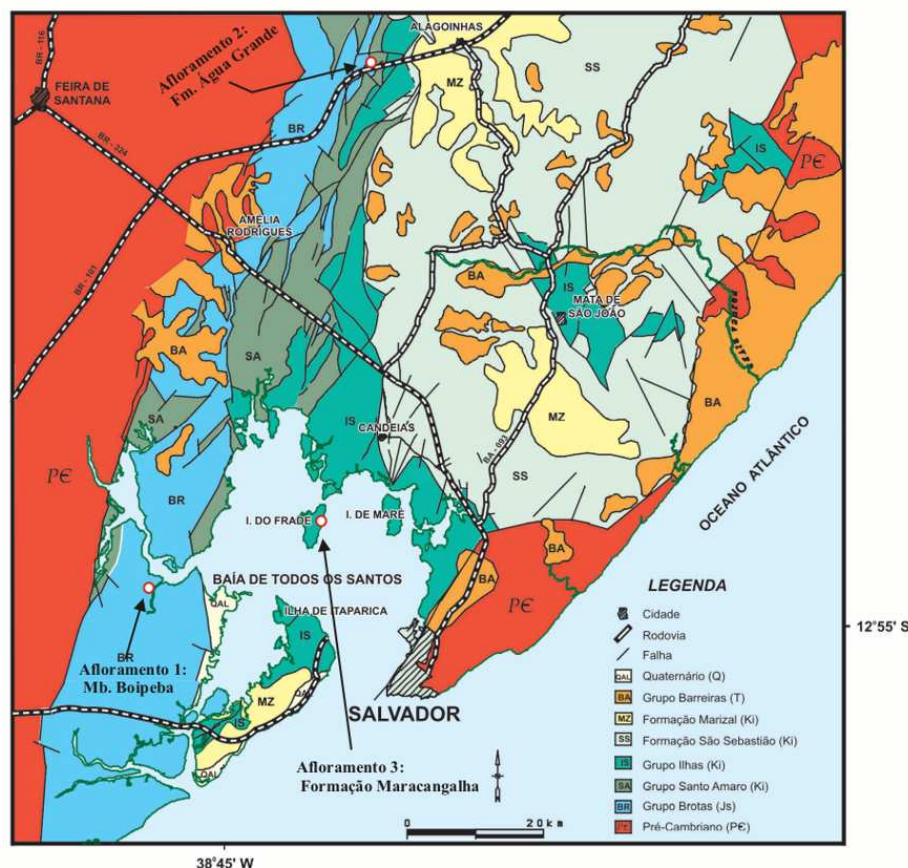


Figura 4.1: Mapa Geológico da Bacia do Recôncavo com a localização dos afloramentos estudados (Magnavita et al., 2005).

4.1 Afloramento 1: Membro Boipeba

4.1.1 Descrição do Afloramento

O afloramento pertencente ao Membro Boipeba está localizado na BA-242, próximo ao município de São Roque do Paraguaçu. Apresenta aproximadamente 150m de comprimento, altura máxima de 6 a 8 metros e está orientado na direção N-S.

De acordo com Lima (2007), o citado afloramento é caracterizado por arenitos avermelhados, com granulometria variando desde fina a grossa, bem selecionadas e sub-arredondadas a arredondadas. Entre outras estruturas presentes, foram identificadas estratificações cruzadas, estratificações plano paralelas, e fraturas pós-deposicionais mergulhando 45° para sudeste. Algumas dessas estruturas podem ser vistas na Figura 4.2.

Ainda de acordo com Lima (2007), este afloramento é subdividido em 3 unidades representadas por paleodunas com características deposicionais distintas.



Figura 4.2: Fotografia de parte do afloramento onde nota-se claramente estruturas sedimentares bem definidas, como estratificações cruzadas e estratificações plano paralelas indicadas pela linha branca.

4.1.2 Aquisição dos Dados

Os dados de GPR foram adquiridos no local com o equipamento SIR SYSTEM 2000 da GSSI utilizando antenas de 200 MHz em modo monoestático, com a configuração de afastamento constante. Foram feitos dois perfis com o GPR, sendo um, na direção N-S (paralela ao corte vertical do afloramento) e outro na direção E-W (perpendicular ao corte vertical do afloramento) conforme o esquema mostrado na Figura 4.3, com o objetivo de estudar o comportamento tridimensional da porção superior do afloramento, em subsuperfície. A Figura 4.4 mostra a fotografia da linha de aquisição paralela ao corte do afloramento. Os parâmetros referentes a aquisição dos radargramas boipeba01 e boipeba 02 podem ser vistos na Tabela 4.1.

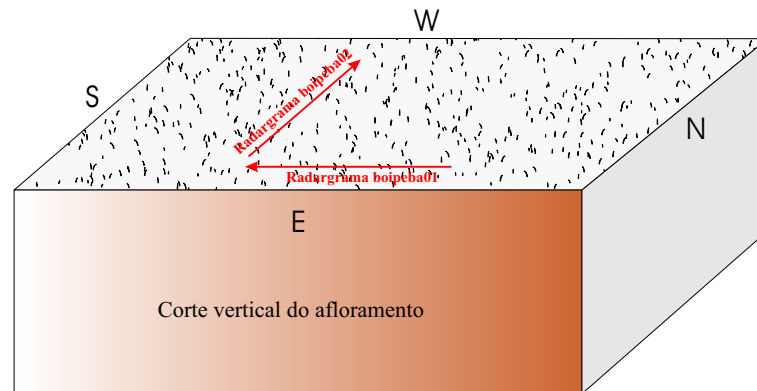


Figura 4.3: Esquema mostrando o planejamento da aquisição dos dados no afloramento da Formação Boipeba.

Radargrama	L(m)	n°traços	dt(ns)	nt
boipeba01	55,5	1110	0,25	1024
boipeba02	48,5	969	0,25	1024

Tabela 4.1: Parâmetros de aquisição dos radargramas boipeba01 e boipeba02, onde L representa o comprimento total do perfil, dt representa o intervalo de amostragem e nt representa o número de amostras por traço.

4.1.3 Interpretação dos radargramas obtidos

A Figura 4.5 apresenta o radargrama boipeba01, com extensão aproximada de 55,5m, obtido paralelamente ao corte do afloramento, e seu respectivo modelo interpretativo. Nessa figura



Figura 4.4: Fotografia da área de levantamento GPR, mostrando o caminhamento N-S (paralelo ao corte do afloramento).

observa-se claramente o contato entre o solo (ou rocha intemperizada) e a rocha sã a aproximadamente 1m de profundidade. O refletor correspondente a este contato caracteriza-se pela sua continuidade e forte contraste das propriedades elétricas dos meios, apresentando significativo aumento da amplitude em relação as camadas sobrepostas e sotopostas.

Abaixo deste refletor (marcado de marrom na seção interpretada), observa-se o aparecimento de estruturas na rocha (marcadas de preto), o que não acontece na camada acima. Os refletores correspondentes aos estratos da rocha apresentam-se geralmente mergulhando em direção ao norte (como pode ser observado na Figura 4.5) e também acomodam-se de forma sub-paralela.

Notam-se dois domínios distintos neste radargrama. O primeiro corresponde aos primeiros 15m da seção e está representado por camadas com maior ângulo de inclinação. O segundo domínio é marcado por estratos sub-horizontalizados, por ora apresentando pequenas inclinações. Como existe um exagero vertical, que pode ser visto comparando-se as escalas, o ângulo de inclinação das camadas é bem menor que o mostrado no radargrama.

