



Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN  
Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG

## **TESE DE DOUTORADO**

**PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE  
DADOS 2D E 3D DE GPR: APLICAÇÕES NO  
IMAGEAMENTO DE FEIÇÕES KÁRSTICAS E  
ESTRUTURAS DE DISSOLUÇÃO NO CAMPO DE  
PETRÓLEO DE FAZENDA BELÉM – CE.**

Autor:

***Pedro Xavier Neto***

Orientador:

***Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros***

Tese nº 11 / PPGG

Natal/RN, Maio de 2006.



Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN  
Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG

## **TESE DE DOUTORADO**

# **PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS 2D E 3D DE GPR: APLICAÇÕES NO IMAGEAMENTO DE FEIÇÕES KÁRSTICAS E ESTRUTURAS DE DISSOLUÇÃO NO CAMPO DE PETRÓLEO DE FAZENDA BELÉM – CE.**

Autor:

***Pedro Xavier Neto***

Tese de Doutorado apresentada em 05 de Maio de 2006 para obtenção do Título de Doutor em Geofísica pela Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros (Orientador – UFRN)

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento (UFRN)

Prof. Dr. Fernando Antonio Pessoa Lira Lins (UFRN)

Prof. Dr. Jessé Carvalho Costa (UFPA)

Dr. Wander Nogueira de Amorim (PETROBRAS)

Tese nº 11 / PPGG

Natal-RN, Maio de 2006.



Universidade Federal do Rio Grande do Norte  
Centro de Ciências Exatas e da Terra

**Programa de Pesquisa e Pós-Graduação  
em Geodinâmica e Geofísica - PPGG**

**PARECER DA BANCA EXAMINADORA  
DA TESE DE DOUTORADO DO ALUNO**

**PEDRO XAVIER NETO**

O doutorando fez uma ótima apresentação da sua Tese. O candidato demonstrou um excelente domínio das questões relativas à pesquisa, aliando sua grande experiência profissional na metodologia empregada e avançando no conhecimento de novas metodologias de processamento de dados GPR, com a prescrição de novos fluxos de processamento. Adicionalmente, o candidato aprofundou o entendimento dos processos de evolução dos colapsos de terreno em Fazenda Belém, culminado com um modelo de formação das estruturas cársticas e geração das dolinas. As ilustrações são de boa qualidade, apresentando de forma clara e objetiva os dados, os métodos utilizados e as interpretações e conclusões decorrentes. De acordo com a análise de todos os elementos, a Banca avaliou que os resultados apresentados satisfazem plenamente os requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Geofísica. Tendo em vista as inovações incorporadas ao processamento de dados e a interpretação integrada de dados geológicos, geofísicos e hidrodinâmicos no entendimento das feições cársticas, o aluno foi aprovado com conceito A, com distinção.

Natal, 05 de maio de 2006

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros  
Orientador e Presidente da Banca  
(PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Aderson Farias do Nascimento  
Examinador interno (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Jessé Carvalho Costa  
Examinador externo (Departamento de  
Geofísica - UFPA)

Prof. Dr. Fernando Antônio P. Lira Lins  
Examinador interno (PPGG/UFRN)

Dr. Wander Nogueira de Amorim  
Examinador externo  
(PETROBRAS/UN-RNCE)

<b>Dedicatória</b> .....	<i>pág. i</i>
<b>Agradecimentos</b> .....	<i>pág. ii</i>
<b>Resumo</b> .....	<i>pág. iv</i>
<b>Abstract</b> .....	<i>pág. vi</i>
 <b>Capítulo I – Introdução</b>	
1.1 – Apresentação .....	<i>pág. 1</i>
1.2 – Motivação do tema da tese .....	<i>pág. 1</i>
1.3 – Estruturação da tese .....	<i>pág. 3</i>
1.3.1- Desenvolvimento metodológico.....	<i>pág 4</i>
1.3.2- Contextualização/caracterização do problema geotécnico em Fazenda Belém e aplicação das metodologias .....	<i>pág 5</i>
1.4 – Contribuições inovadoras da tese .....	<i>pág. 6</i>
 <b>Capítulo II – Semelhanças e diferenças entre a Sísmica de Reflexão e o GPR quanto ao processamento de dados.</b>	
2.1 – Introdução .....	<i>pág. 8</i>
2.2 – Sísmica de Reflexão .....	<i>pág. 10</i>
2.2.1 – Princípio geral do método .....	<i>pág. 10</i>
2.2.2 – Tipos de ondas sísmicas .....	<i>pág. 11</i>
2.2.3 – Características de fase da onda sísmica .....	<i>pág. 12</i>
2.2.4 – Sinal, ruído e distorção .....	<i>pág. 13</i>
2.2.5 – O modelo convolucional e a deconvolução .....	<i>pág 14</i>
2.2.6 – A técnica CDP .....	<i>pág 16</i>

2.3 – A tecnologia GPR .....	pág. 19
2.4 – Semelhanças e diferenças entre a Sísmica e o GPR .....	pág. 22
2.4.1- Aspectos semelhantes entre a Sísmica e o GPR .....	pág 22
2.4.2- Principais diferenças entre a Sísmica e o GPR .....	pág 23
2.4.2.1- Efeitos de propagação .....	pág 23
2.4.2.2- Ruídos .....	pág 24
2.4.2.3- Acoplamento entre a fonte e receptor .....	pág 26
2.4.2.4- Características de fase da <i>wavelet</i> .....	pág 27
2.4.2.5- Deconvolução .....	pág 27
2.4.2.6- Campo de velocidades .....	pág 29
2.5 – Síntese das diferenças entre a Sísmica de Reflexão e o GPR .....	pág 29
2.6 - Proposição de um fluxo geral para processamento de dados de GPR	pág 30
2.7 – Conclusões .....	pág 31

### **Capítulo III – Propagação do sinal do GPR e uma abordagem prática para a correção da não estacionaridade.**

3.1 - Introdução .....	pág 33
3.2 – Efeitos da propagação no pulso do GPR .....	pág. 35
3.2.1- Correção esférica e exponencial ( <i>SEC</i> ) .....	pág. 39
3.2.2- Balanceamento espectral .....	pág. 39
3.3 – Aplicação a uma CMP .....	pág. 41
3.3.1- Correção esférica e exponencial ( <i>SEC</i> ) .....	pág. 45
3.3.1- Balanceamento espectral .....	pág. 45
3.4 – Aplicação dos procedimentos a uma seção real de GPR .....	pág. 48
3.5 – Conclusões .....	pág. 56

### **Capítulo IV – Fluxo de processamento para dados de GPR e exemplos de aplicações 2D e 3D.**

4.1 – Introdução .....	pág. 58
4.2 – Objetivo do processamento de dados de GPR .....	pág. 58
4.3 – Fluxo de processamento para dados de GPR	pág. 59

4.3.1 – Introdução .....	<i>pág. 59</i>
4.3.2 – Detalhamento dos processos básicos do fluxo.....	<i>pág. 60</i>
4.3.2.1 – Correção <i>zero-offset</i> e correção estática .....	<i>pág. 60</i>
4.3.2.2 – Dessaturação: DEWOW e remoção da indução entre as antenas .....	<i>pág. 64</i>
4.3.2.3 – Correção dos efeitos de propagação – SEC e balanceamento espectral .....	<i>pág. 68</i>
4.3.2.4 – Migração .....	<i>pág. 69</i>
4.3.2.5 – Filtro de frequências .....	<i>pág. 75</i>
4.3.2.6 – Correção topográfica .....	<i>pág. 76</i>
4.3.2.7 – Processos complementares .....	<i>pág. 77</i>
4.3.2.8 – Processos suplementares .....	<i>pág. 78</i>
4.4 – Exemplos de aplicação do fluxo de processamento em dados 2D e 3D .....	<i>pág. 79</i>
4.4.1 – Exemplos de GPR 2D .....	<i>pág. 79</i>
4.4.2 – Exemplos 3D .....	<i>pág. 83</i>
4.4.2.1 – Levantamento 3D no pátio de tancagem da ETO/ETE .....	<i>pág. 83</i>
4.4.2.2 – Imageamento 3D de GPR bi-polarizado .....	<i>pág. 87</i>
4.5 – Considerações finais .....	<i>pág. 92</i>

## **Capítulo V – Contextualização do problema geotécnico de Fazenda Belém**

5.1 – Introdução .....	<i>pág. 93</i>
5.2 – Histórico dos problemas geotécnicos em Fazenda Belém .....	<i>pág. 93</i>
5.3 – Aspectos fisiográficos da área de Fazenda Belém .....	<i>pág. 99</i>
5.4 – Caracterização geológica da área de Fazenda Belém .....	<i>pág. 99</i>
5.5 – Contexto hidrogeológico da região de Fazenda Belém .....	<i>pág. 108</i>
5.6 - Síntese dos fatores que condicionam o risco geotécnico em Fazenda Belém.....	<i>pág. 113</i>
5.7 – Considerações finais .....	<i>pág. 114</i>

## Capítulo VI – O *karst* Jandaíra

6.1 – Introdução .....	pág. 115
6.2 – Histórico e definições de <i>karst</i> .....	pág. 116
6.3 – Cinética química da dissolução de uma rocha carbonática .....	pág. 117
6.4 – O sistema kárstico .....	pág. 118
6.5 – Estratigrafia de seqüências e <i>karst</i> .....	pág. 125
6.6 – Exemplos de feições kársticas da Formação Jandaíra .....	pág. 129
6.6.1 – Dissolução intra-acamamento e através de planos de fraturas .....	pág. 132
6.6.2 – Feições de dissolução intra-acamamento preenchidas com sedimentos alóctones .....	pág. 133
6.6.3 – Chaminés ou cones de dissolução ( <i>vertical shafts</i> ) .....	pág. 135
6.6.4 – Blocos e pináculos.....	pág. 136
6.7 – Considerações finais.....	pág. 138

## Capítulo VII – Interpretação de dados de GPR e formulação de modelos conceituais para as estruturas de dissolução e colapso do sistema kárstico de Fazenda Belém.

7.1 – Introdução .....	pág. 139
7.2 – Interpretação de dados de GPR .....	pág. 140
7.2.1 – Metodologia de interpretação empregada .....	pág. 140
7.2.2 – Exemplos de interpretação de dados de GPR.....	pág. 143
7.2.2.1- Exemplos de interpretação de dados 2D .....	pág. 145
7.2.2.2- Exemplos de interpretação de dados 3D .....	pág. 157
7.3 – Proposição de modelos conceituais para as estruturas de dissolução e colapso do sistema kárstico de Fazenda Belém.....	pág. 161
7.3.1- Fluxo hidrodinâmico local em Fazenda Belém .....	pág. 162
7.3.2- Modelos conceituais das estruturas de dissolução e colapso em Fazenda Belém .....	pág. 164
7.4- Conclusões .....	pág. 167

**Capítulo VIII – Considerações finais e recomendações de trabalhos  
futuros.....** *pág. 168*

**Capítulo IX – Referências bibliográficas.....** *pág. 171*

---

---

## Dedicatória

---

---

Não deixa de ser valente  
quem lutando fracassar  
perder lutando é acidente  
covardia é não lutar

*José Tavares de Lima*  
*Poeta de Pilar-PB*

Dedico esta tese à instituição que é a base de minha vida: **minha Família.**

À minha esposa **Luciana**, minha companheira de todas as horas, meu ponto de equilíbrio. Seu carinho, dedicação à família e sua forma positivista de enfrentar as dificuldades da vida, foram incentivos determinantes para eu chegar até aqui.

À minha filha **Carolina**, minha princesa. O tempo de nossa convivência “roubado” pela tese só fez fortalecer a vontade de estar junto de você.

À minha mãe **Cleonice Farias**, fonte inesgotável de generosidade “condensada” cujo caminho de retidão guiou meus passos até aqui.

Ao meu pai **Mário Xavier**, sertanejo de caráter forjado no cabo da enxada. Sua valentia em não desistir de lutar pela vida e sua determinação em assistir a mais uma conquista de um filho, serviram de incentivo e exemplo para mim.

Aos meus irmãos, **César, Fernando, Tânia, Ricardo e Arivaldo**, meus companheiros de todas as horas.

Finalmente, também não posso esquecer de meus “psicólogos”, **Thor, Akira, Bill e Apolo** que, além de proteger meu patrimônio, nunca me negaram carinho nas horas de *stress*.

---

---

## Agradecimentos

---

---

Alguém já disse que “a gratidão é a lembrança do coração”. Faz sentido. Ao longo de nossas vidas sempre aparecem “anjos da guarda” que nos ajudam, e sem os quais nossos objetivos seriam muito difíceis de alcançar, ou seriam até inatingíveis. Por isso essa parte da tese é tão especial. Quero aqui expressar de coração os meus agradecimentos às seguintes pessoas e instituições:

À **PETROBRAS**, empresa que aprendi a gostar e admirar, meu muito obrigado de coração. Particularmente quero agradecer à UN-RNCE/SMS, na pessoa do **Geólogo Milas Evangelista**, que acreditou na viabilidade e financiou este projeto de pesquisa;

Ao **PPGG/UFRN**, que acolheu o meu projeto de pesquisa e ofereceu as condições acadêmicas para o seu desenvolvimento, obrigado de coração;

Ao **IBAMA/CECAV** (Centro de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas), nas pessoas de **Jocy Cruz, Uilson e Iatagan**, meu muito obrigado de coração. Sem vocês meus amigos eu não teria tido coragem de explorar as cavernas do Jandaíra;

Ao Professor, educador, orientador e, principalmente, amigo, **Dr. Walter Medeiros**, meu muito obrigado de coração. Poucos são tão privilegiados como eu por ter tido a sorte de conviver com uma pessoa tão generosa, dedicada, eficiente, objetiva e diligente. A você Professor, meu muito obrigado. Muito obrigado mesmo. Sem você este projeto não teria existido;

Ao amigo e companheiro de trabalho **Geofísico Wander Amorim**, pelo incentivo e pela orientação interna. A você Wander meu camarada, meu muito obrigado de coração;

Ao **Geólogo Ivan Teixeira**, pela inestimável ajuda no levantamento dos dados de potenciometria do aquífero Jandaíra e por ter ofertado sua experiência na análise dos dados, meu muito obrigado de coração;

---

Aos alunos do PPGG, meus companheiros de vida acadêmica, meu muito obrigado. Quero aqui agradecer especialmente aos colegas, **Péryclys**, **Carlos César** (atualmente meu colega de trabalho na PETROBRAS), **Josibel** e **Jesimael**, pelo apoio nos trabalhos de campo. Sem vocês não teria sido possível a aquisição dos dados de GPR. À colega **Débora Sousa** e seu marido **Marcos Nascimento** meu muito obrigado de coração;

Aos professores do PPGG, particularmente, ao **Dr. Emanuel Jardim de Sá**, à **Dra. Helenice Vital**, ao **Dr. Fernando Lins** e ao **Dr. Fernando César**, meu muito obrigado de coração, pelo apoio e sugestões ao trabalho;

Aos funcionários do PPGG, especialmente a **Nilda e Emanuel**, meu muito obrigado de coração.

Finalmente, faço questão de agradecer de coração a todas as pessoas que torceram ou intercederam por mim, mesmo que de forma anônima ou discreta. É como disse Vinícius de Moraes: “**Você não faz amigos, você os reconhece**”. A todos esses amigos e amigas meu muito obrigado de coração.

---

---

## Resumo

---

---

Esta tese apresenta resultados da pesquisa realizada no campo de petróleo de Fazenda Belém-CE (Bacia Potiguar), com o objetivo de entender os mecanismos de geração de colapsos de terreno associados à existência de um substrato carbonático intensamente fraturado e karstificado da Formação Jandaíra. A principal ferramenta utilizada foi o imageamento do *karst* soterrado com GPR (*Ground Penetrating Radar*). Dois eixos temáticos de pesquisa foram desenvolvidos: um eixo de natureza geofísica, que consistiu no desenvolvimento de metodologias de processamento de dados de GPR, e um eixo de natureza geológica, que consistiu do estudo do *karst* Jandaíra e dos fatores condicionantes da sua evolução. Este segundo eixo foi fortemente apoiado no estudo de estruturas kársticas aflorantes e na interpretação de radargramas do *karst* soterrado.

Um fluxo de processamento adequado para tratar dados de GPR é proposto a partir da adaptação de um fluxo usual de processamento sísmico. As principais modificações introduzidas estão associadas com diferenças fundamentais existentes entre GPR e Sísmica, notadamente: pior condição de acoplamento entre fonte e solo, fase da *wavelet* (que é mista, no GPR), grande nível de ruído (inclusive aéreo), aquisição monocanal e maior importância dos efeitos de propagação (principalmente dispersão) na onda eletromagnética. A necessidade de um processamento adequado foi ainda mais premente em Fazenda Belém devido à forte presença de ruído aéreo, por se tratar de uma área industrial, e grande complexidade das feições kársticas soterradas. A etapa chave do fluxo de processamento é a correção dos efeitos de propagação. Em meios dielétricos de perda baixa a moderada, verificou-se que a propagação do pulso de GPR impacta fortemente o seu espectro de amplitude, mas provoca muito pouca alteração no seu espectro de fase. Pôde-se assim corrigir os efeitos da propagação com uma aplicação judiciosa de ganhos e balanceamento espectral. Os ganhos foram utilizados para recuperar a perda de amplitude e o balanceamento espectral, para recuperar as componentes da faixa superior de frequência, que são mais fortemente afetadas pelos efeitos da propagação. Apesar da não estacionaridade do sinal

do GPR, o balanceamento espectral promove um aumento de resolução, o que qualifica esta técnica como um bom substituto dos algoritmos de deconvolução, garantindo repetitividade e independência do meio geológico.

A karstificação da plataforma carbonática Jandaíra está associada a, pelo menos, três eventos de exposição sub-aérea relacionadas às discordâncias do Turoniano, Santoniano e Campaniano. Em Fazenda Belém, a partir do Mioceno Médio, o *karst* Jandaíra foi soterrado por sedimentos siliciclásticos continentais. Este soterramento preencheu parte das cavidades de dissolução e fraturas e, assim, o desenvolvimento do processo de karstificação foi bastante atenuado, em comparação com outros locais da Bacia Potiguar, onde o *karst* Jandaíra está exposto. Nas condições vigentes em Fazenda Belém, identificou-se que os principais fatores condicionantes do surgimento das dolinas e do colapso de terreno são: (i) existência de uma cobertura inconsolidada espessa o suficiente para encobrir o calcário, porém delgada o suficiente para que o seu volume possa ser acomodado nos espaços vazios dessas estruturas; (ii) ocorrência da interseção de lineamentos estruturais SW-NE e NW-SE, que promovem um aumento localizado da condutividade hidráulica e condicionam a canalização do fluxo hidráulico subterrâneo, facilitando a dissolução dos carbonatos; e (iii) existência de uma barreira hidráulica vertical, associada à Unidade Açu-4, que condiciona a circulação da água subterrânea a ser predominantemente lateral.

Os colapsos de terreno em Fazenda Belém seguem o seguinte processo de evolução temporal. O fluxo de água se infiltra através da cobertura sedimentar inconsolidada e promove sua mobilização para o espaço vazio das estruturas de dissolução na Formação Jandaíra. Este efeito é iniciado na base da cobertura sedimentar, onde o fluxo aumenta o seu poder de abrasão, devido à mudança brusca do regime laminar para o regime turbulento, ao entrar no *karst*. O material remobilizado vai preenchendo, as cavidades intracamamento e geram espaço, de forma remontante, na cobertura sedimentar acima situada, que vai se afinando até o ponto de colapso, quando então ocorrem as dolinas. Este fenômeno é especialmente ativo durante a estação chuvosa, quando o nível estático da água, que normalmente está situado dentro do calcário, pode estar temporariamente localizado dentro da cobertura sedimentar.

---

---

## Abstract

---

---

In Fazenda Belém oil field (Potiguar Basin, Ceará State, Brazil) occur frequently sinkholes and sudden terrain collapses associated to an unconsolidated sedimentary cap covering the Jandaíra *karst*. This research was carried out in order to understand the mechanisms of generation of these collapses. The main tool used was Ground Penetrating Radar (GPR). This work is developed twofold: one aspect concerns methodology improvements in GPR data processing whilst another aspect concerns the geological study of the Jandaíra *karst*. This second aspect was strongly supported both by the analysis of outcropping *karst* structures (in another regions of Potiguar Basin) and by the interpretation of radargrams from the subsurface *karst* in Fazenda Belém.

It was designed and tested an adequate flux to process GPR data which was adapted from an usual flux to process seismic data. The changes were introduced to take into account important differences between GPR and Reflection Seismic methods, in particular: poor coupling between source and ground, mixed phase of the wavelet, low signal-to-noise ratio, monochannel acquisition, and high influence of wave propagation effects, notably dispersion. High frequency components of the GPR pulse suffer more pronounced effects of attenuation than low frequency components resulting in resolution losses in radargrams. In Fazenda Belém, there is a stronger need of an suitable flux to process GPR data because both the presence of a very high level of aerial events and the complexity of the imaged subsurface *karst* structures. The key point of the processing flux was an improvement in the correction of the attenuation effects on the GPR pulse based on their influence on the amplitude and phase spectra of GPR signals. In low and moderate losses dielectric media the propagated signal suffers significant changes only in its amplitude spectrum; that is, the phase spectrum of the propagated signal remains practically unaltered for the usual travel time ranges. Based on this fact, it is shown using real data that the judicious application of the well known tools of time gain and spectral balancing can efficiently correct the attenuation effects. The proposed approach can be applied in heterogeneous media and it does not require the precise knowledge of the attenuation parameters of the media. As an additional

benefit, the judicious application of spectral balancing promotes a partial deconvolution of the data without changing its phase. In other words, the spectral balancing acts in a similar way to a zero phase deconvolution. In GPR data the resolution increase obtained with spectral balancing is greater than those obtained with spike and predictive deconvolutions.

The evolution of the Jandaíra *karst* in Potiguar Basin is associated to at least three events of subaerial exposition of the carbonatic platform during the Turonian, Santonian, and Campanian. In Fazenda Belém region, during the mid Miocene, the Jandaíra *karst* was covered by continental siliciclastic sediments. These sediments partially filled the void space associated to the dissolution structures and fractures. Therefore, the development of the *karst* in this region was attenuated in comparison to other places in Potiguar Basin where this *karst* is exposed. In Fazenda Belém, the generation of sinkholes and terrain collapses are controlled mainly by: (i) the presence of an unconsolidated sedimentary cap which is thick enough to cover completely the *karst* but with sediment volume lower than the available space associated to the dissolution structures in the *karst*; (ii) the existence of important structural of SW-NE and NW-SE alignments which promote a localized increase in the hydraulic connectivity allowing the channeling of underground water, thus facilitating the carbonatic dissolution; and (iii) the existence of a hydraulic barrier to the groundwater flow, associated to the Açú-4 Unity.

The terrain collapse mechanisms in Fazenda Belém occur according to the following temporal evolution. The meteoric water infiltrates through the unconsolidated sedimentary cap and promotes its remobilization to the void space associated with the dissolution structures in Jandaíra Formation. This remobilization is initiated at the base of the sedimentary cap where the flow increases its abrasion due to a change from laminar to turbulent flow regime when the underground water flow reaches the open *karst* structures. The remobilized sediments progressively fill from bottom to top the void *karst* space. So, the void space is continuously migrated upwards ultimately reaching the surface and causing the sudden observed terrain collapses. This phenomenon is particularly active during the raining season, when the water table – that normally is located in the *karst* – may be temporarily located in the unconsolidated sedimentary cap.

## I - INTRODUÇÃO

### 1.1 – Apresentação

Esta tese apresenta a sistematização de um projeto de pesquisa, com radar de penetração de solo (*Ground Penetrating Radar* – GPR), que foi desenvolvido no campo de petróleo de Fazenda Belém – CE, localizado na parte oeste da Bacia Potiguar emersa. A localização mais detalhada da área de trabalho será feita no capítulo V desta tese. Este projeto de pesquisa foi desenvolvido sob os auspícios da PETROBRAS - UN-RNCE/SMS e visou o estudo dos mecanismos que geram colapsos de terreno com recalque de estruturas e de facilidades de produção na área industrial do campo, principalmente na estação de tratamento de óleo e efluentes (ETO/ETE). Para a consecução dos objetivos do trabalho de pesquisa, foi necessário o desenvolvimento de metodologias de processamento e interpretação de dados de GPR, de forma a viabilizar a utilização destes dados no imageamento das estruturas em subsuperfície. O imageamento com GPR foi fator crítico de sucesso na proposição de modelos conceituais que explicam os mecanismos que geram os colapsos de terreno.

### 1.2 – Motivação do tema da tese

Desde a sua descoberta, em 1979, até os dias atuais o campo de Fazenda Belém vem sendo continuamente explorado, tendo sido instaladas na área diversas facilidades de produção tais como: estações de vapor, tanques e dutos, diques de descarte, estações de tratamento de efluentes, e poços de produção. Em Fazenda Belém-CE é comum o surgimento de feições erosivas em superfície, que provocam recalque do terreno com perdas de volumes expressivos de solo. Estes desmoronamentos de terreno estão associados à presença de um substrato carbonático karstificado e fraturado, que possui estruturas de dissolução intra-acamamento. O substrato karstificado é recoberto por uma cobertura sedimentar siliciclástica que impede a visualização expedita dos locais mais críticos e susceptíveis a

desmoronamentos, gerando assim um importante risco geológico/geotécnico que compromete a integridade das instalações e facilidades de produção do campo. Embora a área que tem merecido maior cuidado e monitoramento seja o parque de tancagem principal da ETO/ETE, todas as facilidades de produção e edificações de Fazenda Belém estão vulneráveis ao risco de desmoronamentos de terreno. O conhecimento da localização, morfologia e profundidade das estruturas de dissolução é fundamental para orientar ações mitigadoras e preservar a integridade das instalações.

Algumas tentativas de investigação do problema dos colapsos de terreno foram feitas anteriormente. Foi tentada a investigação através de métodos geofísicos (gravimetria, refração rasa), porém, os resultados qualitativos não forneceram subsídios do ponto de vista preditivo. O mapeamento através de geologia de superfície é dificultado pela presença de uma cobertura sedimentar arenosa (com espessura entre 0 e 30 m). O topo altamente irregular da superfície cárstica inviabiliza a pesquisa por poços de sondagem rasa, haja vista a necessidade de alta densidade de amostragem, com elevação proibitiva de custo.

Assim, a motivação deste projeto de pesquisa com GPR baseou-se nos seguintes desafios:

- (i) Necessidade de se conhecer com mais certeza a localização das estruturas de dissolução;
- (ii) Necessidade de conhecer os mecanismos que controlam os desmoronamentos de terreno;
- (iii) Necessidade de tentar adquirir informações preditivas sobre sua ocorrência.

Mesmo sabendo da existência de elevado grau de ruído provocado pela atividade industrial, apostamos num rigoroso controle da aquisição para mapear as fontes de interferências superficiais, e em técnicas de processamento que permitissem imagear, com qualidade satisfatória e confiável, o substrato geológico de Fazenda Belém.

### 1.3 – Estruturação da tese

Esta tese está estruturada segundo dois eixos de desenvolvimento (figura 1.1):

(i) um eixo de desenvolvimento metodológico, de caráter geofísico, que aborda o processamento (capítulos II, III e IV) e interpretação (capítulo VII – seção 7.2.1) de dados de GPR;

(ii) um eixo de contextualização do problema geológico/geotécnico e de aplicação da metodologia desenvolvida de processamento e interpretação de dados de GPR, no estudo dos problemas de colapso de terreno de Fazenda Belém (capítulos V, VI e VII - seções 7.3 e 7.4). O capítulo VII possui interface entre os aspectos geofísicos e geológicos da tese.

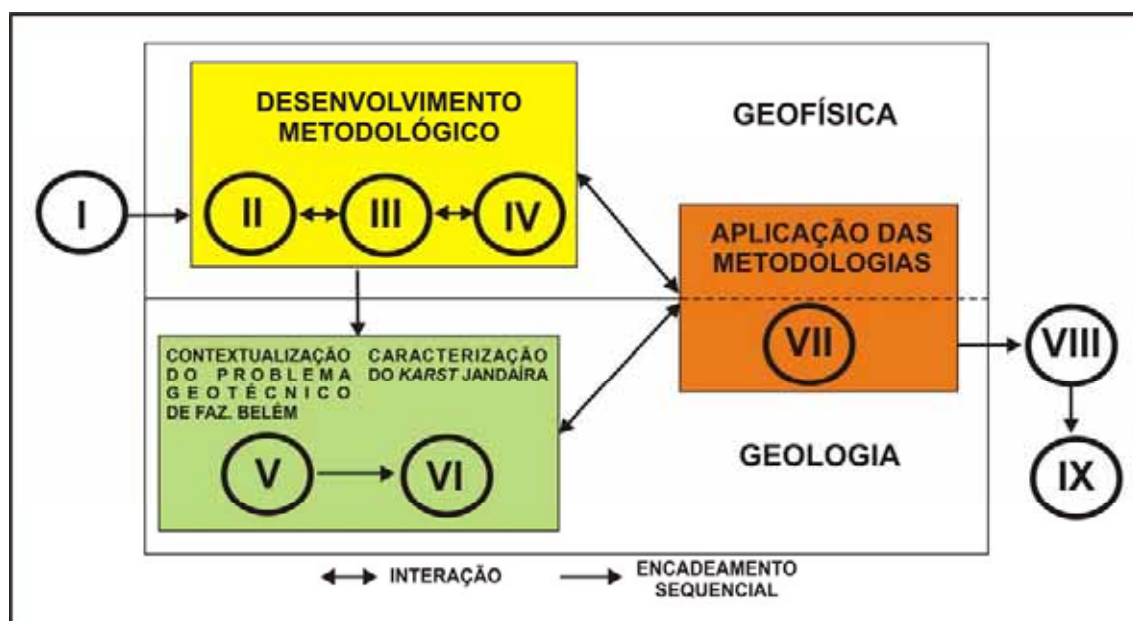


Figura 1.1 – Estruturação dos capítulos da tese segundo dois eixos de desenvolvimento. Um eixo de desenvolvimento metodológico, de caráter mais geofísico, e um eixo de caracterização/contextualização geológica e aplicação das metodologias. O capítulo VII possui interface entre os aspectos geofísicos e geológicos da tese.

O encadeamento dos capítulos da tese procurou retratar a construção do conhecimento necessário para atingir os objetivos que motivaram o desenvolvimento do plano de pesquisa. Por exemplo, para entender os mecanismos que geram os colapsos de terreno e formular modelos conceituais, foi necessário interpretar os dados de GPR.

Por sua vez a interpretação dos dados de GPR só foi possível porque se obteve uma qualidade satisfatória no imageamento. A qualidade do imageamento está associada à metodologia que foi desenvolvida nesta tese para o processamento de dados de GPR.

Assim, como será visto a seguir, cada capítulo da tese subsidia ou embasa o desenvolvimento do(s) capítulo(s) subsequente(s). Em todos os capítulos consta um item de introdução e outro de conclusão/considerações finais, que procuram fazer ligações entre os capítulos anterior e posterior. Para facilitar o entendimento da tese elaboramos a seguir um guia do leitor, enquadrando os capítulos segundo os eixos de desenvolvimento da tese. Será feita também uma descrição sumária dos principais temas abordados em cada capítulo.

### **1.3.1 – Desenvolvimento metodológico.**

Os capítulos II, III e IV abordam temas relativos ao desenvolvimento da metodologia de processamento de dados de GPR e parte do capítulo VII (item 7.2) é dedicada à metodologia de interpretação dos dados de GPR.

O processamento de dados de GPR é baseado no processamento de dados sísmicos, haja vista a similaridade existente entre os dois métodos, notadamente nos aspectos cinemáticos. Entretanto, existem diferenças importantes entre a Sísmica de Reflexão e o GPR, sendo a principal delas relativa aos efeitos de atenuação e dispersão que as ondas eletromagnética e elástica estão sujeitas ao se propagar no meio geológico, que são muito mais fortes no caso da onda eletromagnética. Essas semelhanças e diferenças têm de ser levadas em conta no processamento de dados de GPR.

O capítulo II desta tese é dedicado à discussão sobre as semelhanças e diferenças entre a Sísmica e o GPR. Iniciaremos o capítulo fazendo uma revisão sobre os métodos da Sísmica de Reflexão e do GPR, onde serão definidos os conceitos mais importantes do ponto de vista de processamento de dados. Depois, serão descritas as principais semelhanças e diferenças entre a Sísmica de Reflexão e o GPR. Por fim, considerando estas semelhanças e diferenças entre os dois métodos, será apresentado o fluxo que foi definido para processamento de dados de GPR, e justificaremos, com base

nas diferenças entre os métodos, os impedimentos para utilização de certas rotinas de processamento de dados sísmicos em dados de GPR.

Como mencionado anteriormente, os efeitos que a onda eletromagnética sofre ao se propagar no meio geológico são muito mais severos do que os sofridos pela onda elástica da Sísmica de Reflexão. Esse fato tem implicações no imageamento, haja vista que os efeitos de propagação degradam fortemente a qualidade e intensidade do sinal do GPR. O entendimento da natureza e comportamento desses efeitos de propagação é fundamental para o processamento de dados. Por isso, dedicamos inteiramente o capítulo III à discussão sobre os efeitos de propagação no GPR e propomos uma metodologia prática e robusta de correção desses efeitos.

A metodologia proposta no capítulo III, que é exemplificada em dados reais, mostrou-se fundamental na qualidade das imagens das seções processadas. O capítulo III foi sistematizado em um artigo que se encontra no prelo (Xavier Neto e Medeiros, 2006).

No capítulo IV faremos o detalhamento das etapas do fluxo de processamento. Este capítulo foi escrito na forma de um tutorial de processamento para dados de GPR. Ilustraremos o resultado da aplicação de cada etapa em um dado real de GPR de modo que, ao final de toda a descrição do fluxo, o dado estará completamente processado. Mostraremos também outros exemplos de aplicações do fluxo em dados 2D e 3D de GPR levantados em Fazenda Belém.

A metodologia de interpretação dos dados de GPR é descrita na seção 7.2.1 do capítulo VII. As variações nos padrões dos refletores e os modelos reais das feições de dissolução que ocorrem no *karst* Jandaíra (que serão discutidas no capítulo VI) balizaram a interpretação dos dados de GPR.

### **1.3.2 – Contextualização/caracterização do problema geotécnico em Fazenda Belém e aplicação das metodologias.**

No capítulo V iremos historiar o problema dos colapsos de terreno que ocorrem em Fazenda Belém e contextualizar a área de trabalho do ponto de vista de seus fatores fisiográficos, geológicos e hidrogeológicos. O objetivo primordial deste capítulo é apresentar os principais atores que condicionam o aparecimento dos colapsos de terreno em Fazenda Belém e fazer uma primeira

abordagem da inter-relação dos mesmos nos processos que geram o risco geotécnico na área.

O capítulo VI será dedicado a uma discussão sobre *karst*, morfologia e origem das feições de dissolução e colapso que ocorrem neste tipo de sistema. Faremos uma abordagem do *karst* de forma sistêmica, mostrando os principais estágios evolutivos de um *karst* sob o ponto de vista da hidrodinâmica. Depois será feita a contextualização do *karst* Jandaíra à luz da estratigrafia de seqüências. Finalmente mostraremos exemplos de feições de dissolução e colapso que ocorrem em diversos locais de exposição do *karst* Jandaíra na Bacia Potiguar. Estas feições de dissolução observadas em campo serviram para balizar e validar a interpretação dos dados de GPR.

No capítulo VII serão mostradas as interpretações dos dados 2D e 3D de GPR e serão formulados modelos conceituais que explicam a origem e a evolução das estruturas de dissolução e colapso que ocasionam o risco geotécnico na ETE/ETO de Fazenda Belém. Os modelos conceituais foram formulados com base em três elementos: o imageamento com GPR das estruturas de dissolução, os fatores condicionantes do risco geotécnico, que serão abordados no capítulo V, e o estudo de feições cársticas análogas, que ocorrem em outros locais da Bacia Potiguar e que serão mostradas no capítulo VI. Os capítulos VIII e IX são dedicados às conclusões/considerações finais e referências bibliográficas, respectivamente.

#### **1.4 – Contribuições inovadoras da tese**

O legado científico desta tese é constituído pelas seguintes contribuições inovadoras:

- (i) Estabelecimento das semelhanças e diferenças entre a Sísmica de Reflexão e o GPR, notadamente do ponto de vista do processamento de dados (capítulo II);
- (ii) Desenvolvimento de uma metodologia de correção prática dos efeitos de propagação do sinal do GPR (capítulo III);
- (iii) Desenvolvimento de um fluxo de processamento de dados baseado no processamento de dados sísmicos, e adaptado para GPR (capítulo IV);

- 
- (iv) Caracterização hidrodinâmica regional do aquífero Jandaíra na região de Fazenda Belém (capítulo V);
  - (v) Síntese dos fatores que condicionam o risco geotécnico em Fazenda Belém (capítulo V);
  - (vi) Caracterização do *karst* Jandaíra do ponto de vista da estratigrafia de seqüências e estabelecimento de uma correlação tentativa entre os eventos de karstificação global e os eventos regionais na Bacia Potiguar (capítulo VI);
  - (vii) Proposição de modelos conceituais para explicar a origem e evolução das estruturas de dissolução e colapso que ocorrem em Fazenda Belém (capítulo VII).

### **Semelhanças e diferenças entre a Sísmica de Reflexão e o GPR quanto ao processamento de dados.**

#### **2.1 - Introdução**

Durante boa parte da evolução do GPR, os resultados obtidos dos levantamentos foram utilizados sem nenhum tipo de processamento mais elaborado, uma vez que a alta resolução e a qualidade do imageamento em ambientes altamente resistivos, já atendiam aos objetivos dos estudos e os alvos podiam ser razoavelmente bem identificados, mesmo em seções brutas (Olhoeft, 2000). Porém, essa facilidade depende diretamente da existência de atributos elétricos favoráveis no solo, notadamente da existência de meios onde ocorre baixa perda de energia eletromagnética, favorecendo a propagação do sinal e permitindo um imageamento satisfatório.

As condições acima descritas são facilmente satisfeitas em regiões de clima temperado, onde os solos normalmente estão permanentemente congelados - *permafrost* - ou possuem baixo conteúdo de argila. O mesmo não acontece em regiões tropicais, onde os solos em geral possuem maior conteúdo de argila ou estão salinizados, o que resulta no aumento da condutividade e numa atenuação e dispersão mais forte da onda eletromagnética. Nestas condições desfavoráveis, o dado de GPR necessita ser submetido a um processamento digital adequado, a fim de que os efeitos indesejáveis sejam corrigidos, e se obtenha uma qualidade de imageamento satisfatória que possa atender às finalidades práticas de utilização do GPR, principalmente do ponto de vista quantitativo.

Das primeiras aplicações em glaciologia até as aplicações atuais em meio ambiente, geotecnia e geologia, houve um grande avanço na qualidade do imageamento do GPR, que pode ser creditada em parte às técnicas de processamento sísmico tais como: filtros de frequência, migração, correções estáticas, etc. Exemplos de utilização dessas técnicas podem ser vistos nos trabalhos de Annan (1993), Fisher *et al.* (1992, 1993,1996) e Young *et al.* (1995).

A utilização de rotinas de processamento sísmico para dados de GPR parte de uma aproximação estabelecida a priori: o dado de GPR é considerado como sendo escalar (não vetorial) para efeito de processamento, da mesma forma que no processamento da onda P na Sísmica. Esta aproximação permite o uso dos conceitos de reflexão, refração e transmissão da frente de onda segundo a abordagem da óptica geométrica, utilizando os princípios e aproximações da lei de Snell. A onda eletromagnética tem características essencialmente vetoriais e, na verdade, o processamento do dado de GPR seria mais adequadamente relacionado ao processamento da onda S (secundária ou cisalhante) da Sísmica, como observou Annan (1993). Em termos práticos, porém, na maior parte das aplicações do GPR, constitui boa aproximação tratar a onda eletromagnética de forma escalar.

A utilização de rotinas de processamento sísmico para processar dados de GPR é viável tendo em vista as semelhanças entre a Sísmica e o GPR, notadamente quanto aos princípios de formação da imagem e aos seus aspectos cinemáticos. Entretanto, do ponto de vista dinâmico, onde são levados em conta os aspectos de propagação de energia, o GPR e a Sísmica diferem fortemente e a utilização indiscriminada de algoritmos de processamento sísmico para processar dados de GPR pode levar a resultados insatisfatórios, do ponto de vista da qualidade do imageamento.

Neste capítulo serão mostradas as principais semelhanças e diferenças entre a Sísmica e o GPR, e far-se-á a justificativa da necessidade de modificações no fluxo convencional de processamento sísmico para processar dados de GPR. Este capítulo está organizado da seguinte forma: primeiramente far-se-á uma revisão dos principais aspectos da Sísmica e do GPR, oportunidade em que serão definidos os principais conceitos relevantes para o processamento de dados. Depois serão descritas as principais semelhanças e diferenças entre os dois métodos. Na seqüência, considerando as diferenças entre o GPR e a Sísmica, serão explicados os impedimentos para a utilização de certas rotinas de Sísmica no processamento de dados de GPR. Por fim, será proposto um fluxo geral para processamento de dados de GPR, adaptado e modificado do processamento de dados sísmicos.

## 2.2 - Sísmica de Reflexão

### 2.2.1 – Princípio geral do método

A Sísmica de Reflexão é um método geofísico de investigação da sub-superfície que se baseia na emissão e recepção de ondas elásticas a partir da geração de energia por uma fonte, que pode estar em superfície ou enterrada a pequena profundidade. As fontes de energia mais comumente utilizadas em Sísmica de Reflexão são as fontes explosivas e a fonte vibratória. A excitação dessas fontes de energia gera ondas elásticas que se propagam no meio geológico e, após serem refratadas, difratadas e refletidas nas interfaces do meio, retornam à superfície onde são captadas por receptores dinâmicos como os geofones, na aquisição terrestre, e os hidrofones na aquisição marítima. Parte da energia incidente é transmitida para camadas subjacentes, onde novamente sofre reflexões, refrações e difrações ao atingir as interfaces do meio, como ilustrado na figura 2.1. Em cada interface, são definidos os coeficientes de reflexão e de transmissão, que representam os contrastes de impedância acústica entre as interfaces. A impedância acústica é definida pelo produto  $\nu\rho$ , onde  $\nu$  é a velocidade da onda sísmica e  $\rho$  é a densidade do meio. O pulso sísmico fundamental, gerado pela excitação da fonte, recebe o nome de *wavelet*, (Yilmaz, 1987).

Em um levantamento de Sísmica de Reflexão são realizadas medidas da amplitude da vibração em pontos específicos do terreno através dos receptores (geofones, no caso do levantamento terrestre) por um período de tempo chamado tempo de registro (TR). O tempo de registro corresponde ao tempo que a onda gasta no percurso desde sua saída da fonte até sofrer reflexão em uma determinada interface do meio e retornar novamente à superfície, onde é captada pelo receptor. Quando essas medidas de amplitudes de vibração são representadas em um gráfico contendo no eixo Y o valor do tempo de registro (tempo duplo de trânsito) e no eixo X as diversas posições dos receptores, compõe-se o que se chama de sismograma. Cada trajetória de ida e volta, corresponde a um par fonte-receptor cuja representação no sismograma é denominada de traço sísmico (figura 2.1).

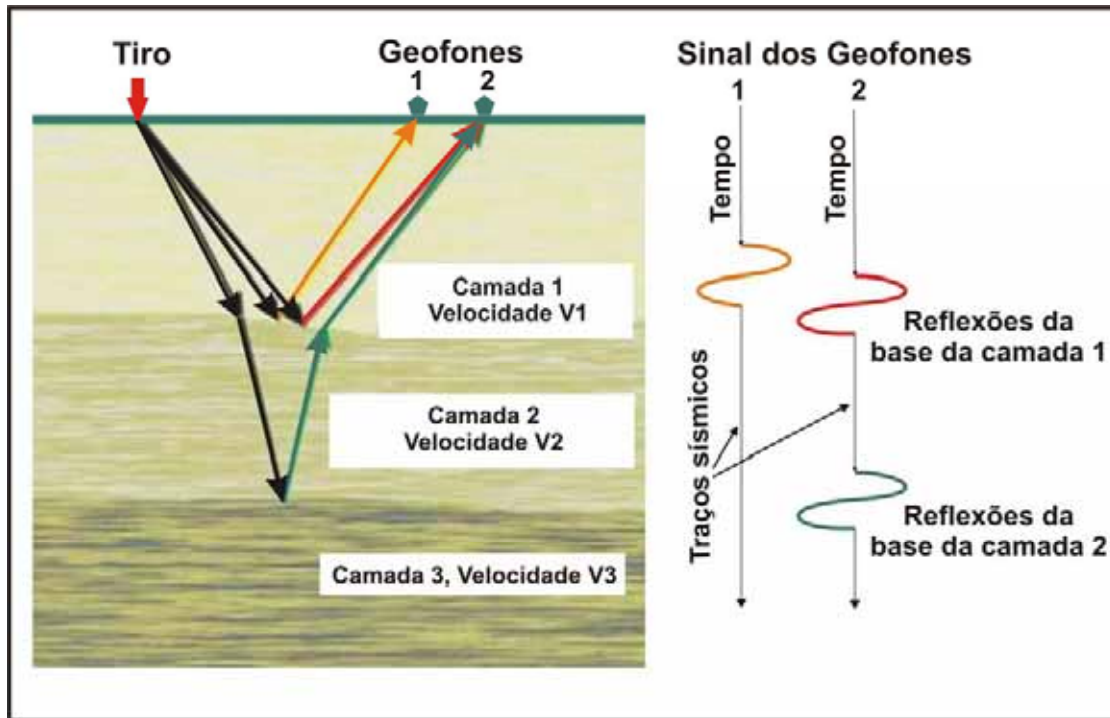


Figura 2.1 – Princípio da formação do traço sísmico. As frentes de ondas incidem nas interfaces do meio e são refletidas de volta à superfície onde são captadas por geofones. As trajetórias de ida e retorno da onda quando dispostas em um gráfico tempo x distância correspondem aos traços sísmicos.

### 2.2.2 - Tipos de ondas sísmicas

Os principais tipos de ondas elásticas geradas por uma fonte impulsiva ou vibratória podem ser agrupados em dois grupos: as ondas de corpo (*body waves*) e as ondas de superfície. As ondas de corpo são constituídas pelas ondas P (primárias, ou compressionais) e as ondas S (secundárias ou cisalhantes), enquanto que as ondas de superfície correspondem às ondas tipo Rayleigh e tipo Love (figura 2.2).

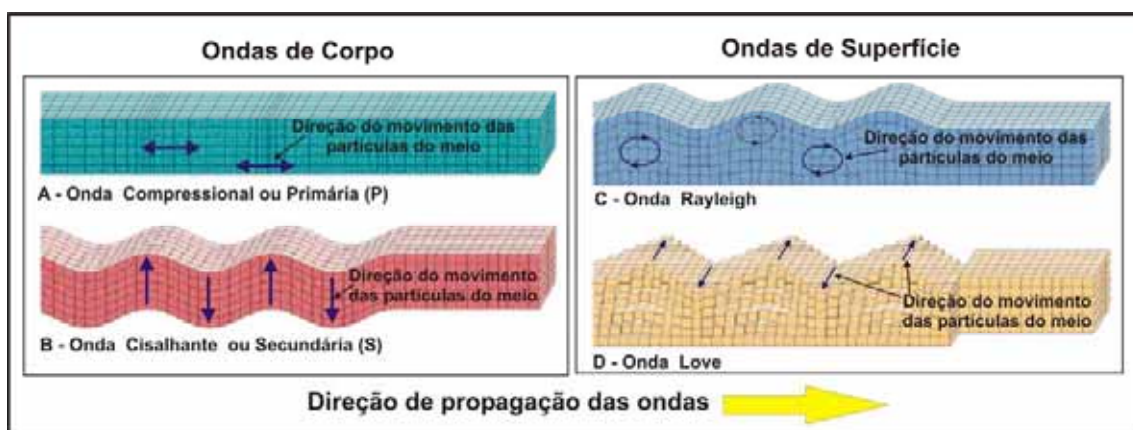


Figura 2.2 - Tipos de ondas elásticas.

Nas ondas do tipo P as partículas do meio vibram na mesma direção em que se dá a propagação. Na onda do tipo S a vibração das partículas do meio é perpendicular à direção de propagação. As ondas de superfície, particularmente as ondas do tipo Rayleigh, são tratadas como ruídos pelos geofísicos de exploração.

As ondas de corpo são importantes do ponto de vista da Sísmica de Exploração pois representam o sinal útil presente nos dados sísmicos. Do ponto de vista prático, as ondas P são as mais importantes, e representam a maioria dos dados sísmicos adquiridos na prospecção exploratória. Contudo, ultimamente, registros de ondas S vêm sendo realizados com uma frequência cada vez maior pela indústria, notadamente na investigação da anisotropia do meio, e como fonte de informação de atributos sísmicos.