A fim de inferir acerca do comportamento tridimensional do afloramento, foram adquiridos dados perpendicularmente ao corte deste. O radargrama boipeba02, com extensão total aproximada de 48,5 m, apresenta os resultados obtidos, com boa qualidade dos dados. Os principais refletores estão muito bem marcados nesta seção, evidenciando a tendência geral de mergulho para leste das principais estruturas presentes no radargrama boipeba01 (Figura 4.6).

Comparando os radargramas boipeba01 e boipeba02, percebe-se uma menor espessura

da camada de solo neste último, que pode ser explicado pelo fato de que se percebeu no local um acúmulo de material retirado de uma escavação próxima e depositado ao longo da direção do corte do afloramento.

A Figura 4.7 apresenta a representação tridimensional dos radargramas boipeba01 e boipeba02, facilitando a compreensão do comportamento das rochas aflorantes em subsuperfície.

A profundidade máxima obtida dessas duas seções foi de aproximadamente 4m.

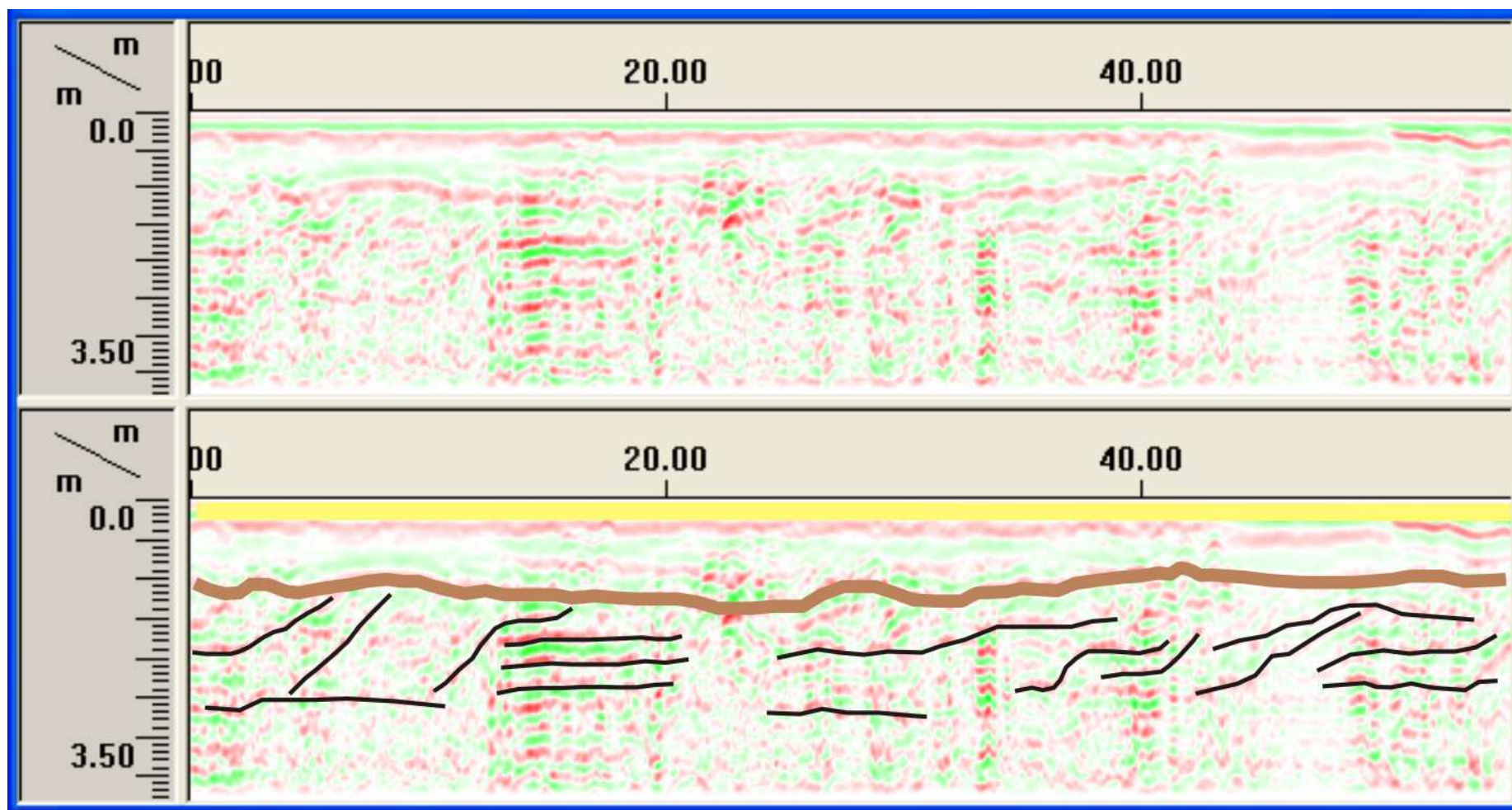


Figura 4.5: Radargrama boipeba01 visualizado e interpretado, orientado N-S e paralelo ao corte do afloramento.

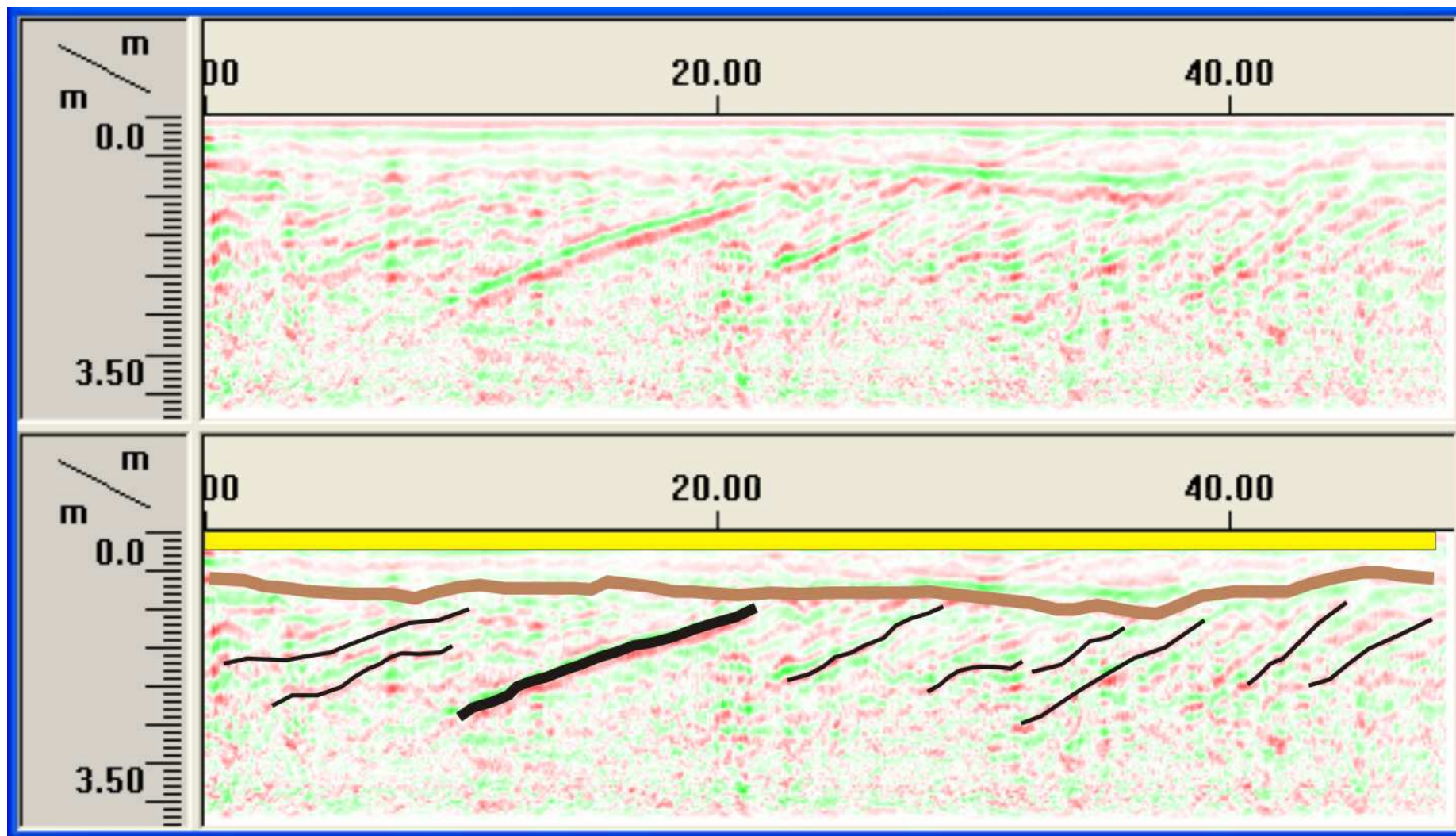


Figura 4.6: Radargrama boipeba02 visualizado e interpretado, orientado E-W e perpendicular ao corte do afloramento.



Figura 4.7: Visualização 3D da subsuperfície do afloramento do Membro Boipeba, representada pelos radargramas boipeba01 e boipeba02.

4.2 Afloramento 2: Formação Água Grande

4.2.1 Descrição do Afloramento

O afloramento pertencente a Formação Água Grande está localizado no Km-118 da BR-101, próximo ao município de Alagoinhas, BA.

Tal afloramento foi descrito por Medeiros e Ponte (1981), como sendo pertencente a Formação Água Grande, e representado por arenitos bem selecionados com granulometria variando de fina a média. Em sua parte superior, apresenta laminações cruzadas acanaladas, levemente sigmoidais e ondulações de grande porte. O conjunto de estruturas presentes na rocha sugerem um afogamento do sistema fluvial, propiciando o desenvolvimento de corpos de arenitos sigmoidais junto às desembocaduras submersas. As estruturas observadas em campo sugerem um sentido da sedimentação para sudoeste.

A Figura 4.8 apresenta uma visão geral do afloramento, e na Figura 4.9 observam-se os corpos de arenitos sigmoidais.

Neumann (2004), elaborou modelos computacionais para simular o comportamento da onda de radar em afloramentos análogos a reservatórios, baseado neste afloramento da Formação Água Grande.



Figura 4.8: Visão geral da área do afloramento onde foram levantados os dados de GPR.



Figura 4.9: Fotografia evidenciando feições sigmoidais nos arenitos.

4.2.2 Aquisição dos Dados

Os dados de GPR foram adquiridos no local com o equipamento SIR SYSTEM 2000 da GSSI utilizando antenas de 200 MHz em modo monoestático, com a configuração de afastamento constante. Foram realizados quatro perfis, sendo um paralelo ao corte do afloramento e os outros três na direção perpendicular ao corte do afloramento, conforme o esquema mostrado na Figura 4.10, com o objetivo de investigar feições estratigráficas em subsuperfície e ter-se uma idéia tridimensional do comportamento das camadas. Os parâmetros de aquisição referentes a estes radargramas podem ser vistos na Tabela 4.2.

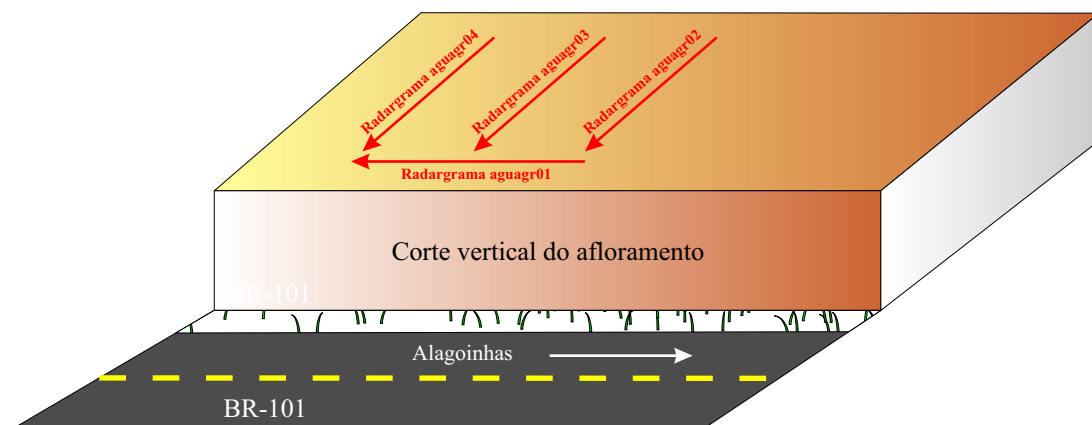


Figura 4.10: Esquema ilustrando o planejamento da aquisição dos dados no afloramento da Formação Água Grande.

Radargrama	L(m)	n°traços	dt(ns)	nt
aguagr01	9, 4	1686	0, 35	512
aguagr02	12, 4	1745	0, 35	512
aguagr03	12, 00	1715	0, 35	512
aguagr04	10, 2	1459	0, 35	512

Tabela 4.2: Parâmetros de aquisição dos radargramas aguagr01, aguagr02, aguagr03 e aguagr04, onde L representa o comprimento total do perfil, dt representa o intervalo de amostragem e nt representa o número de amostras por traço.

4.2.3 Interpretação dos Radargramas obtidos

A Figura 4.11 mostra o radargrama aguagr01 interpretado, adquirido paralelamente ao corte do afloramento. Neste radargrama é possível observar a disposição horizontal dos estratos em subsuperfície na direção paralela ao corte do afloramento. Os refletores referentes a essas camadas encontram-se muito bem marcados devido a boa qualidade dos dados e estão representados pelas linhas pretas na seção interpretada.

Os radargramas aguagr02 (Figura 4.12), aguagr03 (Figura 4.15) e aguagr04 (Figura 4.14) foram adquiridos perpendicularmente ao radargrama aguagr01. Todos eles evidenciam uma disposição ondulada das camadas, como pôde ser visto no campo.

Na parte central do radargrama aguagr02 observa-se ainda um possível contato entre litologias diferentes, visto que a continuidade do sinal praticamente desaparece e depois aparece novamente, descartando a hipótese de fonte ruidosa para este fenômeno.

O radargrama aguagr03 mostrado na Figura 4.15, é bastante parecido com o radargrama aguagr02, e também apresenta descontinuidade dos refletores mais profundos, dando mais consistência à hipótese de uma possível mudança na litologia.

No radargrama aguagr04 mostrado na Figura 4.14, observa-se claramente feições sigmoideais em subsuperfície e tem-se a interpretação de uma fratura na parte central do radargrama (marcada na seção interpretada pela linha preta sub-vertical), concordando com o que pode ser visto em campo (Figura 4.9).