### 2.2.3 - Características de fase da onda sísmica

A *wavelet* sísmica pode ser classificada em função das propriedades de seu espectro de fase (Yilmaz, 1987). Para *wavelets* causais, ou seja, aquelas definidas apenas para tempos não negativos, a fase pode ser classificada em três tipos básicos: *wavelet* de fase mínima, *wavelet* de fase mista e *wavelet* de fase máxima (figura 2.3).

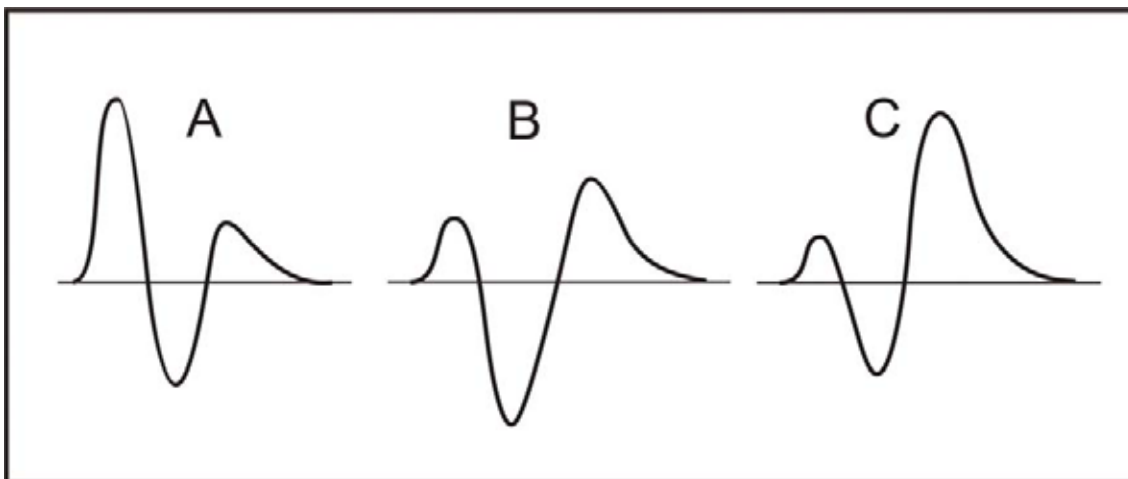


Figura 2.3 – Representação das *wavelets* de fase mínima (A), de fase mista (B) e de fase máxima (C).

Na *wavelet* de fase mínima o máximo de amplitude está concentrado nos intervalos de tempos iniciais ou anteriores, o contrário ocorrendo na *wavelet* de fase máxima. Na *wavelet* de fase mista os maiores níveis de

amplitude estão concentrados nas porções centrais. A Sísmica de Reflexão busca trabalhar com fontes de energia que emitam *wavelets* com características próximas às de fase mínima, uma vez que os algoritmos numéricos utilizados no processamento, particularmente os algoritmos de deconvolução, utilizam premissas que consideram a *wavelet* gerada pela fonte como de fase mínima.

#### **2.2.4 – Sinal, ruído e distorção.**

Sinal é toda a informação sísmica registrada que é de interesse específico no reconhecimento das feições em subsuperfície. Ruídos são eventos indesejáveis que se somam ao sinal. As distorções são efeitos indesejáveis que modificam o sinal registrado. A razão sinal/ruído é a relação entre a energia do sinal, em uma janela específica do registro, e a energia total do ruído na mesma porção do registro.

Os ruídos podem ser classificados pelo critério de coerência (coerentes ou aleatórios) ou pelo critério genético (relacionados ou não ao levantamento). Dentre os principais ruídos presentes em um registro sísmico podemos citar os produzidos por fontes ambientais e culturais como o vento, a chuva, o tráfego de veículos, etc. e aqueles relacionados com a própria excitação da fonte, como as ondas de superfície, as ondas aéreas, etc. Os ruídos coerentes apresentam alinhamento ou correlação através de vários traços, enquanto que os ruídos aleatórios não apresentam lei de formação, sendo impossível prever sua ocorrência em um traço a partir do conhecimento do ruído nos traços adjacentes. Admite-se que todos os ruídos constituem termos aditivos na equação do modelo convolucional do traço sísmico, conceito que será detalhado no próximo item.

As distorções são modificações introduzidas no sinal sísmico devido aos efeitos induzidos pelos atributos do meio físico ou pelas características da onda sísmica. Estas distorções podem se manifestar como deslocamentos, mudanças de amplitude, mudanças de polaridade ou mudanças de forma da *wavelet* e, ao contrário do que acontece com os ruídos, não possuem existência própria e só podem ocorrer a partir da geração da própria onda sísmica.

### 2.2.5 - O modelo convolucional e a deconvolução

O traço sísmico registrado pode ser entendido como o resultado da interação entre o meio geológico e a *wavelet*, desde o instante em que ela é gerada pela excitação da fonte até o momento em que as reflexões são registradas nos receptores. Essa interação é descrita analiticamente através de um processo de convolução. Para ajudar a fixar esse conceito, iremos utilizar um modelo geológico simplificado e considerar que o raio sísmico incide verticalmente nas interfaces do meio.

Considere-se uma sucessão de camadas horizontais superpostas com suas respectivas impedâncias acústicas e com interfaces caracterizadas pelos seus correspondentes coeficientes de reflexão e de transmissão (figura 2.4).

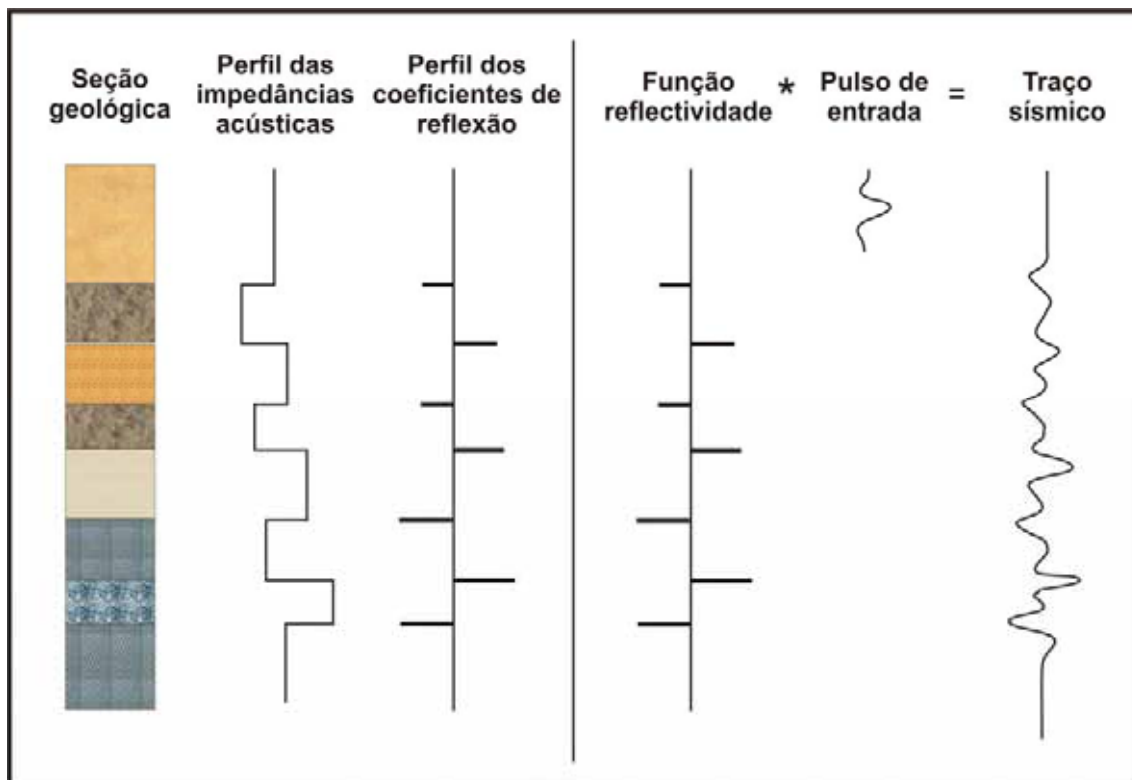


Figura 2.4 - Modelo simplificado de formação do traço sísmico pela convolução da *wavelet* com a função refletividade. Adaptado de Kearey & Brooks (1991).

Suponha-se que se queira registrar um traço sísmico em uma situação equivalente à do mesmo modelo, admitindo que a fonte de energia e o receptor são coincidentes (incidência vertical).

De forma simplificada, os processos envolvidos na geração desse traço sísmico podem ser descritos a partir da seguinte seqüência de efeitos:

1. A fonte emite um pulso sísmico que propaga para baixo, penetrando no meio geológico;
2. Ao atingir a primeira interface, a amplitude de cada uma das amostras do pulso sísmico é multiplicada pelo coeficiente de reflexão (R) e a forma de onda resultante retorna à superfície, onde é registrada;
3. Na mesma interface, parte da energia do pulso, representada pelo produto entre suas amplitudes e o coeficiente de transmissão, atravessa a interface e continua a descer;
4. A fração de energia transmitida atinge sucessivamente as interfaces subseqüentes, repetindo-se em cada uma delas o que ocorreu na primeira;
5. No trajeto ascendente, repetem-se, no sentido inverso, os fenômenos descritos nas etapas 2 e 3;
6. O sinal que viaja para cima é registrado na superfície, com cada reflexão sendo definida em função do tempo decorrido a partir da emissão do pulso na fonte.

Considerando uma escala em profundidade, em cada interface do meio geológico é definida uma impedância acústica ( $v\rho$ ) e um coeficiente de reflexão R. Em uma escala em tempo, o processo de convolução pode ser entendido a partir da interação da *wavelet* gerada na fonte sísmica com uma série de coeficientes de reflexão (função refletividade), resultando no traço sísmico registrado.

A formação do traço sísmico acima descrita, quando expressa em forma analítica e considerando as distorções e os ruídos, é denominada de modelo convolucional e pode ser expressa através de uma equação do tipo (Yilmaz, 1987):

$$T(t) = S(t) * D(t) + N(t) \quad (2.1),$$

onde  $T(t)$  representa o traço registrado,  $S(t)$  é o sinal  $D(t)$  representa as distorções e  $N(t)$  o ruído aditivo. O sinal  $S(t)$  representa na verdade a própria série de coeficientes de reflexão, também chamada de função refletividade. A função refletividade por sua vez é associada às diversas interfaces geológicas do meio. O nome convolucional decorre do fato de que grande parte dos efeitos indesejáveis que alteram o sinal  $S(t)$  pode ser descrita através de um processo de convolução. O modelo convolucional é muito útil para o processamento de dados, pois permite agregar seqüencialmente os diversos efeitos indesejáveis que se acoplam a função refletividade.

Observando a figura 2.4, pode-se verificar que o traço registrado  $T(t)$  é na verdade uma estimativa aproximada, de baixa resolução, da geologia. Ou seja, o traço  $T(t)$  não retrata de forma exata e precisa as diversas interfaces geológicas equivalentes aos coeficientes de reflexão. Os principais motivos dessa deficiência de correlação, entre o traço registrado e a representação da geologia  $S(t)$ , estão associados aos seguintes fatores (Yilmaz, 1987): a *wavelet* gerada pela fonte é finita, ou seja, não é possível fisicamente uma fonte gerar um pulso instantâneo, tipo um *spike*; a *wavelet* ao se propagar no meio geológico sofre distorções devido aos efeitos de propagação e devido à adição de ruídos  $N(t)$ .

A correção do efeito da *wavelet* gerada pela fonte não ser finita e sofrer deformação ao longo de sua trajetória de propagação, é feito pelo processo de deconvolução. A deconvolução, em termos resumidos, procura recuperar a correlação máxima entre o traço registrado  $T(t)$  e a geologia  $S(t)$ , aumentando a resolução de  $T(t)$ , e faz isso através da compressão da *wavelet* e da compensação das distorções que ela sofre ao se propagar no meio geológico (Claerbout, 1985).

### 2.2.6 – A técnica CDP

A técnica CDP (*common depth point*) objetiva amostrar um mesmo ponto em subsuperfície diversas vezes, cada uma delas com um afastamento fonte-receptor distinto, resultando em um conjunto de traços denominado de agrupamento CDP, ou família CDP (figura 2.5).

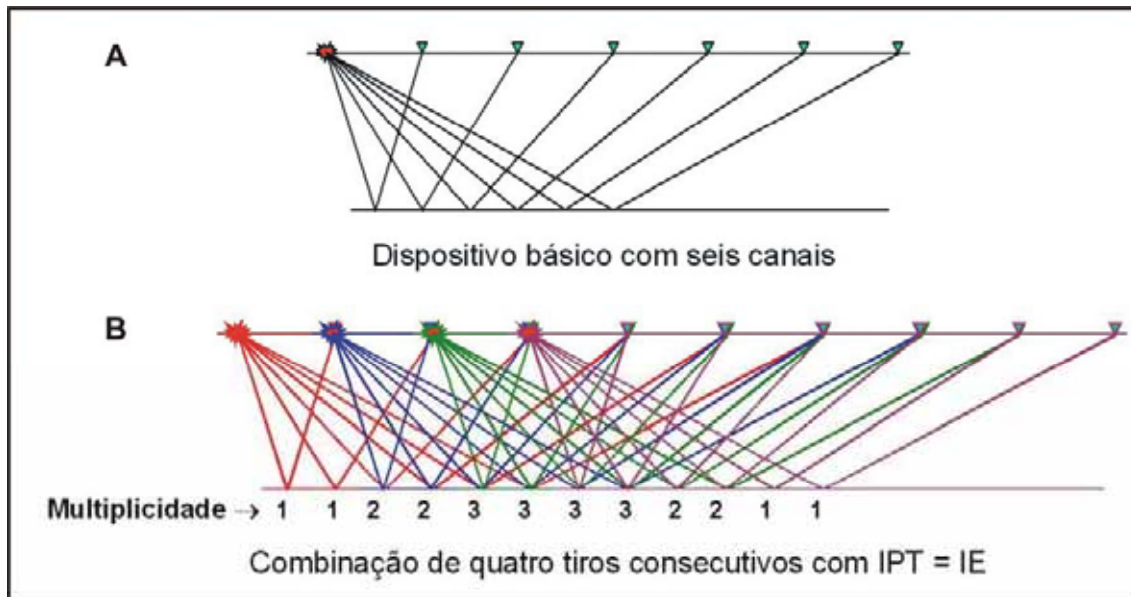


Figura 2.5 – Dispositivo de tiro com 6 receptores (A) e diagrama de avanço do tiro (B). A redundância (multiplicidade) que se obtém com a técnica CDP permite reforçar as reflexões oriundas de um determinado ponto em sub-superfície, ao mesmo tempo em que atenua o ruído na razão de  $\sqrt{n}$  onde  $n$  correspondente ao número de traços que contribuem para a formação de um agrupamento CDP.

Esta técnica foi desenvolvida no início da década de 60 para resolver a baixa qualidade do imageamento de áreas com baixa relação sinal/ruído. O princípio da técnica é colecionar trajetórias de diferentes tiros e receptores, de modo que tenham em comum o mesmo ponto de afastamento zero (fonte e receptor ficticiamente no mesmo lugar), resultando em um aumento na amplitude do sinal amostrado em relação aos ruídos aleatórios (aumento da razão sinal/ruído).

A denominação CDP é válida somente para camadas planas e horizontais, uma vez que fora dessas condições as diferentes trajetórias não mais coincidem em um ponto comum e sim se dispersam, iluminando então uma região ao invés de um ponto em subsuperfície. Desta forma a denominação mais correta seria técnica CMP (*commom mid-point* – ponto médio comum) pois posiciona os traços registrados a meio caminho fonte-receptor, independentemente se corresponde a um ponto comum de amostragem em subsuperfície.

Em um agrupamento CMP, o tempo de trânsito correspondente a uma dada reflexão pode ser aproximado pela seguinte equação:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (2.2),$$

onde  $x$  é o afastamento fonte-receptor,  $t_0$  é o tempo de ida e volta do sinal até o refletor no afastamento fonte-receptor igual a zero ( $x = 0$ ), e  $v$  é a velocidade de propagação da onda no meio. A expressão 2.2 corresponde à equação que define uma hipérbole e ela nos mostra que a reflexão em uma interface geológica aparecerá como uma hipérbole perfeita, considerando um meio homogêneo com camadas plano-paralelas (Thomas, 2000). A equação 2.2 mostra que o evento correspondente a uma dada reflexão aparecerá em um sismograma com uma curvatura cada vez maior a medida em que aumenta a distância fonte-receptor, ou a medida em que aumenta o tempo de percurso da onda (figura 2.6). Este aumento do tempo de reflexão devido ao afastamento fonte-receptor é chamado de *normal move out* (NMO) e sua correção, que corresponde a fazer coincidir hipoteticamente em um mesmo ponto em superfície a fonte e o receptor, é chamada de correção de NMO (figura 2.6).

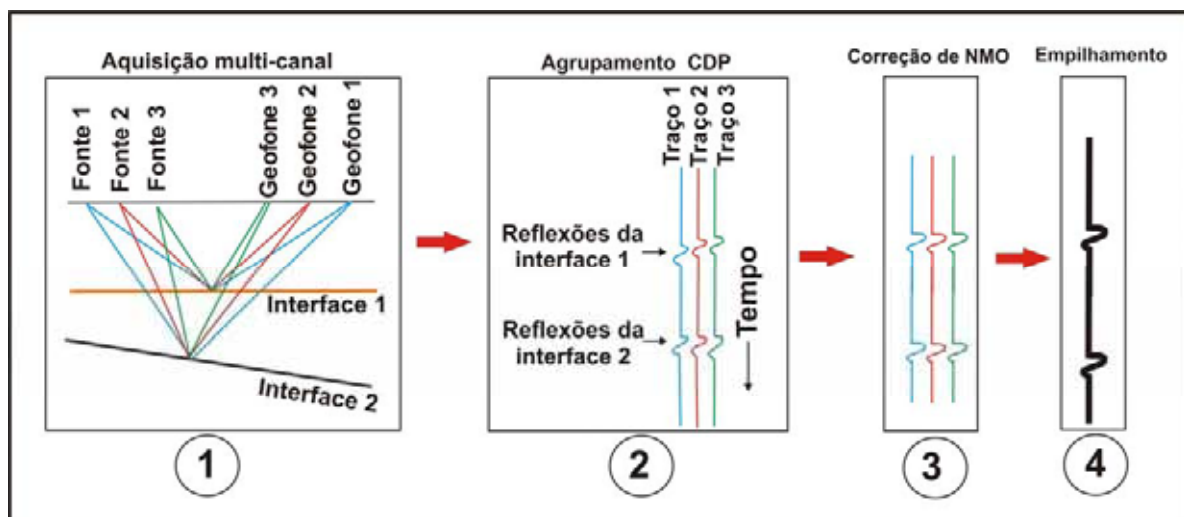


Figura 2.6 – Seqüência esquemática mostrando as etapas envolvidas na melhoria da amplitude das reflexões do sinal pela técnica CDP, desde a aquisição multicanal (1), passando pelo agrupamento em famílias CDP (2), correção de NMO (3) até o empilhamento (4).

A multiplicidade inerente à técnica CDP permite que os traços sísmicos de uma família CMP, após efetuada a correção do NMO, possam ser empilhados de forma a reforçar as reflexões, como mostra a figura 2.6.

A técnica CDP e o empilhamento são as ferramentas mais eficazes para a eliminação de ruídos no processamento de dados sísmicos. A melhoria na razão sinal/ruído incoerente, por exemplo, produzida pelo empilhamento de  $n$  traços, é proporcional à  $\sqrt{n}$ .

## 2.3 – A tecnologia GPR

O GPR é um método geofísico de imageamento da subsuperfície que utiliza ondas eletromagnéticas na faixa de VHF/UHF (figura 2.7), que são irradiadas por uma antena emissora colocada na superfície.

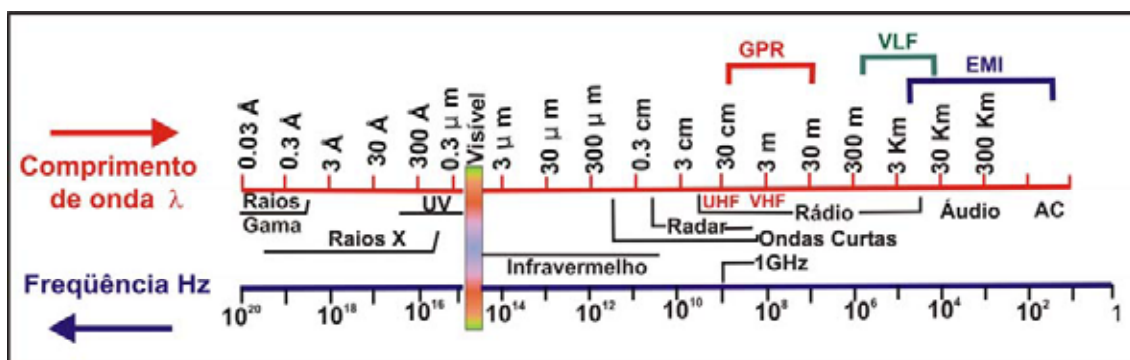


Figura 2.7 – Espectro eletromagnético situando as faixas de frequências de trabalho de diversas tecnologias. O GPR trabalha com frequências entre 10 MHz e 1 GHz, correspondendo a comprimentos de onda da ordem de 30 m a 0.3 m, respectivamente.

A transmissão deste sinal depende das propriedades elétricas do meio, principalmente condutividade e permissividade elétrica, sob condições de alta frequência. Essas propriedades sofrem forte influência do conteúdo de água presente no solo. O pulso eletromagnético gerado em superfície é refletido e difratado, tanto pelas estruturas geológicas e feições anômalas, que podem estar presentes no terreno, quanto por elementos na superfície da terra (tanques, árvores, cercas, postes, etc.). As ondas refletidas e difratadas são recebidas por uma antena receptora colocada na superfície do terreno.

Uma série de medidas são realizadas ao longo de uma linha e, quando plotadas lado a lado em um gráfico tempo x distância, fornecem uma imagem de alta resolução das estruturas em subsuperfície (figura 2.8). A imagem que é formada no radargrama representa os tempos de percurso da onda, desde sua emissão no transmissor até sua chegada ao receptor (tempo duplo de trânsito).

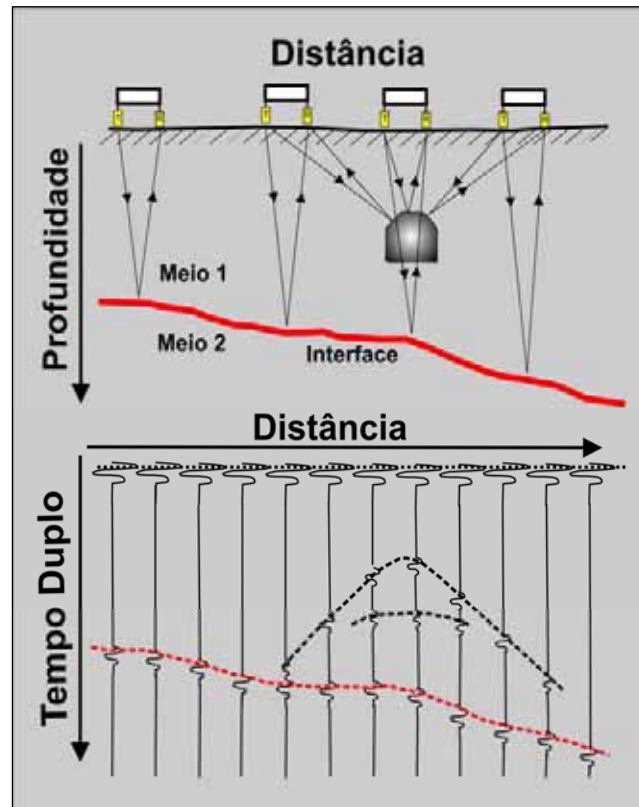


Figura 2.8 – Princípio de formação da imagem no GPR - similar ao da Sísmica de reflexão.

A aquisição de dados de GPR, na maior parte das vezes, é realizada no modo monocanal, com multiplicidade unitária. Isto, em parte, é reflexo das limitações dos sistemas de GPR comerciais atualmente disponíveis que, em sua maioria, são monocanais, e, em parte, devido à dificuldade operacional demandada pelo grande esforço de aquisição necessário para adquirir dados numa composição multicanal, onde os pontos em sub-superfície são amostrados a partir de múltiplas trajetórias.

Atualmente existem no mercado sistemas de GPR com até 4 canais e existem bons exemplos de trabalhos de aquisição GPR multi-trajetória (Fisher, et al, 1992; Pipan et al, 1999), porém a grande maioria dos dados de GPR ainda são adquiridos na forma mono-canal, com amostragem unitária em subsuperfície.

A premissa básica do GPR estabelece que o sinal recebido na antena receptora é uma réplica do sinal emitido pela antena transmissora (Annan, 1996), o que pressupõe a existência de um meio ideal, onde não existe perda de energia. Entretanto a onda eletromagnética ao se propagar no meio

geológico sofre vários efeitos, desde o momento que sai do transmissor até sua chegada no receptor, que provocam perda de energia com o tempo de propagação. Esses efeitos que ocorrem com a onda eletromagnética são essencialmente diferentes, do ponto de vista dinâmico, dos que ocorrem com a onda elástica na Sísmica.

Turner (1994) enquadrou os efeitos acima dentro de um modelo convolucional da forma:

$$T = s * y * c * p * R \quad (2.3),$$

onde  $T$  representa o traço do GPR,  $s$  é a *wavelet* gerada na fonte,  $y$  é a resposta do instrumento,  $c$  é o acoplamento da fonte com a terra,  $p$  são os efeitos de propagação e  $R$  representa a função refletividade. O modelo convolucional proposto por Turner (1994) não incorpora o ruído que sempre existe, em maior ou menor grau, em um dado real de GPR. Por isso, no presente estudo, nós propomos um modelo convolucional mais consistente com o que ocorre com o dado real de GPR.

Nosso modelo convolucional incorpora uma parcela  $N$ , referente ao ruído, e é representado pela seguinte expressão:

$$T = s * y * c * p * R + N \quad (2.4),$$

onde os membros  $T$ ,  $s$ ,  $y$ ,  $c$ ,  $p$  e  $R$ , são os mesmos definidos no modelo de Turner (1994). Neste contexto, o modelo proposto na expressão (2.4) serve melhor ao propósito de representar de forma sistêmica o traço do GPR.

Uma leitura mais atenta da expressão (2.4) permite classificar os membros em quatro parcelas distintas: uma componente  $W = s * y * c$ , que pode ser considerada invariante no tempo; um fator não estacionário  $p$ , relacionado aos efeitos de propagação; uma parcela referente à representação da geologia, dada pela função refletividade  $R$  e uma parcela referente aos ruídos, representada por  $N$ . É nas parcelas  $W$ ,  $p$  e  $N$  que o processamento atua, procurando compensar ou corrigir efeitos relacionados à aquisição e à propagação, a fim de ressaltar a geologia ( $R$ ).

Os efeitos de propagação provocam a diminuição de energia da onda à medida em que esta se propaga. Esta perda de energia é materializada

principalmente pela atenuação, descrita pela absorção e dispersão, e pelo espalhamento geométrico da frente de onda.

A absorção diz respeito à perda de amplitude do pulso como resultado principalmente da dissipação da energia por conversão em calor (efeito Joule). A dispersão reflete-se na mudança da forma do pulso à medida que ele se propaga. O espalhamento geométrico responde pela perda de energia em função do afastamento da frente de onda à fonte, e é um fator que depende da distribuição de velocidades do meio mas não varia com a frequência.

## **2.4 - Semelhanças e Diferenças entre a Sísmica e o GPR**

A seguir faremos uma discussão sobre as semelhanças e diferenças que existem entre os métodos da Sísmica de Reflexão e o GPR, notadamente no que concerne ao processamento de dados.

### **2.4.1 – Aspectos semelhantes entre a Sísmica e o GPR**

Medidas de tempos de trânsito e de velocidades, deslocamentos estáticos, presença de eventos como onda direta, refletida, refratada e transmitida, efeitos inerentes ao afastamento fonte receptor (*normal move out*) e o fato de que o traço sísmico e o de GPR podem ser expressos analiticamente em termos de modelos convolucionais são as principais características comuns aos dois métodos.

O princípio de formação da imagem do GPR é semelhante ao da Sísmica de Reflexão e os conceitos da teoria da onda plana podem ser confortavelmente utilizados em grande parte das aplicações práticas e convencionais, tanto do GPR quanto da Sísmica. A abordagem considerando a onda plana pressupõe que estamos tratando o sinal registrado no domínio do campo remoto, ou seja, admitimos que o sinal que chega ao receptor provém de um ponto suficientemente distante da fonte. O conceito de campo remoto traz embutida a noção de que o afastamento da fonte é suficiente para que a frente de onda do GPR seja tratada como onda plana, e o conceito de “afastamento suficiente” em geral significa afastamento maior do que três comprimentos de onda da *wavelet* (Bleistein, 1984). A determinação do limite entre campo remoto e campo próximo é função do comprimento de onda da

*wavelet*, da geometria e tamanho da antena e das propriedades eletromagnéticas do meio.

Segundo Olhoeft (2000), nas vizinhanças da antena, no domínio do campo próximo, o comportamento da propagação da onda eletromagnética é diferente, prevalecendo a existência de ondas evanescentes para as quais as aproximações, segundo os princípios da óptica geométrica, não são aplicáveis e os algoritmos de processamento baseados em conceitos de sistemas lineares não são eficazes. No campo remoto, entretanto, onde dominam as ondas homogêneas, a abordagem da formação de imagem e processamento de dados de GPR pode lançar mão dos algoritmos desenvolvidos para a onda P da Sísmica, respeitadas, entretanto, as diferenças entre a onda elástica da Sísmica e a onda eletromagnética do GPR, principalmente nos aspectos de efeitos de propagação e dos ruídos aditivos, como será detalhado a seguir.

## **2.4.2 – Principais diferenças entre a Sísmica e o GPR**

A seguir faremos uma discussão sobre as diferenças que existem entre os métodos da Sísmica de Reflexão e o GPR.

### **2.4.2.1 - Efeitos de propagação:**

Inicialmente, visando esclarecer o leitor e uniformizar os conceitos, iremos discutir brevemente a diferença na terminologia que é usada para descrever os efeitos de propagação na Sísmica e no GPR.

Na terminologia usual da Sísmica os efeitos de propagação são reunidos sob o termo absorção, que englobam os fenômenos de atenuação, que vem a ser a perda de energia da frente de onda por transformação da energia cinética em calor (efeito Joule), e pela dispersão, que é o alargamento do pulso com a distância da fonte ou com o tempo de propagação. Já na terminologia do GPR, a perda de energia da frente de onda pelo efeito Joule é chamada de absorção.

O termo dispersão tem significado comum em ambos os métodos. Em resumo, poderíamos dizer que, na Sísmica, absorção = atenuação + dispersão, enquanto que, no GPR, atenuação = absorção + dispersão. Por uma questão de fidelidade ao foco da tese, doravante adotaremos a terminologia do GPR para tratar indistintamente tanto a Sísmica quanto o GPR.

A onda do GPR ao se propagar no meio geológico é fortemente afetada pelos fenômenos de absorção e dispersão, e esses efeitos de propagação protagonizam uma diferença importante e fundamental entre a Sísmica e o GPR, qual seja: a onda eletromagnética do GPR sofre muito mais fortemente os efeitos de propagação no meio geológico do que a onda elástica da Sísmica. A absorção provoca uma diminuição da amplitude da onda à medida em que o sinal se propaga na terra, enquanto que a dispersão provoca distorções na fase da onda, que também resultam em perda de amplitude (Bano, 1996). Desse fato decorre que a onda do GPR tem intrinsecamente um forte caráter não estacionário, com implicações diretas no processamento.

Na Sísmica, a onda elástica ao se propagar no meio geológico também sofre atenuação. Entretanto, técnicas de elevação da razão sinal/ruído, tanto na aquisição (aquisição multicanal e técnica CDP) como no processamento (filtragem multicanal, empilhamento, ganhos por *offset*), permitem compensar essas distorções sofridas pela onda, permitindo aplicar algoritmos de deconvolução para extração do efeito da fonte e para melhorar a resolução da imagem.

Tendo em vista o forte impacto dos efeitos de propagação na qualidade final da imagem nos dados de GPR, o Capítulo II desta tese abordará com maior profundidade este tema específico, e discutirá uma forma prática de corrigir esses efeitos para melhorar a qualidade do imageamento. No restante deste capítulo, abordaremos os demais fatores.

#### **2.4.2.2 - Ruídos:**

No GPR a intensidade relativa dos ruídos captados pelo receptor é muito mais forte do que nos geofones de uma linha sísmica. Um ruído em particular afeta fortemente o sinal do GPR: a onda aérea refletida em obstáculos acima da superfície da terra.

A onda do radar se propaga quase sem atenuação pelo ar e tem uma amplitude muito maior do que a onda que emerge do meio geológico. Quando a onda aérea encontra obstáculo como cercas, postes, tanques, carros, linhas de transmissão, árvores, etc, ela reflete nesses elementos e retorna para o receptor, chegando com uma amplitude muito mais forte do que a onda

refletida em subsuperfície. O resultado disso é que, no GPR, a onda aérea refletida se interpõe fortemente ao sinal das reflexões primárias, sendo de difícil extração no processamento, particularmente num tipo de aquisição monocanal, como é o caso do GPR.

A figura 2.9 mostra um exemplo do ruído associado à reflexão da onda aérea em obstáculos superficiais. A linha de GPR foi levantada na ETE/ETO de Fazenda Belém e apresenta três eventos hiperbólicos que constituem as reflexões da onda aérea que incide nos tanques mostrados na fotografia.

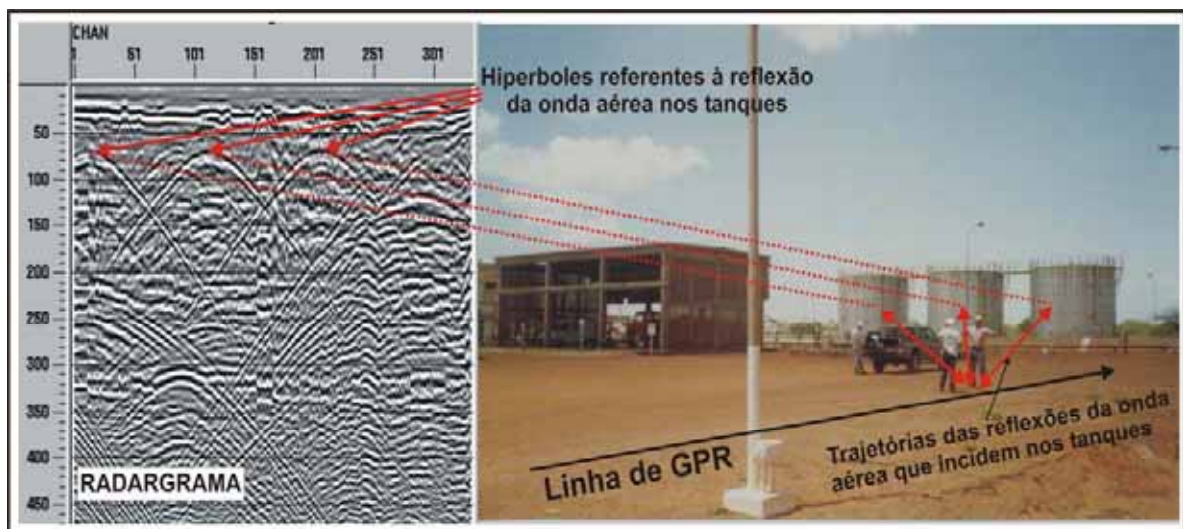


Figura 2.9 – Exemplo de radargrama com ruído associado à reflexão da onda aérea em obstáculos na superfície do terreno. A linha de GPR foi levantada na ETE/ETO do campo de Fazenda Belém.

Existem ainda dois ruídos que são característicos do GPR e não ocorrem na Sísmica: a indução eletromagnética entre as antenas transmissora e receptora, que interfere com as reflexões de camadas mais rasas, e o WOW, que corresponde a um componente transiente de baixa frequência, que contamina o registro do GPR. Ambos os fenômenos provocam uma saturação de alta amplitude e baixa frequência a poucos comprimentos de onda da fonte, obliterando as camadas mais rasas (figura 2.10).

A indução entre as antenas transmissora e receptora se manifesta no radargrama como uma feição em “trilho de trem”, bandeada, de alta amplitude e baixa frequência, que atravessa toda a extensão do radargrama em sua porção mais superior (tempos menores) e, por vezes, reverbera por toda a seção (para tempos maiores). O WOW aparece como uma zona sombreada

no radargrama. Esses ruídos devem ser atenuados nas etapas iniciais do processamento a fim de não prejudicar a atuação de outros processos subsequentes.

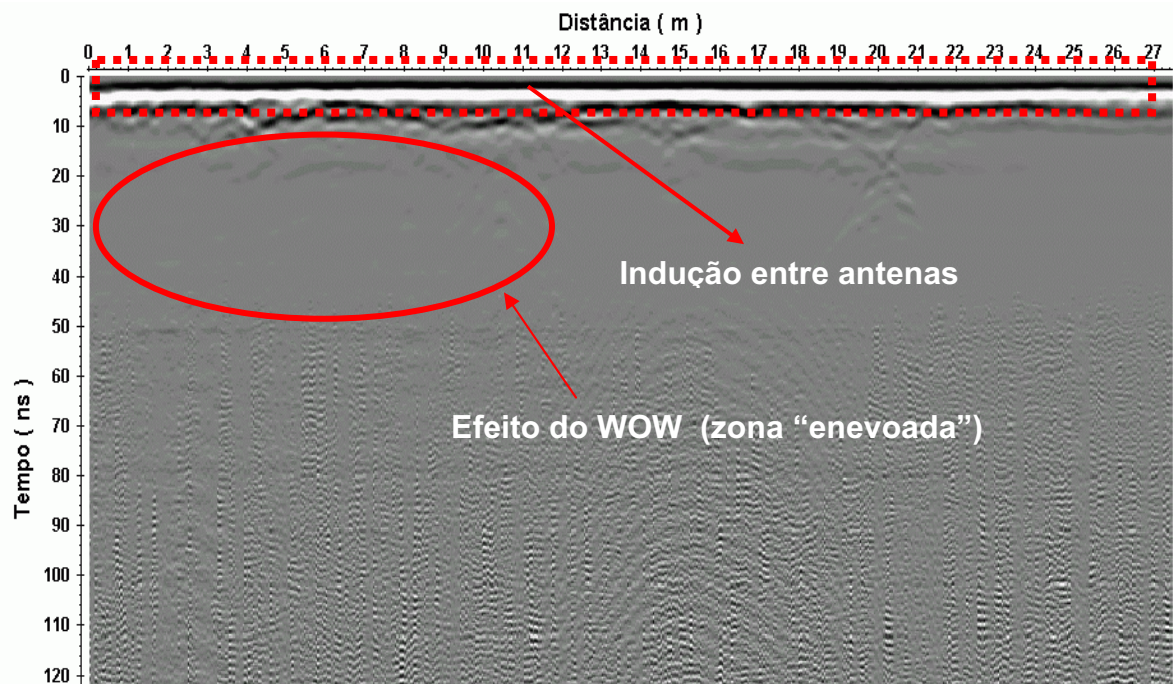


Figura 2. 10 – Efeito no radargrama causado pela indução eletromagnética entre as antenas transmissora e receptora e pela saturação de transientes de baixa freqüência relacionados ao efeito WOW.

#### 2.4.2.3 - Acoplamento entre a fonte e receptor:

Uma outra distinção entre a Sísmica e o GPR é que o acoplamento da fonte e receptor com o solo é mais crítico no GPR do que na Sísmica. De fato, como observou Radzevicius (2001), as antenas de GPR podem ser consideradas dipolos elétricos que são posicionados acima do solo ou muito próximos a ele. O padrão de radiação que penetra no solo a partir do transmissor é função de variáveis como: freqüência central da antena, disposição angular entre o transmissor e o receptor, altura da antena em relação ao solo e das características elétricas do solo. Os dois últimos fatores podem variar no GPR devido a irregularidades no terreno, ou variação lateral de propriedades eletromagnéticas, levando a variações das condições de acoplamento fonte/receptor com o solo. A variação de acoplamento fonte/receptor com o solo se reflete no radargrama como variações de

amplitude entre traços e necessita ser corrigida, ou pelo menos identificada, para fins de interpretação do dado de GPR.

Na Sísmica, o acoplamento fonte/receptor com o solo é muito mais coerente e uniforme, além das características superficiais do solo afetarem menos a onda elástica do que a onda eletromagnética.

#### **2.4.2.4 - Características de fase da *wavelet*:**

Na Sísmica, busca-se geralmente a utilização de fontes de energia que gerem *wavelets* de fase mínima, ou que se aproximam de fase mínima. Na Sísmica marítima, onde são utilizados arranjos de *air-guns*, quase sempre é possível gerar assinaturas de fontes de fase mínima. Na Sísmica terrestre, com fontes explosivas, as assinaturas também são próximas às de fase mínima (Duarte, 1997).

Já no GPR a rigor não se poderia nem sequer falar em “assinatura de fonte”, porque os sistemas de GPR, devido às altíssimas frequências em que operam, não registram o sinal de *time-break*. Este sinal identifica o exato momento de excitação da fonte e o seu conhecimento permite individualizar e identificar o primeiro sinal gerado. Portanto, como nos sistemas de GPR não existe o registro do *time-break*, não é possível identificar o exato momento da excitação da fonte e, por conseguinte, identificar exatamente o tipo de fase da *wavelet*. Na prática, pode ser feita uma aproximação para identificar a forma da *wavelet* gerada pela fonte do GPR, usando a onda direta pelo ar que é captada pelo receptor. Para pequenos *offsets*, é razoável admitir que a onda eletromagnética não sofre grandes deformações de amplitude e fase, desde o momento em que é emitida na fonte até o momento em que é registrada no receptor. Assim, a onda direta que se propaga pelo ar serve como uma aproximação da *wavelet* do GPR. Dentro dessa aproximação, pode-se caracterizar a *wavelet* do GPR como de fase mista (Annan, 2001).

#### **2.4.2.5 - Deconvolução:**

Os principais fatores inibidores da atuação dos algoritmos de deconvolução são: a não estacionaridade, a presença de ruídos e a ocorrência de uma *wavelet* que não seja de fase mínima (Yilmaz, 1987). Na Sísmica os

fatores de propagação podem ser compensados através da utilização de múltiplas janelas de deconvolução, correção do espalhamento geométrico, correção da atenuação. Por sua vez, os ruídos podem ser atenuados através de filtragem multicanal, empilhamento, etc.

No GPR, como dito anteriormente, ocorre uma forte não estacionaridade da onda eletromagnética. O nível de ruídos é muito mais forte do que na Sísmica e a fase da onda gerada pela fonte não é de fase mínima (na verdade é de fase mista) o que impede a utilização da deconvolução *spike* da Sísmica. Mesmo outros tipos de deconvolução, como a preditiva, por exemplo, não mostram bons resultados no GPR em situações onde ocorre um alto nível de ruídos.

Esses fatores fazem com que os resultados do processamento de dados de GPR, utilizando diretamente os algoritmos de deconvolução da Sísmica, sejam inconstantes, do ponto de vista de alcançar resultados equivalentes em ambientes diversos. Ou seja, não há garantia de que um mesmo fluxo de processamento que inclua a deconvolução da Sísmica atue eficazmente em um dado de GPR adquirido em um ambiente natural de dunas e em uma área industrial, por exemplo. No primeiro caso, o dado de GPR normalmente possui pouco ruído e sofre pouca atenuação, e a deconvolução poderia atuar de forma favorável ou no mínimo não degradar o dado. Já no segundo caso, onde se espera um nível de ruído muito intenso, a atuação da deconvolução será fortemente inibida, e os resultados não serão satisfatórios do ponto de vista de aumento da resolução e melhoria da imagem. Em ambos os casos, porém, um problema persiste, qual seja: a *wavelet* gerada pelo GPR continua sendo de fase mista, o que viola a premissa de uma *wavelet* de fase mínima como os algoritmos de deconvolução prevêem (Yilmaz, 1987).

Percebe-se, portanto, que a inclusão da deconvolução utilizada no processamento sísmico em um fluxo para processamento de dados de GPR não garante repetitividade aos resultados. Ao contrário, os resultados são fortemente dependentes do tipo do meio no qual foi realizado o levantamento de GPR. Isso reforça a necessidade do estabelecimento de um fluxo alternativo, de caráter geral, que substitua os procedimentos que usam deconvolução.

#### **2.4.2.6 – Campo de velocidades:**

Uma outra diferença básica entre o comportamento da onda elástica e a onda eletromagnética do GPR é quanto às características de seus campos de velocidades.

De uma maneira geral, a velocidade da onda elástica tende a aumentar com a profundidade devido ao aumento da compactação. Assim, pode-se dizer que alta absorção na Sísmica está associada a zonas de baixa velocidade. Isto é, em meios mais porosos, pouco consolidados, ou pouco compactados, a onda elástica sofre maior absorção e se propaga com menor velocidade. Por outro lado, em meios mais compactados, a onda elástica possui maior velocidade e sofre menor absorção. Assim, se a distribuição de velocidades é conhecida, pode-se ter uma idéia geral da distribuição da absorção.

Ao contrário da onda elástica, a velocidade da onda eletromagnética em geral decresce com a profundidade, pois existe uma tendência das camadas mais inferiores estarem mais saturadas de água, o que aumenta o valor da constante dielétrica. Desta forma, para a onda eletromagnética do GPR, a distribuição da atenuação não pode ser associada diretamente ao conhecimento do campo de velocidades, como observou Zhou *et al.* (2001).

No GPR, a independência entre velocidade e atenuação é explicada pelo fato de que, na onda eletromagnética, a velocidade é sensível à quantidade de fluido presente no meio geológico, particularmente a água, mas é pouco sensível à condutividade elétrica deste fluido. Por outro lado, a atenuação da onda eletromagnética é afetada fortemente por esta mesma condutividade elétrica.

### **2.5 – Síntese das diferenças entre a Sísmica de Reflexão e o GPR.**

Nessa seção nós iremos sintetizar as diferenças entre a Sísmica e o GPR, convergindo para a proposição de um fluxo de processamento adequado para o GPR. Baseado no que foi discutido ao longo deste capítulo, conclui-se que a utilização indiscriminada e licenciosa dos mesmos fluxos e procedimentos da Sísmica para processar dados de GPR pode ser frustrante, tendo em vista, principalmente, os seguintes fatores:

- O forte caráter não-estacionário da onda eletromagnética, quando comparado com a onda elásticas da Sísmica;
- A *wavelet* do GPR não é de fase mínima e se assemelha mais a um pulso de fase mista. Em vista disso os algoritmos de deconvolução tradicionais utilizados na Sísmica (deconvolução *spike*, deconvolução preditiva) tornam-se instáveis e não convergem, levando a resultados fortemente dependentes do meio;
- A forte susceptibilidade do GPR em ser afetado por ruídos, principalmente ruídos decorrentes da reflexão da onda eletromagnética em elementos superficiais (onda aérea refletida). A baixa razão sinal/ruído é um fator que inibe fortemente a atuação dos algoritmos de deconvolução;
- A aquisição do GPR é predominantemente mono-canal o que não permite que sejam utilizadas técnicas de processamento sísmico mais robustas para a elevação da razão sinal/ruído, tais como filtragem multicanal e empilhamento.

## 2.6 – Proposição de um fluxo geral para processamento de dados de GPR

A partir das considerações anteriores, foi proposto o fluxo de processamento mostrado na figura 2.11.

Este fluxo geral será detalhado no capítulo III, onde serão mostrados exemplos de aplicação 2D e 3D do mesmo. Entretanto, tendo em vista que o capítulo II irá abordar a correção dos efeitos de propagação, resolvemos antecipar a apresentação do fluxo geral a fim de melhor contextualizar o leitor na seqüência de processamento de dados de GPR proposta neste estudo, procurando mostrar a posição que a etapa de correção dos efeitos de propagação ocupa no fluxo.