A Figura 4.15 apresenta a representação tridimensional desse afloramento, montada a partir dos radargramas aguagr01 e aguagr03.

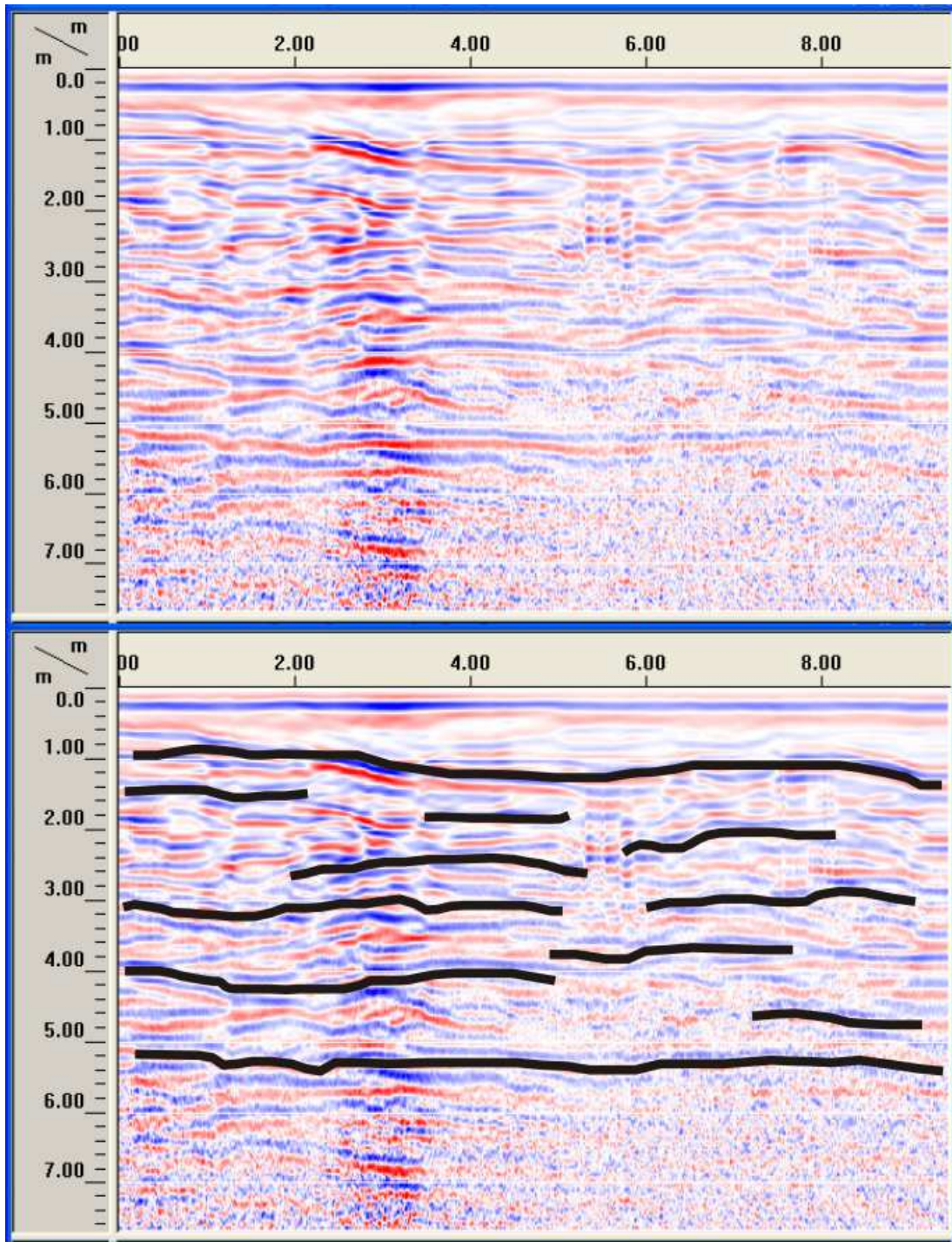


Figura 4.11: Radargrama aguagr01 adquirido e interpretado.

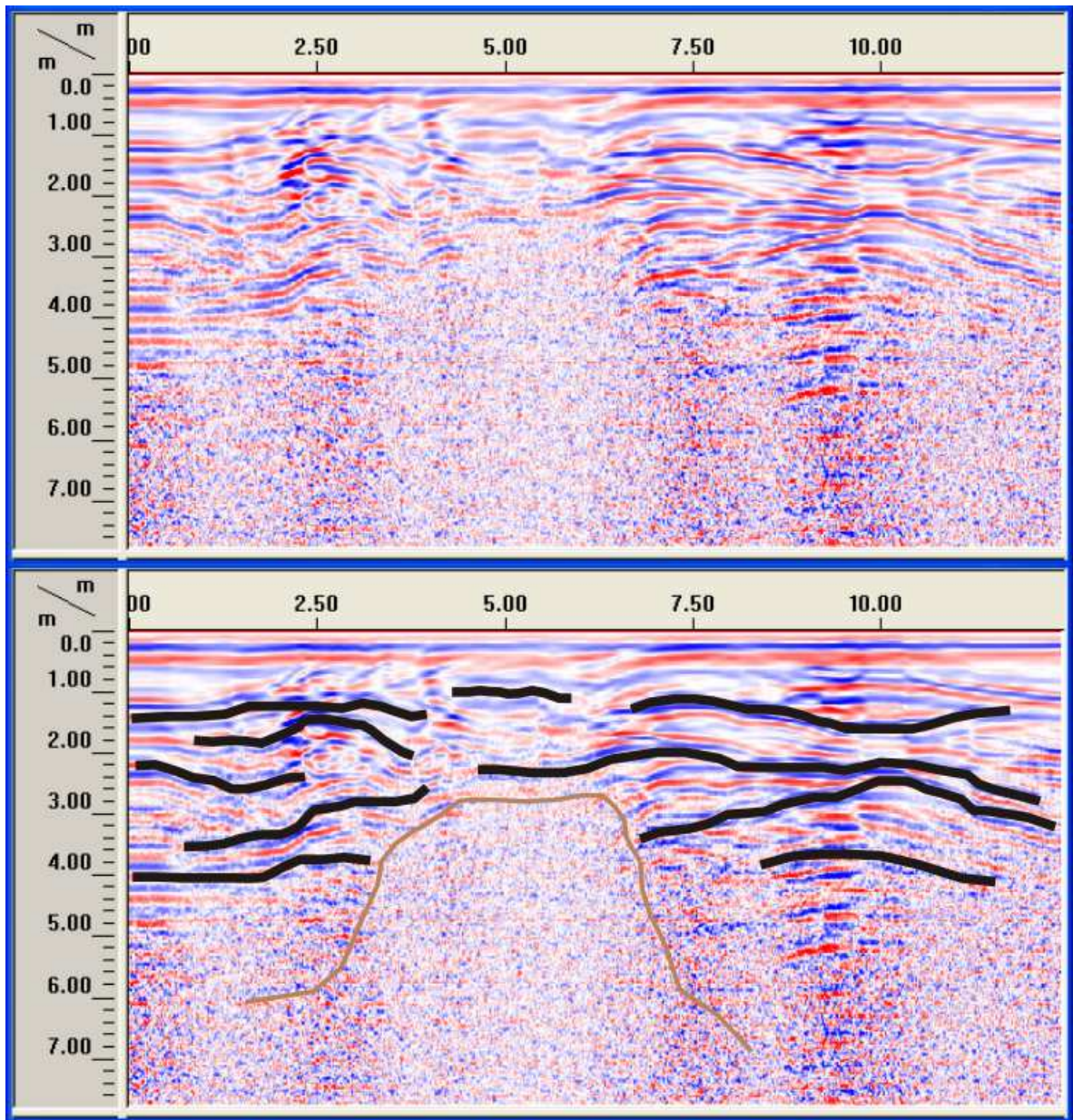


Figura 4.12: Radargrama aguagr02 adquirido e interpretado.

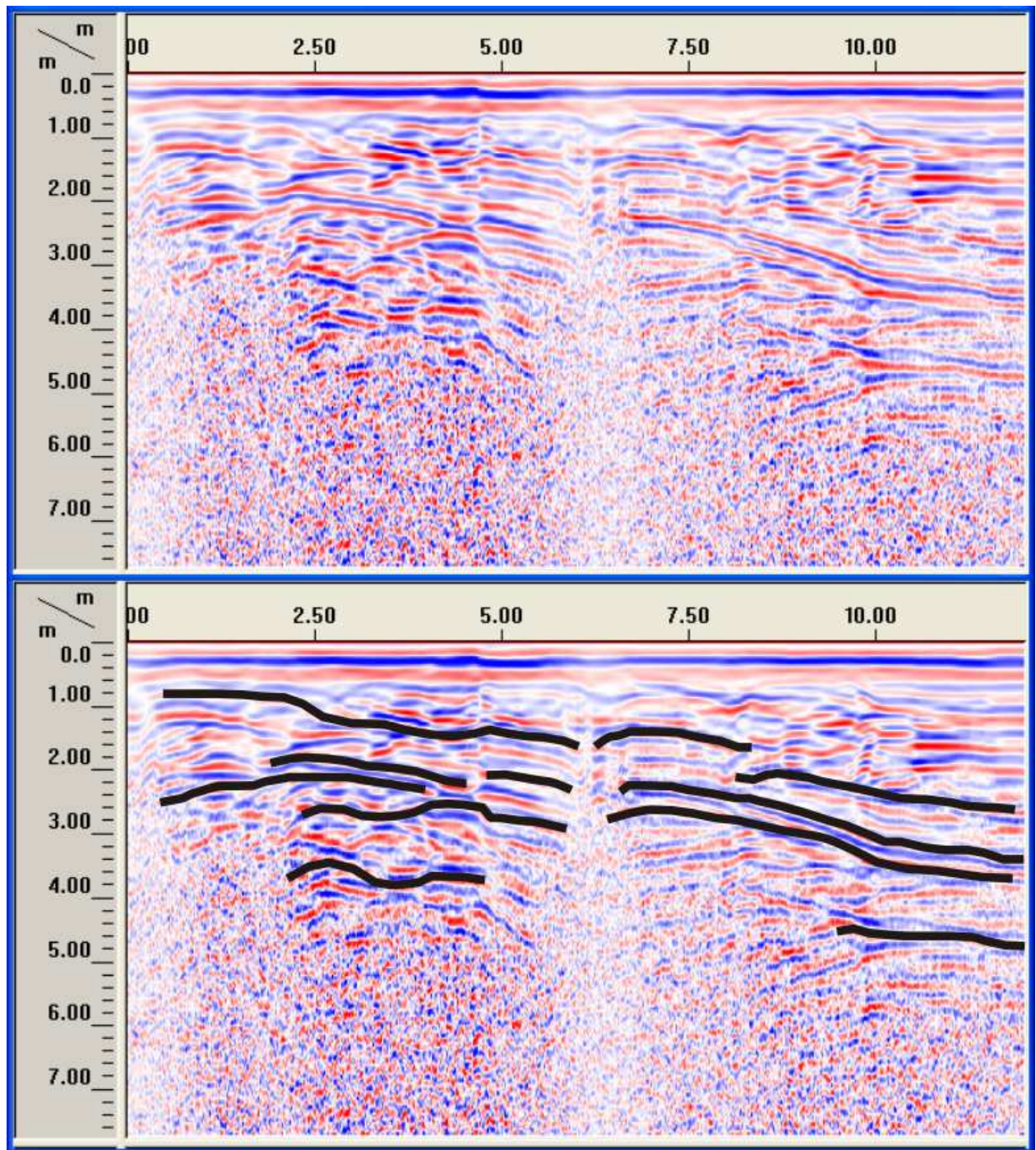


Figura 4.13: Radargrama aguagr03 adquirido e interpretado.

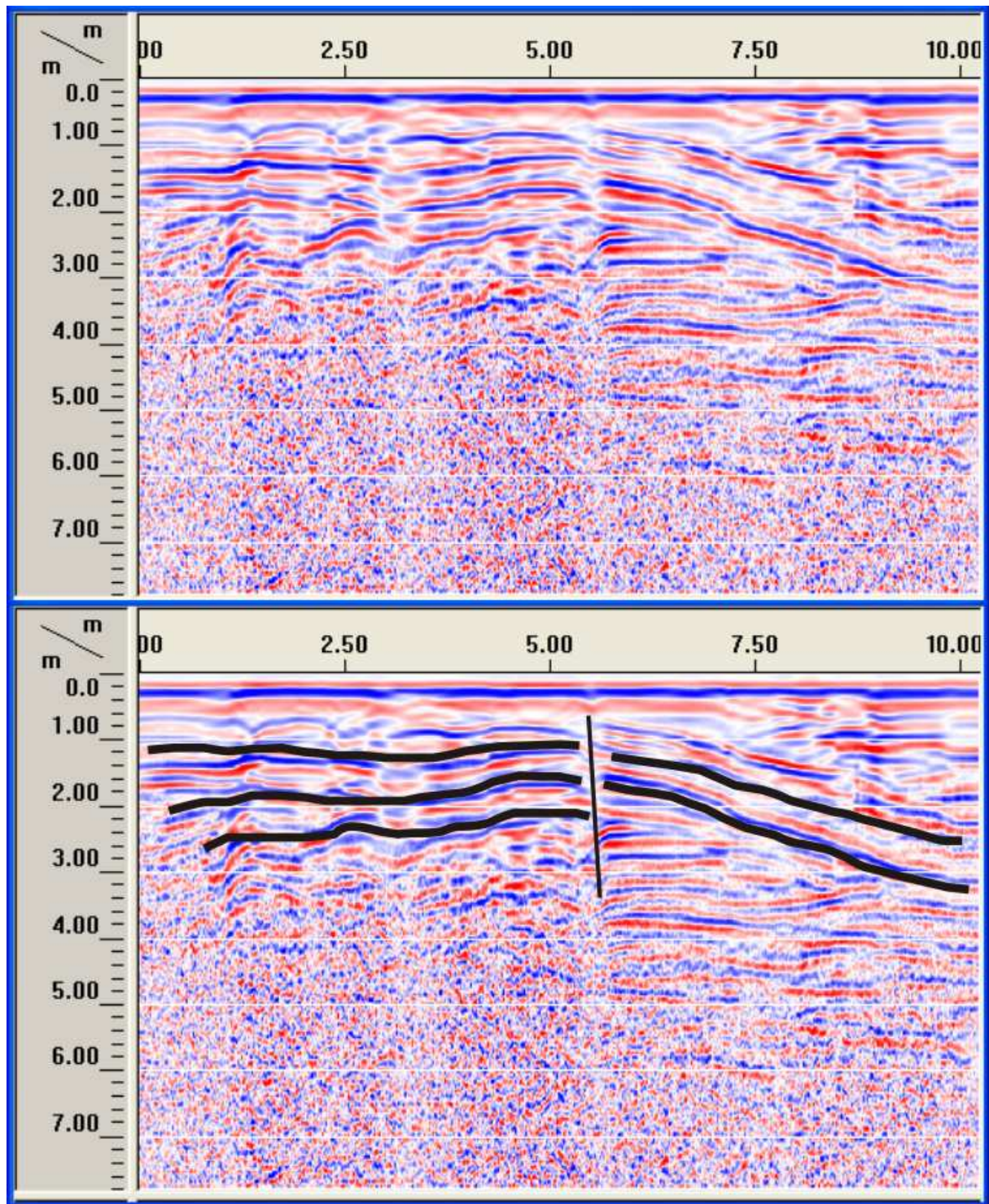


Figura 4.14: Radargrama aguagr04 interpretado.