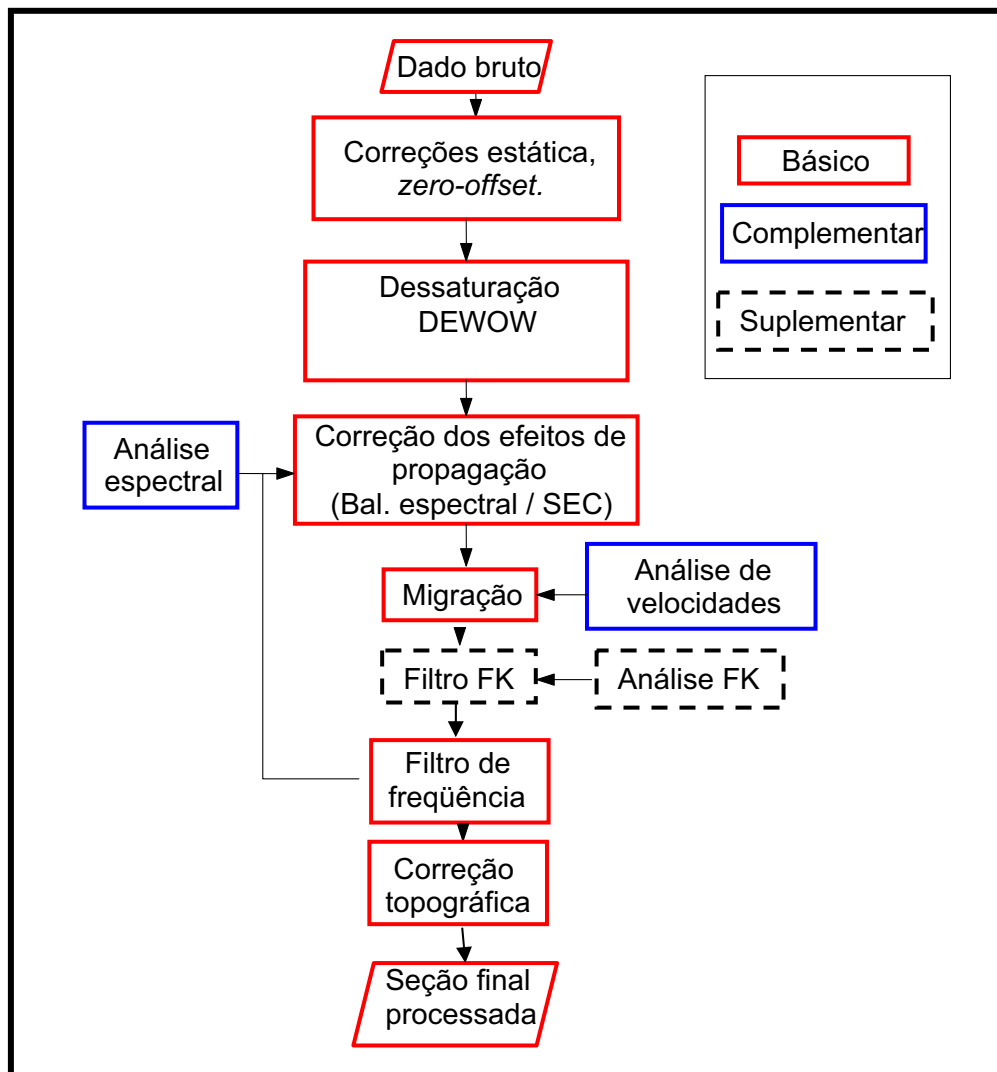


Figura 2.11 – Fluxo de processamento para dados de GPR desenvolvido nesta tese.

## 2.7 - Conclusões

Procuramos mostrar nesse capítulo os motivos que nos levaram a propor um fluxo de processamento para dados de GPR, baseado no processamento de dados sísmicos, levando em conta entretanto, as importantes diferenças entre a Sísmica e o GPR e as características intrínsecas de cada método.

Uma vez que no GPR normalmente não se pode lançar mão de técnicas de processamento multicanal para promover a elevação da razão sinal/ruído, buscamos focar os esforços de processamento na correção dos efeitos de propagação, ao mesmo tempo em que procuramos atenuar, da forma mais

eficiente possível, os ruídos do dado de GPR.

Tendo em vista a relevância dos efeitos de propagação para o processamento de dados de GPR, o Capítulo III desta tese trará uma discussão mais completa desses efeitos e uma abordagem prática para suas correções.

### **Propagação do sinal do GPR e uma abordagem prática para a correção da não estacionaridade**

#### **3.1 – Introdução**

Ao se propagar no meio geológico, o pulso do GPR sofre atenuação (termo que designa conjuntamente mudanças de amplitude e forma do pulso) por efeitos combinados de absorção e dispersão. A absorção diz respeito à perda de amplitude do pulso, à medida que o mesmo se propaga, como resultado da dissipação da energia por conversão em calor (efeito Joule); a dispersão envolve o alargamento temporal do pulso ou, mais genericamente, a mudança da forma do pulso devido aos efeitos de variação com frequência dos parâmetros descritivos do meio físico, notadamente velocidade e coeficiente de atenuação. O pulso de GPR sofre ainda diminuição de amplitude devido ao efeito puramente geométrico do aumento da distância até a fonte (divergência esférica). A atenuação do pulso de GPR é mais pronunciada nas componentes de alta frequência do sinal (Jol, 1995; Annan, 1996; Bano, 1996; Plumb et al., 1998) e se manifesta no radargrama principalmente como perda de resolução com profundidade.

Dada a importância dos efeitos de propagação no pulso de GPR, vários estudos têm sido realizados com o objetivo de caracterizar precisamente estes efeitos e encontrar formas de corrigi-los. Em geral esses estudos compreendem geração de modelos sintéticos para estudos comparativos com dados reais (Bano, 1996; Hollender & Tildard, 1998), medidas de atributos elétricos do meio em laboratório e em campo (Powers, 1997; Turner & Siggins, 1994), e aquisições de tomografia (Bano, 1996; Hollender & Tildard, 1998) ou segundo condições experimentais controladas (Turner & Siggins, 1994) que permitam a perfeita identificação e separação, nos dados de GPR, dos pulsos enviado e recebido. Estes trabalhos oferecem contribuições muito importantes para o entendimento dos fenômenos que ocorrem com a onda de GPR no meio geológico. Em geral, contudo, os procedimentos resultantes para correção dos efeitos de propagação demandam o conhecimento de medidas de atributos

elétricos do meio e usam uma abordagem determinística de deconvolução, o que tem limitado a sua aplicação prática a casos de tomografia em meios homogêneos.

Neste capítulo, discutimos o problema da correção prática dos efeitos de propagação em dados de GPR, com base na influência que têm estes efeitos no espectro de amplitude do sinal. O ponto chave da abordagem proposta é o reconhecimento de que, em meios dielétricos de baixa ou moderada perda e dentro dos limites práticos de *range* de tempo utilizados, a propagação produz grandes mudanças no espectro de amplitude do sinal, mas deixa praticamente inalterado o espectro de fase. Do ponto de vista metodológico, não serão assim aqui apresentadas novas abordagens ou ferramentas para correção dos efeitos de propagação. O nosso objetivo é demonstrar, com o estudo de casos reais, que a utilização judiciosa e integrada das ferramentas bem conhecidas de ganho e balanceamento espectral é suficiente para efetuar uma boa correção dos efeitos da propagação. Esta abordagem tem as vantagens de poder ser aplicada a meios heterogêneos e de não demandar medidas de parâmetros elétricos do meio. A correção dos efeitos de propagação é aqui entendida como uma etapa interpretativa do processamento, realizada de forma interativa, até mesmo no campo, e tomando partido do conhecimento que tem o intérprete sobre o seu objeto de estudo.

Outros autores já utilizaram o balanceamento espectral visando aumentar a resolução vertical de dados de GPR (Zeng et al 1995; Plumb et al 1998; Young & Deng, 1995; Sun & Young, 1995). A nossa contribuição é evidenciar que o balanceamento espectral, em conjunto com ganho, pode ser especificamente utilizado de modo a corrigir os efeitos da propagação.

Este capítulo está organizado da seguinte maneira: de início, apresentamos uma revisão sobre propagação de ondas eletromagnéticas em meios dielétricos, com base na qual justificamos a nossa abordagem. Em seguida, usando a onda direta propagada na interface ar-solo, registrada em um levantamento real de CMP, evidenciamos que a propagação produz alterações consideráveis no espectro de amplitude do sinal, mas deixa praticamente inalterado o espectro de fase. Adicionalmente, mostramos que o balanceamento espectral, em associação com ganho, pode corrigir os efeitos

da propagação. O procedimento é então aplicado a uma seção de GPR e, por fim, discutimos as vantagens e limitações da abordagem.

Os recursos aqui utilizados estão disponíveis na maioria dos softwares de processamento, e envolve processos tais como *mute*, correção estática, análise espectral, ganho esférico e exponencial, extração de traços e balanceamento espectral. Nós utilizamos no processamento dos dados o software REFLEXW 3.5, (Sandmeier, 2002).

### 3.2 - Efeitos da propagação no pulso do GPR

A forma geral da solução da equação da onda plana em meio ilimitado (Turner & Siggins, 1994) é dada por:

$$A(x,t) = A_0 \exp(-\alpha x) \exp[i\omega(t - x/v)] \quad (3.1)$$

em que  $A(x,t)$  é o valor do campo elétrico na posição  $x$  e no instante  $t$ ,  $x$  é a direção de propagação,  $A_0 = A(0,0)$ ,  $\alpha$  é o coeficiente de atenuação,  $f$  é a frequência,  $i = \sqrt{-1}$ ,  $\omega = 2\pi f$  é a frequência angular e  $v$  é a velocidade de fase da onda. Em geral,  $\alpha$  e  $v$  são dependentes de frequência.

Os sistemas de GPR atuais, que usam fontes impulsivas, geram um pulso de duração finita  $T$ , em intervalos regulares de tempo, cuja transformada de Fourier corresponde a uma determinada largura de faixa de frequência  $\Delta f$ , que costuma ser caracterizada por sua frequência central  $f_c$  (figura 3.1).

O pulso finito de GPR pode ser entendido como sendo composto pela superposição de ondas monocromáticas da forma descrita na expressão 3.1. Devido ao fato da fonte ser finita, a amplitude do pulso resultante sofre também o efeito do espalhamento geométrico. Este espalhamento acarreta apenas diminuição de amplitude, sendo um fator puramente geométrico que não altera o conteúdo de frequências (Olhoeft, 1998). Desse modo, para um meio constituído por um dielétrico perfeito ( $\alpha = 0$ ), o pulso finito recebido na antena receptora teria forma idêntica ao pulso emitido (Annan, 1996), e a largura da faixa de frequência recebida seria igual à largura da faixa de frequência emitida.

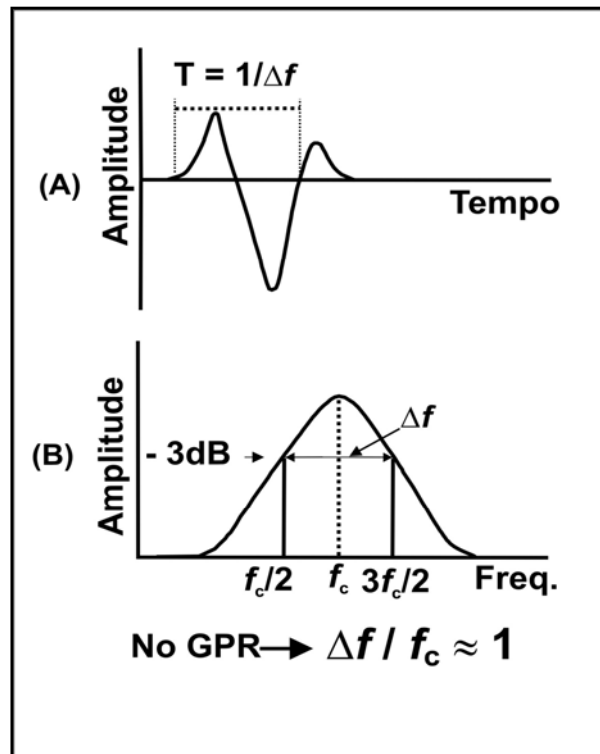


Figura 3.1 - Representação do sinal do GPR nos domínios do tempo (A) e da frequência (B). O pulso do GPR possui comprimento finito  $T$  que corresponde a uma largura de faixa  $\Delta f$ , caracterizada por sua frequência central  $f_c$ .

Para um meio real, contudo, é sempre necessário incorporar os efeitos da atenuação. Na prática, devido aos efeitos de propagação sofridos pela onda, ocorre um desvio da frequência central em direção às componentes de baixas frequências, gerando um desbalanceamento do espectro, fazendo com que  $\Delta f \neq f_{c \text{ nominal}}$ .

A atenuação é descrita de modo mais conveniente através do fator de qualidade  $Q$ , que representa a relação entre a energia armazenada e a energia dissipada por ciclo (Bano, 1996):

$$Q = \frac{\omega}{2\nu\alpha} \quad (3.2)$$

Para meios dielétricos de baixa a moderada perda, Turner & Siggins (1994) mostraram ser válida a aproximação de que  $\alpha$  varia linearmente com frequência. De acordo com a equação (3.2), isso corresponde a um modelo em

que  $Q$  é constante com frequência, à semelhança do comportamento da onda elástica na sísmica (Kjartansson, 1979). Medidas de laboratório corroboram a validade deste modelo para a atenuação do pulso de GPR em materiais dielétricos de baixa a moderada perda (Noon *et al*, 1998; Turner & Siggins, 1994). Quanto menor for o valor de  $Q$ , mais dissipativo será o meio, resultando em baixa performance para o GPR.

Manipulando-se as equações (3.1) e (3.2) obtém-se

$$A(f, t) \propto \exp\left(\frac{-\pi \cdot f \cdot t}{Q}\right) \quad (3.3).$$

A expressão (3.3) mostra que a amplitude decai exponencialmente em função do número de períodos contidos em cada componente de frequência do sinal, o que implica que a absorção tem caráter seletivo, sendo mais acentuada nas componentes de mais alta frequência. Conhecendo-se  $Q$ , pode-se fazer a correção do efeito da propagação em um meio homogêneo através de um filtro inverso (Turner & Siggins, 1994).

Para meios dielétricos em que  $Q$  é constante com frequência, Bano (1996) desenvolveu um método para estimar  $Q$  com base na análise comparativa entre um pulso teórico de Ricker e um pulso real de GPR. Para baixos valores de  $Q$ , ele observou que o pulso de Ricker se alarga, devido à dispersão, e sofre diminuição acentuada de amplitude devido à absorção. Em consequência, a amplitude do espectro diminui e ocorre, neste espectro, um deslocamento da frequência central na direção das componentes de mais baixa frequência, em acordo com a expressão (3.3). Este efeito foi também identificado por Jol (1995) em dados reais.

O modelo de meio dielétrico com valor constante de  $Q$  tem, contudo, uma limitação: ele não incorpora a possibilidade de mudança de fase no pulso de chegada, devida unicamente ao efeito da propagação. Para incorporar esse efeito, é necessário usar modelos dielétricos mais complexos, a exemplo do modelo de Jonscher (1977), conforme exemplos de modelagens de propagação apresentadas por Hollender & Tillard (1998).

Por outro lado, é importante que seja válida a aproximação de que o sinal de GPR muda pouco de forma ao se propagar em um meio homogêneo, o

que implica estabelecer o limite de validade do modelo de Q constante. Esse limite de validade pode ser dado pela resposta à seguinte pergunta: que intervalo de tempo  $\tau$  um pulso de GPR pode propagar em um meio homogêneo sem que haja uma significativa mudança de fase? A resposta a esta pergunta traz consigo um importante dividendo: para intervalos de tempo menores que  $\tau$ , é válido afirmar, com boa precisão, que o conteúdo espectral dos pulsos de saída e de chegada diferem em amplitude, mas não em fase. Nestas condições, um balanceamento espectral bem aplicado, em associação com a aplicação de ganho, notadamente da correção esférica e exponencial (*spherical and exponential correction - SEC*), de modo a repor simultaneamente a amplitude original do pulso e a centralização do espectro de amplitude em torno da frequência nominal de emissão, pode corrigir, em parte, os efeitos da propagação.

Obviamente, não existe resposta exata à pergunta acima formulada. Todavia, uma abordagem prática de solução pode ser seguida: o intérprete pode avaliar o traço de GPR e decidir se esta aproximação é válida, mesmo em situações de propagação em um meio heterogêneo. Com o intuito de auxiliar o intérprete nesta tarefa, nós fizemos uma série de testes analíticos em meios homogêneos, usando a abordagem de modelagem de Hollender and Tillard (1998), e efetuamos uma comparação visual entre os pulsos de saída e chegada. Desta comparação, propomos uma resposta conservadora à pergunta acima formulada através da seguinte “*rule of thumb*”:

$$\tau \approx 3000 Q_c / f_c \quad (3.4),$$

em que  $Q_c$  é o valor de Q para a frequência central  $f_c$  do pulso ( $\tau$  está em ns e  $f_c$  em MHz). Se um pulso propagar por um intervalo de tempo menor que  $\tau$  diremos, com segurança, que ele está dentro da “janela de validade da aproximação com Q constante” e onde vale também a abordagem de corrigir os efeitos de propagação com ganho e balanceamento espectral.

O Balanceamento espectral e a função de ganho utilizada neste trabalho para compensar os efeitos da absorção e divergência esférica (correção

esférica e exponencial - SEC), seguem os algoritmos de Sandmeier, 2002, e serão sucintamente descritos a seguir.

### 3.2.1- Correção esférica e exponencial (SEC)

A SEC atua através da aplicação de uma função de ganho linear, para corrigir o efeito de diminuição de energia com o afastamento da fonte (espalhamento geométrico), e de uma função de ganho exponencial, que atua compensando o efeito da perda de amplitude por absorção. A SEC atua da mesma forma em todo o espectro de amplitudes e não corrige seletivamente a perda de componentes de altas frequências do sinal.

A função de ganho  $G(t)$  tem a forma:

$$G(t)=(1+a*t)*\exp(b*t) \quad (3.5),$$

onde  $a=a' / \text{largura do pulso}$  e  $b=b'*(v / 8.69)$ . A largura do pulso pode ser determinada a partir da frequência nominal central da antena. Os parâmetros  $a'$  (ganho linear- adimensional) e  $b'$  (ganho exponencial - em dB/m) devem ser fornecidos, assim como a velocidade  $v$  (m/ns).

Como a função de ganho (3.5) tende a ser mais efetiva nos tempos maiores (maior distância da fonte), deve-se evitar recuperar a amplitude de frequências espúrias, normalmente altas frequências, associadas a ruídos, e que normalmente ocorrem nos tempos maiores no traço do GPR.

### 3.2.2 - Balanceamento espectral

O balanceamento espectral corrige os efeitos da atenuação de forma seletiva, por faixas de frequências, e promove uma deconvolução parcial nos dados, sem promover grandes alterações na fase do sinal. A figura 3.2 (modificada de Yilmaz, 1987) mostra esquematicamente o funcionamento do processo de balanceamento espectral.

A figura 3.2 A representa um traço de GPR (**G**) composto por várias componentes de frequência ( $f_1, f_2, f_3$ ). Cada componente possui uma atenuação específica ( $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ ), sendo que as componentes de mais altas frequências são mais fortemente atenuadas.

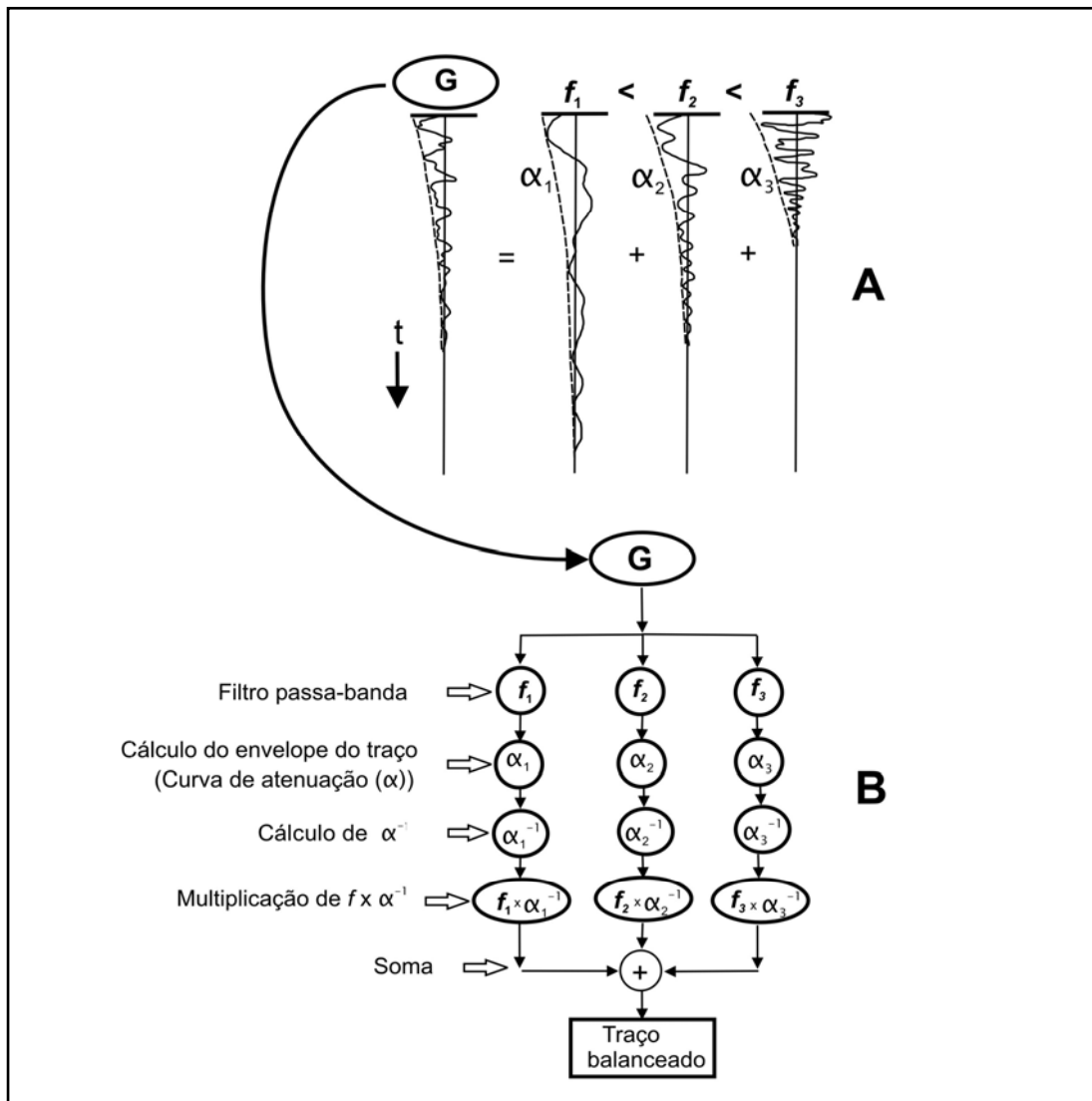


Figura 3.2 - Representação esquemática da atuação do balanceamento espectral. Modificado de Yilmaz (1987).

Uma série de filtros passa-banda é então aplicada ao traço  $G$  de sorte a discriminar diferentes faixas de frequências (figura 3.2 B). São então determinadas as curvas de decaimento de amplitude (envelope) para cada faixa de frequência bem como a função inversa desse decaimento.

As funções inversas de decaimento são então aplicadas em cada faixa de frequência anteriormente discriminada e os resultados são somados, para obter o traço balanceado. Para preservar as características de amplitude do traço original ( $G$ ), esta soma é multiplicada pela curva decaimento de amplitude do traço original.

A atuação do balanceamento espectral se aproxima de uma deconvolução de fase zero e tende a ser mais eficaz do que os processos de deconvolução convencionais (*spike* e *predictive deconvolution*) quando aplicado a sinais com amplas larguras de faixas e ampla faixa dinâmica (Yilmaz, 1987), como é o caso do GPR. Deve-se ressaltar que o sinal de GPR é de fase mista e, portanto, a aplicação direta de algoritmos de deconvolução da sísmica não fornece em geral bons resultados.

### 3.3 – Aplicação a uma CMP

A onda direta propagada pelo solo (*direct ground wave*) é muito pouco afetada pelas perdas por reflexão, espalhamento (*scattering*) e multitrajetória (*multiphating*). Por este motivo, vamos utilizá-la para demonstrar que o balanceamento espectral, em associação com ganho, pode corrigir os efeitos da propagação. A velocidade de fase da onda direta propagada na interface ar-solo é cerca de metade da velocidade da onda direta pelo ar e a *wavelet* correspondente é composta por três semiciclos com polaridades negativa-positiva-negativa, no presente caso.

A CMP mostrada na figura 3.3 foi levantada com um equipamento SIR System 2 (GSSI) utilizando antenas de 80 MHz, *range* de 150 ns, e razão de amostragem de uma amostra/ns. O afastamento inicial entre as antenas foi de 1.2 m e, a cada registro, as antenas foram deslocadas, em sentidos opostos, a partir do ponto central, da distância de 0.15 m cada uma. A abertura máxima entre as antenas foi de 7.2 m, correspondendo a uma CMP com um total de 21 traços. A fim de atenuar o efeito da indução entre as antenas (WOW), aplicou-se previamente um processo de DEWOW, de modo a evitar a contaminação do espectro da CMP nas baixas frequências, o que poderia falsear a análise dos efeitos da propagação.

O local do levantamento apresenta um solo areno-argiloso, pouco saturado de água, para o qual estimamos um valor de  $Q_c$  igual a 6, com base em valores médios de  $Q$  (Curtis, 1993). Desse modo, a estimativa da “janela da validade da aproximação com  $Q$  constante”, com base na “*rule of thumb*” da expressão 3.4, é igual a 225 ns.

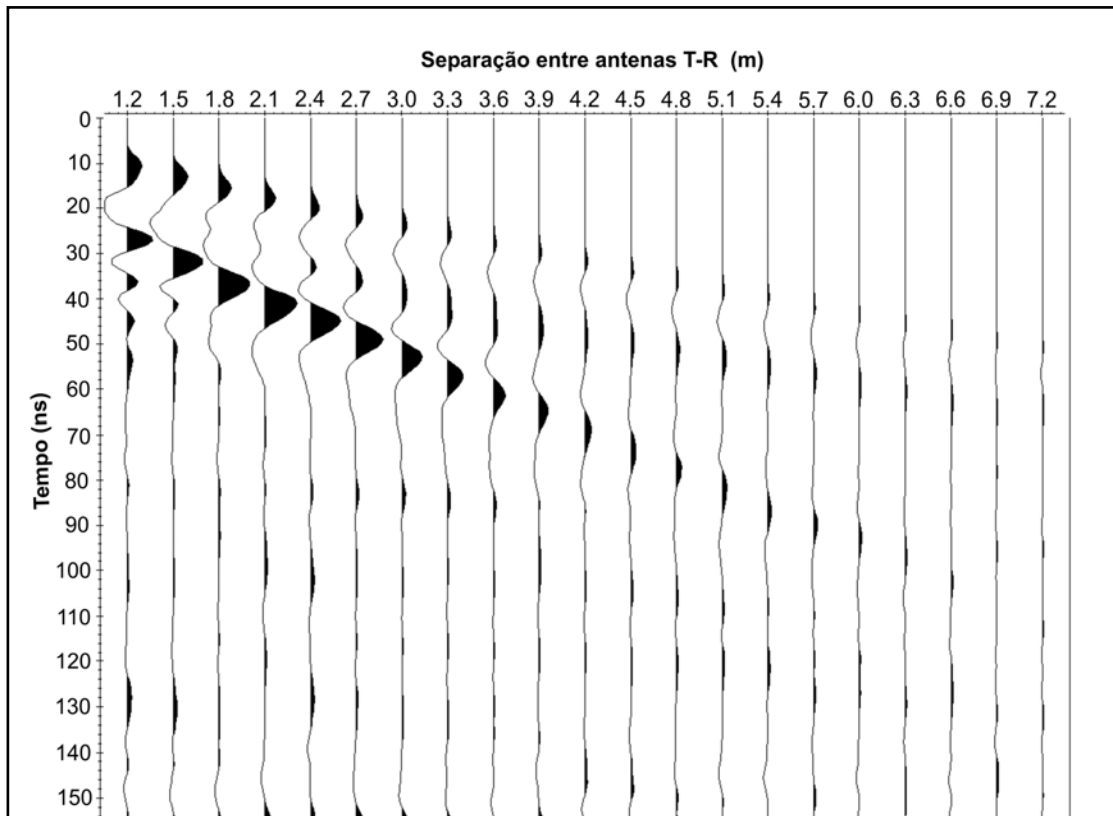


Figura 3.3 - CMP levantada com antena de 80 MHz. O afastamento inicial entre as antenas foi de 1.2 metros. A cada registro as antenas eram deslocadas de 0.15 metros cada uma em relação ao ponto central. A abertura total entre as antenas foi de 7.2 metros, correspondendo a 21 traços.

A figura 3.4 que mostra a onda propagada na interface ar-solo, isolada da CMP da figura 3.3, atesta que a principal mudança na forma da onda é a diminuição de amplitude e espalhamento do pulso, e que não ocorrem mudanças significativas na forma do pulso, confirmando que todos os traços estão dentro da “janela da validade da aproximação com Q constante”.

Da onda direta pelo solo (figura 3.4) extraímos dois traços: o traço 1 (distância 1.2 m do centro) e o traço 11 (distância 4.2 m do centro). O traço 1 (T1) foi utilizado como referência ou “pulso de saída” e o traço 11 (T11) como “pulso de chegada”.

Para possibilitar a comparação entre os espectros de amplitude e fase dos traços 1 e 11, aplicou-se um deslocamento diferente em cada um dos traços de modo a estabelecer uma origem comum em tempo, no caso 10 ns, tendo como referência a primeira amostra não nula de cada traço (figura 3.5).

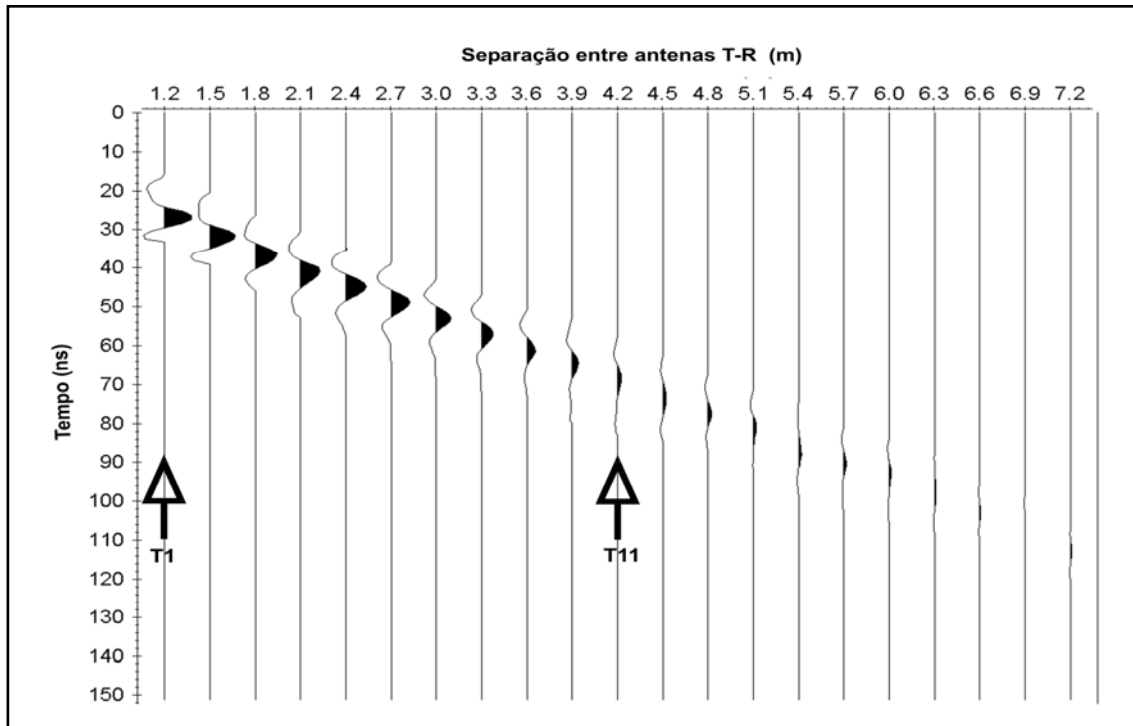


Figura 3.4 - Onda direta propagada pelo solo (*direct ground wave*) isolada da CMP da figura 3.3. Foram escolhidos dois traços para análise da aplicação dos procedimentos de correção dos efeitos de propagação. O traço 1 (T1), correspondente ao afastamento entre antenas de 1.2 m e o traço 11 (T11), com afastamento de 4.2m.

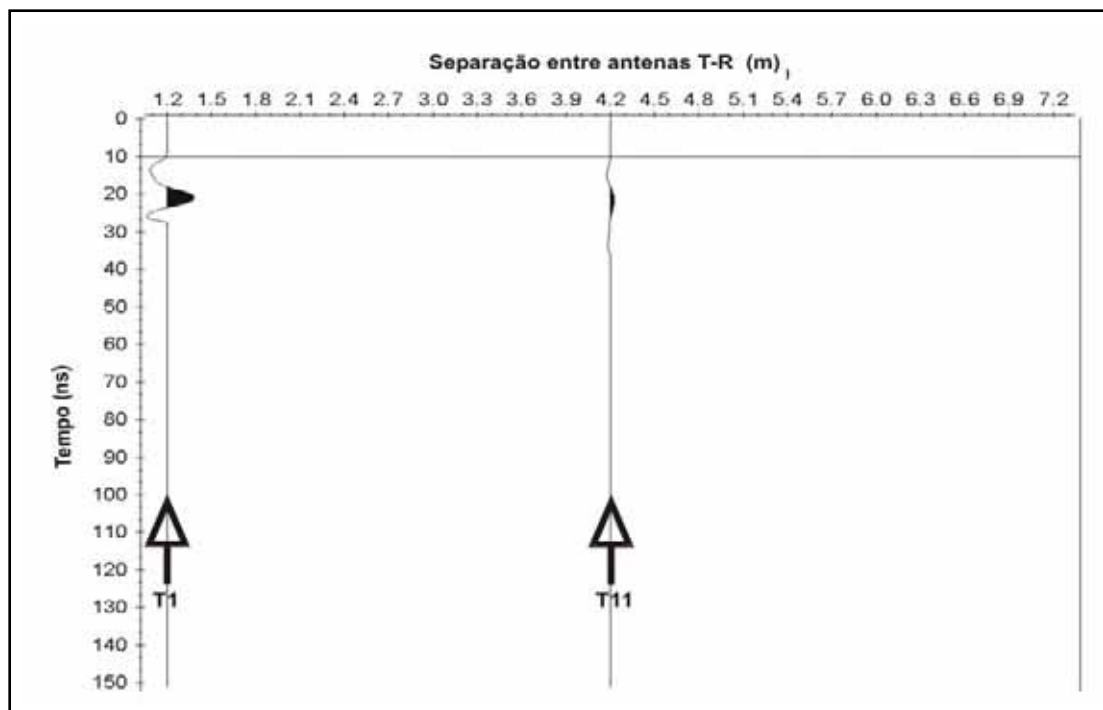


Figura 3.5 – A figura mostra os traços 1 (1.2 m) e 11 (4.2 m) depois de extraídos da onda direta pelo solo (figura 3.4). Para efeito de comparação ambos os traços foram referenciados na mesma origem em tempo (10 ns).

A figura 3.6 mostra os espectros de amplitude dos traços 1 (T1) e do traço 11 (T11). O espectro de amplitude do traço 1 (figura 3.6 A) mostra uma boa simetria em relação à frequência central utilizada (80 MHz), o que justifica a sua escolha como traço de referência.

A figura 3.6 B mostra o espectro de amplitude do traço 11, antes da aplicação de qualquer processo. É possível observar que a frequência central do espectro do traço 11 é de 55 MHz, o que de fato caracteriza o deslocamento em direção às baixas frequências devido aos efeitos de propagação.

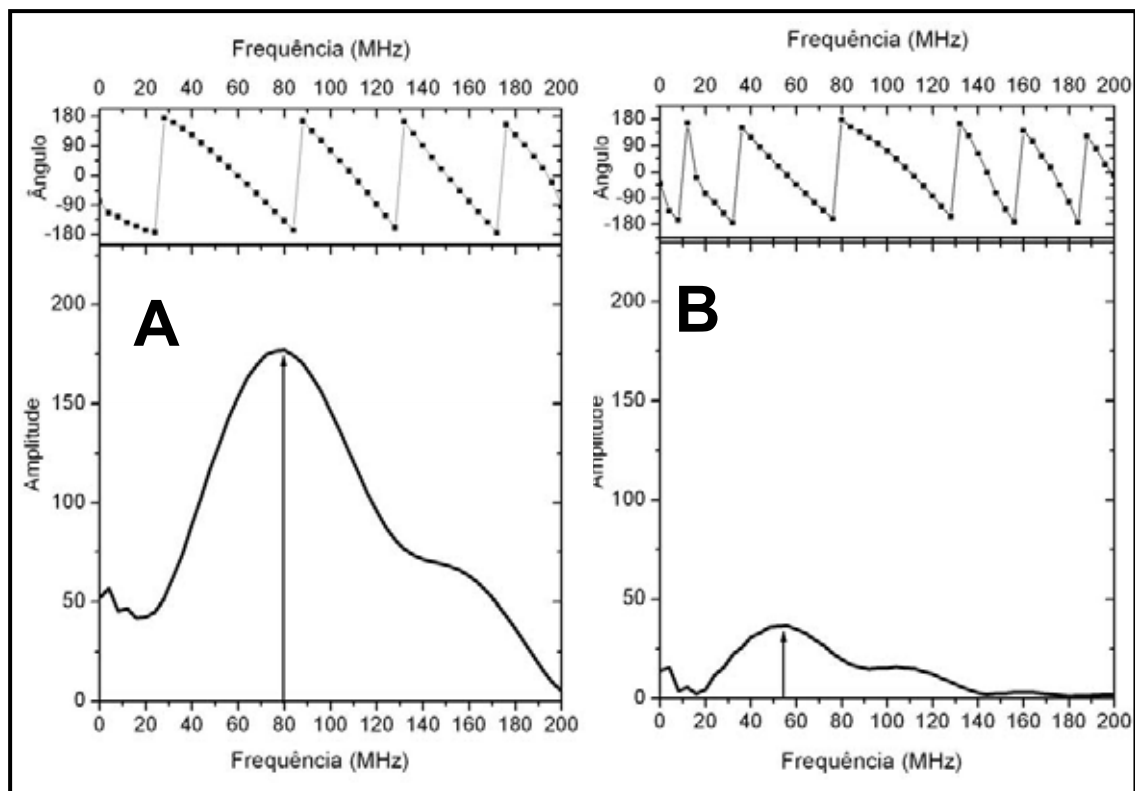


Figura 3.6 - Espectros de amplitude do traço 1 (3.6A) e do traço 11 (3.6B), sem aplicação de nenhum procedimento de processamento. O espectro do traço 1 (3.6A) mostra uma boa centralização em torno da frequência nominal da antena (80 MHz). O espectro do traço 11 (3.6B) está centrado em torno da frequência de 55 MHz, o que mostra que houve um deslocamento do espectro em direção às frequências mais baixas. Percebe-se que houve uma acentuada diminuição de amplitude, porém as fases são muito semelhantes.

Os processos a seguir descritos, de SEC e balanceamento espectral, foram aplicados apenas ao traço 11, de forma a reproduzir, ao final, uma distribuição de amplitudes e frequências semelhante ao espectro do traço 1. Deve-se ressaltar que o procedimento foi iterativo, buscando o ajuste dos parâmetros envolvidos, com critério de julgamento feito no espectro de amplitude.

### 3.3.1 – Correção esférica e exponencial (SEC)

Aplicou-se ao traço 11 uma função de ganho linear e exponencial de forma a corrigir os efeitos do espalhamento geométrico e da absorção. A aplicação de SEC foi calibrada observando o espectro resultante no traço 11 uma vez que, como a função de ganho (expressão 3.5) tende a ser mais efetiva nos tempos maiores (maior distância da fonte), uma parametrização incorreta pode recuperar a amplitude de freqüências espúrias, normalmente altas freqüências associadas a ruídos, fora da faixa dinâmica do GPR. Neste sentido, os fatores **a'** e **b'** foram escolhidos de forma a recuperar a amplitude em uma faixa de freqüências correspondente a  $2f_m$ , onde  $f_m$  corresponde à freqüência modal do traço 11, no caso 55 MHz (figura 3.6 B). Os valores de **a'** (adimensional) e **b'** (dB/m) foram escolhidos como sendo 1 e 2. O tempo inicial para aplicação correspondeu a 0 ns e o valor máximo de ganho, valor adimensional, foi igual a 3.

### 3.3.2 – Balanceamento espectral

A análise do espectro do traço 11 bruto (figura 3.6 B) mostra que a freqüência modal é da ordem de 55 MHz, menor portanto do que a freqüência central nominal da antena, 80 MHz. Isto confirma o fato de que houve deslocamento do espectro para o lado das freqüências mais baixas e permite determinar a ordem de grandeza deste deslocamento. Uma vez quantificado o deslocamento procedeu-se interativamente à parametrização do balanceamento espectral. O balanceamento espectral atua a partir da entrada de duas freqüências; uma correspondente ao limite inferior e outra ao limite superior da faixa de freqüências que se pretende balancear (Yilmaz, 1987).

O processo é interativo pois, após cada aplicação, o resultado era analisado tendo como critério principal a obtenção de uma boa centralização do espectro do traço 11 na freqüência de 80 MHz. No presente caso, o melhor ajuste do espectro foi obtido com a escolha das freqüências de 35 MHz e 135 MHz como limites inferior e superior da faixa, respectivamente.

A figura 3.7 mostra o resultado final do processo de aplicação de SEC e balanceamento espectral ao traço 11. Na figura também é mostrado o traço 1

para efeito de comparação. Podemos observar o resultado da recuperação da amplitude do traço 11, bem como a compressão do pulso.

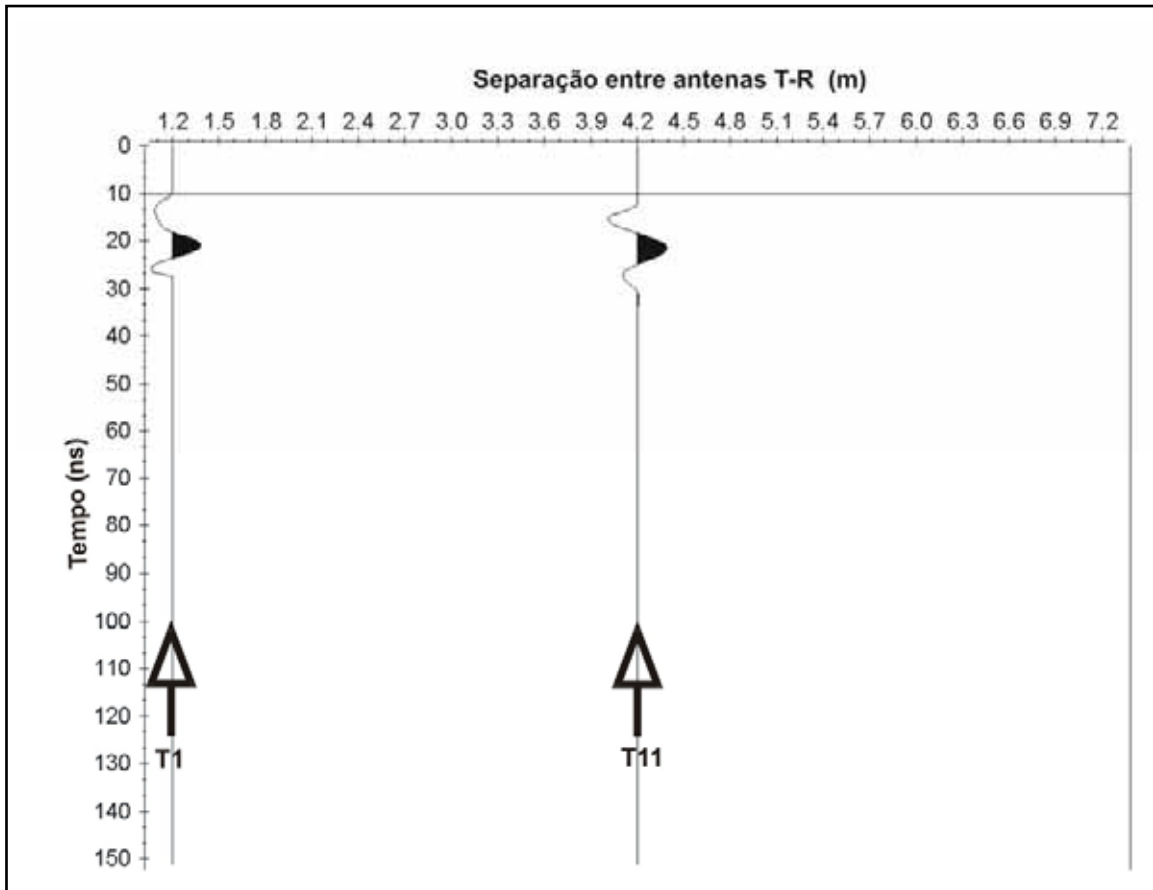


Figura 3.7 - Comparação entre o traço 1 (bruto) e o traço 11 com SEC e balanceamento espectral. Os procedimentos aplicados baseados em SEC e balanceamento espectral promoveram tanto a recuperação de amplitude quanto um aumento de resolução (compressão da *wavelet*) do traço 11.

O efeito de compressão do pulso manifesta-se no espectro de amplitude como podemos observar na figura 3.8 que apresenta o espectro de amplitude do traço 11, após a aplicação de SEC e balanceamento espectral.

Comparando os espectros da figura 3.6 A com o espectro da figura 3.8, observamos que de fato houve tanto uma recuperação de amplitude quanto um aumento das componentes de alta frequência no espectro do traço 11. Por outro lado, como era de se esperar, os espectros de fase em 3.6 A, 3.6 B e 3.8 são muito parecidos, confirmando nossa hipótese de que a atenuação, dentro de certos limites, impacta mais fortemente a amplitude do sinal, afetando em

menor grau a fase e que, da mesma forma, o balanceamento espectral também influi muito pouco na fase do sinal.

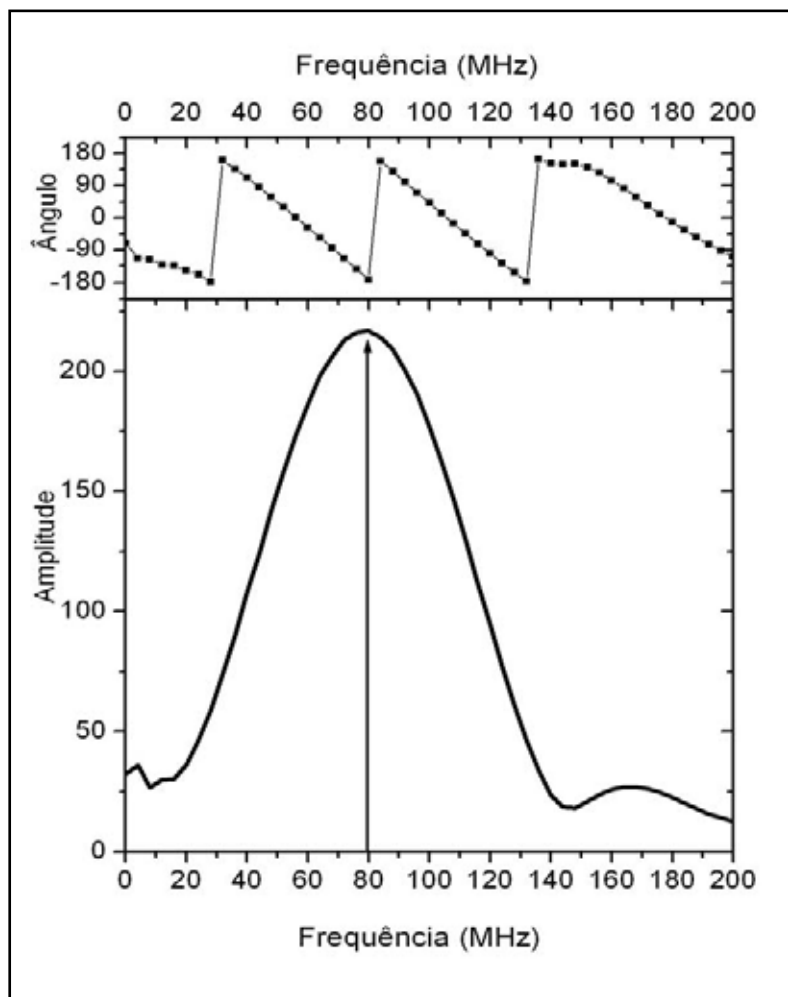


Figura 3.8 – espectro de amplitude e fase do traço 11 (T11) após a aplicação do ganho esférico e exponencial (SEC) e do balanceamento espectral. Comparando com o espectro da figura 3.6 B é possível notar a recuperação de amplitudes e o balanceamento do espectro em torno da frequência central nominal (80 MHz), sem grandes alterações na fase.

Foram feitos testes de inversão da ordem no fluxo das aplicações de SEC antes e depois do balanceamento espectral, porém não se notou qualquer diferença nos resultados.

### 3.4 – Aplicação dos procedimentos a uma seção real de GPR

A figura 3.9 apresenta uma área industrial da PETROBRAS (Petróleo Brasileiro S/A) localizada no estado do Ceará, Nordeste do Brasil (figura 3.9 A), onde foram realizados levantamentos com GPR objetivando investigar a presença de estruturas de dissolução originadas pela presença de um substrato calcárioo.



Figura 3.9 - Localização da área do levantamento de GPR (A) e visão local da área industrial da PETROBRAS (B). A linha (200 MHz) foi registrada em solo saturado por água de chuva que ocorreu pouco antes do levantamento.

Neste substrato calcárioo desenvolveu-se um kárstico com paleotopografia muito irregular, onde ocorrem fraturas que funcionam como condutos para a infiltração de água meteórica. As fraturas são preenchidas, total ou parcialmente, por um regolito resultante da alteração do calcárioo, e por sedimentos mais recentes. A cobertura sedimentar é composta por um solo areno-argiloso cuja espessura na área varia de 0 a 30 metros.

A área industrial foi construída sobre um aterro, com cerca de 2 metros de espessura, sobre o qual foram edificadas diversas facilidades de produção, armazenamento e escoamento de petróleo, tais como, tanques, estações de vapor e edificações.

O objetivo do levantamento foi o de avaliar a integridade do substrato do aterro e investigar a presença de fraturas e de elementos de dissolução que podem evoluir para o aparecimento de dolinas, que têm alto potencial de gerar danos às instalações da empresa.

A área localiza-se numa região de clima semi-árido com baixa densidade pluviométrica e o período de chuvas, quando ocorre, vai de dezembro a abril. As dolinas aparecem com maior freqüência logo após o período de chuvas, devido ao aumento do fluxo hidrológico descendente que catalisa a dissolução do preenchimento das fraturas.

O clima árido e o solo seco em geral referendam a utilização do GPR na investigação do substrato cárstico da área. Entretanto, em períodos de chuvas a saturação do solo areno-argiloso provoca uma forte atenuação da onda do GPR. Por este motivo escolhemos uma linha levantada em período de chuvas para demonstrar, em condições desfavoráveis à utilização do GPR, que a utilização das técnicas de processamento acima referidas promovem uma melhoria considerável na qualidade do imageamento.

O levantamento foi realizado com uma antena monostática de 200 MHz, com 150 ns de range e amostragem espacial igual a 1 scan/0.05 m. A amostragem temporal foi de 1 amostra por ns. A linha (figura 3.9 B) foi levantada numa área onde ocorrem facilidades de escoamento de petróleo enterrados, tais como dutos e caixas de concreto que acondicionam válvulas de fluxo. O comprimento da linha foi de 65 metros. A figura 3.10 apresenta a seção bruta, sem processamento, cujo espectro de amplitude é mostrado na figura 3.11.

Com base em valores médios tabelados (Curtis, 1993) estimamos um valor de  $Q_c$  igual a 4 para o local do levantamento. Utilizando a *rule of thumb* em (3.4), obtemos um valor de tempo  $\tau$  igual a 60 ns. Isto quer dizer que podemos esperar que as técnicas de processamento anteriormente descritas devem atuar satisfatoriamente, no mínimo, até o range estabelecido por  $\tau$ .

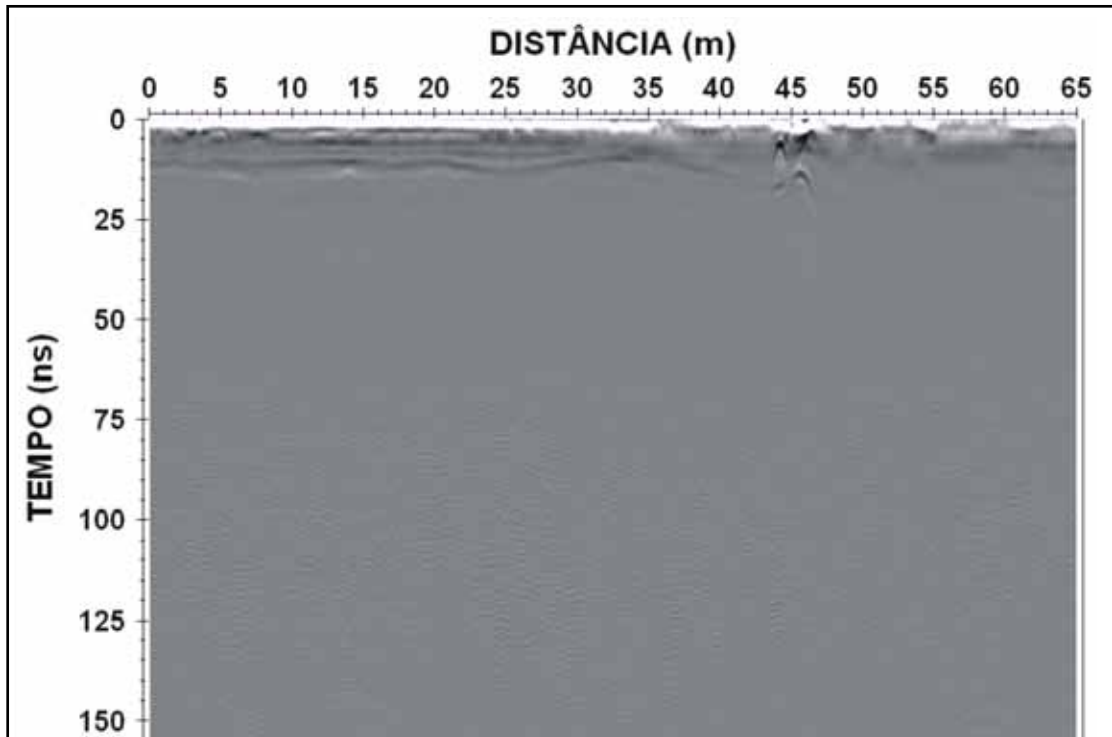


Figura 3.10 – Seção bruta, sem processamento, correspondente à linha de GPR mostrada na figura 3.9 B.

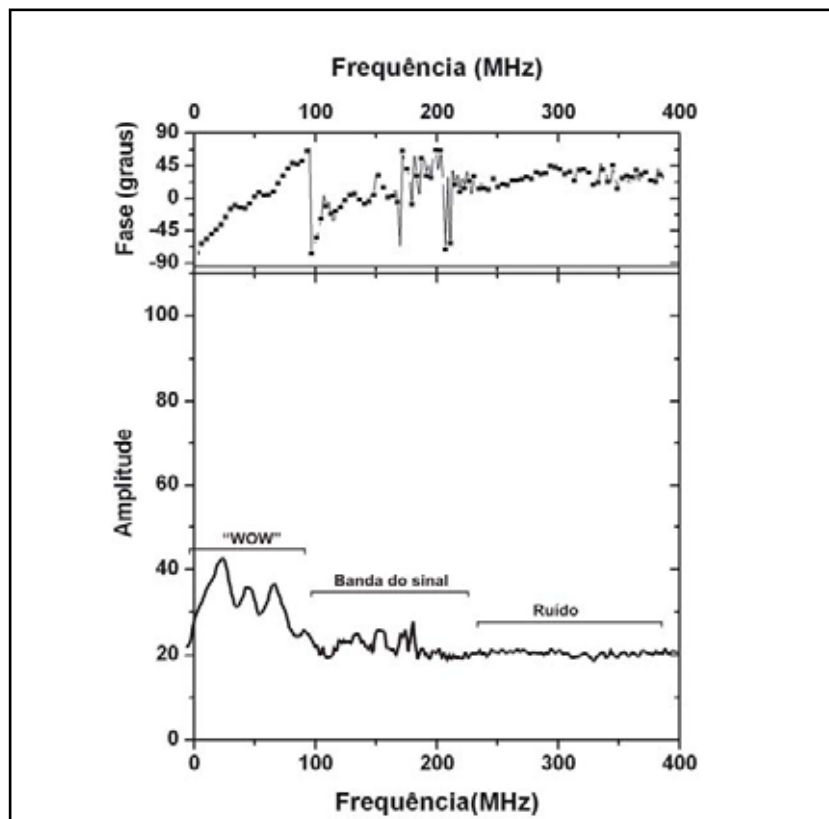


Figura 3.11 – Espectro de amplitude e fase da seção bruta (figura 3.10). É possível individualizar no espectro três faixas de frequências: wow, faixa do sinal e a faixa de ruídos.

O processamento foi aplicado segundo o fluxo geral apresentado no Capítulo I e constou de correção para zero offset (zero time correction), dewow, *background removal*, ganho esférico e exponencial (SEC), balanceamento espectral, migração kirchhoff e filtro de frequências tipo passa-banda. O SEC foi parametrizado segundo os seguintes valores que compõe a relação (3.5): Os parâmetros  $a'$  (adimensional) e  $b'$  (dB/m) foram escolhidos como sendo 3 e 6. O tempo inicial para aplicação correspondeu a 0 ns e o valor máximo de ganho, valor adimensional, foi escolhido no caso como o valor equivalente a 500. No balanceamento espectral utilizou-se na entrada do algoritmo as frequências de 80 MHz e 320 MHz como limite inferior e superior da faixa de espectro, respectivamente. Utilizou-se uma velocidade constante para a migração e conversão tempo/profundidade equivalente a 0.09 m/ns. Esta velocidade foi obtida a partir de análise de CMPs levantadas na área. A utilização de velocidade constante se justifica pelo fato de não ser esperadas grandes variações laterais de velocidade no local do levantamento. Utilizou-se um filtro passa banda trapezoidal parametrizado da seguinte forma: limite inferior de corte – 15 MHz; limite inferior da banda passante – 90 MHz; limite superior da banda passante – 350 Mhz; limite superior de corte – 520 MHz (15-90-350-520).

A seguir serão apresentados dois resultados para a linha levantada na área. O primeiro resultado (figura 3.12) representa o resultado final do processamento descrito acima, porém sem a aplicação do balanceamento espectral, enquanto a figura 3.14 mostra o resultado final do processamento com a aplicação do balanceamento espectral. Todos os outros parâmetros foram mantidos constantes.

A seção em 3.12 A mostra que não é possível visualizar de forma clara os limites inferiores do aterro, que é sabido estar em torno das profundidades de 2m a 2.5 m. O retângulo destacado na figura 3.12 B confirma a dificuldade de definir na seção o limite inferior do aterro. No retângulo da figura 3.12 C aparece um duto de vapor, sendo mais evidente as difrações resultantes do espalhamento de energia, mesmo após a seção migrada. Na figura 3.12 D, aparece o limite superior de uma caixa de concreto, além de difrações remanescentes que marcam a posição da caixa, entretanto o limite inferior não está bem definido.

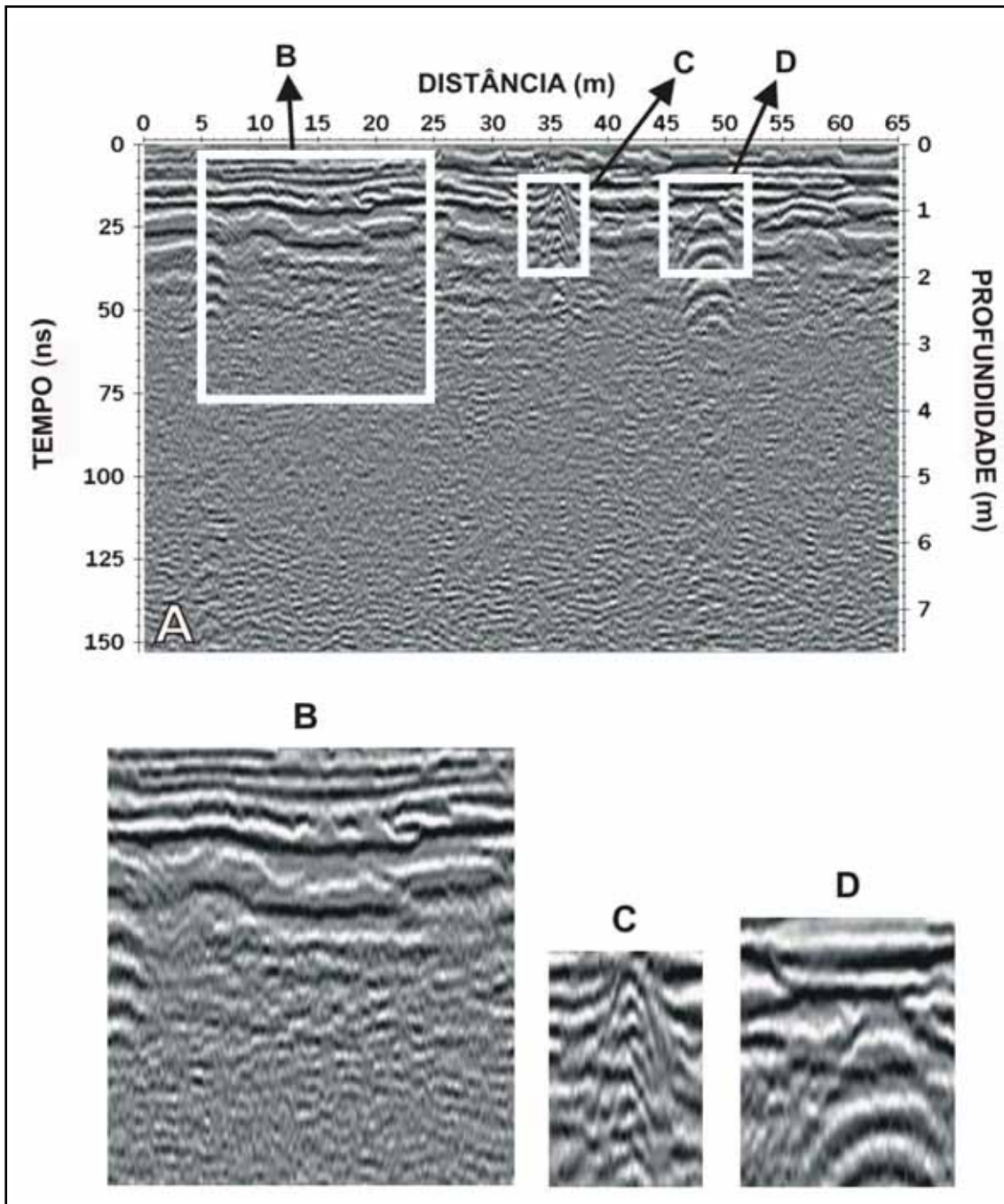


Figura 3.12 – Seção sem balanceamento espectral (A). No retângulo B é possível distinguir o limite inferior do aterro somente até a profundidade de 1.3 m (30 ns). No retângulo C é mostrada a presença de um duto enterrado. Em D aparece uma caixa de concreto enterrada. Nota-se que apenas o topo da caixa é perfeitamente visível em torno de 15 ns e entre 45 e 50 m.

A figura 3.13 mostra o espectro de amplitude da seção 3.12 A após aplicada a seqüência de processamento descrita acima, porém sem o balanceamento espectral.

Note que o espectro está centralizado em torno da frequência de 170 MHz, o que demonstra que houve um deslocamento de cerca de 30 MHz a partir da frequência central nominal da antena (200MHz).

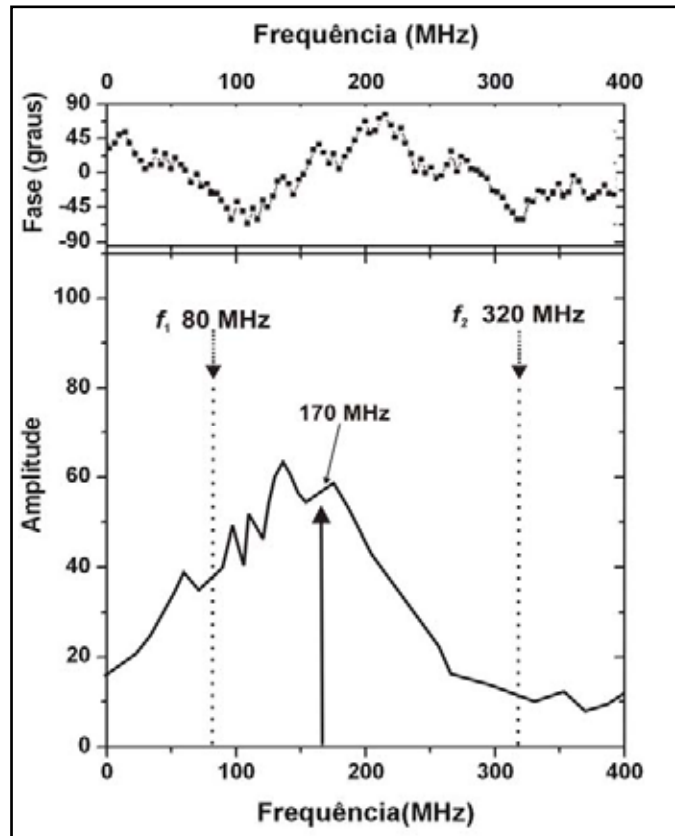


Figura 3.13 – Espectro de amplitude e fase da seção processada sem balanceamento espectral (figura 3.12 A). O espectro está centrado em torno da frequência de 170 MHz.

A figura 3.14 A mostra o resultado da aplicação do balanceamento espectral na seção. O procedimento de aplicação interativa do balanceamento espectral foi guiado pela análise do espectro da seção sem balanceamento (figura 3.13) e pelo julgamento interpretativo que era feito no resultado final da seção (figura 3.14A) e no respectivo espectro resultante, mostrado na figura 3.15.

O melhor resultado foi obtido com a utilização das frequências de 80 MHz e 320 MHz, como limite inferior e superior, respectivamente, dos parâmetros de entrada para a aplicação do balanceamento espectral.

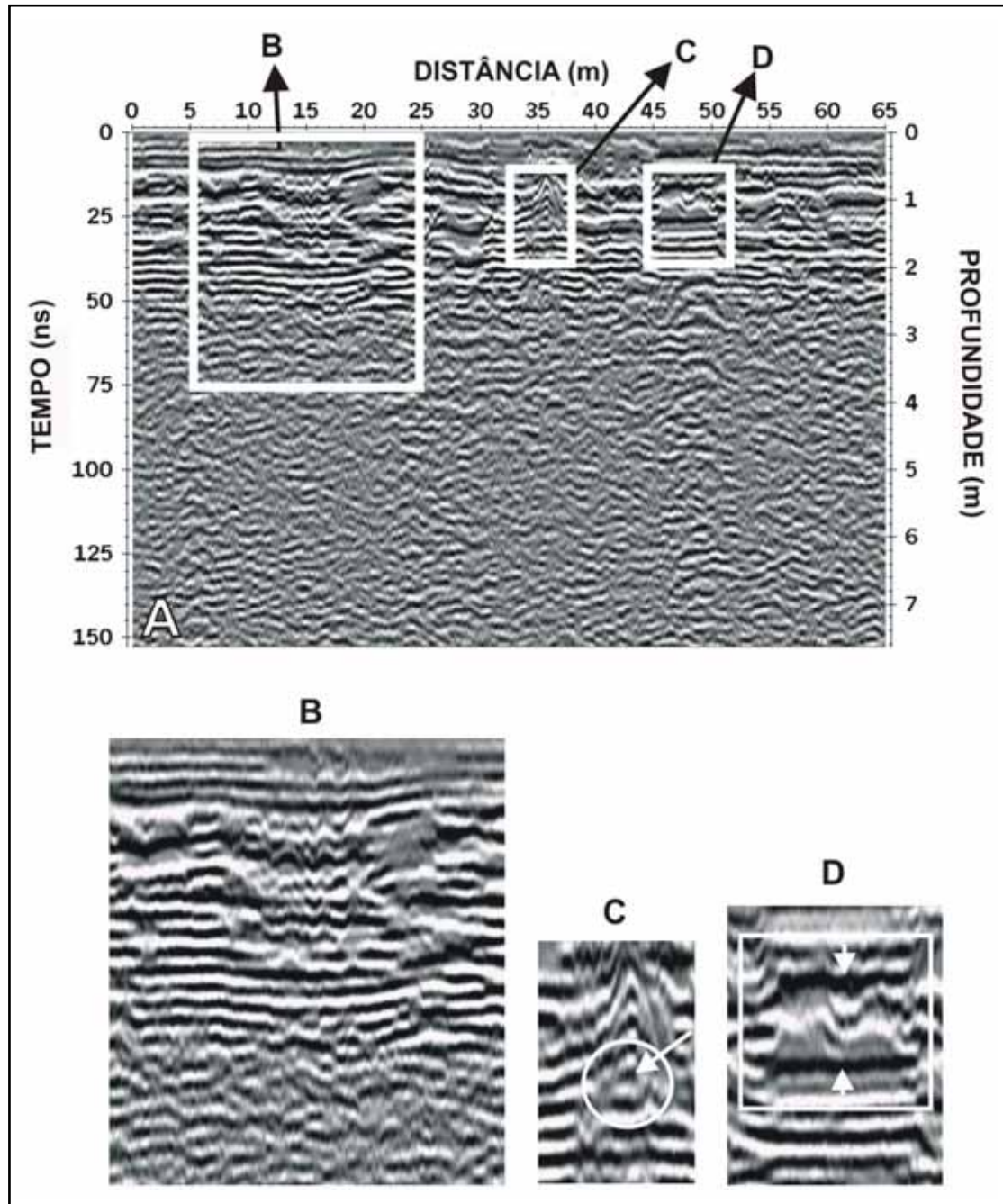


Figura 3.14 - Seção com balanceamento espectral (A). No retângulo B é possível notar a melhoria na qualidade do imageamento através da melhor definição do limite inferior do aterro, do aumento da profundidade de investigação e do aumento da resolução. Em C é possível individualizar melhor a posição do duto. Em D observa-se a melhoria da definição dos limites inferior e superior da caixa de concreto (setas brancas).

O retângulo em destaque na figura 3.14 B, mostra que houve uma melhoria significativa da delineação do limite inferior do aterro (comparar com a figura 3.12 B) com uma definição clara deste limite em torno de 50 ns, equivalendo a 2.5 metros. O retângulo em destaque na figura 3.14 C, mostra o posicionamento do duto com uma melhor definição espacial. Já o retângulo da figura 3.14 D mostra a melhoria obtida na definição dos limites da caixa de concreto, podendo ser perfeitamente identificados tanto o topo quanto a base da referida caixa (setas brancas). A figura 3.15 mostra o espectro de amplitude da seção 3.14 A o qual, comparado com o espectro da figura 3.13, mostra que o balanceamento espectral de fato não provoca grande alteração de fase, conforme discutimos anteriormente.

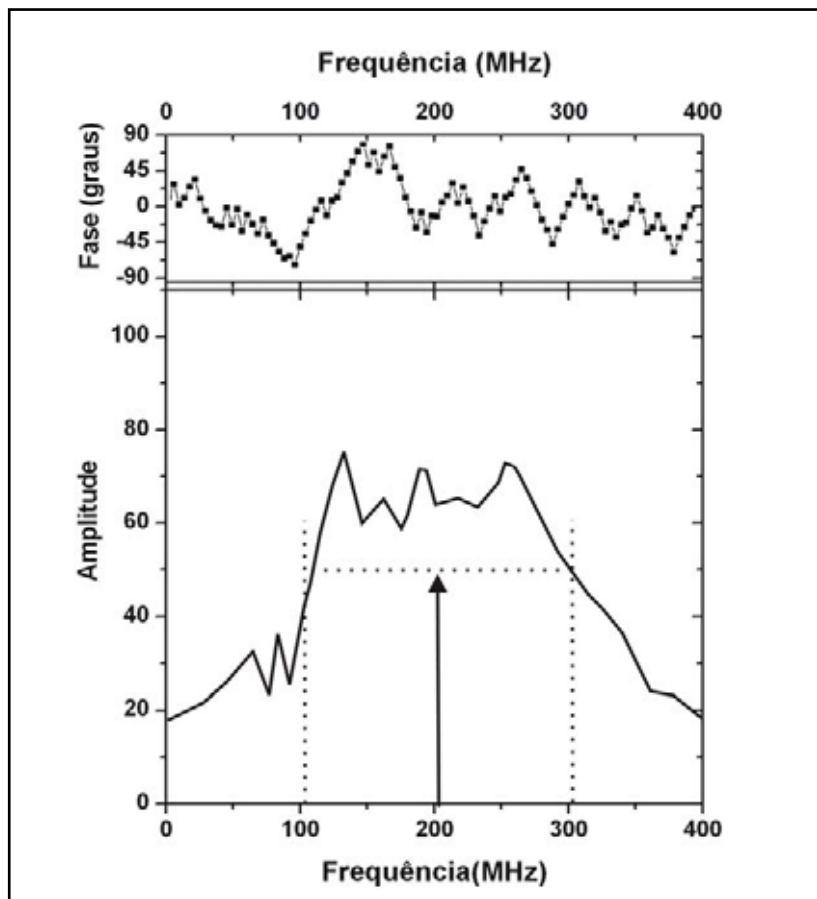


Figura 3.15 – Espectro de amplitude e fase da seção processada com balanceamento espectral (figura 3.14 A). O espectro está centrado em torno da frequência de 200 MHz.

### 3.5 – Conclusões

A qualidade dos resultados do GPR é fortemente dependente da correção dos eventos de propagação que sempre estão presentes em qualquer ambiente geológico. A correção determinística desses efeitos requer o conhecimento dos atributos da onda e do meio que só podem ser obtidos através de medidas *in situ* ou em laboratório, ou de modelamento matemático e geração de modelos sintéticos para comparação com dados reais. Entretanto essas soluções demandam recursos que nem sempre estão disponíveis para os que trabalham com o método além de aumentar o tempo de obtenção dos resultados, que cada vez mais é fator crítico do ponto de vista de competitividade do método com outras formas de investigação.

Por outro lado é possível avaliar os eventos de propagação a partir da análise do espectro de amplitude e fase do sinal registrado que é muito sensível a estes eventos. A partir do conhecimento dos parâmetros de aquisição, particularmente da frequência central da antena, a análise pode ser feita em eventos sempre presentes nos registros de GPR como a onda direta pelo solo em uma CMP, por exemplo. Os procedimentos propostos são facilmente reproduzíveis e os recursos de processamento utilizados estão disponíveis em boa parte dos softwares de processamento interativo de GPR.

A aplicação de ganho (SEC) antes ou depois do balanceamento espectral não causou nenhuma modificação no espectro nem na forma final do traço. Assim os processos são intercambiáveis na seqüência do fluxo de processamento. A explicação para a observação anterior reside no fato de que os efeitos de absorção (diminuição da amplitude), que é corrigido pelo SEC, e de dispersão (alargamento do pulso), que é corrigido pelo balanceamento espectral, acontecerem concomitantemente e, portanto, são representados conjuntamente no modelo convolucional do GPR (Turner, 1994). Além disso, este balanceamento pode promover uma deconvolução parcial nos dados, sem alterar a fase do sinal. Sua atuação se assemelha ao de uma deconvolução de fase zero e tende a ser mais eficaz do que os processos de deconvolução convencionais (spike e deconvolução preditiva) quando aplicado a sinais com largura de faixa larga e ampla faixa dinâmica (Yilmaz, 1987), como é o caso do GPR.

Os resultados obtidos justificam a adoção desses procedimentos como uma alternativa à análise determinística de atributos do meio e da onda para a correção dos efeitos de propagação.

### **Fluxo de processamento para dados de GPR e exemplos de aplicações 2D e 3D.**

#### **4.1- Introdução**

Neste capítulo será detalhado o fluxo de processamento introduzido no Capítulo II e serão mostrados exemplos de aplicações 2D e 3D deste fluxo. Estes exemplos referem-se ao imageamento de estruturas de dissolução e colapso em Fazenda Belém, que é o objetivo central desta tese. É importante ressaltar que a eficácia deste imageamento deve-se fundamentalmente à aplicação das técnicas de processamento que serão aqui detalhadas. Os efeitos de propagação e os procedimentos para a sua correção já foram discutidos no Capítulo III. Portanto, quando se fizer necessária uma referência a estes tópicos, o leitor será remetido para as respectivas seções do Capítulo III.

Este Capítulo está organizado da seguinte forma: primeiramente será mostrado o objetivo do processamento de dados de GPR e as premissas nas quais o mesmo se baseia; depois apresentaremos o fluxo de processamento e detalharemos suas etapas, ilustrando o resultado da aplicação de cada etapa do fluxo em um dado real levantado com frequência de 200 MHz, de modo que, ao final de toda a descrição, o dado estará completamente processado; em seguida serão mostrados outros exemplos de aplicações 2D e 3D; por fim serão feitas as considerações finais sobre a importância do fluxo de processamento proposto na viabilização do estudo com GPR em áreas industriais, onde existe elevado nível de ruídos.

#### **4.2 – Objetivo do processamento de dados de GPR.**

O objetivo do processamento é corrigir distorções da imagem e recuperar o sinal de interesse, e fundamenta-se na premissa de que se tem conhecimento a priori de características dos seguintes elementos:

- do método,
- do meio,
- do alvo,
- dos efeitos de propagação,
- dos ruídos.

### 4.3 – Fluxo de processamento para dados de GPR

#### 4.3.1 – Introdução

O fluxo que foi definido neste estudo é novamente mostrado na figura 4.1.

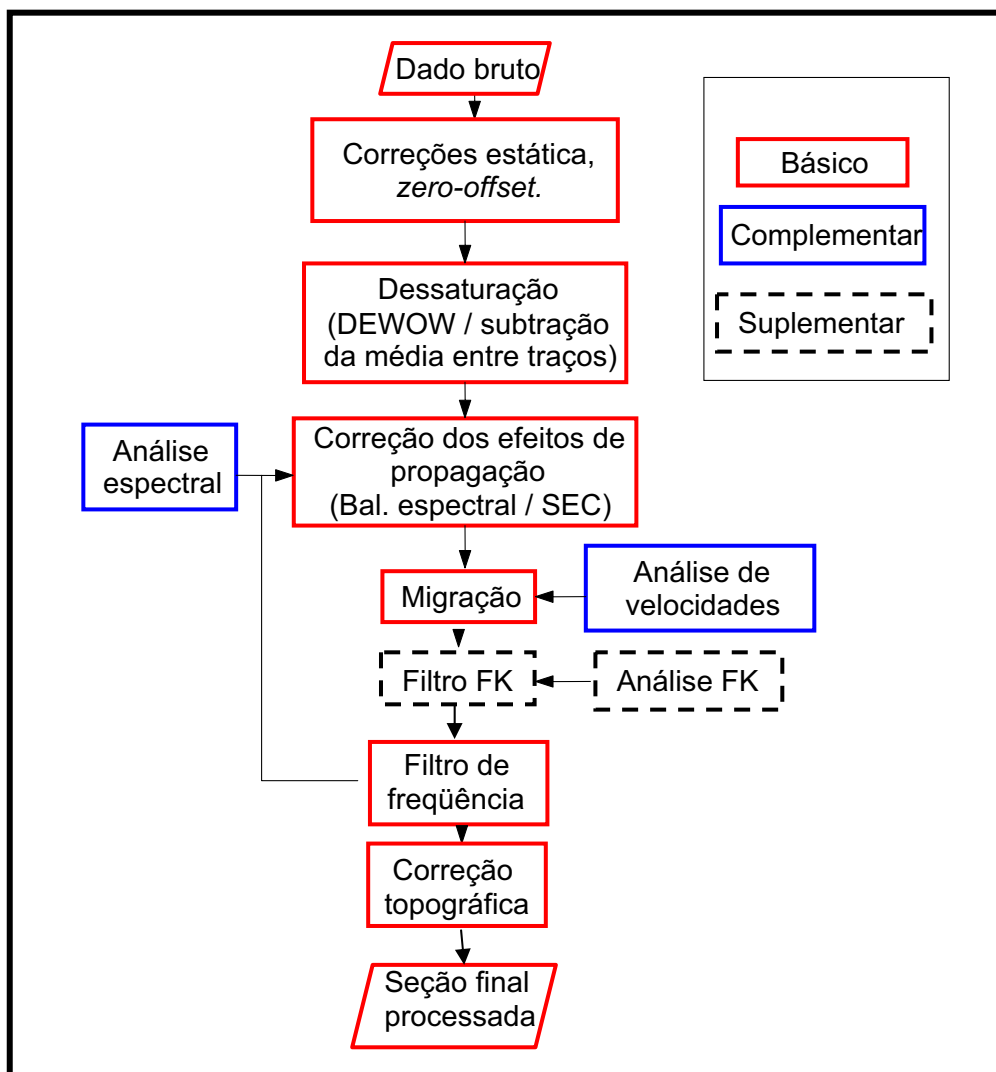


Figura 4.1 – Fluxo de processamento para dados de GPR desenvolvido nesta tese.

Neste fluxo existem processos que sempre devem estar aplicados (básicos), processos de análise (complementares), para definir os parâmetros que serão usados nos processos básicos, e processos eventuais (suplementares), utilizados em circunstâncias particulares. Este fluxo de processamento foi calibrado e testado em uma grande massa de dados reais: foram processados 45.140 registros de linhas 2D, equivalendo a 8.610 m (40 MHz – 2.840 registros e 840 m; 80 MHz – 6.650 registros e 2.800 m; 200 MHz – 35.650 registros e 4.970 m), e 65.545 registros 3D, correspondendo a uma área total de 4080 m<sup>2</sup>.

#### 4.3.2 – Detalhamento dos processos básicos do fluxo

A seguir serão detalhados os processos básicos do fluxo, lembrando que a etapa de correção dos efeitos de propagação já foi discutida no Capítulo III, desta tese.

##### 4.3.2.1 – Correção zero-offset e correção estática

A correção para *zero-offset* visa corrigir o afastamento entre as antenas transmissora e receptora do GPR. Quanto maior o afastamento entre as antenas transmissora e receptora maior a diferença existente entre a marca do tempo zero e a primeira quebra dos traços de GPR. Essa imprecisão resulta em erros de posicionamento de refletores e alvos em profundidade (figura 4.2).

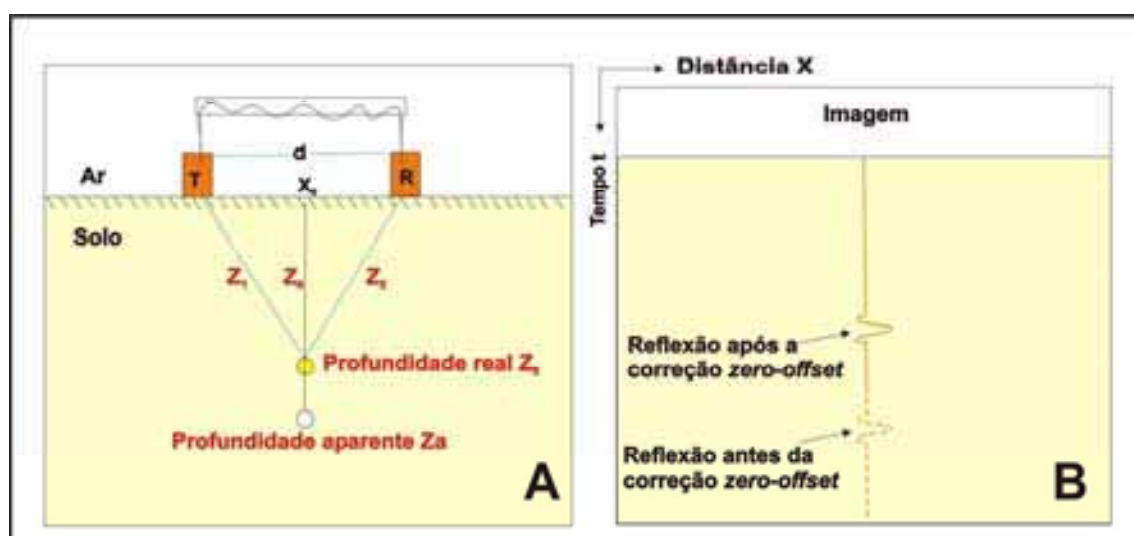


Figura 4.2 – Efeito da separação entre as antenas transmissora e receptora na definição da profundidade do alvo ( $Z_0$ ) (A) e na profundidade do refletor (B).

Devido à separação entre as antenas  $d$ , o tempo de trânsito do sinal do GPR, desde a sua emissão no transmissor  $T$ , até sua chegada no receptor  $R$ , é maior do que se a incidência fosse vertical  $Z_0$ , uma vez que o sinal tem de percorrer as distâncias  $Z_1$  e  $Z_2$ . Este aumento de tempo leva a erros de posicionamento dos alvos em profundidade,  $Z_a$ , em 4.2 A, e na imagem em tempo, 4.2 B.

A correção *zero-offset* é baseada na velocidade da onda direta pelo solo e no conhecimento da distância fonte-receptor. O efeito do afastamento fonte-receptor no GPR pode ser notado em um radargrama observando o alinhamento da primeira quebra do traço com a marca referente ao tempo zero, como mostrado na figura 4.3. Nesta figura nota-se que a primeira quebra dos traços no radargrama está deslocada cerca de 24 ns em relação ao tempo zero (retângulo em destaque em 4.3 A). Esta defasagem deve-se ao afastamento (*offset*) existente entre as antenas transmissora e receptora. Após a correção *zero offset*, efetuada com base na velocidade da onda direta pelo solo (0.15 ns) e no afastamento fonte-receptor, ocorre o alinhamento entre o tempo zero e a primeira quebra dos traços do radargrama (retângulo em destaque em 4.3 B).

Já a correção estática visa corrigir o efeito de desalinhamento em tempo, dos traços de um radargrama, provocado por saltos da antena de GPR durante o processo de aquisição, notadamente em terrenos irregulares ou pedregosos (figura 4.4). A terminologia *correção estática* tem origem na sismica de reflexão. Ela corresponde à correção que é realizada através de deslocamentos em tempo, nos traços sísmicos, a fim de compensar o efeito provocado pelo atraso nos tempos de chegada da onda nos receptores, devido à presença de camadas de baixa velocidade que ocorrem próximo à superfície. O termo *estática* no caso do GPR, refere-se ao efeito do deslocamento linear dos traços de um radargrama, provocado por pequenas irregularidades na superfície do terreno.

A correção estática no GPR é realizada aplicando um deslocamento linear, para cima ou para baixo, nos traços do radargrama de modo corrigir o desalinhamento entre traços adjacentes. Não se deve confundir a correção estática com a correção do efeito da topografia, ou simplesmente correção topográfica. Nesta última, o efeito provocado pela variação da topografia se

manifesta no radargrama, em geral, como um encurvamento dos refletores, para cima ou para baixo, em função da variação entre a cota da superfície do terreno e a profundidade do refletor.

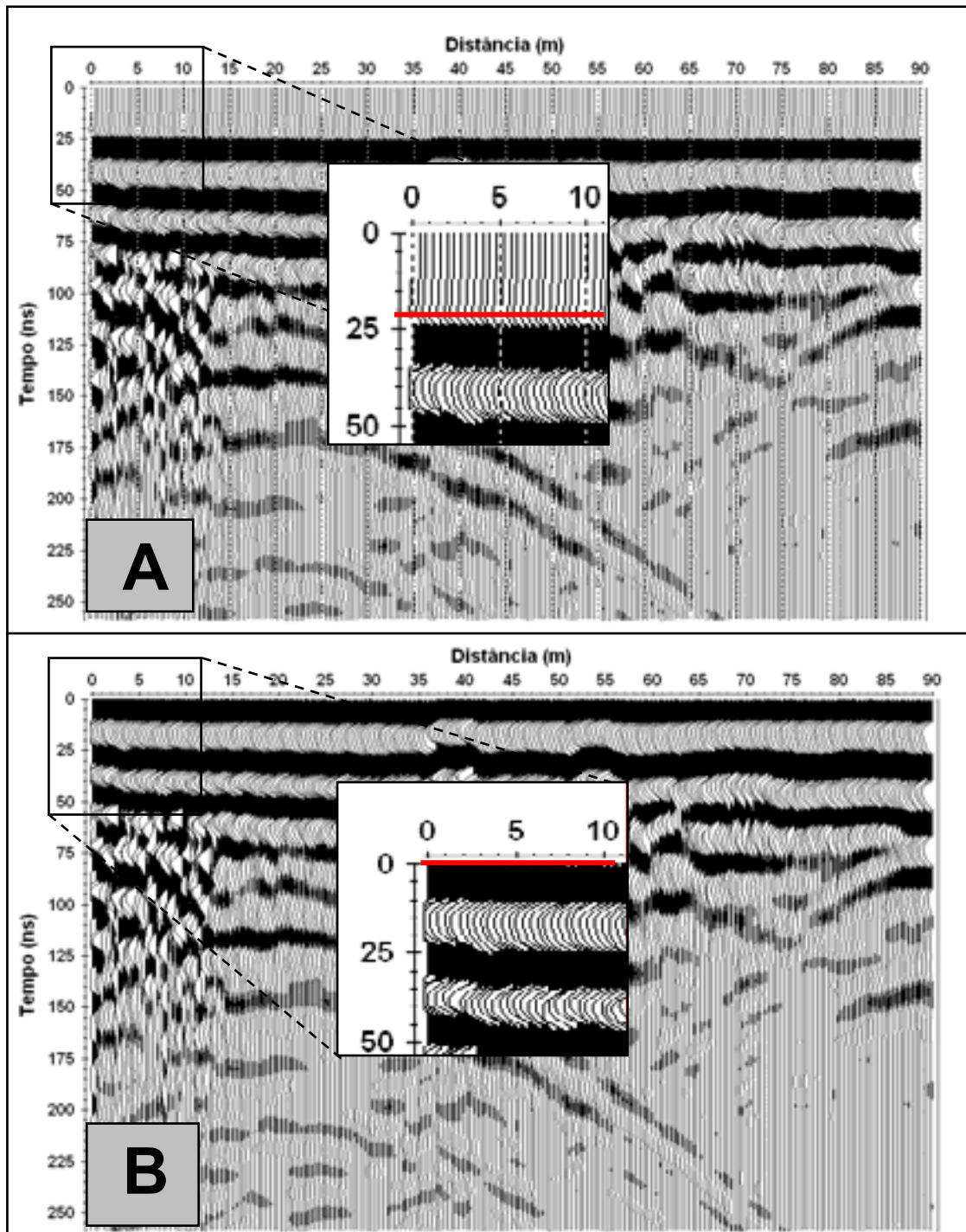


Figura 4.3 – Radargrama mostrando o efeito do afastamento fonte-receptor (A), e após a correção zero offset (B).

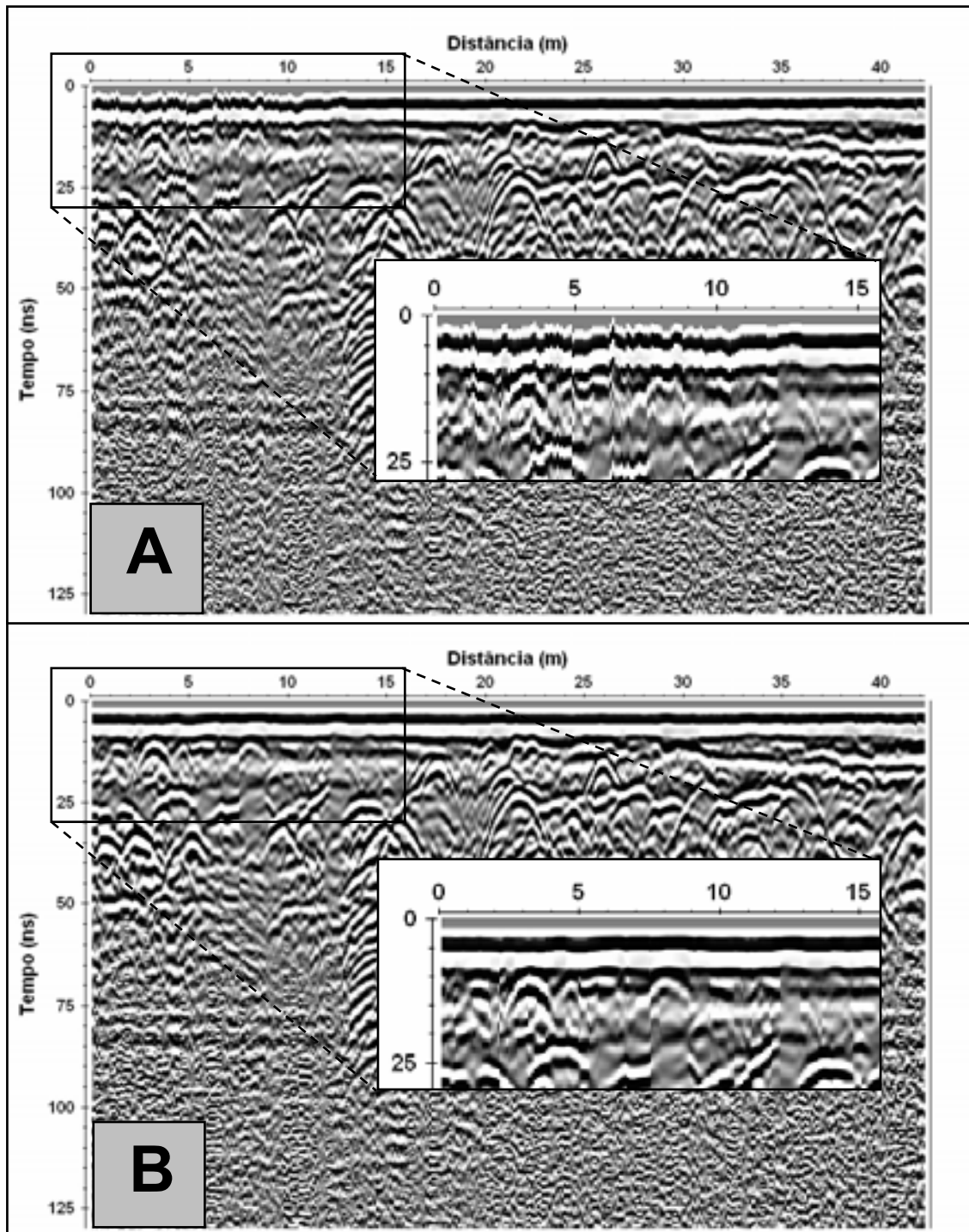


Figura 4.4 - Radargrama mostrando o efeito da rugosidade do terreno (A), e o resultado após a correção estática (B). A deficiência do acoplamento da antena ao solo, devido à irregularidades na superfície do local da aquisição, provocou um desalinhamento nos traços do radargrama nos 13 metros iniciais da linha (A). Após a correção estática (B), nota-se um melhor alinhamento dos traços e uma melhor definição das hipérbolas existentes no radargrama.

#### 4.3.2.2 – Dessaturação: DEWOW e remoção da indução entre as antenas

Esta etapa do fluxo de processamento é chamada de dessaturação tendo em vista que ela procura corrigir o efeito de saturação de amplitude. Este efeito é provocado basicamente por dois fatores: pela presença de componentes difusivos de baixas frequências, que se acoplam ao sinal do GPR (WOW) (figura 4.5), cuja correção é chamada de DEWOW; e pelo efeito de indução eletromagnética existente entre as antenas transmissora e receptora, cuja correção é realizada através da remoção da amplitude média entre traços (*subtrating average*).

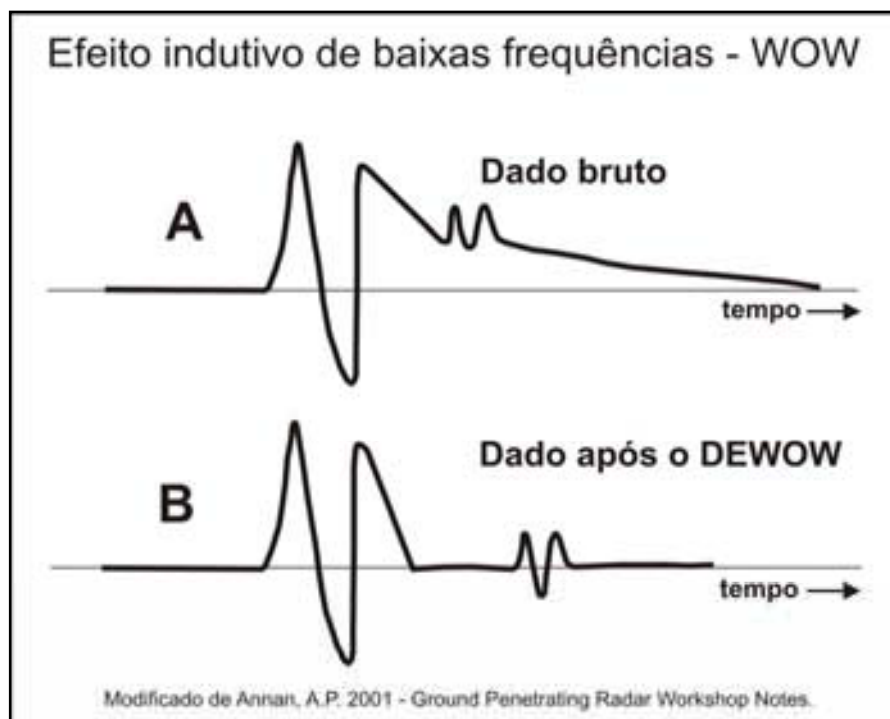


Figura 4.5 – Efeito da presença de componentes difusivos de baixas frequências WOW (A) e o resultado após a aplicação de um filtro passa-alta (B). Este último processo é denominado de DEWOW.