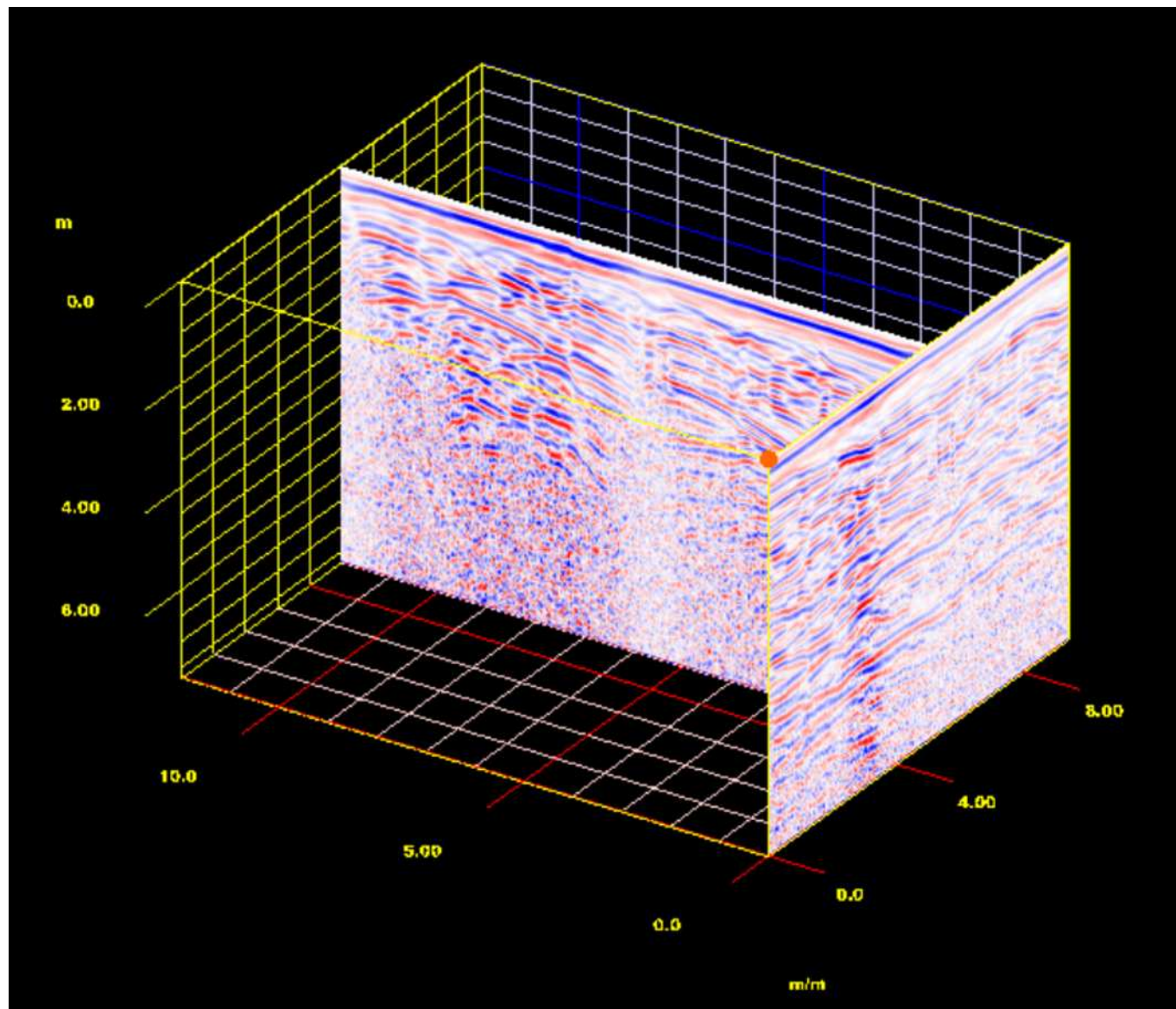


Figura 4.15: Visualização 3D do Afloramento da Formação Água Grande, representada pelos radargramas aguagr01 e aguagr03.

4.3 Afloramento 3: Formação Maracangalha

4.3.1 Descrição do Afloramento

O Afloramento estudado pertence ao Membro Caruaçu da Formação Maracangalha, e está localizado no vilarejo de Paramana, Ilha dos Frades, Salvador - BA.

Magnavita et al. (2005) descrevem os arenitos do Membro Caruaçu aflorantes na Ilha do Frade como sendo maciços, fechados, gerados por fluxo de detritos e extrema fluidização. Observa-se também alternância entre arenitos maciços e tabulares. A fotografia presente na Figura 4.16 mostra com nitidez a característica desses arenitos, aflorando bem próximos a praia de Paramana.



Figura 4.16: Fotografia dos arenitos pertencentes ao Membro Caruaçu, que afloram bem próximos ao local de realização do perfil GPR.

4.3.2 Aquisição dos dados

Foram realizados quatro perfis GPR próximos a praia de Paramana, utilizando o equipamento SIR SYSTEM 2000 da GSSI com antenas de 200 MHz em modo monoestático e

configuração de afastamento constante, com o objetivo de tentar detectar possíveis estruturas sedimentares presentes em subsuperfície. Entretanto, será apresentado apenas o perfil paramana03, devido a má qualidade dos dados obtidos nos outros perfis.

4.3.3 Interpretação dos radargramas obtidos

Como citado anteriormente, o método GPR não apresentou bons resultados para esse afloramento. A Figura 4.17 apresenta o radargrama paramana03, o qual apresenta qualidade bastante inferior aos radargramas obtidos nos outros dois afloramentos estudados. Observa-se nesse radargrama o possível contato entre a rocha intemperizada e a rocha sã. As interpretações referentes ao radargrama paramana03 tornam-se bastante limitadas, devido aos poucos padrões de reflexão da onda de radar presentes no dado. Entretanto, a má qualidade dos dados é coerente com as características das rochas investigadas nesse afloramento, visto que os arenitos aflorantes no local apresentam-se na maioria das vezes maciços, e portanto, com poucas estruturas, pois arenitos maciços tendem a ser homogêneos e portanto as propriedades elétricas devem variar pouco. Nota-se logo abaixo do contato entre a rocha intemperizada e a rocha sã, padrões sub-horizontais que podem representar fraturas horizontais.