Virtualmente todo sinal de GPR possui acoplado uma faixa de componentes de muito baixa frequência. Em geral, esses componentes de baixa frequência não se propagam, ao contrário, se difundem através do meio geológico. Em outras palavras, a faixa inferior do espectro de amplitude do sinal original de GPR possui um comportamento regido pelo regime de difusão, em contraponto à faixa do espectro correspondente à janela útil do sinal do GPR, que possui comportamento regido pelo regime de propagação.

A magnitude e a forma como esses componentes de baixa frequência se manifestam no radargrama depende das características elétricas do solo e da separação entre as antenas transmissora e receptora (Radzevicius, 2001). Em geral, o resultado da presença desses componentes difusivos faz com que o pulso original emitido no GPR seja seguido por um componente transiente, cuja amplitude possui um lento decaimento em tempo (figura 4.5), devido sua característica difusiva. A manifestação desse efeito no radargrama aparece como uma zona enevoadada e difusa que satura toda a seção. A correção desse efeito é normalmente realizada submetendo o dado de GPR a uma filtragem do tipo passa-alta, onde procura-se atenuar os componentes de muito baixa frequência no sinal. A figura 4.6 mostra um exemplo de radargrama com o efeito do WOW e, após a sua correção, o DEWOW.

O dado bruto de GPR apresenta invariavelmente também, além do aspecto enevoadado do WOW, eventos lineares horizontais, bandeados e reverberantes, associados à indução eletromagnética da antena transmissora com a antena receptora (figura 4.7). Este evento é resultante tanto da reverberação entre as antenas, como pelo fato de ocorrer, nos instantes iniciais da emissão do sinal pelo GPR, o acoplamento entre as antenas e o solo, gerando também uma reverberação importante (Radzevicius, 2001).

Uma vez que a indução eletromagnética entre as antenas é um evento aéreo, isto é, corresponde à onda eletromagnética direta propagada pelo ar com pouca atenuação, sua amplitude é muito mais alta do que a do sinal refletido em subsuperfície. Outro ponto a considerar é que a indução entre as antenas se dá ao mesmo tempo em que as reflexões oriundas da subsuperfície chegam na antena receptora. O resultado desta superposição de sinais chegando no receptor é uma saturação de alta amplitude que mascara as reflexões, particularmente as que estão associadas a refletores mais rasos.

A correção do efeito de indução entre as antenas é normalmente realizada calculando a média da amplitude dos traços do radargrama, em uma janela de tempo definida, e subtraindo essa média dos traços originais. Este processo é conhecido como *background removal* ou *subtracting average*.

A figura 4.7 apresenta um radargrama com o efeito da indução eletromagnética entre as antenas e o resultado de sua correção.

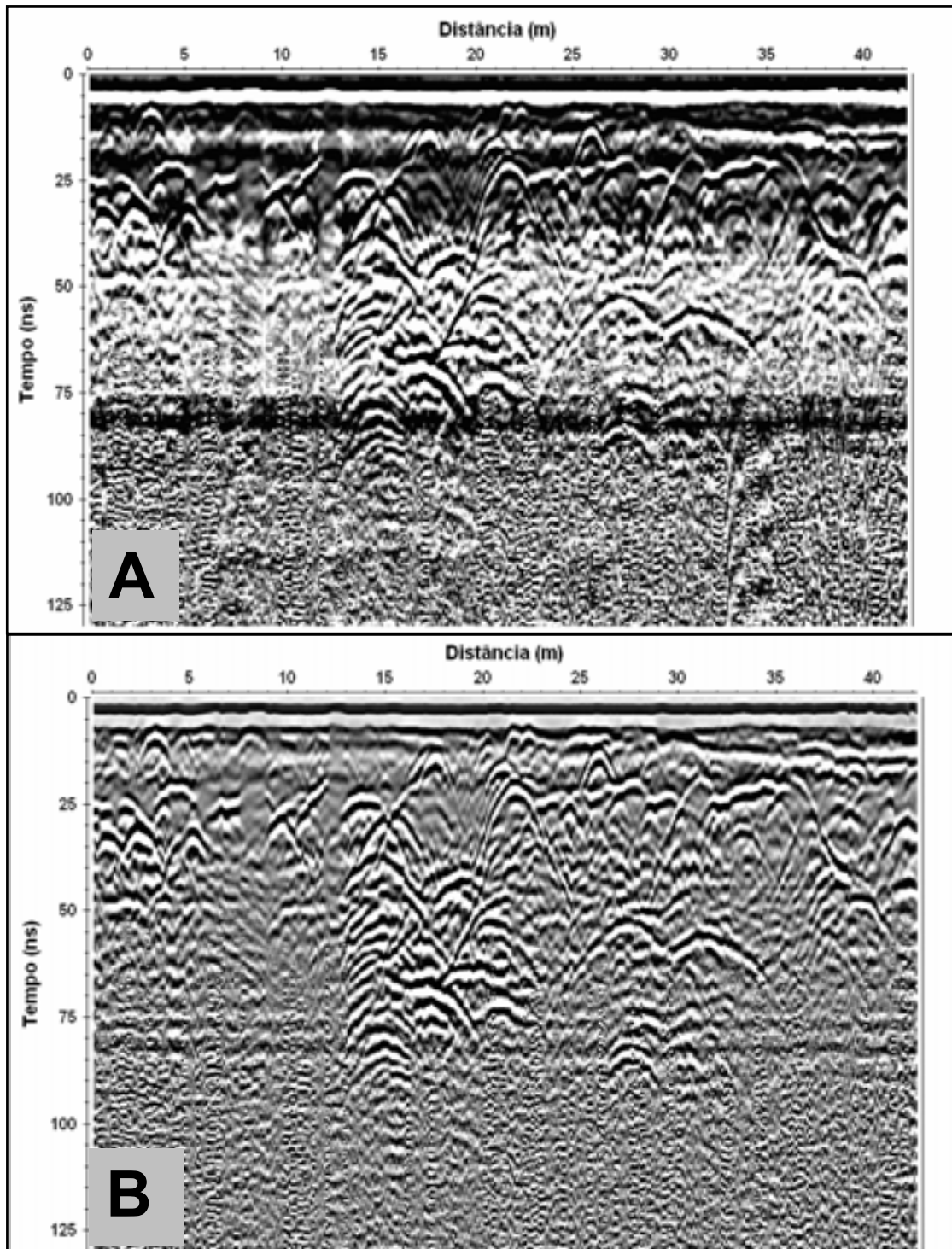


Figura 4.6 – Saturação de transientes difusivos de baixa frequência (WOW) (A), gerando um caráter enevoado no radargrama, e o resultado após o DEWOW (B). O DEWOW é implementado através de um filtro passa-alta que promove a atenuação dos componentes de frequência da faixa inferior do espectro de amplitude.

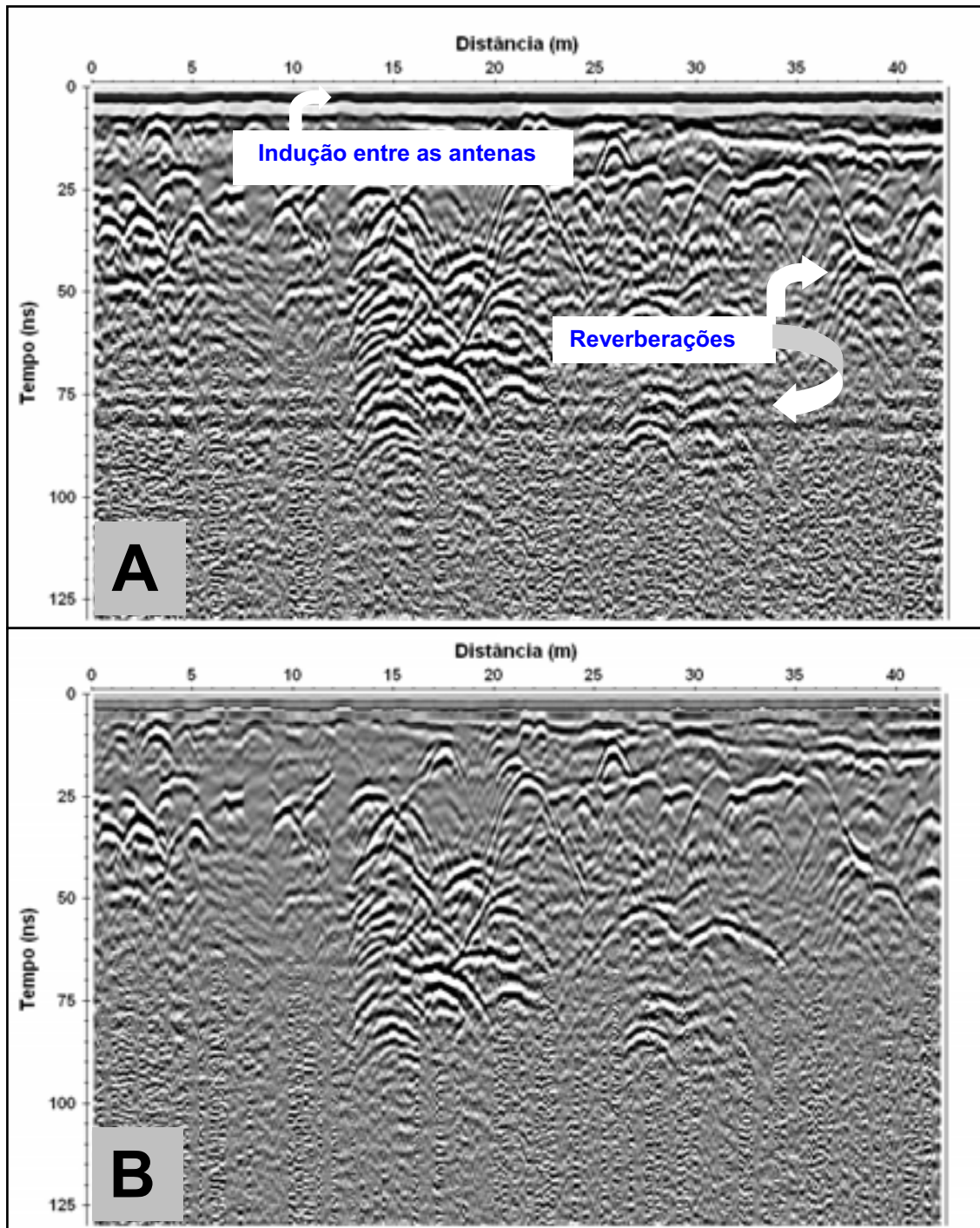


Figura 4.7 – Radargrama apresentado eventos horizontais, bandeados e reverberantes, relacionados com a indução eletromagnética entre as antenas transmissora e receptora (A), e o resultado após a remoção da média entre os traços (B). A saturação devido à indução entre as antenas é particularmente nociva aos refletores mais rasos.

#### 4.3.2.3 – Correção dos efeitos de propagação – SEC e Balanceamento Espectral.

A etapa de correção dos efeitos de propagação é vital para a obtenção de imagens com qualidade. Como foi dito na introdução deste capítulo, os processos relacionados com a correção das perdas por atenuação e a compensação da não estacionaridade do sinal do GPR, foram discutidas no Capítulo III desta tese, motivo pelo qual não as abordaremos novamente aqui. Abrimos este tópico para mostrar a posição que a correção dos efeitos de propagação ocupa na seqüência básica do fluxo de processamento e para ilustrar o resultado da aplicação da correção dos efeitos de propagação (SEC e Balanceamento Espectral) em um dado real (figura 4.8).

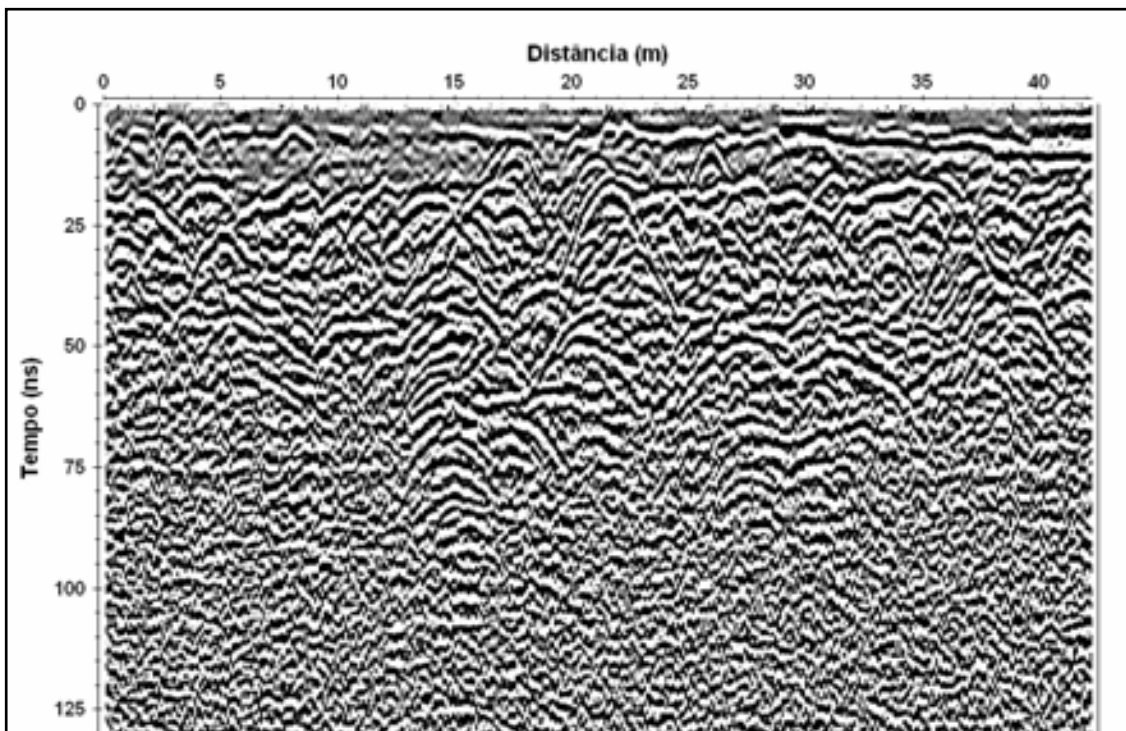


Figura 4.8 – Radargrama mostrando o efeito da aplicação do ganho esférico e exponencial (SEC) e do balanceamento espectral. Além da correção dos efeitos de propagação, já estão aplicados no radargrama acima, em ordem sucessiva, os seguintes processos: Correção *zero-offset*, correção estática e dessaturação (DEWOW e remoção da indução entre antenas). É possível notar a melhoria na individualização de eventos mais profundos, abaixo de 100 ns, bem como nos eventos mais rasos, acima de 10 ns, que não são bem visualizados no radargrama da figura 4.7.

#### 4.3.2.4 – Migração

O sinal gerado nos sistemas de GPR é irradiado para o meio geológico pela antena transmissora, segundo um padrão focalizado em um cone de energia denominado de *GPR footprint* ou, em tradução livre, “pegada do GPR”. Na verdade a “pegada do GPR” corresponde às zonas de Fresnel (figura 4.9). A energia irradiada pela antena transmissora ilumina uma área em sub-superfície e o sinal que é recebido pela antena receptora sofre influência de pontos desta vizinhança. Isso acontece mesmo em uma aquisição monocanal, como é o caso da maior parte dos trabalhos com GPR.

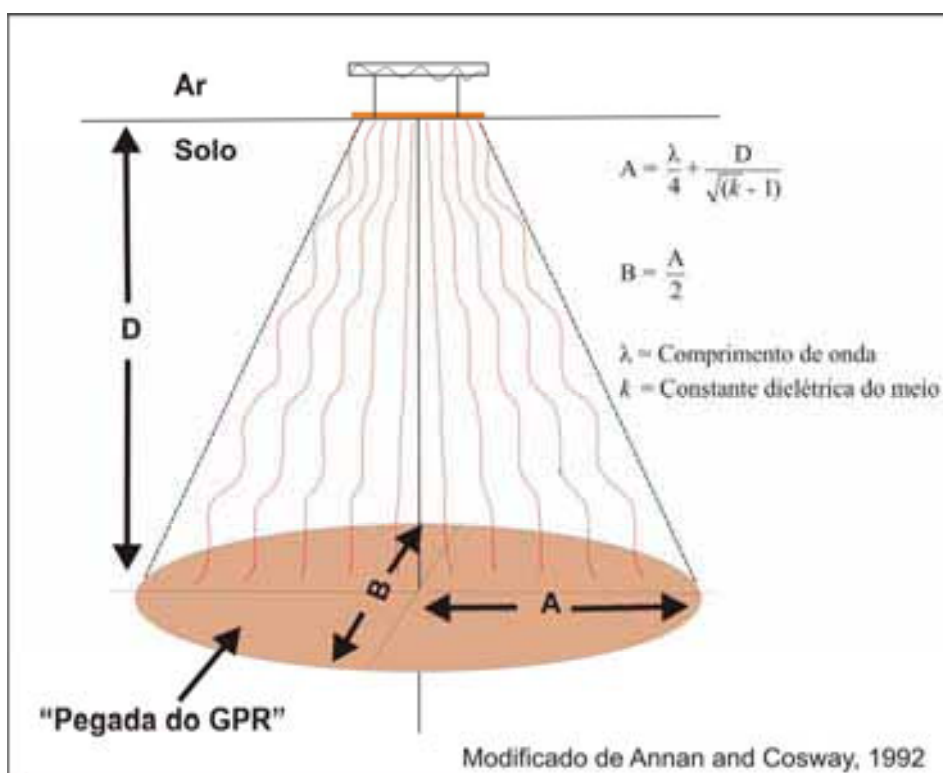


Figura 4.9 – Representação simplificada do conceito da “pegada do GPR”. A região sombreada representa a área iluminada em profundidade pelo sinal emitido na antena transmissora

Durante o processo de propagação da energia no meio geológico, cada ponto em sub-superfície funciona como um espalhador, segundo o Princípio de Huygens. Parte dessa energia volta à superfície e é captada pela antena receptora, nas suas posições de registro, depois de decorrido o tempo de percurso fonte-espalhador-receptor. O processo de migração reposiciona a

energia defletida na posição do ponto espalhador, normalmente chamado de ponto difrator ou foco difrator.

Para ilustrar como o processo de migração atua, iremos considerar um modelo simples, mostrado na figura 4.10, onde está representado um sinal produzido por um ponto difrator isolado e contido em meio homogêneo e isotrópico. Neste tipo de meio, a verdadeira posição do difrator pode ser localizada através de um procedimento simples, mostrado na figura 4.10 B: a partir de cada uma das posição de registro, traça-se um círculo com raio  $vt$ , onde  $v$  é igual à velocidade de propagação no meio e  $t$  é o tempo medido em cada receptor. O ponto no qual os círculos se interceptam corresponde à posição em que foi gerada a energia. Assim, a migração pode também ser definida como um método de focalização da energia (Claerbout, 1985).

O princípio utilizado no processo de focalização acima descrito, baseia-se no fato de que o sinal correspondente a uma amostra registrada pode ter sido gerado em qualquer ponto de um semicírculo com centro na posição do registro. Assim, no caso de um sinal arbitrário registrado em um tempo  $t$  e na coordenada  $x$ , a equação correspondente é (Claerbout, 1985):

$$v^2t^2 = z^2 + (x-x_0)^2 \quad (4.1)$$

onde  $z$  corresponde à profundidade na coordenada horizontal  $x$  e  $v$  é a velocidade de propagação no meio.

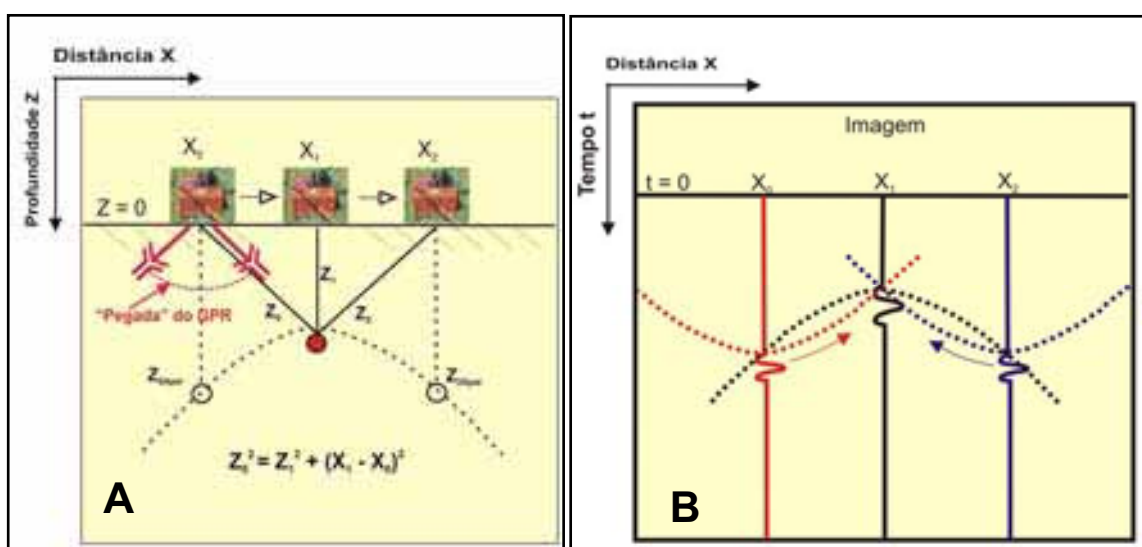


Figura 4.10 - Processo de focalização de um ponto difrator em um meio homogêneo e isotrópico, com base nos tempos de registro das difrações correspondentes.

No processo de formação da imagem no radargrama, tudo se passa como se o ponto imageado, ou ponto refletor, estivesse diretamente abaixo do conjunto transmissor-receptor. O ponto refletor é representado pelo ponto da interface em sub-superfície que está localizado abaixo do ponto médio (M) da distância entre o par transmissor-receptor e que, após a correção *zero-offset*, pode ser aproximado para a condição de incidência vertical. Para interfaces plano-paralelas e horizontais, o ponto refletor em sub-superfície está exatamente abaixo do ponto médio entre o par transmissor-receptor. O mesmo não ocorre no caso de interfaces inclinadas, onde o ponto refletor em sub-superfície não está localizado abaixo do ponto médio entre as antenas. Ao contrário, o ponto refletor corresponde ao ponto no qual a onda incide segundo uma trajetória normal à superfície inclinada. O resultado é um falseamento no posicionamento dos refletores na seção não migrada, que precisa ser corrigido para garantir que a imagem do GPR corresponda exatamente à morfologia e ao real posicionamento dos alvos em sub-superfície (figura 4.11).

Vê-se assim que a migração atua refocalizando a energia difratada e levando os refletores, do ponto de vista de posicionamento espacial, às suas posições corretas em sub-superfície.

Neste trabalho estamos considerando que os algoritmos que serão utilizados para a migração dos dados de GPR monocanais correspondem aos métodos de migração pós-empilhamento em tempo, que requisitam um dado empilhado na condição *zero-offset*. Apesar de estarmos tratando com dados de GPR monocanais, podemos admitir que os mesmos equivalem a dados empilhados com cobertura unitária. Outro ponto que merece ser destacado é que, para facilidade de descrição, optamos por descrever apenas a migração 2D, que considera que a energia difratada está localizada no mesmo plano vertical da linha de GPR. Os algoritmos de migração 3D consideram que a energia difratada provém de uma região coberta por um hiperbolóide (Ymaz, 1987). Uma alternativa computacionalmente versátil para migrar dados 3D é a migração em duas direções: *in-line* e *cross-line*. Outro tipo de migração 3D é a que é realizada em um único passo, no qual os pontos difratores nas direções *in-line* e *cross-line* são refocalizados ao mesmo tempo pelo operador de migração.

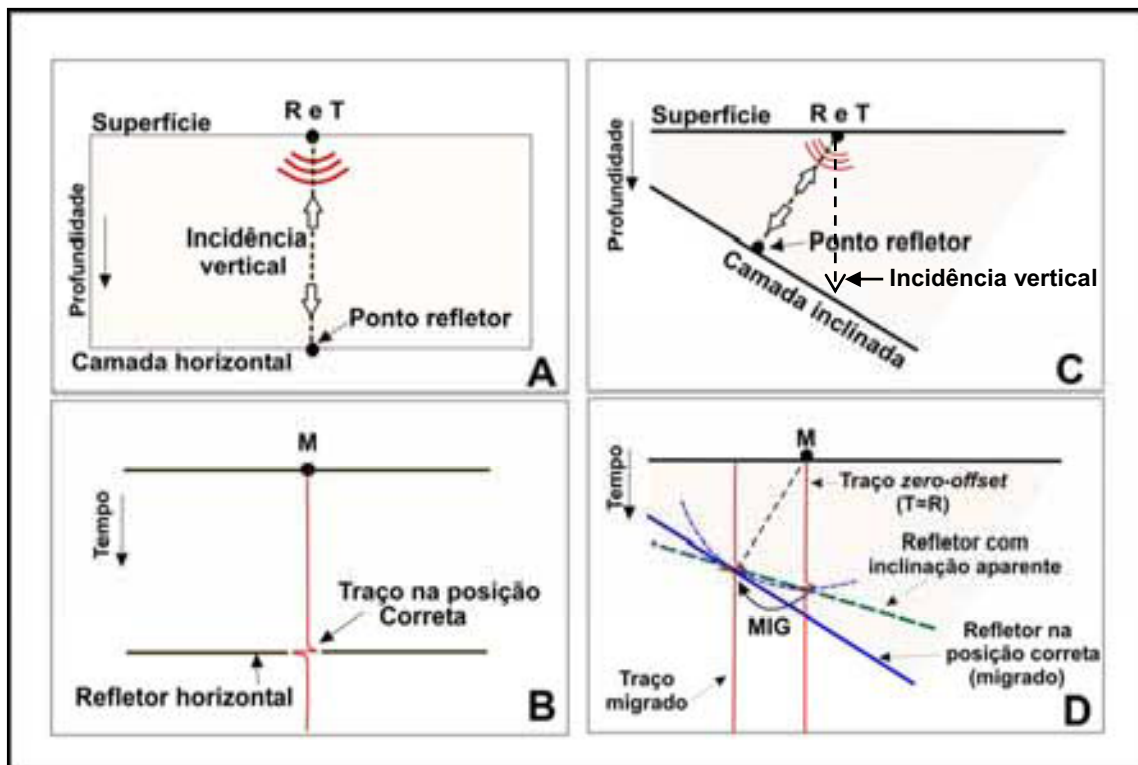


Figura 4.11 – Efeito da inclinação das camadas na imagem no radargrama, considerando uma incidência na posição *zero-offset*. Em uma interface horizontal (A) o ponto refletor está abaixo do ponto médio (M) entre a fonte e o receptor e a imagem aparece sem distorções (B). Em uma camada inclinada, o ponto refletor não se localiza abaixo do ponto médio entre a fonte e o receptor (C). Neste caso a migração atua reposicionando o ponto refletor na posição que representa a incidência normal na interface (D).

Independentemente de estarmos tratando com dados 2D ou 3D, os princípios básicos da migração, expostos acima, são válidos e constituem a base de todos os algoritmos, sejam eles para dados 2D ou 3D.

Existem inúmeros algoritmos de migração sistematizados na literatura e disponíveis em softwares de processamento de dados sísmicos e de GPR. Existem métodos que somam a energia espalhada nas difrações, segundo alguma curva de espalhamento determinada pelo campo de velocidades, e atribuem o espalhamento da energia a um único ponto difrator, associado a um valor do coeficiente de reflexão no ponto espalhador. Este método é chamado de migração Kirchhoff. Também existe o equivalente ao método de Kirchhoff no domínio da frequência, conhecido como método de Stolt (1978), no qual o dado não migrado no domínio  $t-x$  (tempo – distância) é convertido para o domínio  $f-K$  (frequência – número de onda). Depois de migrado no domínio  $f-K$ , o dado é reconvertido para o domínio  $t-x$ .

Outro método bastante utilizado é a migração por diferenças finitas. O algoritmo deste método promove uma reversão temporal da propagação do campo de ondas, desde a superfície até o ponto difrator em passos sucessivos e de forma iterativa, através da técnica de diferenças finitas (Claerbout, 1985).

Todos os algoritmos de migração são métodos computacionalmente robustos e com alta performance, que possuem uma característica comum: são fortemente dependentes da definição do campo de velocidades do meio. Assim, a qualidade final do dado migrado está intimamente associada à utilização de velocidades corretas no algoritmo de migração.

A figura 4.12 mostra um radargrama não migrado onde é possível observar a presença de várias semi-hipérboles associadas a pontos difratores. A definição do campo de velocidades para a migração pode ser feita através de análise de velocidades em CMPs ou, como mostrado na figura 4.12, através do ajuste de velocidades nas próprias difrações. O campo de velocidades definido por um ou por outro método é posteriormente utilizado no algoritmo de migração.

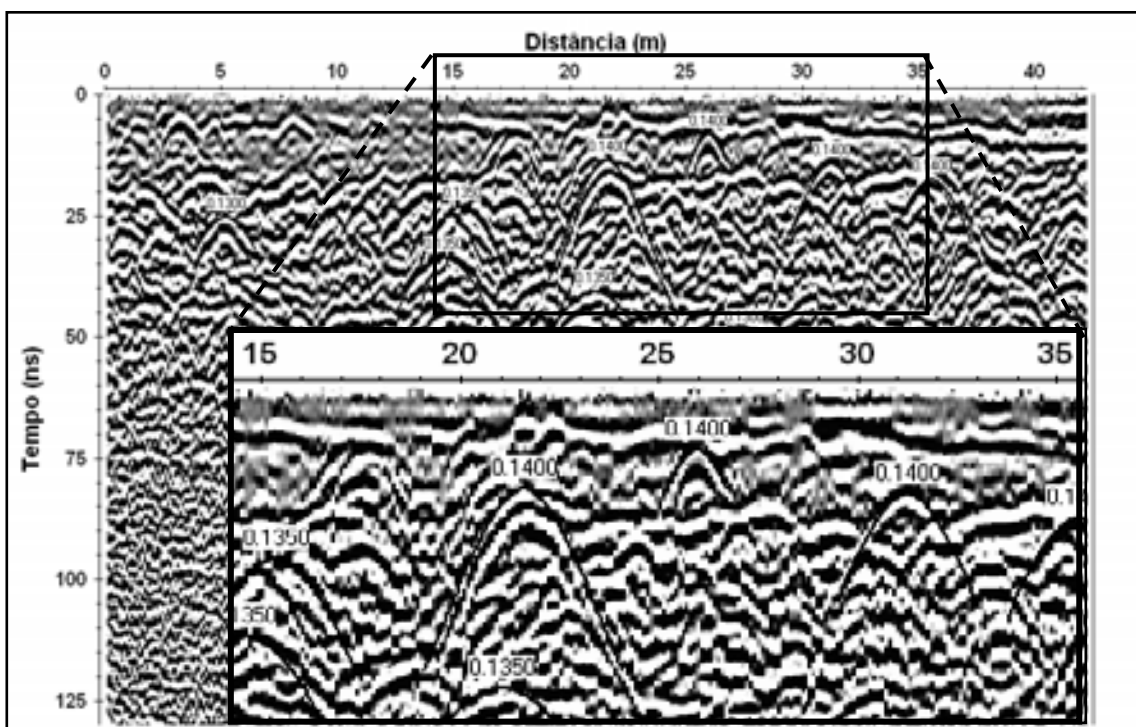


Figura 4.12- Radargrama não migrado mostrando o ajuste (*fit*) de hipérboles. A distribuição espacial de velocidades, ou campo de velocidades, definida através do processo de ajuste de hipérboles é posteriormente utilizada no processo de migração.

A figura 4.13 mostra dois radargramas: Em (A) é apresentada a seção não migrada e em (B) é mostrada a seção migrada. Após a migração faz sentido inferir a profundidade equivalente ao tempo de registro, haja vista que a conversão tempo-profundidade é realizada com a mesma distribuição de velocidades mostrada na figura 4.12.

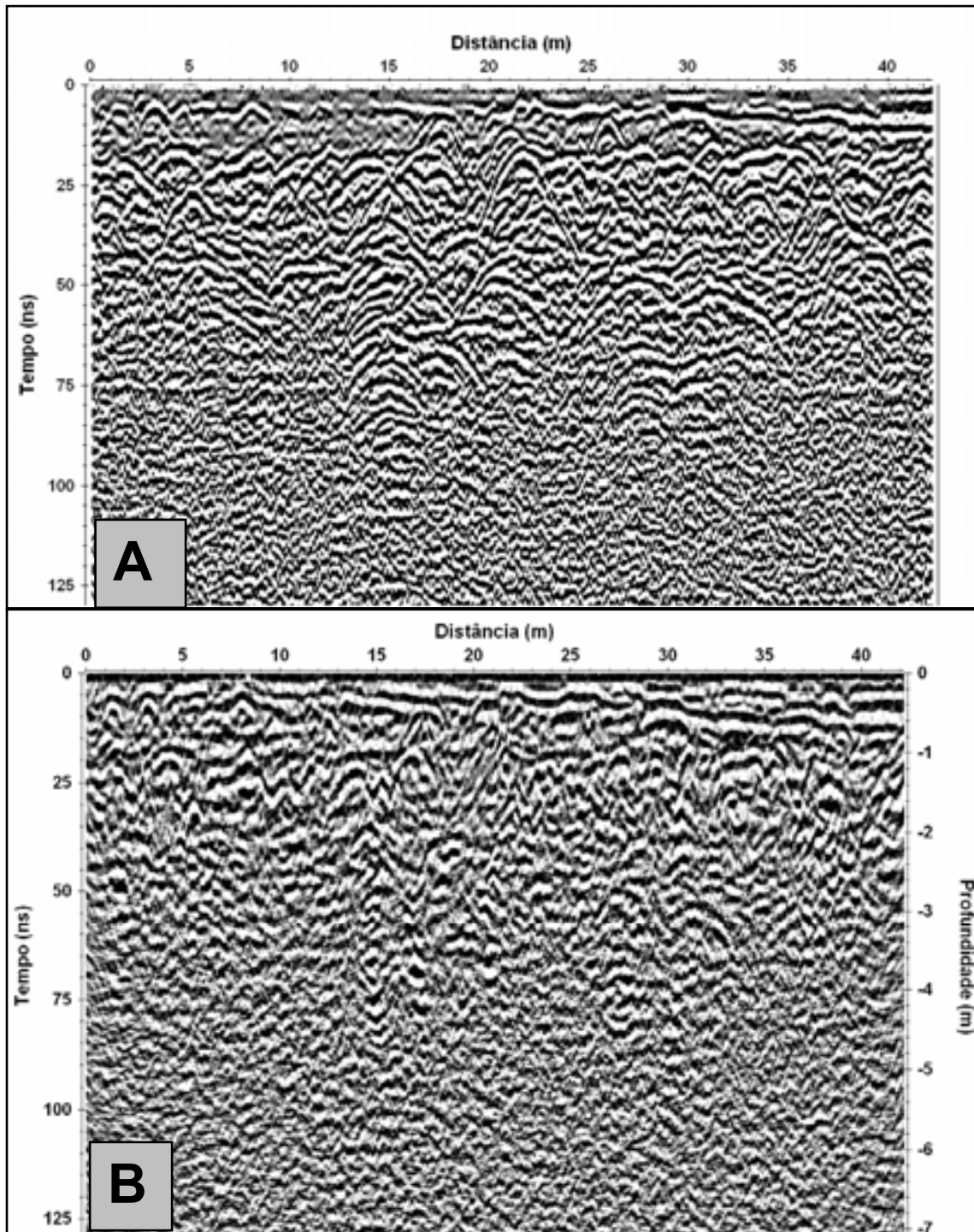


Figura 4.13 – Radargrama não migrado (A) e migrado (B). Em (B) é possível notar a focalização da energia nos ápices das hipérbolas.

#### 4.3.2.5 – Filtro de Frequência

Os principais objetivos do filtro de freqüências são: expurgar do dado as freqüências espúrias, associadas a transientes de muito baixa e/ou muito alta freqüência, e ressaltar os eventos associados ao alvo imageado. Existem vários tipos de filtros de freqüência, mas todos são utilizados essencialmente com o propósito de “limpar” da seção de GPR os componentes de freqüência que não correspondem ao sinal de interesse. Existem filtros que atuam no domínio da freqüência (passa-banda, passa-alta, passa-baixa), através de algoritmos de FFT (*Fast Fourier Transform*), e filtros que atuam no domínio do tempo (*time variant filter*), utilizando algoritmos de convolução.

Um tipo de filtro passa-banda bastante utilizado no processamento é o tipo trapezoidal, que possui rampas (*slopes*) entre os limites inferior e superior das freqüências de corte e os limites inferior e superior da banda passante, para evitar o efeito de Gibbs, decorrente de cortes abruptos nos limites de freqüências dos filtros. Neste tipo de filtro, utilizado no radargrama da figura 4.14, é necessário definir quatro valores de freqüências: freqüência de corte inferior, freqüência inferior da banda passante, freqüência superior da banda passante e freqüência de corte superior (figura 4.14).

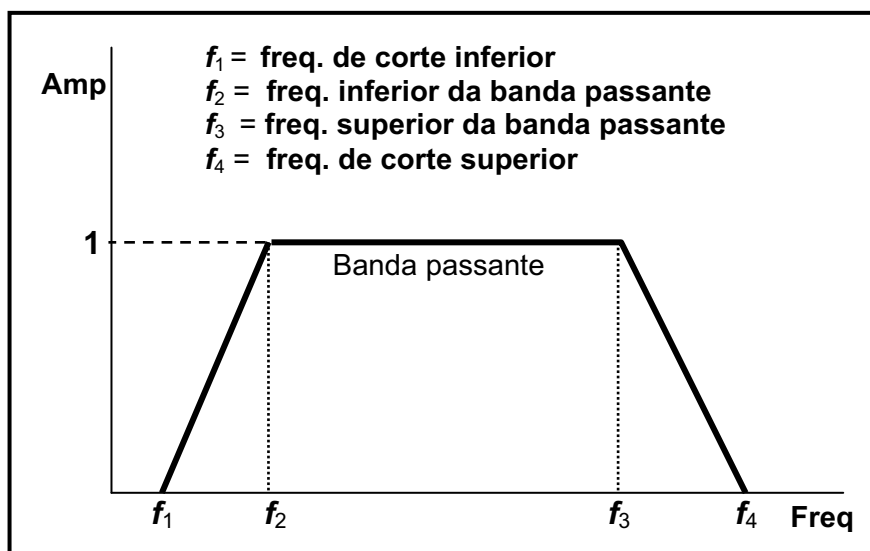


Figura 4.14 – Esquema mostrando a configuração do filtro de freqüência tipo passa-banda trapezoidal.

O leitor encontrará informações mais detalhadas sobre filtros de frequência nas seguintes fontes: Duarte (1997); Robinson and Treitel (1964, 1980) e Ymaz (1987).

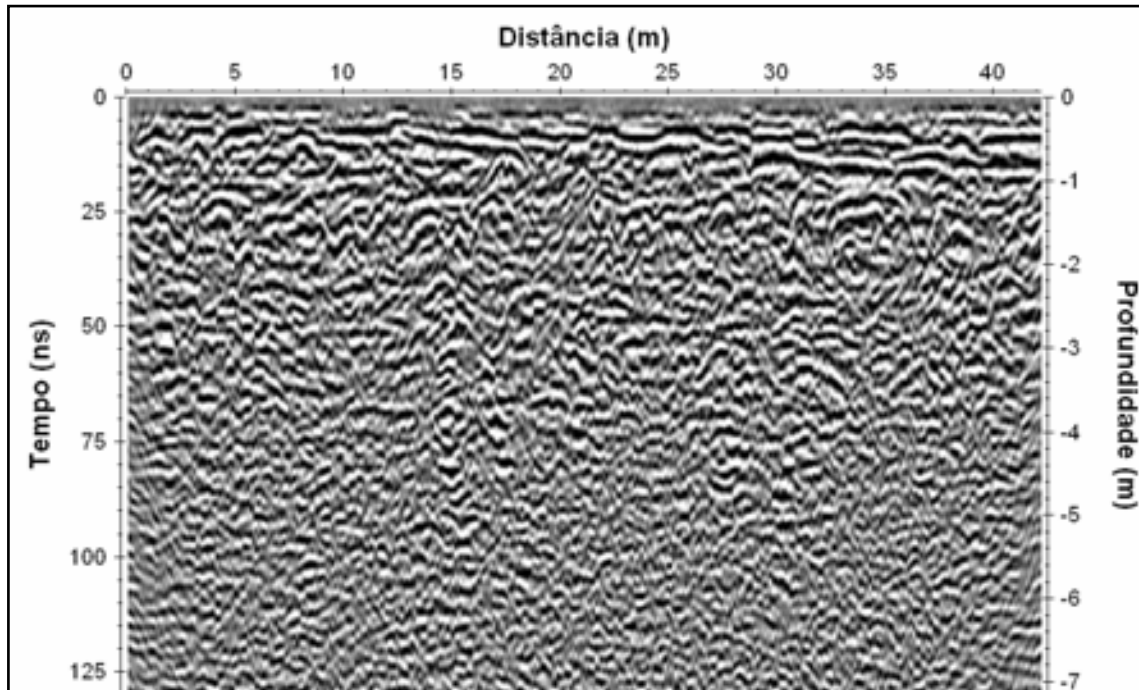


Figura 4.15 – Radargrama mostrando o resultado da aplicação de um filtro tipo passa-banda trapezoidal. As frequências (MHz) usadas para o limite inferior de corte, limite inferior da banda passante, limite superior da banda passante e limite superior de corte foram 30, 90, 320 e 450, respectivamente.

#### 4.3.2.6 – Correção topográfica

A etapa final do processamento (figura 4.16) é a correção do efeito da topografia, ou correção topográfica. A correção topográfica no GPR é equivalente na sísmica ao *datum* flutuante. Em geral, nas seções de GPR o dado é referenciado à maior cota topográfica dos locais de registro e os traços da seção de GPR são deslocados para baixo ou para cima em função da diferença entre a cota máxima e a cota de cada local de registro (cota de cada traço).

A correção topográfica é essencial para corrigir o efeito do encurvamento dos refletores horizontais e/ou sub-horizontais no radargrama, que ocorre devido à seção de GPR ter sido adquirida em uma superfície não plana.

A figura 4.16 mostra o resultado da aplicação da correção topográfica no radargrama mostrado na figura 4.15.

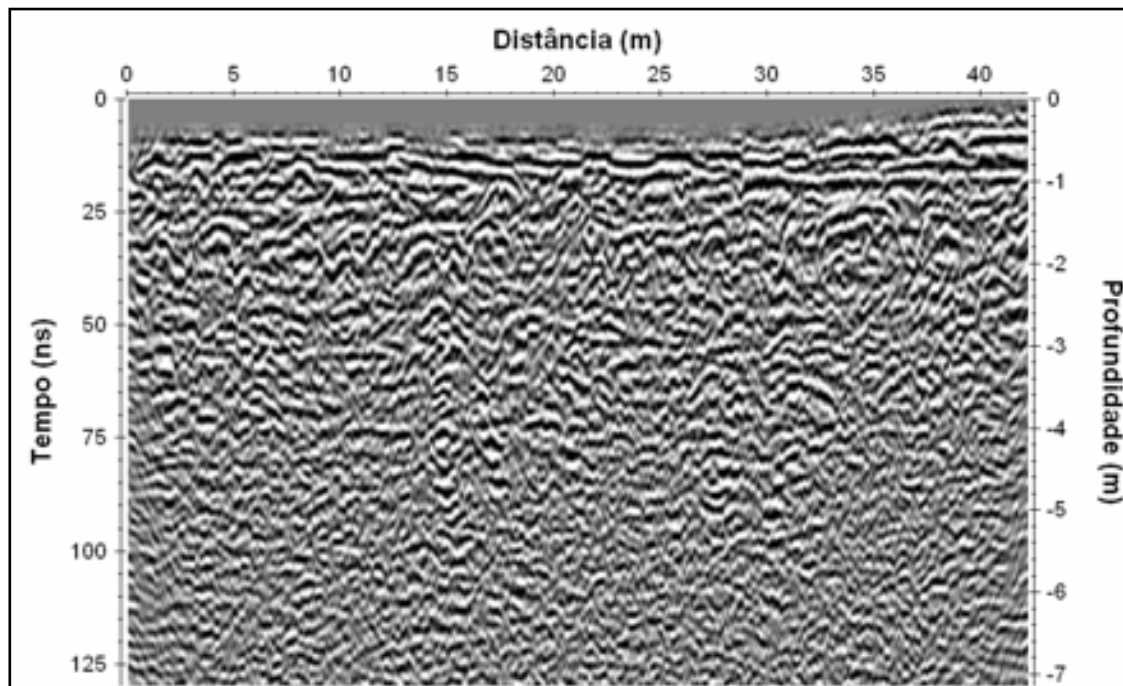


Figura 4.16 – Radargrama com correção da topografia. O *datum* de referência é a própria superfície do terreno.

#### 4.3.2.7 – Processos complementares

No processamento de dados de GPR, além dos processos básicos do fluxo, existem alguns procedimentos analíticos que são realizados para fins de determinar certos parâmetros que serão utilizados nas etapas subseqüentes do fluxo. Essas etapas complementam algumas etapas do fluxo e são por isso mesmo denominadas de processos complementares. Os dois processos complementares mais usuais no fluxo de processamento de dados são: a análise do espectro de freqüências e a análise de velocidades. A análise do espectro de freqüências, ou análise espectral, é feita antes da aplicação de processos que requeiram o conhecimento da distribuição de freqüências do dado. No caso do fluxo definido neste estudo, a análise espectral é realizada antes da aplicação do balanceamento espectral e antes da aplicação do filtro de freqüências. Já a análise de velocidades é feita para definir o campo de velocidades que será utilizado na etapa de migração.

Normalmente todos os softwares de processamento de dados, tanto de sísmica quanto de GPR, têm disponíveis módulos, ou mesmo algum recurso, que permite a determinação do espectro de freqüências e da distribuição de velocidades. Pode-se, por exemplo, determinar a distribuição de velocidades

do meio, utilizada para parametrizar a etapa de migração, através do ajuste (*fit*) das semi-hipérbolas de difração que aparecem no dado não migrado, como mostrado na figura 4.12.

#### **4.3.2.8 – Processos suplementares**

Em algumas situações particulares é necessário aplicar no dado algum processo que não seria aplicado em um contexto normal. Essas etapas servem como suplementação aos procedimentos básicos e são chamadas de processos suplementares.

Em áreas com presença de obstáculos superficiais ocorre a geração de ruídos devido à reflexão da onda aérea nestes obstáculos. Caso os obstáculos superficiais estiverem próximos das extremidades da linha, a onda aérea se manifestará de forma conspícua no radargrama através de eventos inclinados, cuja velocidade medida no radargrama corresponde à velocidade de propagação da onda eletromagnética pelo ar (Annan, 2001). Tais eventos inclinados podem ser removidos através de filtros direcionais, também chamados de filtros de velocidade ou filtros de mergulho. Um filtro direcional bastante utilizado no processamento de dados é o filtro f-k. Esse filtro atua no domínio da frequência (f) e do número de onda (k) e é muito eficaz para discriminar eventos inclinados (Maz, 1987).

#### 4.4 – Exemplos de aplicação do fluxo de processamento em dados 2D e 3D.

A seguir serão mostrados três exemplos de aplicação de levantamentos de GPR 2D, e dois exemplos 3D, todos associados ao imageamento de estruturas de dissolução no campo de petróleo de Fazenda Belém – CE, localizado na porção oeste da Bacia Potiguar terrestre. Na área de Fazenda Belém existe uma unidade industrial de tratamento de óleo e efluentes (ETO / ETE) onde é comum o surgimento de feições erosivas em superfície, de forma circular ou alongada, que provocam perda de volumes expressivos de solo. Estas feições, a depender do seu porte e da profundidade, podem comprometer as estruturas superficiais, tais como edificações, paredes de diques, tanques e postes. Alguns exemplos mostrados a seguir serão retomados no capítulo VII, onde será detalhada a interpretação dos dados e formulado um modelo geológico/geotécnico para as mesmas.

##### 4.4.1 – Exemplos de GPR 2D

As figuras 4.17 e 4.18 mostram os resultados do imageamento em seções de GPR com antenas de 200 MHz, intervalo entre *scans* de 0.05 m, razão de amostragem de 1 amostra/ns e *range* de 300 ns. Para efeito de visualização, limitamos as figuras até o tempo de 230 ns, que corresponde à profundidade de aproximadamente 13 m. A figura 4.17 mostra um exemplo com paleta em densidade variável e a figura 4.18 em formato *wiggle*.

É possível identificar nas figuras 4.17 e 4.18 domos de dissolução na iminência de irromper na superfície (detalhes em destaque). Esses domos, cuja gênese e mecanismo de evolução serão detalhados no Capítulo VII, constituem-se em risco geotécnico importante para as estruturas, construções e facilidades de produção que existem em Fazenda Belém. A detecção dessas estruturas de dissolução é de fundamental importância na mitigação desse risco. A figura 4.19 A mostra uma seção levantada em fazenda Belém com antena de 80 MHz. A seção é apresentada em formato de visualização que procura destacar os contrastes de impedância eletromagnética do meio geológico, sendo possível individualizar vários elementos que fazem parte de um sistema cárstico. Na figura 4.19 B é mostrada uma interpretação com os elementos identificados na seção.

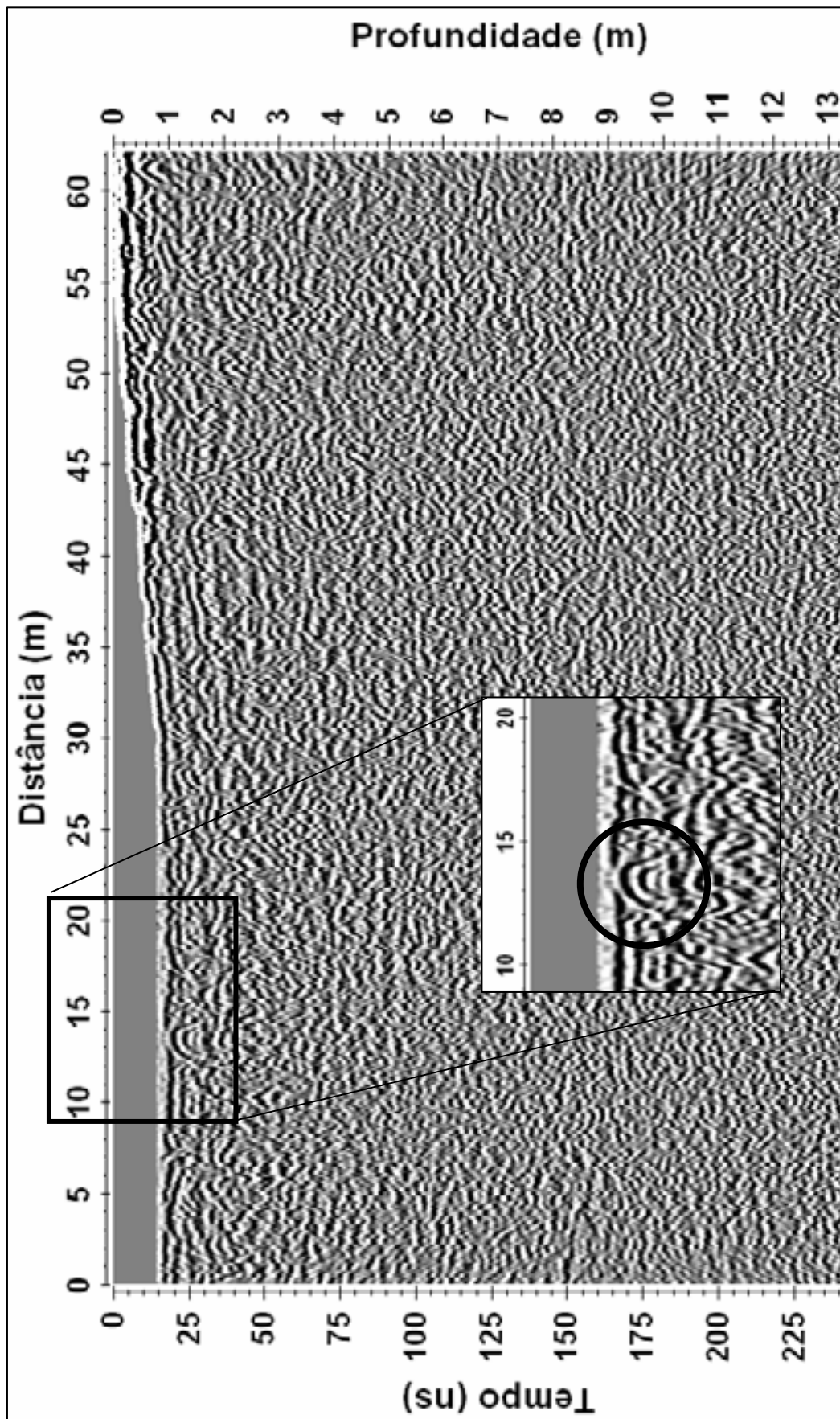


Figura 4.17 – Radargrama levantado em Fazenda Belém – CE. O objetivo do levantamento foi identificar a presença de estruturas de dissolução e colapso associadas a um sistema kárstico no substrato da área. É possível identificar a presença de um domo de dissolução, quase irrompendo no solo. O colapso do teto destes domos gera as dolinas de colapso.

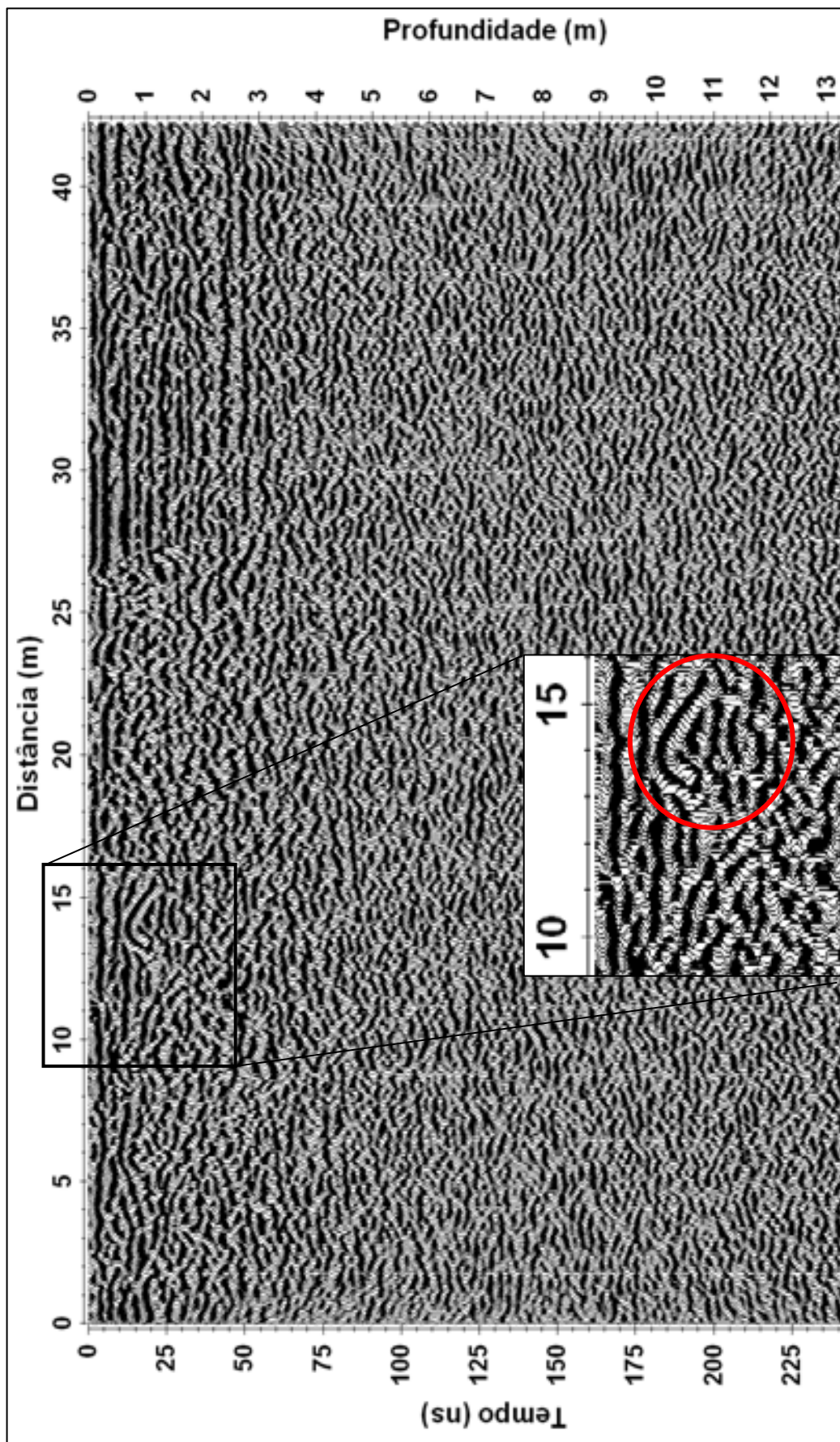


Figura 4.18 - Radargrama registrado em Fazenda Belém mostrando a presença de estruturas de dissolução de dissolução (domo de dissolução). Levantada em terreno plano, a seção é apresentada em formato *wiggle*, destacando a presença de um domo de dissolução (destaque no círculo em vermelho).

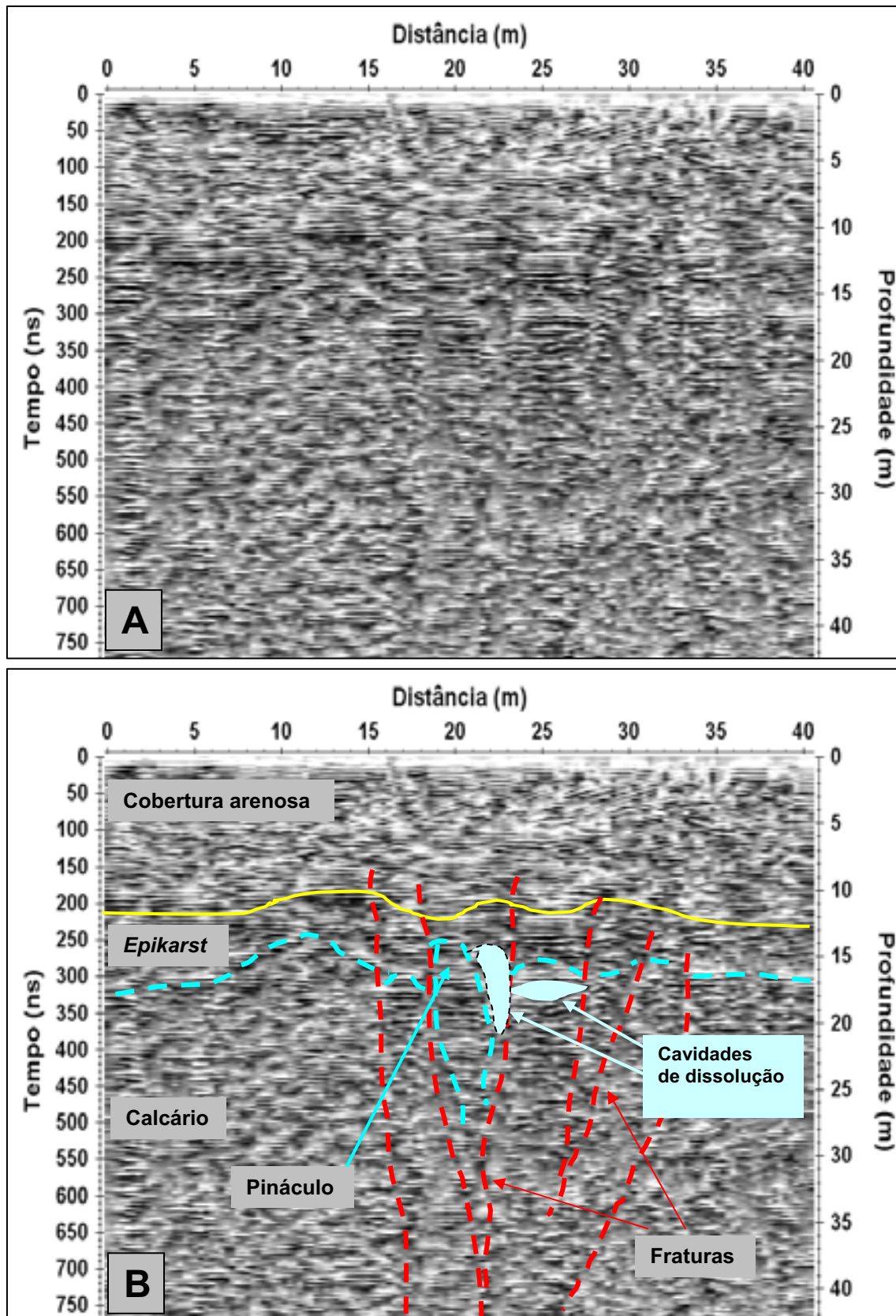


Figura 4.19 - Radargrama registrado em Fazenda Belém com antena de 80MHz (A) e a interpretação dos elementos do sistema kárstico identificados na seção (B).

#### 4.4.2 – Exemplos 3D

A seguir serão mostrados dois exemplos de GPR 3D. O primeiro refere-se a um levantamento 3D de GPR realizado no pátio de tancagem da ETE/ETO visando investigar a presença de possíveis estruturas de dissolução no substrato do aterro dos tanques. O segundo levantamento está associado à utilização da técnica de aquisição bi-polarizada, onde as antenas são dispostas em arranjos espaciais, ortogonal e paralelo, à linha de aquisição, visando explorar o fenômeno de polarização da onda eletromagnética.

##### 4.4.2.1 – Levantamento 3D no pátio de tancagem da ETE/ETO

Foi realizado um levantamento 3D com GPR objetivando investigar a presença de estruturas de dissolução em uma área de tancagem da ETO/ETE. O levantamento cobriu uma área de aproximadamente 300 m<sup>2</sup> e constou de 25 linhas de 21 m de comprimento, espaçadas de 0.6 m (21 m na direção *in-line*, e 14.4 m na direção *cross-line*). O intervalo entre traços foi de 0.3 m, perfazendo 71 traços por linha, totalizando 1775 traços. O levantamento mono-canal, foi realizado com *offset* entre as antenas (transmissor-receptor) constante de 1.2 m. O *layout* do levantamento é mostrado na figura 4.20.

A aquisição 3D foi realizada à semelhança de um hipotético levantamento marítimo mono-linha com multiplicidade 100%isto é, uma linha por *swath*, um canal por registro, uma amostra por célula de 0.3m x 0.15 m. O tempo de registro (*range*) foi de 500 ns e a razão de amostragem de 1 ns. A composição do dado 3D (*dataset* 3D) foi realizada na etapa de processamento, através da gridagem, definição do tamanho da célula e organização das linhas individuais (*sort*) nas direções *in-line* e *cross-line*. A direção *in-line* corresponde à direção de aquisição das linhas, enquanto a *cross-line* corresponde à direção perpendicular ao comprimento das linhas, com cada *cross-line* sendo definida na posição de cada ponto de registro (traço) das *in-lines*.

A presença de importantes fontes de ruído superficial, notadamente de tanques metálicos, comprometeu fortemente a relação sinal/ruído, tornando primordial a utilização de procedimentos de processamento para eliminar ou atenuar a amplitude destes ruídos no *dataset* 3D. A utilização de migração em duas direções e a filtragem F-K foram os principais procedimentos utilizados na

atenuação dos eventos superficiais, materializados pela reflexão da onda aérea nos obstáculos superficiais, como mostrado na figura 4.21.

A figura 4.21 apresenta os painéis de todas as *in lines* brutas (figura 4.21 A) e depois de processadas (figura 4.21 B). Na figura 4.20 A o dado bruto está comprometido por ruídos de diversas origens, sendo os mais maléficos, os resultantes da reflexão da onda aérea em obstáculos superficiais (onda aérea refletida-OAR). No dado final processado (figura 4.21 B) fica claro a melhoria da qualidade da imagem, onde é possível agora discernir uma região anômala (elipse amarela), associada à dissolução do *epikarst* que preenche uma zona fraturada. Esta zona fraturada pode ser melhor visualizada no cubo 3D apresentado na figura 4.22.

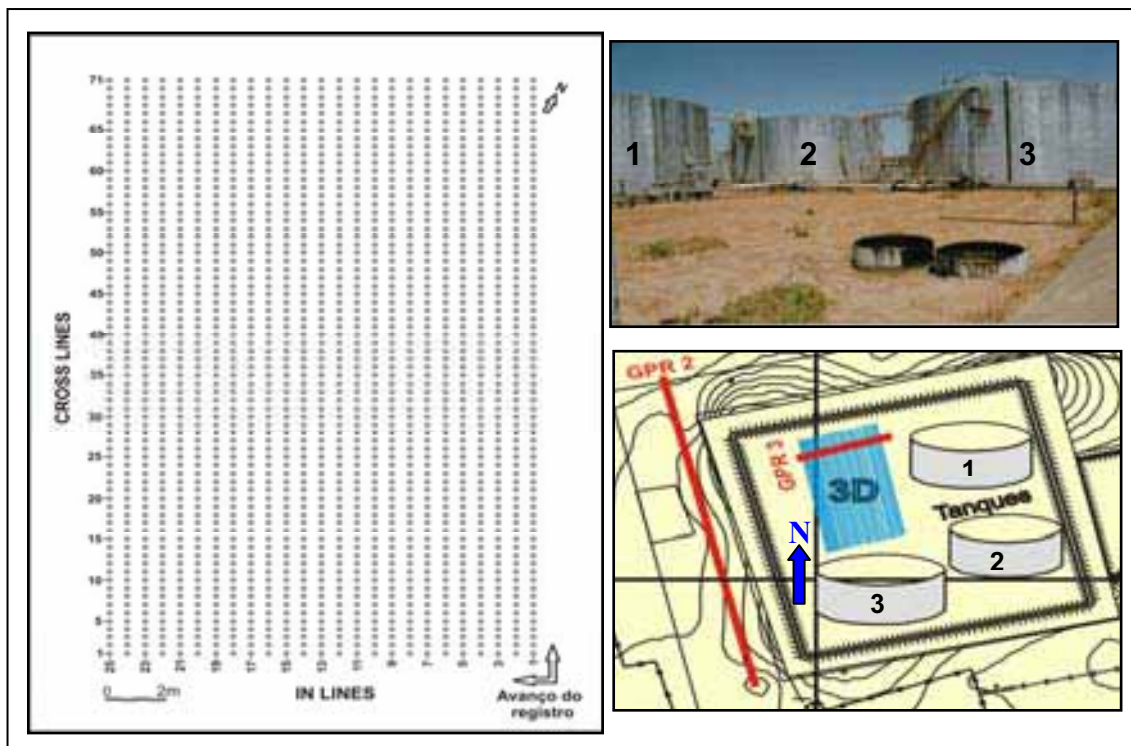


Figura 4.20 - *Layout* do levantamento 3D de GPR. A aquisição foi mono-canal e se assemelhou a uma aquisição marítima com um cabo, e um canal por tiro. Foram levantadas 25 linhas (*in-lines*) com 21 m de comprimento, espaçadas de 0.6 metros. O levantamento, de direção NNW, foi realizado em um pátio de tancagem onde existem várias fontes de ruídos para o GPR. A posição dos tanques (1, 2 e 3) estão identificadas na foto e no croquis.

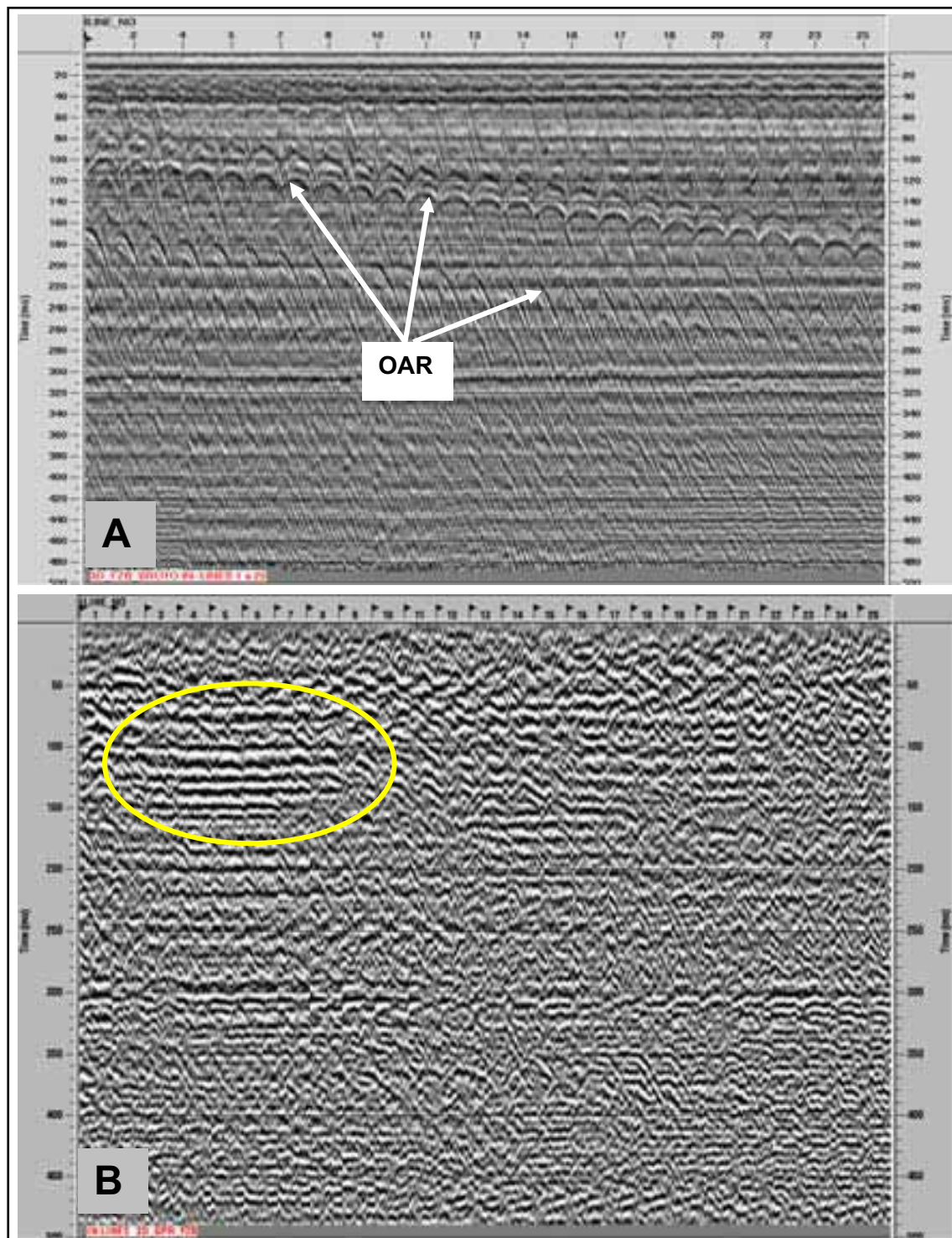


Figura 4.21 - Painéis com *in-lines* brutas (A) e processadas (B). Em (A) o dado bruto está comprometido por ruídos de diversas origens, sendo os mais prejudiciais aqueles resultantes da reflexão da onda aérea em obstáculos superficiais (onda aérea refletida-OAR). No dado final processado (B) fica claro a melhoria da qualidade da imagem, onde é possível agora discernir uma região anômala (elipse amarela), associada à dissolução do regolito que preenche uma zona fraturada.

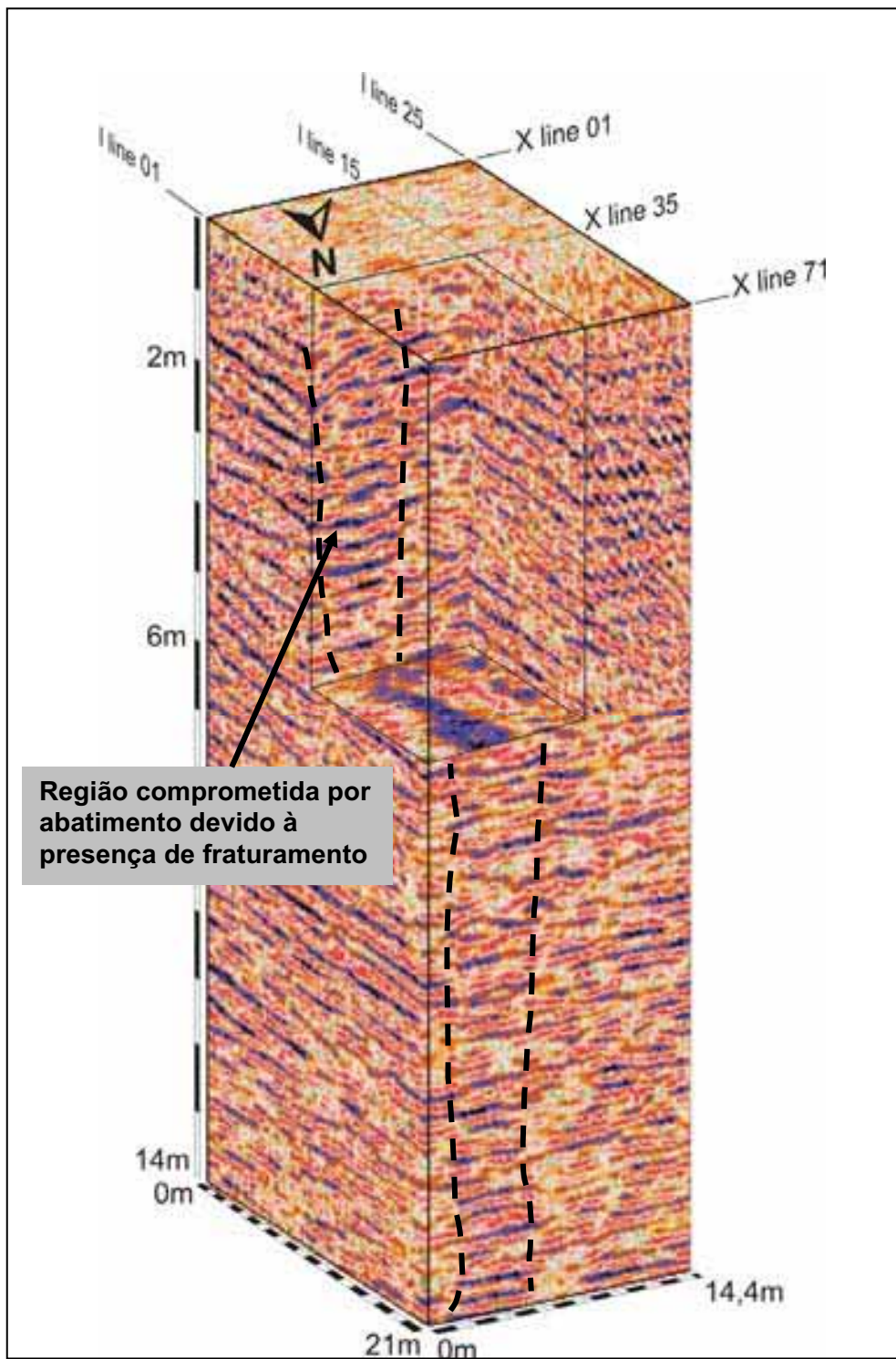


Figura 4.22 - Cubo 3D de GPR mostrando a presença de estrutura de dissolução associada a uma zona abatida encaixada em fratura subvertical.

#### 4.4.2.2 – Imageamento 3D de GPR bi-polarizado

O GPR utiliza antenas para irradiar a energia eletromagnética para o meio geológico. Virtualmente todos os tipos de antenas de GPR são dipolos elétricos que formam um conjunto transmissor-receptor. O campo eletromagnético irradiado é caracterizado por atributos descritivos tais como: amplitude, fase, frequência e direção da vibração dos campos elétrico e magnético (polarização). Já a energia refletida por um alvo é função da amplitude e da direção de vibração (polarização) do campo eletromagnético incidente. Enquanto a antena transmissora irradia energia em diferentes direções, a antena receptora é sensível à direção de vibração dos campos elétrico e magnético, respondendo de forma diferente à diretividade da energia refletida pelo alvo (Radzevicius, 2001). Essa seletividade direcional do sinal de GPR pode ser utilizada em estudos de anisotropia do meio, para atenuar ruídos de fontes superficiais, na detecção de alvos 1-D (dutos, fraturas verticais), ou em situações nas quais não se conhece a priori a posição do alvo em subsuperfície. Aproveitando essa característica do GPR foi realizado um levantamento multicomponente 3D, com antena bistática de 80 MHz, objetivando localizar um equipamento BOP (*Blow Out Prevention*) da PETROBRAS (figura 4.23) que havia caído em uma dolina aberta quando da perfuração de um poço em Fazenda Belém.

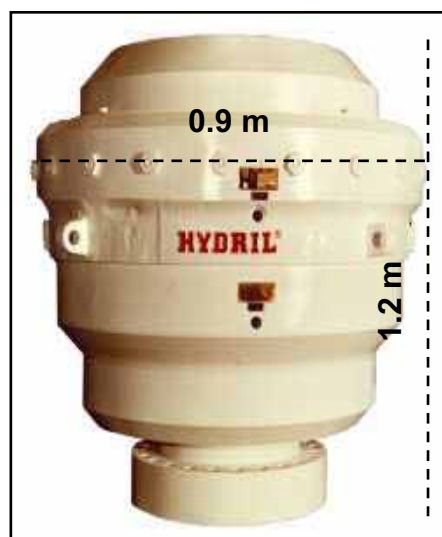


Figura 4.23 - Equipamento BOP (*Blow Out Prevention*). O BOP tem largura de 0.9 m e altura de 1.20 m.

Não se sabia a profundidade em que o equipamento se encontrava nem a sua posição de jazimento. Em vista disso foi parametrizado um levantamento 3D bi-polarizado com antenas bistáticas de 80 MHz. O primeiro levantamento foi realizado com as antenas dispostas perpendicularmente às linhas (*perpendicular broadside-PR*), enquanto o segundo levantamento foi feito com as antenas paralelas às linhas (*parallel broadside-PL*) (figura 4.24).

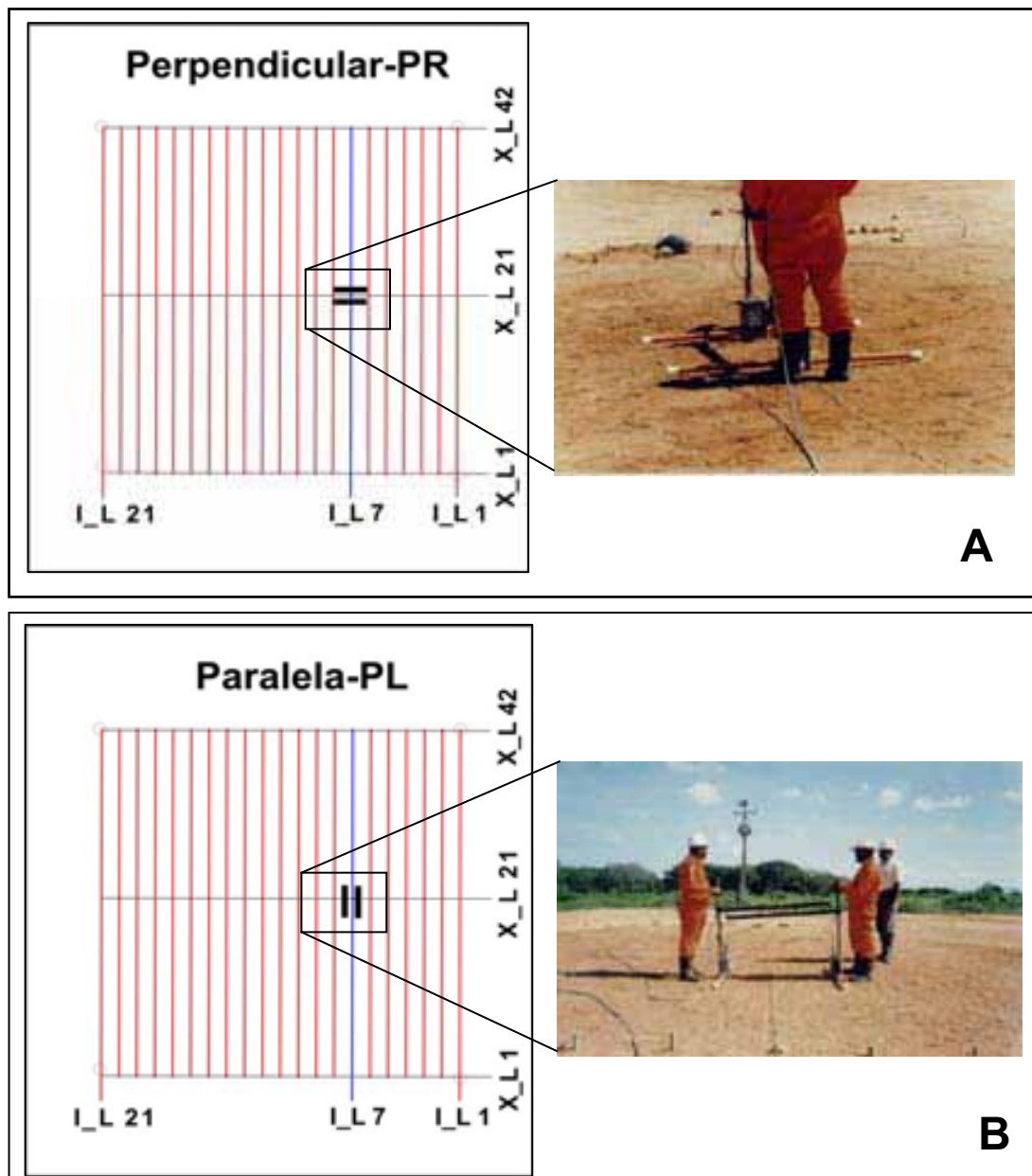


Figura 4.24 – Configurações de arranjos das antenas de GPR dispostas perpendicularmente à linha de registro (A) e paralelamente à linha de registro (B). O arranjo perpendicular à linha de registro é chamado de *perpendicular broadside-PR*, enquanto o arranjo paralelo é chamado de *parallel broadside-PL*. As fotos em A e B mostram a aquisição no campo.

A figura 4.25 apresenta o resultado do imageamento com as antenas paralelas à linha (PL), enquanto que a figura 4.26 mostra o resultado obtido com as antenas perpendiculares à linha (PR). Percebe-se que o levantamento com as antenas paralelas às linha (PL) se mostrou mais adequado à detecção do alvo (figura 4.25), bem como permitiu uma melhor atenuação dos ruídos de fontes superficiais.

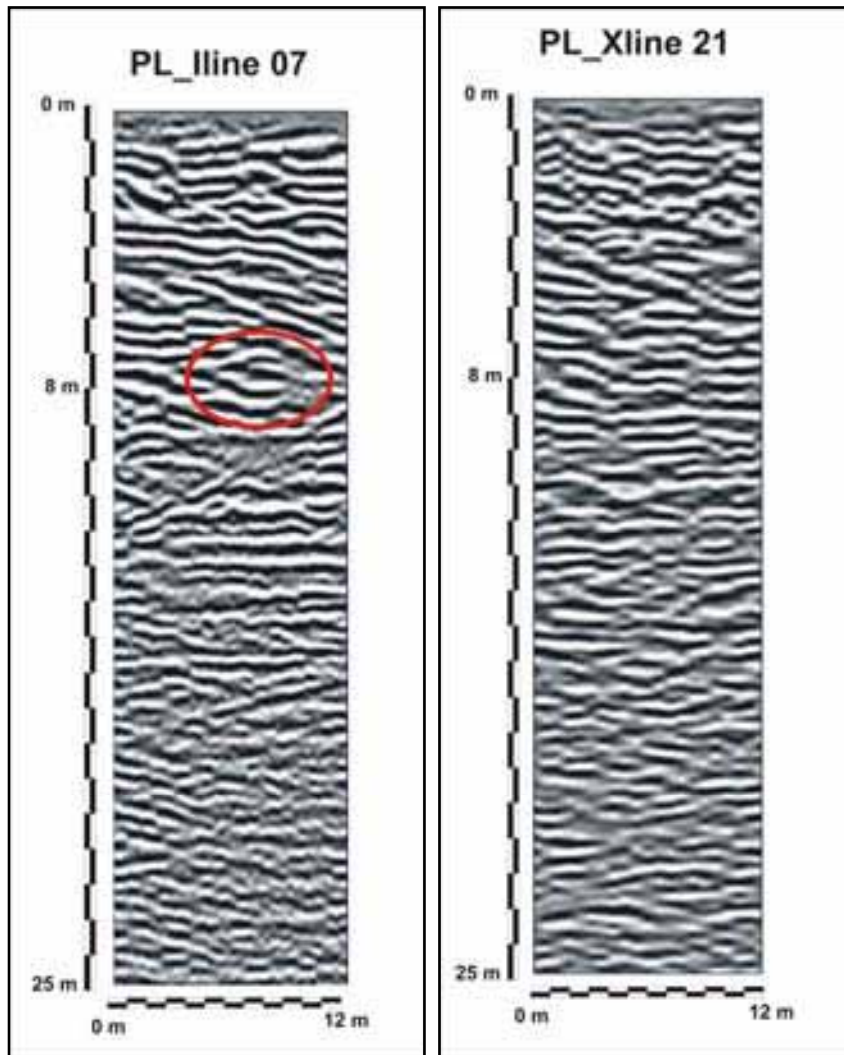


Figura 4.25 – Painéis de radargramas da configuração de antenas paralela à linha de aquisição (arranjo PL). O BOP foi localizado no cruzamento da *in-line* 7 com a *cross-line* 21. Na *in-line* 7 é possível identificar a presença do BOP a uma profundidade em torno de 8 m.

O levantamento PR, se mostrou mais susceptível aos ruídos superficiais, gerando um imageamento com baixa razão sinal/ruído, o que obliterou a detecção do alvo.

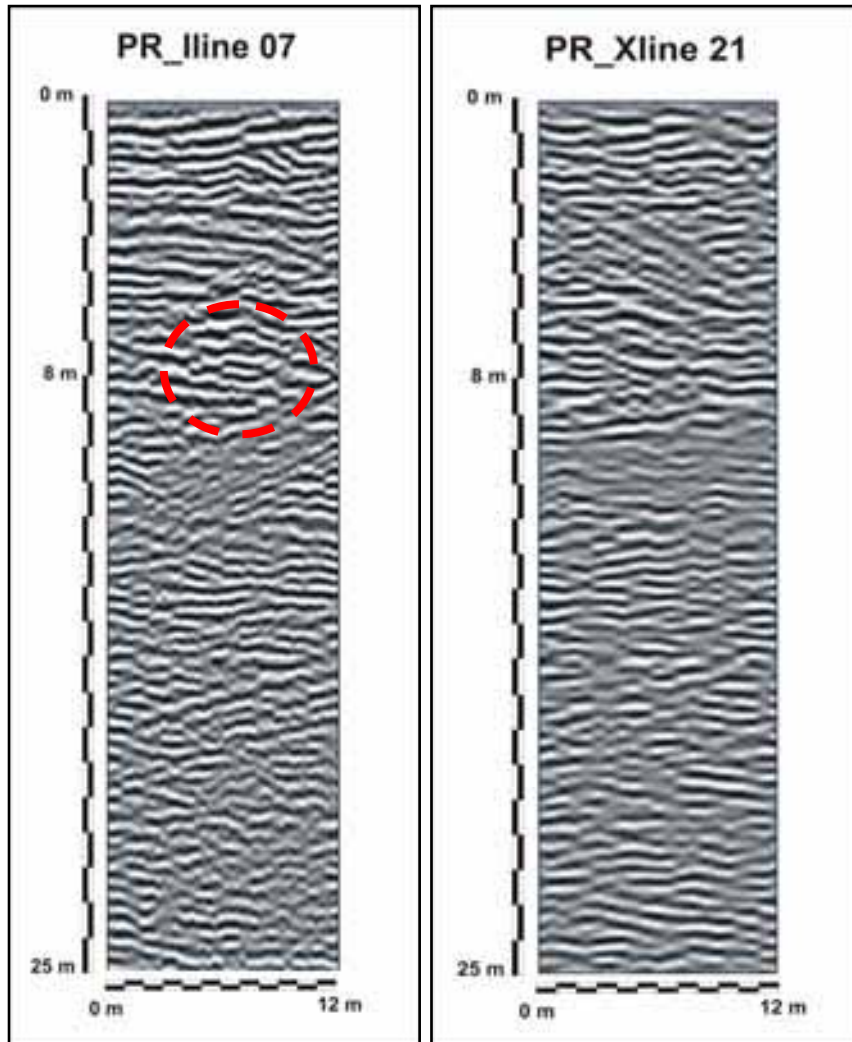


Figura 4.26 - Painéis de radargramas da configuração de antenas perpendicular à linha de aquisição (arranjo PR). A presença do BOP, localizado no cruzamento da *in-line* 7 com a *cross-line* 21 a uma profundidade em torno de 8 m, não está bem caracterizada, ao contrário do que ocorreu quando foi utilizada a configuração com as antenas paralelas à linha (figura 4.25).

A figura 4.27 mostra o cubo 3D do levantamento PL com um corte do BOP.

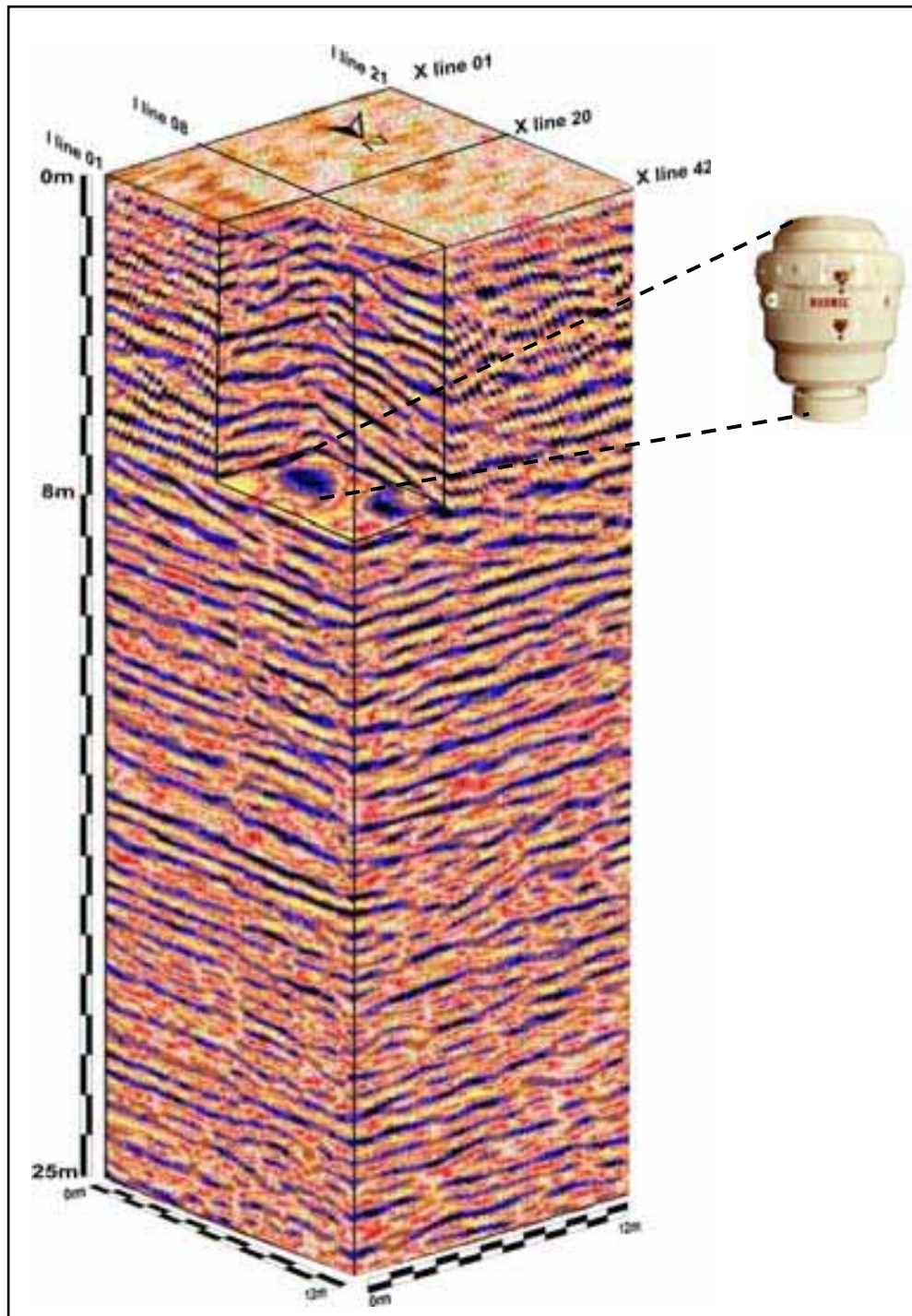


Figura 4.27 - Cubo 3D do levantamento realizado com o arranjo PL. O BOP foi localizado a uma profundidade em torno de 8 m no cruzamento da *in-line 7* com a *cross-line 21*.

#### **4.5 – Considerações finais**

Neste Capítulo discutimos as etapas do fluxo de processamento, exemplificando a aplicação de cada uma destas etapas em dados reais de GPR. Os procedimentos de processamento foram descritos e mostrados passo-a-passo, evidenciando a expressiva melhoria na qualidade do imageamento, desde a seção bruta até a seção final processada.

Mostramos também exemplos de utilização do fluxo descrito em dados 2D e 3D de GPR registrados no Campo de Fazenda Belém-CE. Os exemplos 2D e 3D mostrados neste capítulo serão novamente abordados no Capítulo VII, quando serão apresentadas as interpretações das feições identificadas nos radargramas e será feita a proposição de modelos conceituais para o sistema cárstico de Fazenda Belém.

Por fim, é importante ressaltar que a utilização do GPR em áreas industriais, com várias fontes de ruídos, só é viável com a utilização de procedimentos de processamento judiciosos e focados no aumento da relação sinal/ruído. Isto é particularmente importante no caso de Fazenda Belém onde, além da presença de várias fontes de ruídos para o GPR, os alvos dos levantamentos estão associados a um sistema cárstico, com morfologia complexa e de difícil imageamento por outros métodos geofísicos.

### **Contextualização do problema geotécnico em Fazenda Belém**

#### **5.1 – Introdução**

Os desenvolvimentos metodológicos apresentados nos capítulos anteriores foram motivados pela necessidade de imagear com GPR a morfologia das estruturas de dissolução que ocorrem no substrato carbonático do Campo de Fazenda Belém, bem como elucidar os mecanismos que regem os colapsos de terreno na área.

Para permitir um entendimento integrado destes fenômenos apresentamos neste capítulo a contextualização fisiográfica, geológica e hidrogeológica, do problema geotécnico que impacta as atividades produtivas do campo de Fazenda Belém.

Desta forma, o objetivo primordial deste Capítulo é apresentar os principais atores que condicionam o aparecimento dos colapsos de terreno em Fazenda Belém e fazer uma primeira abordagem da inter-relação dos mesmos nos processos que geram o risco geotécnico na área.

Este capítulo está estruturado segundo a seguinte seqüência temática: primeiramente iremos historiar o problema geotécnico de Fazenda Belém; depois serão feitas as caracterizações fisiográfica, geológica e hidrogeológica da área de trabalho; na seqüência será discutido o inter-relacionamento dos fatores que regem os colapsos de terreno em Fazenda Belém, notadamente na área da ETE/ETO e suas adjacências; por fim serão feitas as considerações e comentários finais.

#### **5.2 – Histórico dos problemas geotécnicos em Fazenda Belém**

A área alvo da pesquisa, campo de Fazenda Belém, localiza-se no estado do Ceará, distando cerca de 55 Km da cidade de Mossoró-RN e cerca de 25 km das cidades de Aracati e Icapuí, ambas no Ceará (figura 5.1).