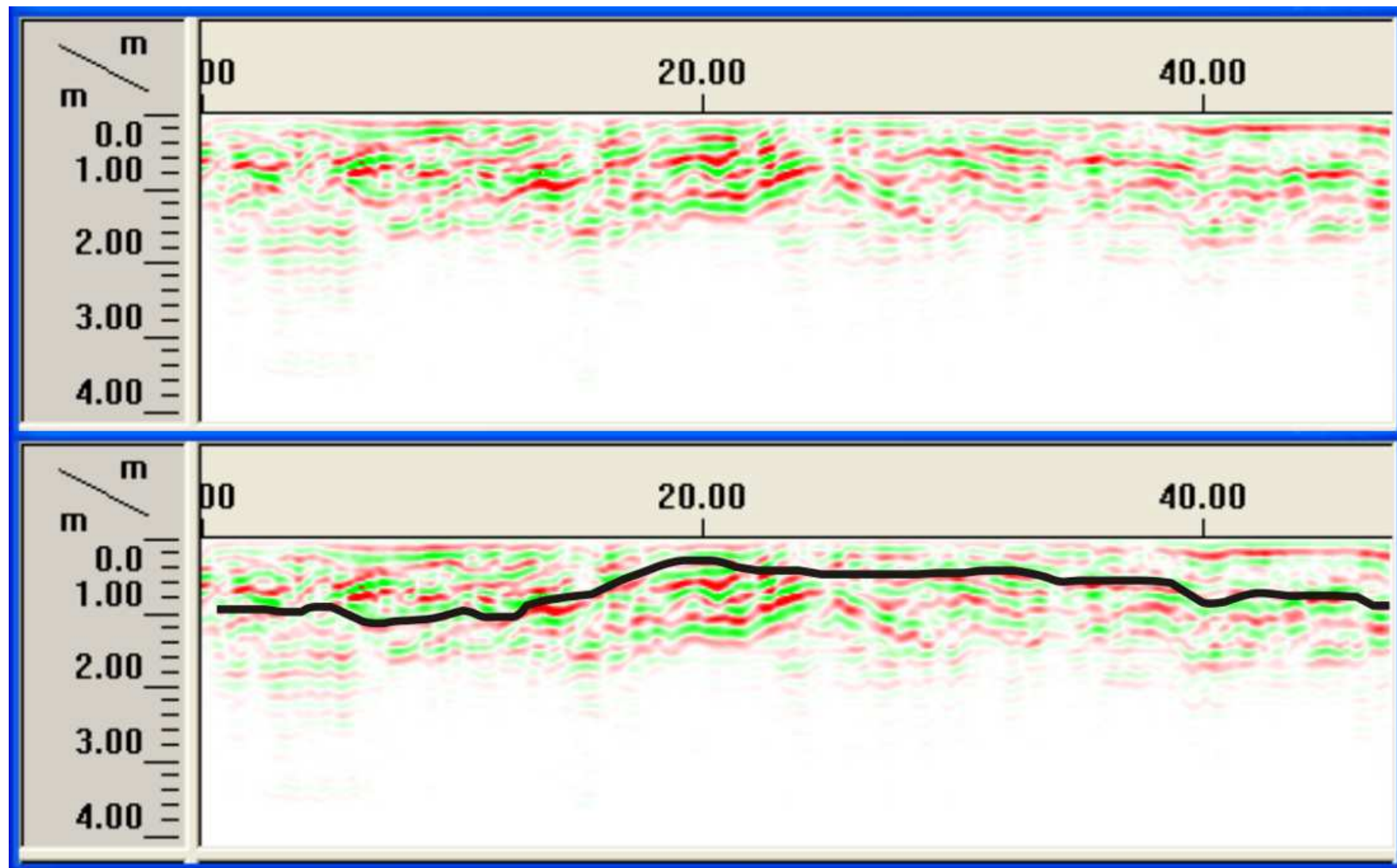


Figura 4.17: Radargrama paramana03, apresentando comprimento total de 47,4 m contendo 949 traços.

CAPÍTULO 5

Conclusões

Após a análise dos resultados obtidos, conclui-se que o Método Geofísico de Radar de Penetração no Solo, ou método GPR, é uma excelente ferramenta no estudo da estratigrafia de depósitos sedimentares, tendo a capacidade de imagear com ótima resolução o arcabouço interno de rochas, principalmente areníticas.

Embora sua profundidade de investigação seja bastante limitada, é um dos poucos métodos geofísicos capazes de imagear o substrato rochoso resistivo com tamanha nitidez e precisão de centímetros. Devido a todos esses fatores o GPR tem sido cada vez mais utilizado em diferentes áreas, e vem ganhando cada vez mais espaço no estudo de análogos de reservatórios de hidrocarbonetos.

O método GPR mostrou-se capaz de revelar diferentes estruturas presentes nas rochas investigadas, como estratificações cruzadas e planoparalelas, planos de fraturamentos sub-verticais e feições sigmoidais nos arenitos da Formação Água Grande (afloramento situado no Km 118 da BR-101, BA).

Na análise dos resultados obtidos para o afloramento pertencente ao Membro Boipeba (situado na BA-242, São Roque do Paraguaçu - BA), mostrou-se também bastante eficaz na determinação da geometria interna da rocha, tornando possível tirar conclusões acerca do sentido deposicional em função das estratificações reveladas nos radargramas em subsuperfície das litologias presentes.

Os estudos realizados no afloramento da Formação Maracangalha, situado na Ilha dos Frades, não revelou estruturas sedimentares, porém é possível visualizar a nível de alteração superficial estruturas subhorizontais, que podem ser padrões de fraturamento.

Devido aos resultados satisfatórios para os afloramentos do Membro Boipeba e da Formação Água Grande, sugere-se investigações com o GPR em outras áreas da Bacia do Recôncavo, afim de se conhecer cada vez melhor o arcabouço das principais rochas reservatórios dessa Bacia Sedimentar.

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a Deus.

A minha família por todo apoio mesmo estando a distância.

A Luara por ter aturado todo meu stress de final de curso.

Ao meu orientador Marco Antônio Barsotteli Botelho, pela atenção dispensada e pela valiosa amizade.

Aos professores Girão e Jacira, por aceitarem compor a banca examinadora deste trabalho, assim como pelas valiosas sugestões e correções que contribuirão para o aprimoramento deste documento.

Ao Professor Cícero Paixão, pelas valiosas informações acerca da geologia da Bacia do Recôncavo e por toda a ajuda de campo. Além da valiosa amizade.

Ao Professor Luiz César Gomes.

Ao CPGG pelo apoio logístico.

A todos meus amigos e colegas de curso.

A todos os professores e funcionários com os quais convivi durante minha graduação.

A todos aqueles que participaram direta ou indiretamente de todas as etapas da minha vida.