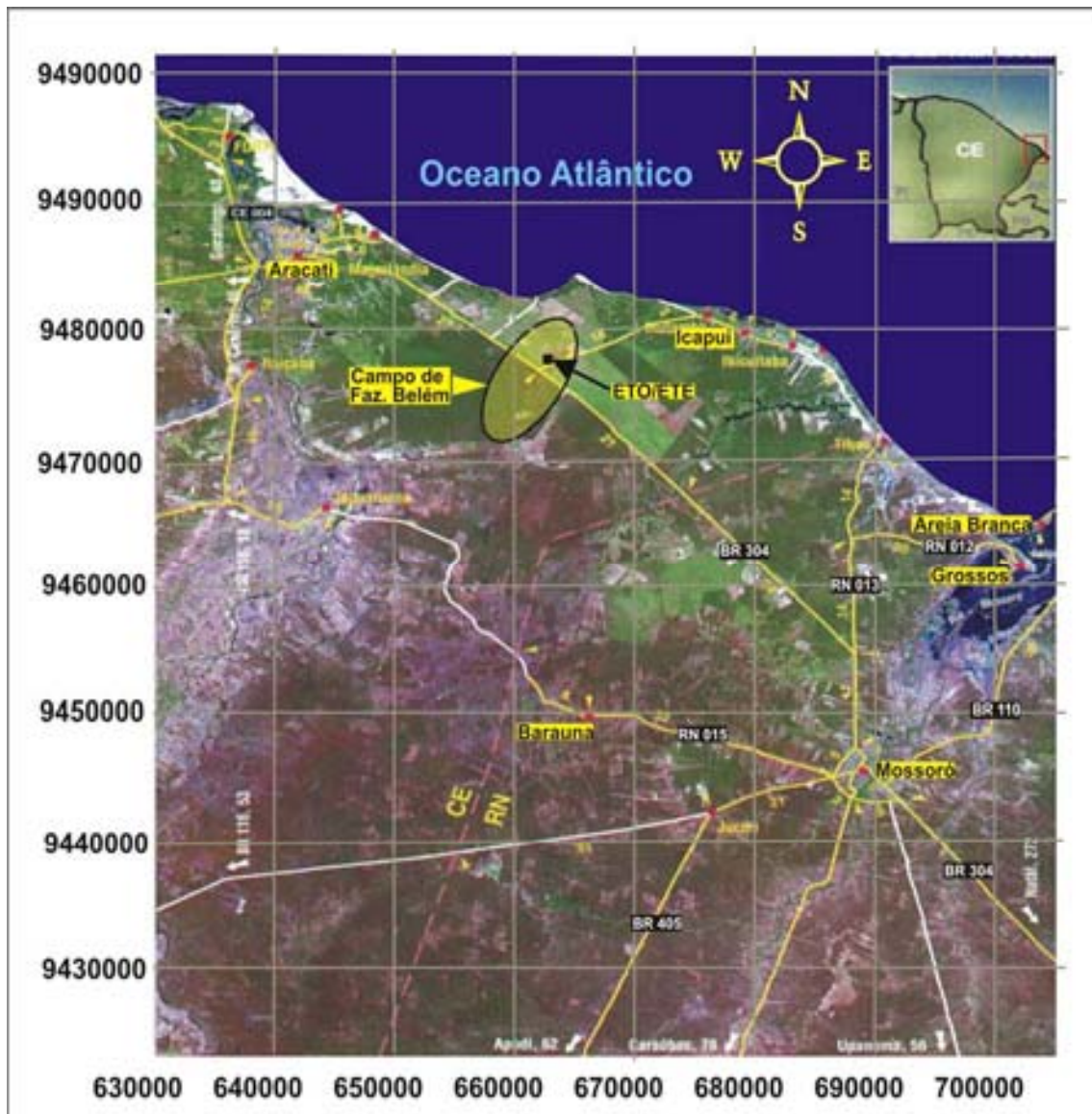


Figura 5.1 - Localização do Campo de Faz. Belém - CE e da estação de tratamento de óleo e efluentes (ETE/ETO). As coordenadas estão em UTM.

Desde a sua descoberta, em 1979, até os dias atuais o campo de Fazenda Belém vem sendo continuamente explotado, tendo sido instaladas na área diversas facilidades de produção tais como: estações de vapor, tanques e dutos, diques de descarte, estações de tratamento de efluentes, e poços de produção.

O óleo é extraído em Fazenda Belém através de mais de 600 poços e é drenado para uma estação central de tratamento de óleo e efluentes, (ETO/ETE - Figura 5.2), onde é submetido a vários processos físico-químicos para separação óleo-água.



Figura 5.2 – Vista aérea panorâmica da ETO/ETE do Campo de Fazenda Belém -CE.

No campo de Fazenda Belém é comum o surgimento de feições erosivas em superfície, de forma circular ou alongada, que provocam recalque do terreno com perdas de volumes expressivos de solo. Essas feições erosivas, a depender de seu porte e profundidade, podem comprometer estruturas superficiais tais como: edificações, paredes de diques, tanques, unidades de bombeio, sondas de perfuração, postes e outras facilidades de produção (figuras 5.3 e 5.4).

As erosões, que ocorrem com frequência na ETO/ETE e em seu entorno, resultam em um fator de risco relativamente elevado às instalações industriais da unidade.

Embora a área que tem merecido maior cuidado e monitoramento seja o parque de tancagem principal da ETO/ETE, todas as facilidades de produção e edificações da área de Fazenda Belém estão vulneráveis ao risco de desmoronamentos de terreno.



Figura 5.3 – Poste caído devido a colapso de terreno na ETE/ETO.



Figura 5.4 – Detalhe do colapso de terreno, mostrado na foto 5.3, que provocou a queda de um poste próximo ao pátio de tancagem da ETE/ETO.

Ao longo dos últimos 20 anos vários técnicos da PETROBRAS foram mobilizados objetivando estudar os fenômenos erosivos e buscar controlar a situação em Fazenda Belém.

Acreditava-se que o surgimento dos buracos era motivado pela acomodação ou compactação do solo arenoso devido à infiltração de água. Outras opiniões se dividiam entre a existência de grandes formigueiros, à presença de cavernas, e até os terremotos de Palhano (distante cerca de 50 km a SW de Fazenda Belém), como causadores das erosões.

La Mônica Filho (1988) aventou a hipótese de que as erosões estariam associadas a desmoronamentos de abóbadas de cavernas presentes no substrato calcário da área. Ele baseou suas inferências a partir de inspeções de campo realizadas na áreas afetadas da ETO/ETE e em informações colhidas com habitantes da região, que relataram ser comum o aparecimento de cavidades no terreno e o desaparecimento de árvores e arbustos.

Gusso (1988 e 1991) e Corsino (1989), a partir da análise de dados de geologia de superfície e dados de poços, propuseram um modelo para explicar o aparecimento dos desmoronamentos na ETO/ETE. Segundo eles, as erosões eram condicionadas, não só pela presença de cavernas e vazios na rocha calcária, mas também pela presença de um intrincado sistema de fraturas interligando a superfície aos vazios do substrato calcário, que favorecia a percolação de água e a dissolução do regolito que preenchia estas fraturas.

Entretanto, persistia o problema de risco geotécnico às instalações da empresa pois não se tinha na época como testar o modelo de Gusso e Corsino a partir dos dados disponíveis. Esta incerteza prejudicava fortemente o estabelecimento de estratégias de remediação para as erosões, além, é claro, de impedir o estabelecimento de fatores mais precisos e preditivos de risco às instalações da ETO/ETE. Também não era possível avaliar a morfologia e extensão das fraturas e cavidades com as informações disponíveis até então.

Para suprir a falta de dados que permitissem um diagnóstico mais conclusivo, diversas ações foram propostas. Algumas delas foram implementadas enquanto outras não o foram devido, principalmente, à falta de tecnologia adequada na época. Entretanto, mesmo algumas iniciativas que foram implementadas esbarraram nas deficiências dos métodos, do ponto de vista de amostragem e resolução, e não forneceram informações

suficientemente conclusivas. Entre estas ações estavam a perfuração de uma malha de poços de sondagem geotécnica objetivando avaliar a presença de cavernas e o topo do calcário, e a realização de levantamentos geofísicos de superfície, entre estes, microgravimetria e sísmica de refração rasa. A microgravimetria mostrou resultados inconclusivos e insuficientes do ponto de vista de diagnosticar a presença de fraturas e cavidades. Não foram feitos levantamentos de refração rasa pois, segundo Corsino (informação verbal) chegou-se à conclusão que o método não daria uma resposta adequada à demanda do problema.

A presença de uma cobertura superficial arenosa (com espessura entre 0 e 30 m na área da ETO/ETE) dificulta o mapeamento através de geologia de superfície. Os poços de sondagem geotécnica perfurados na ETO/ETE detectaram fraturas e vazios na rocha calcária, entretanto o objetivo de mapear o topo do calcário ficou comprometido devido a morfologia extremamente irregular de sua superfície. De fato, é notória a extrema irregularidade do topo do calcário que, em alguns locais aflora, enquanto em questão de poucos metros depois ocorre em profundidades de 15 a 20 m. Nesta situação um mapeamento do topo do calcário a partir de um malha de poços geotécnicos exigiria uma densidade de amostragem tão grande que tornaria proibitivo o custo da pesquisa.

A necessidade de se conhecer com mais certeza os mecanismos que controlam esses desmoronamentos, tentar adquirir informações preditivas sobre sua ocorrência e propor ações mitigadoras adequadas, motivou este projeto de investigação com GPR em toda a área da ETO/ETE e em seu entorno. Mesmo conhecendo o elevado grau de ruído provocado pela atividade industrial apostamos num rigoroso controle da aquisição para mapear as fontes de interferências superficiais, e em técnicas de processamento para elevar a razão sinal/ruído.

Foram feitos levantamentos 2D e 3D de GPR cuja interpretação, feita de forma integrada com outros fatores condicionantes (geologia e hidrogeologia), permitiu a formulação de modelos conceituais mais adequados e atualizados para explicar os fenômenos de colapso de terreno em Fazenda Belém.

### 5.3 – Aspectos fisiográficos da área de Fazenda Belém

O Campo de Petróleo de Fazenda Belém localiza-se no estado do Ceará, numa região semi-árida, com baixo índice pluviométrico. O período de chuvas, quando ocorre, vai de dezembro a maio, e as temperaturas médias anuais variam entre 27 °C e 32 °C. A região de Fazenda Belém possui relevo suave, plano, característico de tabuleiros costeiros, com pequena variação topográfica. As cotas variam entre 51 m na porção E-SE, decaindo a 48 m na porção W-NW. No limite N-NE da área ocorrem paleodunas e a topografia assume um caráter mais ondulado e irregular. A vegetação nativa predominante é arbustiva, típica de tabuleiros costeiros, mas também existe um importante cultivo de cajueiros, que ocupa uma área em torno de 185 ha. Segundo o Anuário Estatístico do Ceará (2000) os tipos de solos aflorantes na região de Fazenda Belém são os seguintes: Latossolo Vermelho Escuro, Latossolo Eutrófico, Cambissolo, Areias Quartzosas Distróficas e Areias Quartzosas Marinhas.

### 5.4 – Contexto geológico da região de Fazenda Belém

Segundo Bertani *et al.* (1990), o arcabouço da Bacia Potiguar é compartimentado em três elementos morfo-estruturais básicos: grabens, altos internos e plataformas do embasamento. Os grabens da parte terrestre (Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista) constituem feições lineares orientadas na direção NE-SW, limitados por falhas assimétricas com grande rejeito e são preenchidos por unidades sedimentares do Cretáceo inferior. Os altos internos (Quixaba, Macau, Serra do Carmo) são feições alongadas sub-aflorantes do embasamento, separando os principais grabens, onde as seqüências do Cretáceo inferior estão ausentes devido à erosão ou não deposição. As plataformas rasas do embasamento (Touros e Aracati) flanqueiam os grabens centrais e são preenchidas por sedimentos do Aptiano e Cretáceo Superior (Fm. Açú e Fm. Jandaíra). A litoestratigrafia da Bacia Potiguar é mostrada na carta estratigráfica da figura 5.5, proposta por Araripe e Feijó (1994) e Pessoa Neto (1999), após modificação por Sousa (2002).

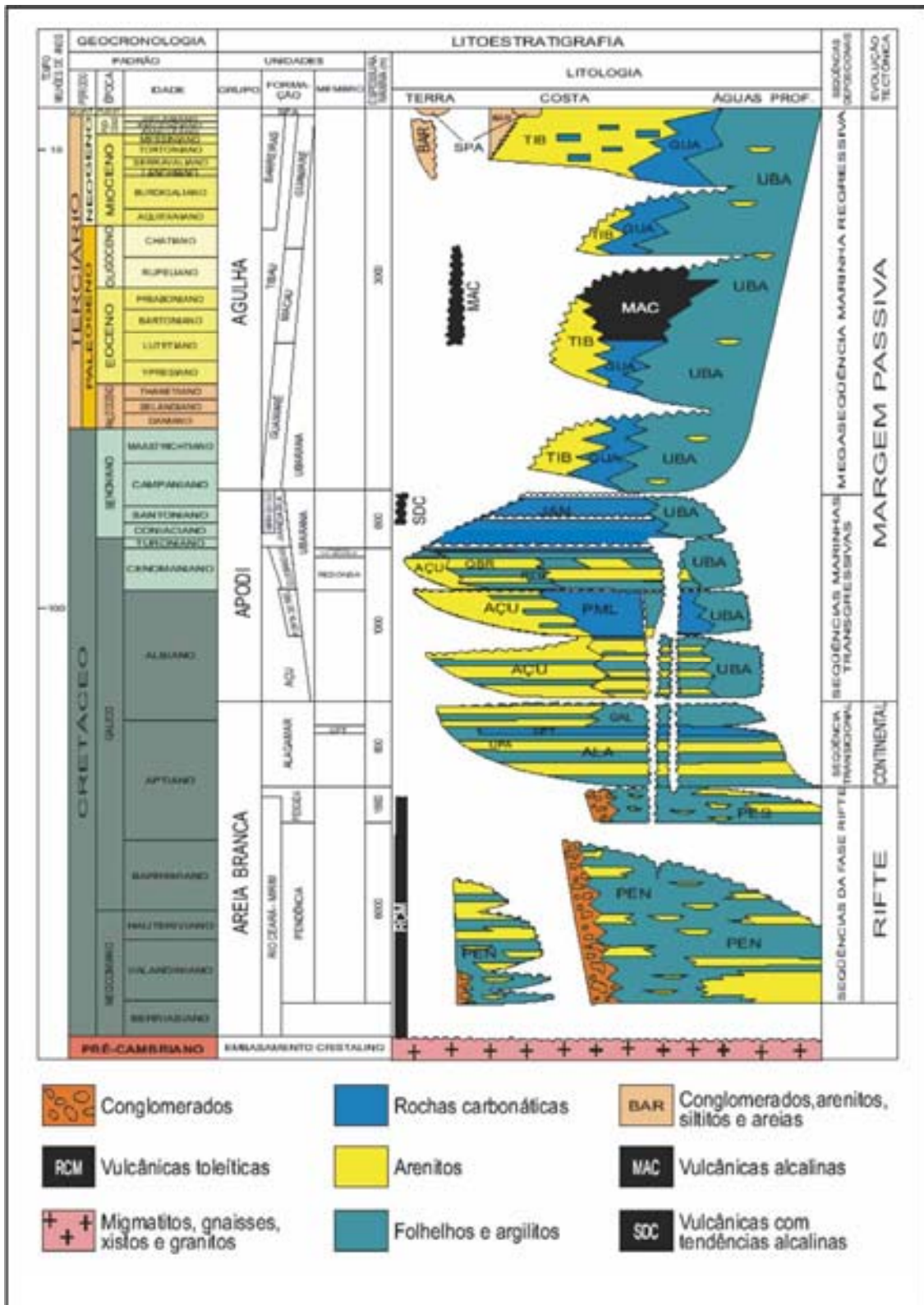


Figura 5.5 – Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Araripe e Feijó, 1994; Pessoa Neto, 1999). Modificada por Sousa (2002).

A área objeto deste trabalho (Campo de Fazenda Belém) fica localizada no extremo oeste da Bacia Potiguar, no contexto da Plataforma de Aracati, onde uma seção sedimentar pós-aptiana capeia uma extensa área do embasamento cristalino (Sousa, 2002). A figura 5.6 mostra o contexto geológico-estrutural da região de Fazenda Belém, baseado em Fortes (1987).

O Rifte Potiguar originou-se durante o Cretáceo Inferior (Berriasiano) por meio de um campo extensional de direção geral WNW-ESSE, que provavelmente durou até Barremiano (Cremonini *et al.* 1996). As zonas de cisalhamento ou falhas transcorrentes com direção NE-SW, originadas durante a Orogênese Brasileira, foram reativadas como falhas normais. Por outro lado, as estruturas transcorrentes E-W e NW-SE foram reativadas como falhas de transferência, compartimentando o Rifte Potiguar em diferentes segmentos e acomodando diferentes taxas de distensão entre blocos adjacentes (Matos 1992,1999). Na plataforma de Aracati, o lineamento estrutural NE é representado por uma zona de cisalhamento regional de natureza transcorrente, herdada do ciclo Brasileiro, que foi rastreada para SW até o lineamento Patos, na Paraíba (Fortes 1987). Este lineamento NE condicionou a formação de vários altos do embasamento, cuja expressão em superfície é observada em duas unidades com expressões geomorfológicas elevadas e alongadas, com orientação NE, que afloram a SW da área estudada, e constituem as Serras Dantas e dos Porcos. Sousa (2002) destaca a coincidência desta zona de cisalhamento brasileira com o setor fortemente deformado da Formação Barreiras, nas falésias da localidade de Ponta Grossa (Icapuí-CE). Tal coincidência foi interpretada como evidência de reativação desta zona de cisalhamento em etapas neocretácea a neógena. Este conjunto de estruturas e feições morfo-estruturais foi designado por Souza (2002) como Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém, ou abreviadamente LPGFB.

Os lineamentos NW-SE ocorrem em diversas áreas da Bacia Potiguar emersa, sendo o mais conhecido o lineamento de Afonso Bezerra, na plataforma de Touros. Na região de Fazenda Belém os sistemas de lineamentos NE-SW e NW-SE se interceptam na área onde está localizada a ETO/ETE (figura 5.6).



Durante o Cretáceo Superior (Campaniano), um evento de reativação tectônica, soerguimento e erosão foi responsável pela formação de uma importante discordância regional, denominada de “discordância pré-Ubarana” (Cremonini 1995). Após o Campaniano, a reativação de falhas parece estar ligada a um evento compressivo de direção N-S que, na Bacia Potiguar, está caracterizado pelo soerguimento da plataforma carbonática e reativação de diversas falhas (Françolim e Szatmari, 1987).

O soerguimento da plataforma carbonática em Fazenda Belém, e o conseqüente rejuvenescimento topográfico, resultou na exposição sub-aérea da plataforma que foi intensamente dissecada e erodida, resultando no desenvolvimento de um proeminente *karst*. Este *karst* se manifesta no topo da Formação Jandaíra através de um paleorelevo irregular, ravinado e ruiforme, e pelo desenvolvimento de estruturas de dissolução no substrato carbonático. A figura 5.7 mostra a morfologia do topo da Formação Jandaíra no campo de Fazenda Belém, determinada com base em dados de poços da PETROBRAS. Nota-se a proeminente irregularidade do topo da Fm. Jandaíra na área da ETO/ETE e em seu entorno, devido à karstificação.

A seção sedimentar aflorante na região de Fazenda Belém é representada por unidades Terciárias e Quaternárias e por unidades do Cretáceo Superior da Carta Estratigráfica mostrada na figura 5.5.

Os litotipos que afloram e/ou sub-afloram na região de Fazenda Belém correspondentes a sedimentos eólicos e aluviais Plio-Pleistocênicos e sedimentos siliciclásticos associados à Formação Barreiras, constituída por arenitos médios a grossos depositados em sistema fluvial entrelaçado, associado com leques aluviais e depósitos litorâneos (Alheiros *et al.* 1988). Segundo Sousa (2002), existem diferentes estimativas de idade para as rochas da Formação Barreiras. No entanto, é consenso que os valores nunca seriam mais antigos que o Eoceno, com a maioria das idades posicionando-se entre o Mioceno e o Plioceno (Neógeno). Sousa (2002) faz distinção entre a Formação Barreiras, que ocorre na base de falésias na localidade de Ponta Grossa, município de Icapuí-CE, e a Formação Potengi, formalizada por Nogueira *et al.* (1990), que ocorre na porção superior das falésias e capeando a Formação Barreiras em clara discordância estrutural.

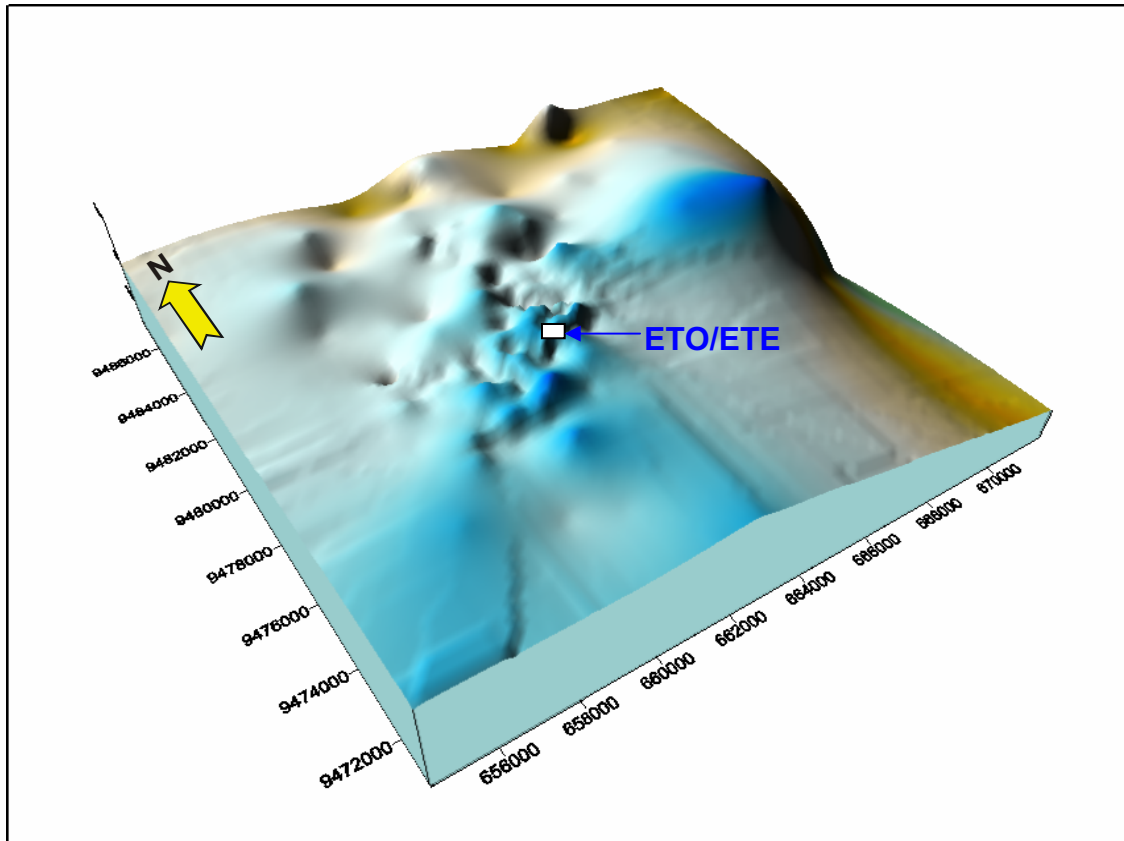


Figura 5.7 – Relevo em perspectiva topo da Formação Jandaíra em Fazenda Belém-CE. A suavização da superfície na porção a SE da ETO/ETE é um efeito da interpolação de dados muito esparsos.

As espessuras da Formação Barreiras em Fazenda Belém, determinadas a partir de dados da base de poços da PETROBRAS, variam entre 5 m na porção W-SW do campo, a mais de 70 m na parte E-NE do mesmo. Na área da ETO/ETE, as espessuras da Formação Barreiras variam entre 15 e 30 m (Figura 5.8).

Neste ponto é necessário fazer uma importante ressalva: em geral, os dados de poços da PETROBRAS em Fazenda Belém, não distinguem com precisão os limites entre as unidades sedimentares siliciclásticas do Neógeno (sedimentos eólicos e aluviais, Fm. Potengi e Fm. Barreiras). Em decorrência, algumas espessuras relativas a outras unidades litológicas siliciclásticas da área de Fazenda Belém são computadas como sendo pertencentes a Formação Barreiras indistinta. Do ponto de vista do escopo desta tese, que é estudar o problema geotécnico em Fazenda Belém, esta imprecisão não altera a interpretação dos dados. Entretanto, para simplificar a análise e uniformizar a

nomenclatura, e a menos de situações que sejam explicitamente citadas, assumiremos doravante nesta tese que as espessuras da Formação Barreiras, computadas com base em dados de poços da PETROBRAS, correspondem à espessura total da coluna sedimentar siliciclástica Tércio-Quaternária. Também, doravante nesta tese iremos adotar a terminologia “cobertura sedimentar” para englobar toda a coluna sedimentar siliciclástica da área de Fazenda Belém (sedimentos eólicos e aluvionares, Formação Potengi e Formação Barreiras).

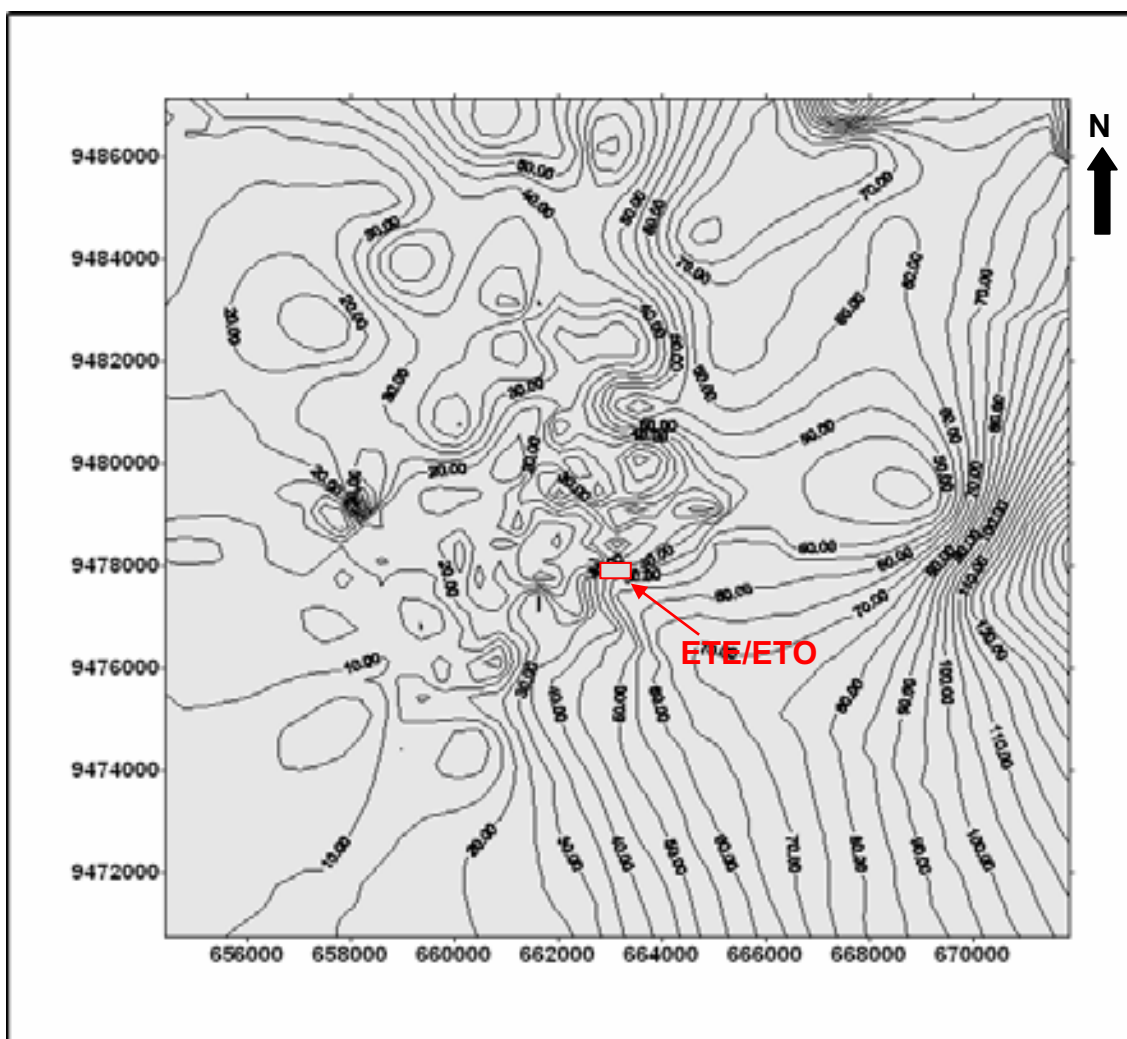


Figura 5.8 – Mapa de isópacas da cobertura sedimentar em Fazenda Belém, baseado em dados de poços da PETROBRAS.

A cobertura sedimentar siliciclástica Tércio-Quaternária recobre discordantemente as unidades carbonáticas da Formação Jandaíra e mistas da Formação Tibau/Guamaré. A Formação Jandaíra ocorre subaflorante em

Fazenda Belém e em amplas exposições na porção centro-sul da plataforma de Aracati, na Chapada do Apodi. A Formação Tibau/Guamaré está exposta em falésias na Localidade de Tibau-RN.

A Formação Jandaíra foi depositada há cerca de 90 milhões de anos (Turoniano ao Eocampaniano), em um ambiente de deriva continental e sob influência de mar aberto e raso, durante o estágio drifte de evolução da Bacia Potiguar. Silva *et al.* (1996) consideram que as rochas dessa formação representam um trato de sistemas de nível de mar alto, formado pela progradação de uma plataforma carbonática, para a qual Monteiro e Faria (1990) propõem dois modelos deposicionais em subsuperfície: um modelo onde houve influxo de água doce e sedimentos terrígenos, e outro modelo sem influxo de terrígenos. Estes modelos sucederam-se e/ou coexistiram lateralmente no tempo. No modelo sem influxo de terrígenos são reconhecidas fácies de planícies de maré, laguna, borda de plataforma e talude/bacia. Há gradações deste modelo para o modelo com influxo de terrígenos e fácies de ambientes restritos. O modelo com influxos de terrígenos e de águas doces representa uma rampa carbonática com bioclastos (moluscos e equinóides) associadas a sedimentos terrígenos ocorrendo, principalmente, na porção basal da Formação Jandaíra, e marcando freqüentemente a transição desta unidade para a Formação Açú.

As espessuras da Formação Jandaíra em Fazenda Belém, variam de 30 a mais de 100 m. Entretanto em áreas restritas, próximo a ETO/ETE e na porção SE do campo, a Formação Jandaíra ocorre subaflorante. A Figura 5.9 mostra o mapa de isópacas da Formação Jandaíra em Fazenda Belém.

A Formação Jandaíra encontra-se sotoposta à Formação Açú. Esta unidade é formada, nas suas seções basal e mediana, por um espesso intervalo de arenitos, conglomerados e argilitos de origem aluvial, e por um delgado pacote areno-argiloso em sua parte superior.

A Formação Açú foi subdividida por Vasconcelos *et al.* (1990) em quatro unidades de correlação, denominadas de Açú-1 (a mais antiga), Açú-2, Açú-3 e Açú-4 (a mais nova). A unidade Açú-4, que está em contato transicional com a Formação Jandaíra, corresponde à fácies estuarino/lagunar, litologicamente representada por arenitos finos e folhelhos vermelhos e marrons, com baixa

permeabilidade (Bagnoli, 1988). Em Fazenda Belém a unidade Açú-4 possui espessura média de 70 m.

O caráter argiloso dos litotipos da unidade Açú-4 resulta em uma baixa permeabilidade e, conseqüentemente, em uma baixa condutividade hidráulica, levando esta unidade a funcionar como uma barreira que, em Fazenda Belém, delimita dois domínios hidrodinâmicos: o aquífero Jandaíra, de natureza livre, cárstico, e o aquífero Açú, de natureza permo-porosa e confinado.

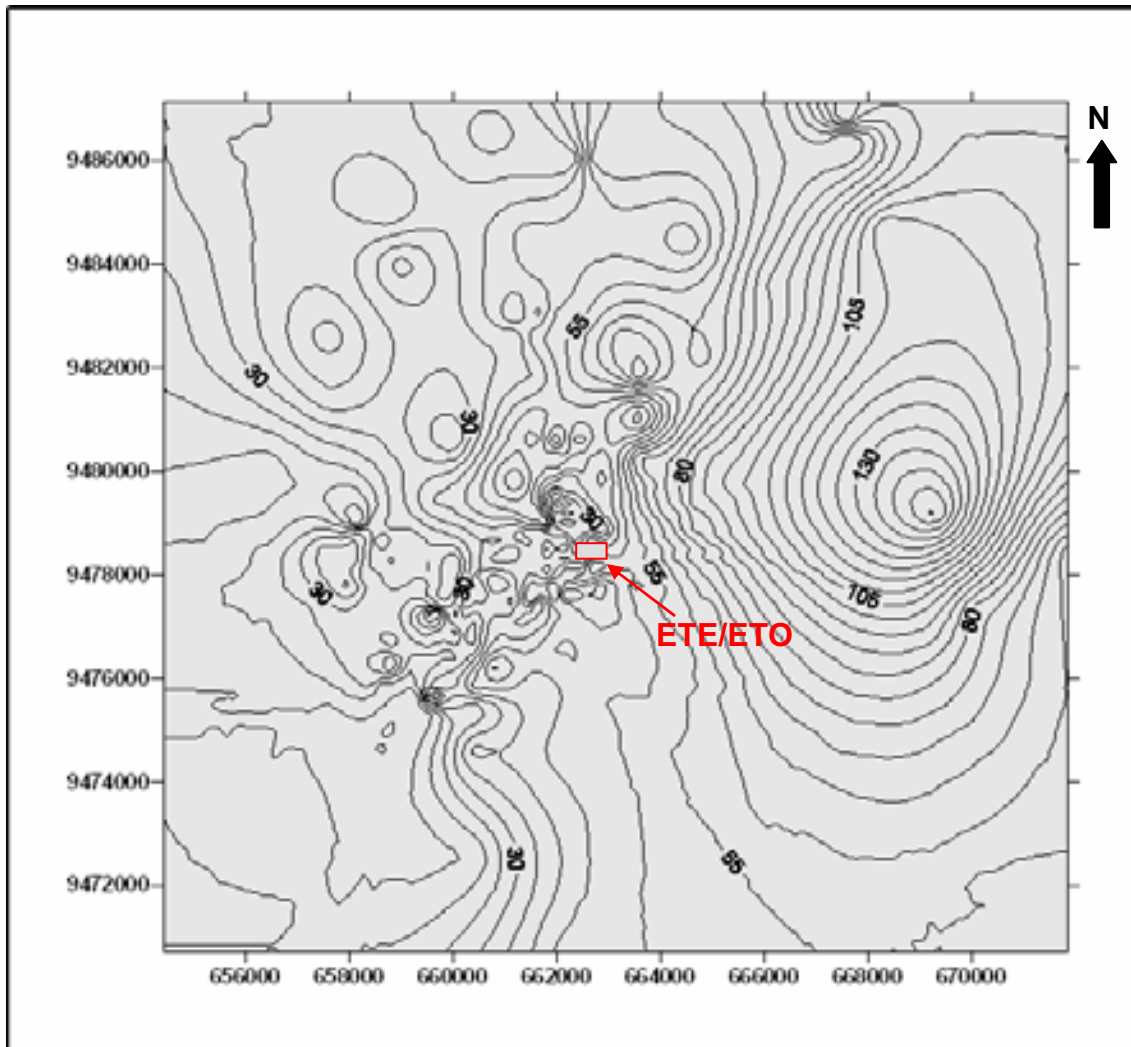


Figura 5.9 – Mapa de isópacas da Formação Jandaíra em Fazenda Belém, com base em dados e poços da PETROBRAS.

A figura 5.10 representa uma coluna geológica esquemática geral e padrão de Fazenda Belém, que sintetiza o empilhamento litoestratigráfico na área, e que tem relevância para o estudo abordado nesta tese. Como discutido

anteriormente, nesta seção esquemática os litotipos siliciclásticos são agrupados sob a designação informal de “cobertura sedimentar”.

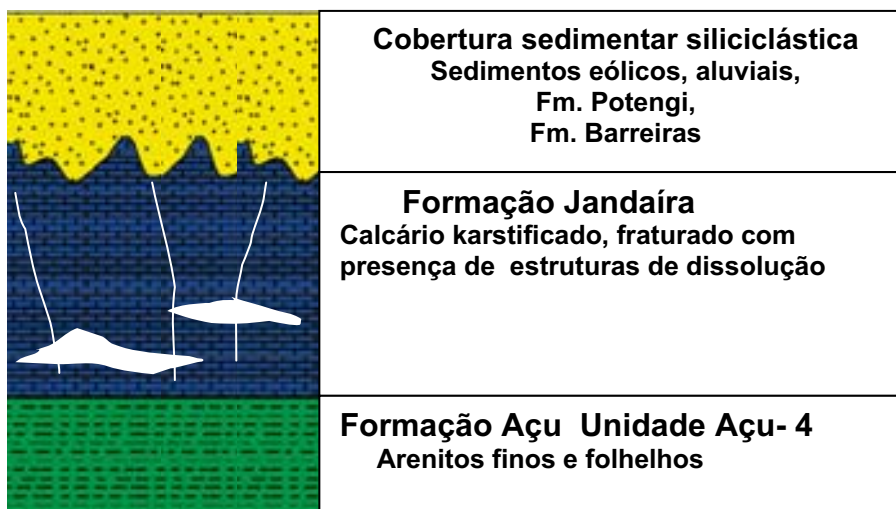


Figura 5.10 – Coluna geológica esquemática que representa os principais litotipos que integram o contexto geológico-geotécnico em Fazenda Belém.

## 5.5 – Contexto hidrogeológico da região de Fazenda Belém.

Do ponto de vista hidrogeológico, a região de Fazenda Belém apresenta dois sistemas distintos de aquíferos: o aquífero Jandaíra, mais raso, do tipo kárstico, livre, preenchendo fraturas e estruturas de dissolução nos calcários da Formação Jandaíra e o aquífero Açú, mais profundo, de natureza permoporosa e confinado. Uma barreira hidráulica natural, representada pelos litotipos areno-argilosos da Unidade Açú-4 (folhelhos e arenitos finos com baixa permeabilidade), separa estes dois domínios e confina o aquífero Açú, conferindo a este uma carga hidráulica maior do que a existente no aquífero Jandaíra.

A cobertura sedimentar siliciclástica não constitui um aquífero na área de Fazenda Belém e, somente em efêmeras ocasiões, notadamente em períodos de chuvas, o nível de água (nível estático NE) fica localizado nos interníveis da cobertura sedimentar (Teixeira, 1998). Como veremos, contudo, a hidrodinâmica do aquífero Jandaíra é quem condiciona a percolação de água que promove a dissolução do substrato carbonático. Por este motivo, nesta tese foi dada ênfase à caracterização deste aquífero na região de Fazenda Belém.

A partir de uma base de dados da potenciometria de Fazenda Belém, que já existia no banco de dados da PETROBRAS, foi realizada, nesta tese, a expansão e adensamento desta base de dados, com a realização de medidas de níveis estáticos e de dados plani-altimétricos em 57 poços (poços de captação de água, poços piezométricos, poços de monitoramento, e poços de desenvolvimento), que produziam ou acumulavam água do aquífero Jandaíra nos municípios de Aracati, Icapuí, Mossoró, Grossos e Tibau.

A constatação de que a água destes poços correspondia de fato a água da Formação Jandaíra foi feita através de análise hidroquímicas, notadamente através dos diagramas de Stiff e Piper (figura 5.11). As análises hidroquímicas confirmaram que a assinatura hidroquímica das águas destes poços correspondiam à da Formação Jandaíra, havendo de fato uma clara discriminação entre a assinatura hidroquímica da Formação Jandaíra e a da Formação Açú.

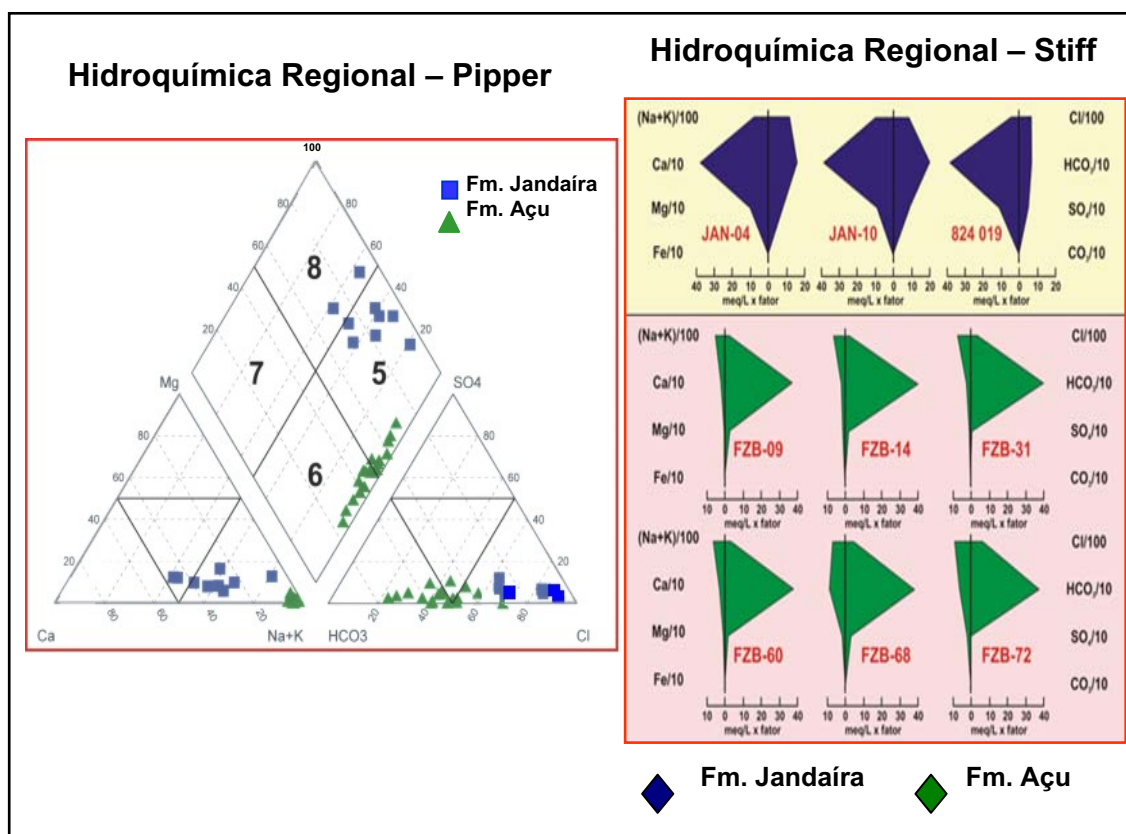


Figura 5.11 – Exemplos de análises hidroquímicas da água do aquífero Jandaíra, em Fazenda Belém, apresentadas em diagramas de Piper e de Stiff. É possível discriminar claramente a assinatura das águas das Formações Jandaíra e Açú.

A figura 5.12 apresenta o mapa de contorno de linhas equipotenciais (mapa potenciométrico) para o aquífero Jandaíra na porção N-NE da Plataforma de Aracati, englobando a região de Fazenda Belém.

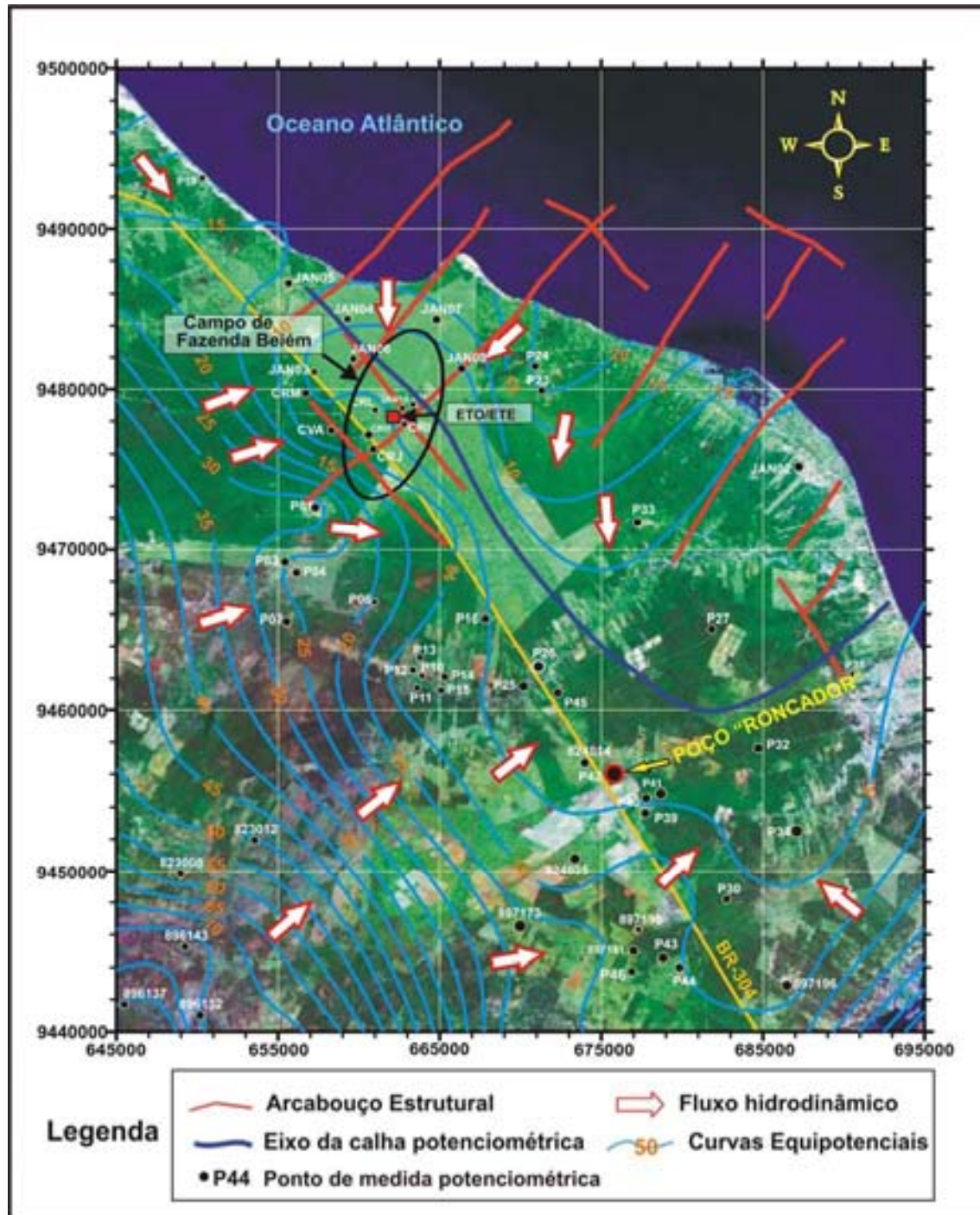


Figura 5.12 – Mapa potenciométrico do aquífero Jandaíra e direção do fluxo hidrodinâmico na porção N-NE da plataforma de Aracati, incluindo a região de Fazenda Belém. O mapa foi construído com base em medidas de potencimetria em 57 poços nos municípios de Mossoró, Grossos, Tibau, Icapuí e Aracati.

A análise deste mapa potenciométrico mostra que o fluxo subterrâneo regional no aquífero Jandaíra, na região de Fazenda Belém, tem origem a partir de duas zonas de recargas importantes: uma zona de recarga na borda SW da Plataforma de Aracati, na chapada do Apodi, cujo fluxo segue para NE; e uma zona de recarga a NE, com fluxo para SW, cuja alimentação hidrodinâmica é favorecida pela presença de dunas e sedimentos eólicos, com alta permeabilidade, que encontram-se depositados sobre o calcário Jandaíra. A carga hidráulica imposta pela cunha de água salina, orientada do mar para a terra, também contribui para direcionar o fluxo para SW.

Existe um claro condicionamento estrutural destes fluxos pelo lineamento regional NE-SW, havendo uma convergência das águas assim movimentadas para uma zona de descarga na confluência dos lineamentos estruturais NE-SW e NW-SE. Esta confluência dos dois lineamentos estruturais ocorre na zona central do campo de Fazenda Belém, onde está localizada a ETO/ETE.

Uma vez coalescidos, os fluxos são capturados em uma calha potenciométrica com direção NW-SE, que evidencia estar encaixada, ou pelo menos condicionada, por lineamentos estruturais NW-SE. Uma evidência da associação estrutural entre a calha potenciométrica NW-SE com o lineamento NW-SE é o fato da potencimetria da Fm. Açú, também estar afetada por essa inflexão para SE (Teixeira 1998). Nesta calha potenciométrica, o sentido de fluxo se dá para SE, até encontrar o Baixo Estrutural de Grossos quando a composição de três fatores básicos deslocam este fluxo para NE, a saber:

- Influência do alto potenciométrico do aquífero Jandaíra, que ocorre na porção SW do mapa, que está associado à grande área de afloramento desta formação, observável no mapa geológico (figura 5.6), e às grandes espessuras da mesma, que atingem valores superiores a 200m.
- O baixo estrutural de Grossos, que também configura uma calha potenciométrica, não somente para a Formação Jandaíra mas também para a Formação Açú;
- A barreira hidráulica devido à infiltração da cunha de água do rio Mossoró, cuja área de influência pode ser observada no canto SE do mapa.

A partir do baixo de Grossos, o fluxo hidrodinâmico regional segue na direção NE até a zona de descarga no mar, marcada por exsudações de água doce na plataforma continental na costa, entre as cidades de Areia Branca e Grossos.