Referências Bibliográficas

- Annan, A. P. e Cosway, S. W. (1992) Simplified gpr beam model for survey design, SEG Technical Program Expanded Abstracts, **11(EG1.7)**:356–359.
- Annan, A. P. e Davis, J. L. (1976) Impulse radar soundings in permafrost, Report of activities, Geological survey of Canada, **77-1(B)**:117–124.
- Baker, P. L. (1991) Fluid, lithology, geometry and permeability information from grounds penetrating radar for some petroleum industry applications, Soc. Petrol. Eng. SPE-22976, pp. 277–286.
- Barroso, A. S. e Rivas, A. J. P. (1984) Arenitos eólicos do membro Água grande formação itaparica. bacia do recôncavo - bahia, Petrobrás. 11p. (Relatório Interno).
- Bevan, B. W. e Kenyon, J. (1975) Ground penetrating radar for historical archaeology, MASCA Newsletter, **11(2)**:2–7.
- Caixeta, J. M.; Bueno, G. V.; Magnavita, L. P. e Feijó, F. J. (1994) Bacias do recôncavo, tucano e jatobá, Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, **8(1)**:163–172.
- Ceia, M. A. R.; Carrasquilla, A. B. G. e Travassos, J. M. (2004) Levantamento gpr em afloramentos turbidíticos da bacia de almada - ba, Revista Brasileira de Geociências, **34(3)**:411–418.
- Cook, J. C. (1960) Proposed monocyte-pulse very-high-frequency radar for air-born ice and snow measurement, AIEE Comm. Eletron., **51**:588–594.
- Cook, J. C. (1975) Radar transparencies of mine and tunenel rocks, Geophysics, **40(5)**:865–885.
- Cortez, M. (1996) Análise Geoestatística da Geometria externa dos reservatórios Fluvial e Eólico da Formação Água Grande, Área-Central da Bacia do Recôncavo, Dissertação de mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Daniels, D. J. (1988) Introduction to subsurface radar, IEE Proceedings, **135(f,4)**:278–320.
- Darracott, B. W. e Lake, M. I. (1981) An initial appraisal of ground probing radar for site investigation in britain, Ground Engineering, **14**:14–18.
- Davis, J. L. e Annan, A. P. (1989) Ground-penetration radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, Geoph. Prosp., **37(5)**:531–551.
- Doolittle, J. A. (1993) Characteristics and monitoring the vadose zone with ground penetration radar, Rel. Téc., Ohio State University.

- Evans, S. (1965) Dielectric properties of ice and snow: a review, *Journal of Glaciology*, **5(42)**:773–792.
- Figueiredo, A. M. F.; Braga, J. A. E.; Zabalaga, J. C.; Oliveira, J. J.; Aguiar, G. A.; Silva, O. B.; Mato, L. F.; Daniel, L. M. F.; Magnavita, L. P. e Bruhn, C. H. L. (1994) Recôncavo basin: A prolific intracontinental rift basin. in landon, s. m. (ed.), *Interior Rift Basins*, AAPG Memoir, **59**:157–203.
- Flint, S. S. e Bryant, D. (1993) *The geological modeling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogs*, Blackwell Scientific Publication - Oxford.
- Freire, A. F. M. (2005) *Excursão de campo a bacia do recôncavo*, Petrobrás/UFBA.
- Gawthorpe, R. L.; Collier, R. E. L.; Alexander, J. S. e Leeder, M. R. (1993) Ground penetrating radar: application to sand body geometry and heterogeneity studies, in north, c. p and prosser, d. j. eds., *characterization of fluvial and aeolian reservoir*, Geol. Soc. London Spec. Publ., pp. 421–432.
- GSSI (2005) *RADAN 6.5 User's Manual*, Geophysical Survey Systems, Inc, North Salem, NH, USA.
- Hammon III, W. S.; McMechan, G. A. e Zeng, X. (2000) Forensic gpr: finite-difference simulations of responses from buried human remains, *Journal of Applied Geophysics*, **45**:171–186.
- Hulsenbeck (1926) German patent n°489434.
- Leggo, P. J. (1982) Geological application of ground impulse radar, *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy; B: Applied Earth Sciences*, **91**:B1–5.
- Leggo, P. J. e Leech, C. (1983) Subsurface investigations for shallow mine workings and cavities by the ground impulse radar technique, *Ground Engineering*, **16**:20–23.
- Leimbach, G. e Lowy, H. (1910) German patent n°237944.
- Lima, T. M. C. (2007) *Estudo Lito-Faciológico do Membro Boipeba da Formação Aliança nas Imediações de São Roque do Paraguaçu, Sul da Bacia do Recôncavo - Bahia*, Trabalho final de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Magnavita, L. P.; Silva, R. R. e Sanches, C. P. (2005) Guia de campo da bacia do recôncavo, ne do brasil, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **13(2)**:301–334.
- McCann, D. M.; Jackson, P. D. e Fenning, P. (1988) Comparison of the seismic and ground-probing radar methods in geological surveying, *IEE Proceedings*, **135(f,4)**:380–390.
- Medeiros, R. A. e Ponte, F. C. (1981) *Roteiro geológico da bacia do recôncavo*, Petrobrás (SEPES/DIVEN/SETOR DE ENSINO DA BAHIA).
- Milani, E. J. (1987) Aspectos da evolução tectônica das bacias do recôncavo e tucano sul, bahia, brasil, *Ciência-Técnica-Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo. Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes, **19**:61p.

- Milhomem, P. S.; Maman, E. J.; Oliveira, F. M.; Carvalho, M. S. S. e Lima, W. S. (2003) Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do recôncavo, Fundação Paleontológica Phoenix, **ano 5 (51)**.
- Moorman, B. J.; Judge, A. S. e Smith, D. G. (1991) Examining fluvial sediments using ground penetrating radar in british columbia, Current Research: Part A. Geological Survey of Canada, **91-1A**:31–36.
- Neumann, O. (2004) Caracterização e modelagem de análogos de reservatório empregando o gpr, Trabalho de Graduação, Universidade Federal da Bahia.
- Pestana, R. C. e Botelho, M. A. B. (1997) Migração dos dados de gpr ordenados em afastamento comum, Anais do 5 Congresso Internacional da SBGf - São Paulo - Brasil, **1**:515–518.
- Porsani, J. L. e Rodrigues, A. R. (1995) O método gpr aplicado à caracterização de reservatórios: um exemplo no afloramento açu, bacia potiguar-rn, SBGf, Congr. Intern. Geofísica, 4, São Paulo, Anais, **Vol. II**:843–845.
- Reynolds, J. M. (1997) An introduction to applied and environmental geophysics, John Wiley and Sons, England.
- Salem, A. M.; Morad, S.; Mato, L. F. e Al-Aasm, I. S. (2000) Diagenesis and reservoir quality evolution of fluvial sandstones during progressive burial and uplift: Evidence from the upper jurassic boipeba member, recôncavo basin, northeastern brasil, AAPG Bulletin, **84(7)**:1015–1040.
- Sheriff, R. E. (1991) Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, vol. 3, SEG, Tulsa.
- Strongman, K. B. (1992) Forensic applications of ground penetrating radar, In: Ground Penetrating Radar, ed. J. Pilon, Geological Survey of Canada, **90-4**:203–211.
- Swithinbank, C. S. M. (1968) Radio ecosounding of antartic glaciers from light aircraft, Int. Ass. Sci. Hydrol., **79**:405–414.
- Thierbach, R. (1974) Eletromagnetic reflections in salt deposits, Journal of Geophysics, **40**:633–637.
- Ulriksen, C. P. F. (1982) Aplicação de impulse radar to civil engineering, Doctoral Thesis - Lund University of Technology, 179p.
- Unterberger, R. R. (1978) Radar propagation in rock salt, Geophysical Prospecting, **26(2)**:312–328.
- Yilmaz, O. (2001) Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation or Seismic Data. Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA.
- Young, J. D. e Leon, P. J. (1996) A brief history of gpr fundamentals and applications, International Conference on Ground Penetrating Radar, 6, 1996, Sendai, **96**:5–14.

- Young, R. A.; Peterson, B. e Slatt, R. M. (1999) Imaging of turbidite outcrop analogs using ground penetrating radar, Congr. Society of Exploration Geophysicist, 30, Proceedings, **34(3)**:429–432.