A figura 5.13 apresenta um modelo digital de terreno de parte da Bacia Potiguar, englobando a Plataforma de Aracati e a região de Fazenda Belém.

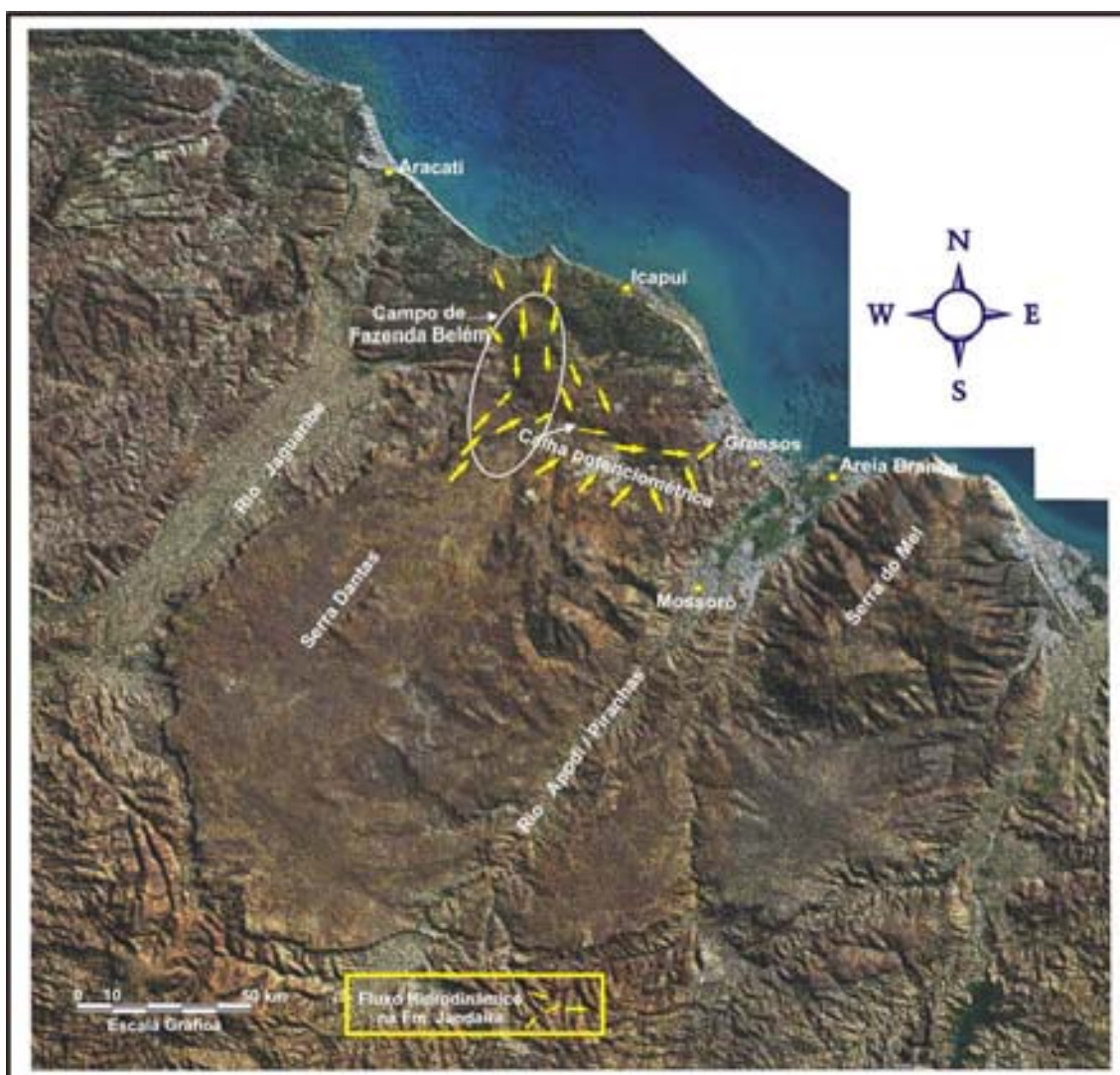


Figura 5.13 – Modelo digital de terreno de parte da Bacia Potiguar, incluindo a Plataforma de Aracati e a região de Fazenda Belém. É possível identificar a calha potenciométrica (setas laranjas) que captura o fluxo hidrodinâmico do aquífero Jandaíra. O modelo está apresentado em perspectiva, sem grade de coordenadas e com exagero vertical de 100 x. Fonte: PETROBRAS - Geofísico Marcelo Bendelak.

O modelo foi construído a partir de imagens LANDSAT TM e base planialtimétrica da NASA (grid de 30x30 m) e mostra uma feição geomorfológica negativa alongada, com direção NW-SE, que se estende desde Fazenda Belém até as proximidades do rio Açú. Nossa hipótese é que essa feição representa a expressão em superfície da calha potenciométrica que captura o fluxo hidrodinâmico regional do aquífero Jandaíra.

## **5.6 – Síntese dos fatores que condicionam o risco geotécnico em Fazenda Belém**

Nesta seção faremos uma síntese dos principais fatores geológicos-estruturais e hidrodinâmicos que condicionam o surgimento das estruturas de dissolução e colapso em Fazenda Belém. É importante ressaltar que estes fatores se interrelacionam fortemente e devem ser analisados de forma integrada.

- **Espessuras da cobertura sedimentar** – As espessuras da cobertura sedimentar em Fazenda Belém, notadamente na área da ETO/ETE (figura 5.8), são pequenas (entre 15 a 30 m). Deste fato decorre que a cobertura sedimentar é espessa o suficiente para encobrir o calcário, não permitindo a identificação visual de zonas fraturadas e das estruturas de dissolução, porém também é delgada o suficiente para ser acomodada nos espaços vazios que existem nas estruturas de dissolução do calcário Jandaíra, provocando colapsos na superfície do terreno.
- **Interseção dos lineamentos estruturais SW-NE e NW-SE** – A interseção dos lineamentos SW-NE e NW-SE no campo de Fazenda Belém é um fator importante no processo de dissolução do calcário. Ela promove um aumento da condutividade hidráulica facilitando a percolação da água e a dissolução dos carbonatos, desenvolvendo cavidades que se intercomunicam e criam faixas de fluxo rápido e turbulento em subsuperfície. Não por acaso a área com maior ocorrência de dolinas em Fazenda Belém está localizada no início da calha potenciométrica, que, por sua vez, coincide aproximadamente com a área onde está localizada a

ETO/ETE. Esta área preferencial de dissolução e de geração de dolinas se reflete na morfologia do topo da Formação Jandaíra (figura 5.6) e no seu mapa de isópacas (figura 5.9).

- **Existência da barreira hidráulica associada à Unidade Açú-4** - Um fator muito importante, já que condiciona a circulação da água a ser predominantemente lateral, impedindo o fluxo descendente da infiltração.
- **Confluência dos fluxos hidrodinâmicos NE e SW** - Os fluxos com sentidos NE e SW são condicionados pelos lineamentos estruturais SW e NE e coalescem na porção central do campo de Fazenda Belém, provocando um aumento localizado do fluxo de água, potencializando a dissolução do calcário Jandaíra.

## 5.7 – Considerações finais

Contextualizamos neste Capítulo o problema do risco geotécnico que existe no campo de Fazenda Belém, devido a colapsos de terrenos que desestabilizam e comprometem a integridade das facilidades de produção do campo, notadamente na Estação de Tratamento de **Í**o e Efluentes (ETO/ETE). A partir da caracterização geológica e hidrogeológica da área de Fazenda Belém foi possível formular uma síntese dos principais fatores condicionantes do surgimento de dolinas em uma porção específica do campo, que coincide com a área na qual está localizada a ETO/ETE.

### O *Karst* Jandaíra

#### 6.1- Introdução

Nos Capítulos II, III e IV desta tese foram abordados aspectos do processamento de dados de GPR e no Capítulo V foi feita a contextualização dos fatores que condicionam o risco geotécnico em Fazenda Belém. Neste Capítulo faremos uma discussão sobre *karst* e sobre a morfologia das feições de dissolução e colapso que ocorrem neste tipo de sistema, mostrando exemplos da ocorrência destas feições no *karst* Jandaíra na Bacia Potiguar, de modo a melhor contextualizar o problema geotécnico em Fazenda Belém. As feições de dissolução e colapso ocorrem, em menor ou maior quantidade, em todas as áreas de ocorrência do *karst* Jandaíra na Bacia Potiguar, incluindo Fazenda Belém, validando a utilização destas feições na calibração da interpretação dos dados de GPR, os quais serão mostrados no Capítulo VII.

Este Capítulo trata dos seguintes temas: primeiramente será feita uma revisão das definições de *karst*, enfatizando seu caráter geomórfico e hidrodinâmico. Depois discutir-se-á brevemente a cinética química da dissolução da rocha carbonática. Na seqüência, faremos uma abordagem do *karst* de forma sistêmica, mostrando os principais estágios evolutivos de um *karst* sob o ponto de vista da hidrodinâmica. Depois será feita a contextualização do *karst* Jandaíra à luz da estratigrafia de seqüências. Finalmente mostraremos exemplos de feições de dissolução e colapso que ocorrem em diversos locais de exposição do *karst* Jandaíra na Bacia Potiguar, e faremos algumas considerações finais objetivando sintetizar o que foi discutido neste capítulo.

## 6.2 – Histórico e definições de *karst*

Os primeiros estudos sistemáticos sobre *karst* foram desenvolvidos na Eslovênia e na Croácia em uma região dos Alpes Dináricos conhecida como *Karst* (Demek et al., 1984). Albrecht Penck, autor do primeiro livro texto sobre Geomorfologia (Penck, 1894), e seus estudantes, difundiram o termo *karst* ao traduzi-lo, primeiramente para o Alemão, e posteriormente para o Francês e o Italiano.

A grafia do termo *karst* costuma ser feita de forma diferente por diferentes autores, que fazem adaptações do termo aos seus idiomas nativos. Na literatura brasileira a palavra *karst*, e seus termos derivados, tanto aparecem escritos com base no termo original, ou seja, iniciando com a letra K, como também são grafados com a letra inicial C ao invés de K: carst, carstificação, cárstico, etc. Nesta tese utilizaremos a grafia em português do termo *karst*, e de suas formas derivadas, iniciando com a letra K (*karst*, karstificação, kárstico) e grafaremos em itálico o termo *karst*, para manter o acoplamento à sua definição original.

Esteban & Klappa (1983) propõem a seguinte definição para *karst*:

*“Karst é uma fácies diagenética de porosidade secundária, correspondente ao produto da exposição sub-aérea de uma rocha carbonática, produzida e controlada pela dissolução do carbonato de cálcio (CaCO<sub>3</sub>) por água meteórica, que ocorre em várias condições climáticas e contextos estruturais, caracterizada, do ponto de vista geomórfico, pela ocorrência de feições de dissolução, precipitação, erosão, sedimentação e colapso, em superfície e em sub-superfície (cavernas)”.*

Segundo Ford e Williams (1989) o termo *karst* refere-se a um tipo de paisagem natural com características hidrológicas e de relevo peculiares, associadas à existência combinada de rochas com alta solubilidade e porosidade secundária bem desenvolvida. Esta definição enfatiza o caráter geomórfico do terreno kárstico. Também ressalta o papel da água no processo de dissolução, bem como o papel da porosidade secundária que, por sua vez, é fortemente condicionada pelo contexto estrutural e faciológico da área onde o *karst* se instala.

Um *karst* pode se desenvolver a partir de fenômenos de dissolução, transporte e cimentação, devido à circulação de água meteórica enriquecida de CO<sub>2</sub> (*karst* epigênico ou meteórico), ou a partir da dissolução provocada por soluções hidrotermais ácidas ricas em H<sub>2</sub>S (*karst* hipogênico ou termobárico). Nesta tese iremos nos deter apenas no estudo do *karst* epigênico, tratando-o simplesmente como *karst*.

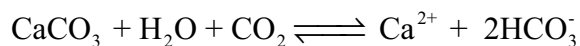
### 6.3 - Cinética química da dissolução de uma rocha carbonática.

A dissolução de uma rocha carbonática corresponde essencialmente a uma reação de hidrólise da calcita (CaCO<sub>3</sub>), a partir da circulação descendente de água meteórica. A água meteórica absorve facilmente o CO<sub>2</sub> da atmosfera ou da matéria orgânica do solo, tornando-se uma solução aquosa ácida (ácido fraco), e reage com a rocha carbonática com a dissociação do hidrogênio (íon H<sup>+</sup>) e do bicarbonato (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), (figura 6.1).

Esta reação pode ser representada simplificada na seguinte forma (White, 1988):



Em um aquífero carbonático, o HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> é o principal ânion em solução. Em contato com o CaCO<sub>3</sub>, essencialmente a calcita, ocorre uma série de reações reversíveis, que pode ser sumarizada pela seguinte expressão:



O íon Ca<sup>2+</sup>, originado da dissolução da calcita, se mantém em solução em equilíbrio iônico com o bicarbonato. Caso a concentração de CO<sub>2</sub> aumente, a reação é forçada para a direita e mais calcita é dissolvida. Caso a concentração de CO<sub>2</sub> diminua, ou mesmo desapareça da solução, a reação é deslocada para esquerda e a solução saturada de bicarbonato irá gerar um precipitado fino de CaCO<sub>3</sub>.

De uma forma simplificada, pode-se dizer então que a solubilidade de uma rocha carbonática é controlada primariamente pelo acréscimo ou diminuição da concentração de CO<sub>2</sub>. Em primeira aproximação, pode-se relacionar a criação ou destruição da porosidade secundária em um *karst*, respectivamente, com o aumento ou diminuição da concentração de CO<sub>2</sub> em

dissolução na água. Outros fatores como, variações de pressão e temperatura (fatores climáticos), fenômenos de misturas de água com diferentes condições de equilíbrio de pressão de  $\text{CO}_2$  (*mixing effect*), e processos biológicos também podem favorecer a dissolução ou a precipitação de  $\text{CaCO}_3$ .

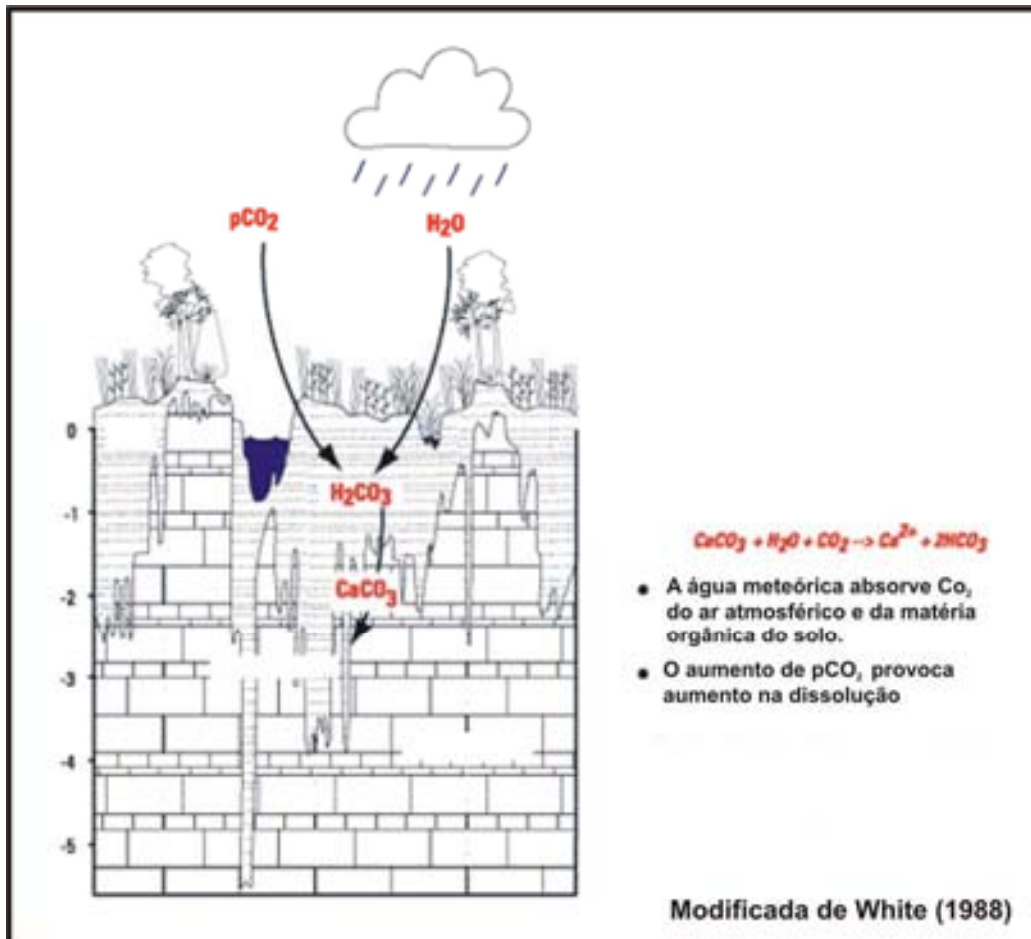


Figura 6.1 – Representação esquemática da hidrólise de uma rocha carbonática a partir do aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  em dissolução na água meteórica.

## 6.4 - O sistema kárstico

Uma vez que a água é o principal agente esculor do *karst*, este pode ser entendido sob o aspecto da hidrodinâmica e, de uma forma simplificada, como um sistema aberto com proeminente porosidade secundária, permeabilidade muito efetiva, e condicionado por fatores físicos, químicos e biológicos. Visto desta forma, um sistema kárstico corresponde a uma unidade hidrodinâmica de drenagem constituída de uma zona de recarga de água, uma rede de condutos

permeáveis, representada por fraturas e planos de acamamento, e uma área de descarga de água e sedimentos transportados pelo fluxo (Esteban & Wilson, 1993). A figura 6.2 apresenta uma concepção do sistema kárstico do ponto de vista hidrodinâmico e mostra os principais elementos e feições de dissolução e colapso presentes em um *karst*.

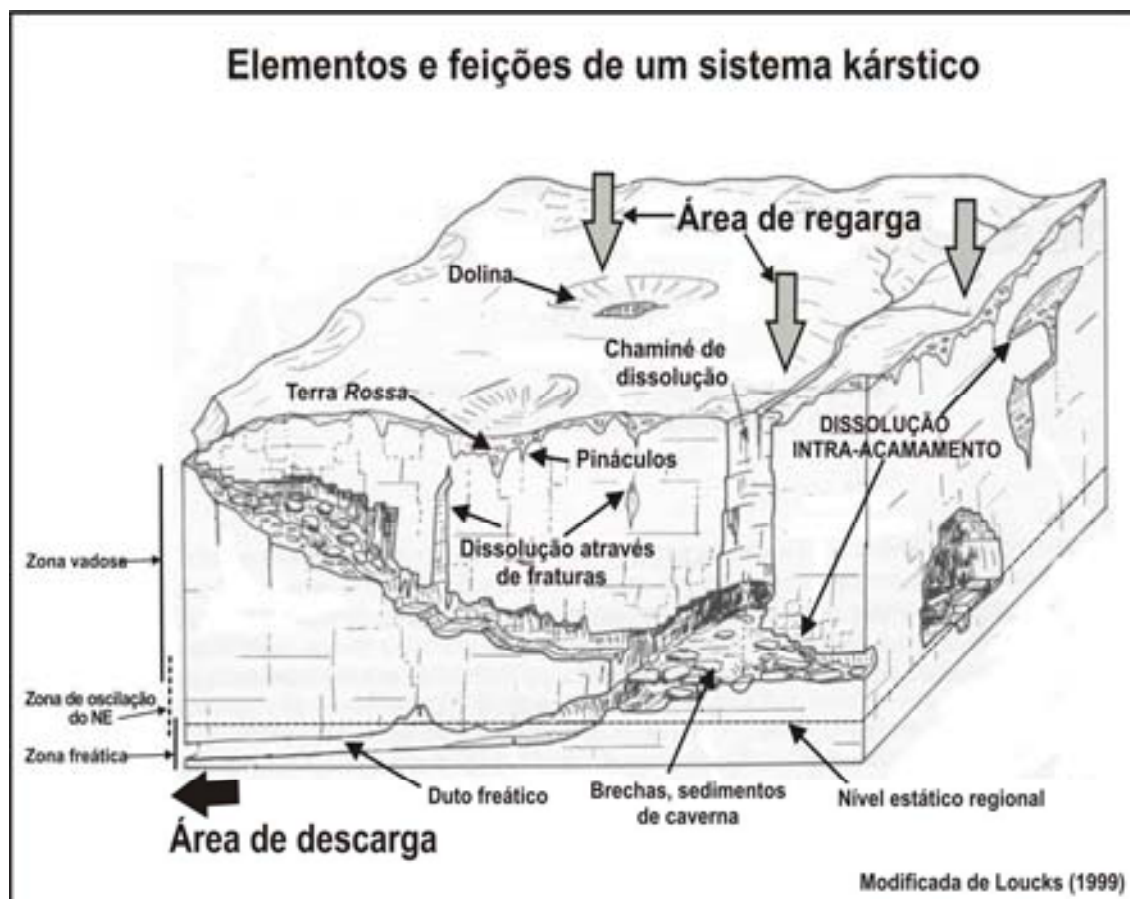


Figura 6.2 – Bloco diagrama mostrando feições de dissolução e colapso e o zoneamento hidrodinâmico em um sistema kárstico.

Em geral os sistemas kársticos possuem um padrão complexo de drenagem subterrânea, com aquíferos suspensos e regimes de fluxo independentes em uma mesma seção vertical do aquífero (White, 1988). A movimentação da água ocorre, preferencialmente, através de uma complexa e intrincada rede de condutos, constituídos pelas fraturas e planos de acamamento. A circulação através da porosidade primária pode ser considerada inexpressiva em um *karst*.

O nível regional da superfície potenciométrica (nível estático), separa a zona de infiltração ou vadosa, que está acima do nível estático, da zona

saturada ou freática, que está abaixo do nível estático. O nível estático oscila ao longo do tempo, em função da taxa de recarga do aquífero, e a porção inferior da zona de infiltração pode tornar-se temporariamente saturada.

Palmer (1991) observou que passagens e condutos que interligam as zonas vadosa e freática são formados no mesmo episódio temporal. O fluxo gravitacional produz incisões, chaminés de dissolução (*vertical shafts*) e cânions na zona vadosa, mas também produz dissolução na zona freática gerando passagens e dutos de seção elíptica ou lenticular.

As características permo-porosas de um sistema kárstico são modificadas ao longo do tempo e do espaço, refletindo a criação-destruição da porosidade secundária. A porosidade secundária, por sua vez, é gerada pela dissolução e abrasão mecânica e é destruída, ou obliterada, por cimentação ou pela deposição, ao longo de planos de acamamento e fraturas, de sedimentos e clastos transportados pelo fluxo hidrodinâmico. A deposição de sedimentos se dá quando a energia do fluxo hidrodinâmico diminui e este não mais consegue transportar sedimentos em suspensão ou por tração. Também pode ocorrer a obliteração da porosidade secundária pela deposição de sedimentos originados *in situ* (autigênicos).

Para a predição da distribuição de porosidades em um sistema kárstico é de fundamental importância o entendimento de onde, quando e porque o processo de karstificação se inicia e o que controla sua evolução. Bosak (2003) observou que, na maior parte das vezes, a karstificação tem início em profundidade, na zona freática, embora em alguns casos (*karst* do tipo Caribenho) o processo de karstificação inicia em superfície ou na zona de infiltração (vadosa).

Segundo White (1988), nos estágios iniciais da karstificação a dissolução por *mixing effect* é muito ativa. Entretanto, a velocidade da água é baixa e em fluxo difuso e laminar, ocorrendo através de interstícios e juntas, havendo baixas taxas de criação de porosidade secundária por dissolução. Com a evolução da dissolução, os poros e interstícios da rocha carbonática vão se alargando e, quando chegam em diâmetros entre 1 e 5 mm, criam as condições para o fluxo de água mais rápido, em regime turbulento, acelerando a taxa de criação de porosidade. É o estágio de karstificação juvenil.

Quando (ou onde) ocorre a estabilização hidrodinâmica ou o perfil litológico do *karst* está bem estabelecido, o sistema kárstico alcança o estágio de maturidade. Segundo Bosak (2003), um perfil de um *karst* maduro, em geral, apresenta o seguinte zoneamento vertical, de cima para baixo (figura 6.3).

- Zona 1 – Zona superior de infiltração, correspondente ao solo e regolito com infiltração de raízes;
- Zona 2 – Zona de percolação, com passagens verticais apresentando intensa sedimentação, colapso e cimentação. Também podem ocorrer relictos de estruturas de dissolução (cavernas) ou zonas localmente saturadas (aqüíferos suspensos). Em conjunto, as zonas I e II constituem a zona vadosa.
- Zona 3 – Zona de oscilação e freática. Estas zonas caracterizam-se predominantemente pela presença de condutos horizontais, controlados pelos planos de acamamento, e feições erosionais de dissolução (cavernas, *shafts* verticais, etc).

A figura 6.3 também apresenta, em um perfil vertical esquemático, os diversos estágios de evolução de um sistema kárstico, a relação porosidade-permeabilidade, os regimes de fluxo e os respectivos processos dominantes.

O estágio senil de um sistema kárstico é definido pelo desaparecimento (ou cessação) da sua energia hidrodinâmica, com aumento da taxa de destruição da porosidade secundária (cimentação, sedimentação) e decréscimo da taxa de criação de porosidade.

Loucks (2001) fez uma análise da evolução e distribuição da porosidade secundária em um sistema kárstico. Segundo ele, o aumento de porosidade (dissolução, erosão mecânica) em um perfil vertical de um *karst* ocorre, principalmente, na zona de oscilação e na porção superior da zona freática, conforme é mostrado esquematicamente na figura 6.3.

Segundo Loucks (1999), a destruição de porosidade secundária (sedimentação, cimentação) é característica das zonas de infiltração e percolação.

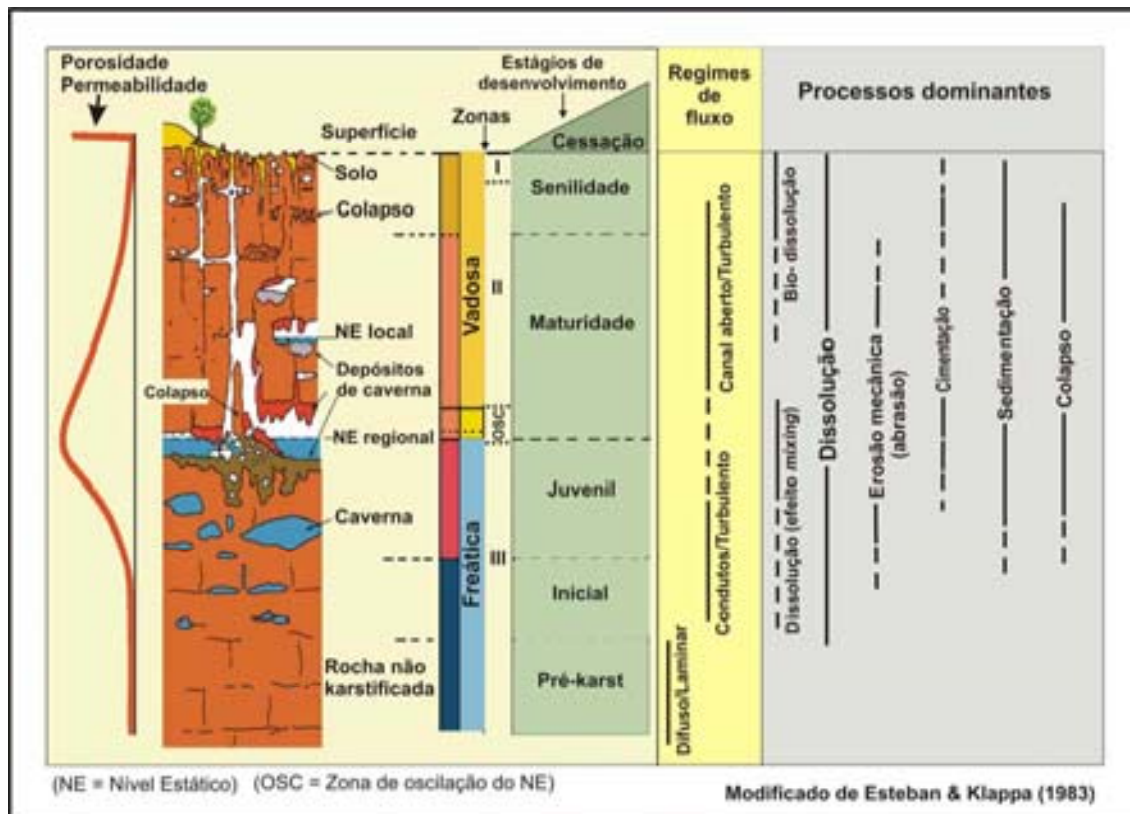


Figura 6.3 - Perfil vertical de desenvolvimento de um sistema cárstico..

No estágio juvenil de desenvolvimento do *karst*, em geral, ocorre o aumento da porosidade, enquanto que nos estágios de desenvolvimento maduro e senil, a porosidade tende a ser destruída. Nos estágios iniciais de desenvolvimento de um *karst* tende a ocorrer um aumento da porosidade em direção às zonas de descarga.

Nos estágios mais avançados (maduro e senil) o aumento da porosidade ocorre nas zonas de fluxo horizontal (planos de acamamento, cavernas), ou mesmo nas zonas mais próximas às áreas de recarga. Variações do nível base de erosão (*up-lifts* estruturais, variações do nível do mar) podem acelerar ou interromper a evolução da porosidade em um *karst*. Transgressões marinhas rápidas também aumentam as chances de preservação da porosidade ao “congelar” a evolução do *karst* em direção aos estágios maduro e senil. Passagens e condutos freáticos abandonados, e/ou abortados, presentes na zona de percolação de um *karst*, são indicadores de rebaixamento do nível base de erosão. As passagens e condutos são abandonados na zona vadosa e instala-se uma nova incisão na zona freática, resultando na abertura de novos condutos e passagens.

A evolução do processo de karstificação pode ser interrompida e retomada várias vezes ao longo do tempo. A interrupção e rejuvenescimento de um *karst* dependem, fundamentalmente, da energia hidrodinâmica do sistema. A interrupção das condições de circulação de água paralisa o desenvolvimento do *karst*. Quando as condições favorecem a circulação de água no sistema, o processo de karstificação pode ser retomado. Desta forma a policiclicidade é uma característica comum dos sistemas kársticos.

Os estágios de um sistema kárstico acima descritos, devem ser entendidos como **estágios de desenvolvimento** e não como estágios de evolução temporal. Desta forma, partes de um mesmo sistema kárstico, ou mesmo partes de uma mesma caverna, podem apresentar diferentes estágios de desenvolvimento.

A figura 6.4 sintetiza a visão sistêmica do *karst* do ponto de vista hidrodinâmico. O diagrama procura mostrar o desenvolvimento do *karst*, desde o momento em que a água entra no sistema através da zona de recarga, até sua saída na zona de descarga. A água se movimenta através do meio permo-poroso, representado pela dissolução que ocorre ao longo de fraturas e planos de acamamento. A cinética química e a energia hidrodinâmica regem os processos de criação (dissolução, abrasão mecânica) e destruição (cimentação, sedimentação) da porosidade secundária.

O aumento da concentração de CO<sub>2</sub> dissolvido na água meteórica favorece a dissolução. Por outro lado, a diminuição de CO<sub>2</sub> resulta em uma solução aquosa supersaturada de CaCO<sub>3</sub>, provocando cimentação calcítica e destruindo a porosidade secundária.

Quando o fluxo hidrodinâmico possui energia suficiente para movimentar sedimentos e clastos, por suspensão ou tração, cria-se porosidade secundária por abrasão mecânica. Quando o fluxo perde energia, ocorre a sedimentação, obliterando as cavidades de dissolução.

O desenvolvimento do sistema kárstico é assim controlado por fatores hidrodinâmicos, geomorfológicos, químicos, biológicos, faciológicos/litológicos e estrutural-tectônicos.

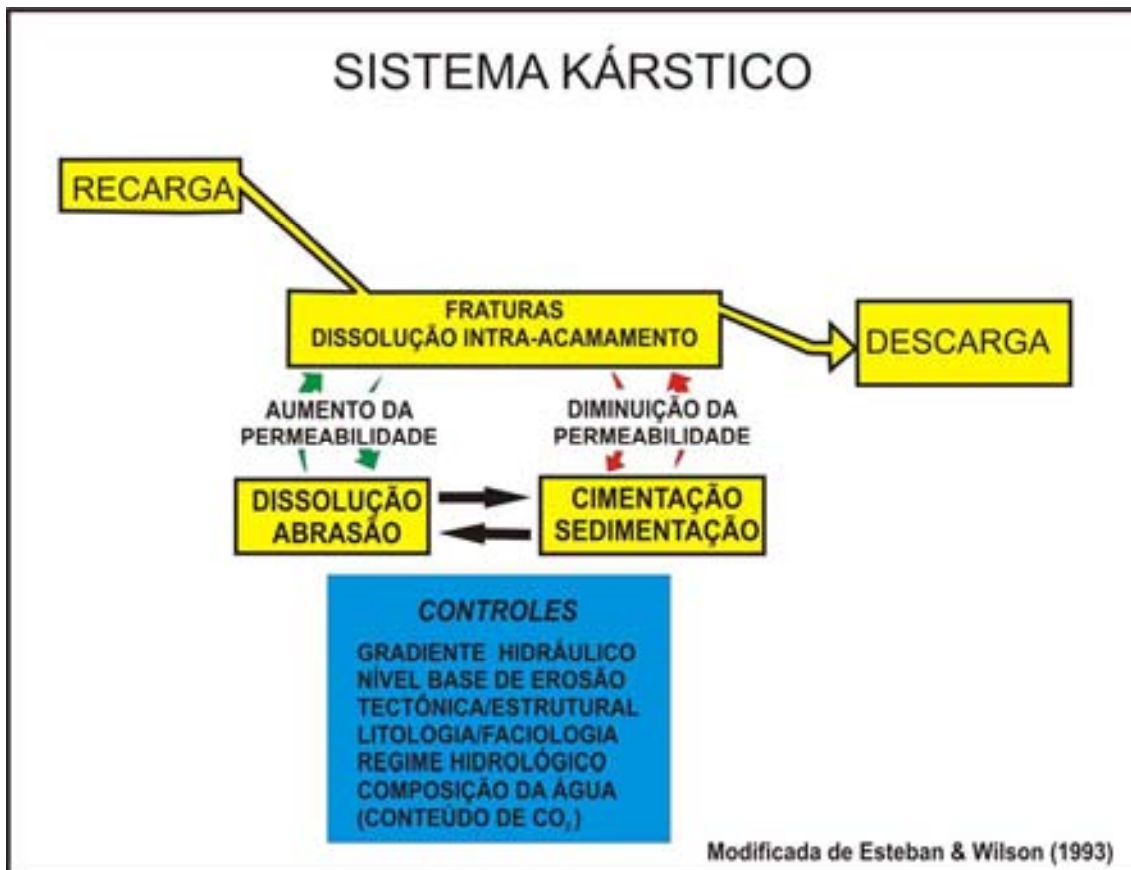


Figura 6.4 – Diagrama sintetizando a representação hidrodinâmica de um sistema kárstico.

Na área de Fazenda Belém, a partir do Mioceno Médio, o *karst* Jandaíra foi soterrado por sedimentos siliciclásticos continentais. Esta cobertura sedimentar corresponde aos litotipos associados às Formações Barreiras e Potengi, e a sedimentos eólicos e aluviais. O soterramento do *karst* na área de Fazenda Belém preencheu parte das cavidades de dissolução, planos de acamamento e fraturas, originadas durante o período de karstificação da Formação Jandaíra. Produtos do intemperismo autóctone (regolito) também contribuíram para o preenchimento das cavidades de dissolução.

O desenvolvimento do processo de karstificação em Fazenda Belém teve sua ação fortemente diminuída, e as feições de dissolução passaram a evoluir muito mais lentamente do que em outros locais da Bacia Potiguar onde o *karst* Jandaíra está exposto. Nestas condições o fluxo hidrodinâmico subterrâneo da área, movimentado através dos sistemas de lineamentos NE e NW, passou a ter um papel importante no desenvolvimento das feições de dissolução e colapso em Fazenda Belém.

## 6.5 - Estratigrafia de seqüências e *karst*

A ordem das discordâncias estratigráficas influencia o desenvolvimento do *karst* devido ao tempo envolvido nos processos decorrentes da exposição sub-aérea de uma dada seqüência (Esteban, 1991). Quanto menor for o período de tempo envolvido na karstificação, maior será a chance de preservação das feições kársticas no registro geológico/estratigráfico. Feições kársticas desenvolvidas em plataformas carbonáticas rasas, como a Plataforma Jandaíra, por exemplo, e que são decorrentes de curtos períodos de karstificação, podem ser preservadas pela deposição sedimentar subsequente a uma subida relativa do nível do mar. Já períodos longos de karstificação destroem o registro das feições no tempo geológico.

As discontinuidades estratigráficas podem ser classificadas, em função de sua escala de abrangência espacial, nos tipos inter-regional, regional e local (figura 6.5). Dentro desta escala de classificação espacial, as discontinuidades podem ser sub-divididas em ordens (limites de seqüências), variando desde mega-discordâncias (descontinuidades de primeira ordem) até camadas (descontinuidades de quinta ordem).

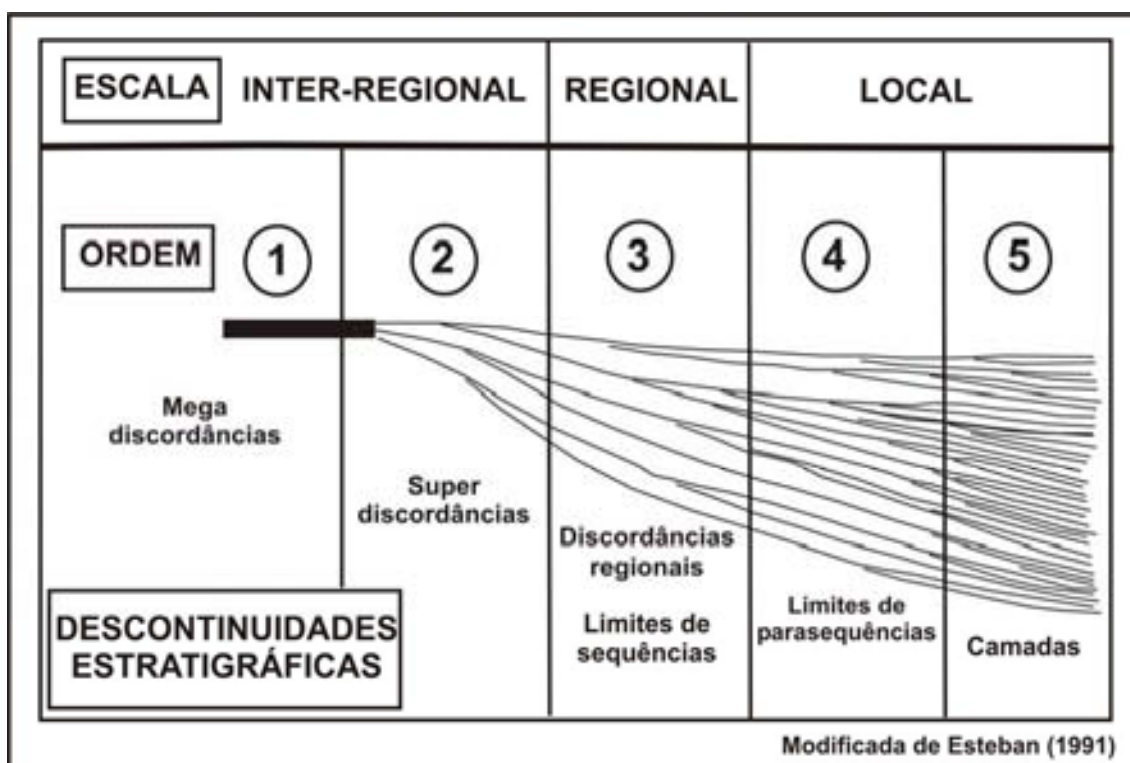


Figura 6.5 - Hierarquia das discontinuidades estratigráficas.

James & Choquete (1988) classificaram os sistemas kársticos do ponto de vista da ordem das seqüências estratigráficas em: karst deposicional, karst local e karst inter-regional. Um *karst* deposicional está associado com os limites das parasequências (limites de seqüências de 4ª e 5ª ordens) e é exemplificado pelo *karst* tipo Caribenho (Esteban, 1991). É caracterizado por curtos períodos de exposição sub-aérea de corpos carbonáticos e, segundo James & Choquette (1988), decorre caracteristicamente de processos de acreção sedimentar de corpos carbonáticos que são submetidos a exposição sub-aérea e estão associados a ciclos de sedimentação/exposição da ordem de metros de espessura.

Um *karst* do tipo local é formado quando ocorre a exposição sub-aérea de partes de uma plataforma carbonática, devido a *up-lifts* tectônicos ou rebaixamento do nível do mar. Normalmente a karstificação em um *karst* local está associada a limites de seqüências de 3ª ordem. Segundo a classificação de James & Choquete (1988) o *karst* Jandaíra se enquadraria na categoria de *karst* local.

Um *karst* do tipo inter-regional é relacionado a eventos eustático-tectônicos de abrangência global, motivo pela qual seu registro pode ser correlacionado por extensões de milhares de quilômetros. Este tipo de *karst* está relacionado a limites de seqüências de 1ª e 2ª ordens.

Bosak, Ford & Glazek (1989) propõem a distinção entre fase e período de karstificação, relacionando estas definições com a classificação de James & Choquete (1988). Um período de karstificação corresponde a um longo período de exposição sub-aérea e erosão meteórica de abrangência continental, associado a limites de seqüências de 1ª e 2ª ordens. Corresponderia assim ao *karst* inter-regional de James & Choquette (1988). Por sua vez, uma fase de karstificação seria resultante de *up-lifts* tectônicos, rebaixamento relativo do nível do mar, variações climáticas, etc. Corresponderia assim a limites de seqüências de 3ª ordem, e aos *karst* local e deposicional de James & Choquette (1988).

É importante ressaltar que, apesar da similaridade na terminologia entre a classificação do *karst* de James & Choquete (1988) (*karst* deposicional, *karst* local e *karst* inter-regional) e da escala das descontinuidades estratigráficas de

Esteban (1991) (local, regional e inter-regional), os termos homônimos possuem significados e usos distintos.

A figura 6.6 mostra uma síntese relacionando os tipos e as ordens das descontinuidades estratigráficas, os intervalos de tempo médios associados a elas e a correspondência entre as classificações de James & Choquette (1988) e Bosak *et al.* (1989).

DESCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS	ORDEM	TEMPO (Ma)	CLASSIFICAÇÃO DO KARST	
			James & Choquette (1988)	Bosak et al. (1989)
Mega discordâncias	1ª	> 50	<i>Karst</i> inter- regional	Período de karstificação
Super discordâncias	2ª	5 - 50		
Discordâncias regionais Limites de seqüências	3ª	0.5 - 5	<i>Karst</i> local	Fase de karstificação
Limites de paraseqüências	4ª	0.1 - 0.5	<i>Karst</i> deposicional	
Camadas	5ª	< 0.1		

Figura 6.6 – Tipo e ordem das descontinuidades estratigráficas, ordem de grandeza de tempo, e classificações do *karst* segundo James & Choquette (1988) e Bosak *et al.* (1989). Modificada de Esteban (1991).

Esteban & Klappa (1983) identificaram vários eventos de exposição sub-aérea no registro geológico. Estes eventos estão associados a ciclos de segunda ordem resultantes de rebaixamentos relativos do nível do mar em escala global. No contexto da Bacia Potiguar é possível individualizar no Neo-Cretáceo, pelo menos, três eventos de exposição sub-aérea impressos na Formação Jandaíra, associados às discordâncias do Turoniano, Santoniano e Campaniano, conforme consta na carta estratigráfica da figura 5.5.

A figura 6.7 apresenta os eventos de exposição sub-aérea globais (6.7 A), e uma correlação proposta nesta tese com os eventos de exposição sub-aérea da plataforma carbonática Jandaíra no Neo-Cretáceo da Bacia Potiguar (6.7 B).

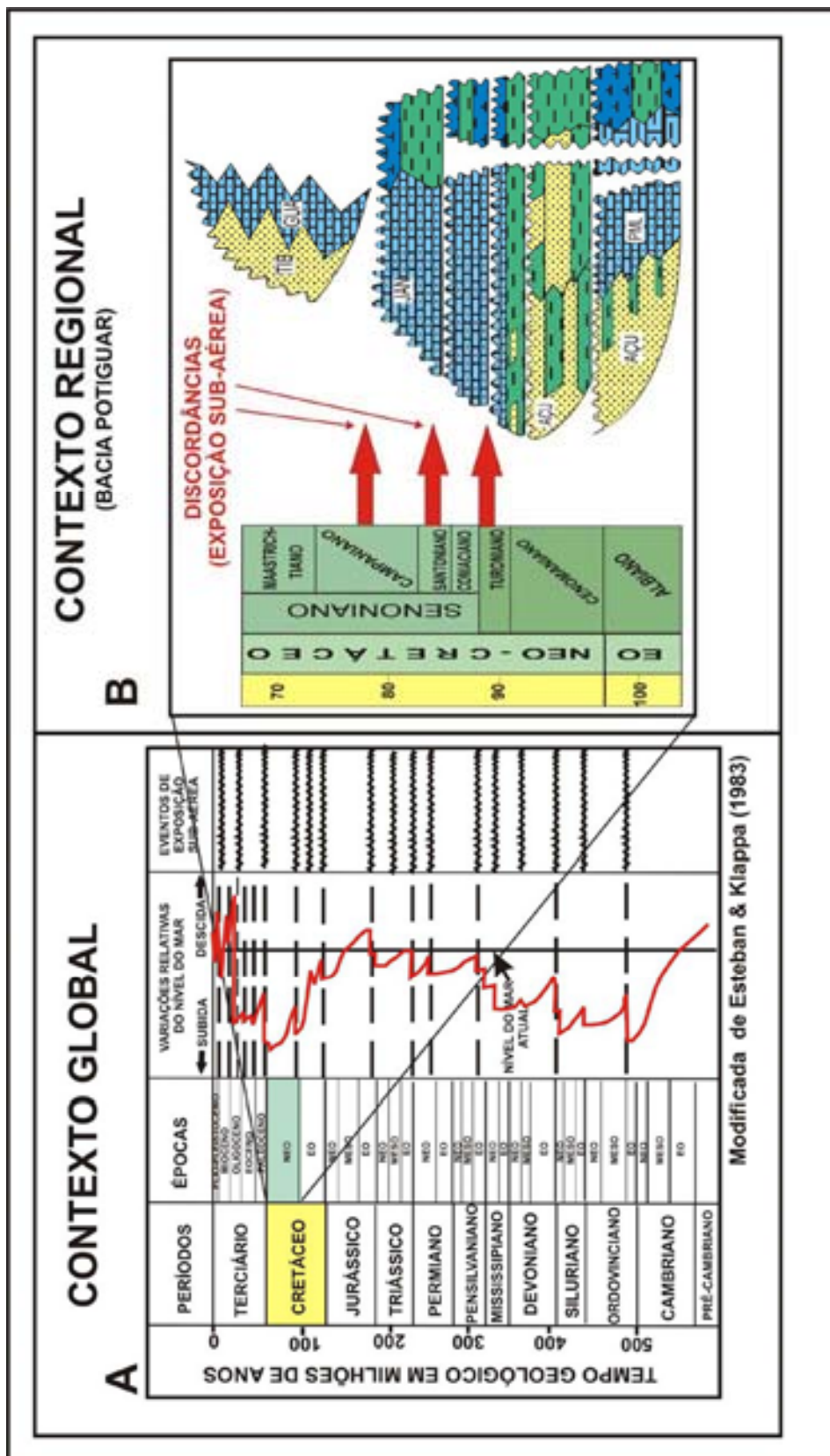


Figura 6.7 – Eventos de exposição sub-aérea reconhecidos em escala global no tempo geológico (A) e uma correlação tentativa com os eventos de exposição sub-aérea regionais do Neo-Cretáceo, na Formação Jandaíra, Bacia Potiguar (B).

É importante ressaltar que esta correlação é tentativa e serve apenas como uma primeira abordagem, objetivando contextualizar os episódios de exposição sub-aérea e de karstificação da Formação Jandaíra, do ponto de vista global e regional, à luz da estratigrafia da seqüências.

Em Fazenda Belém a Formação Jandaíra está sobreposta, em contato concordante, com a porção superior da Formação Açú (unidade Açú-4), caracterizando assim a ocorrência da porção basal da Formação Jandaíra na área de estudo desta tese. Em vista disso é possível aventar a hipótese de que, em Fazenda Belém, o evento de exposição sub-aérea mais importante corresponda à discordância do Turoniano.

Também é plausível que, pelo menos até o Mioceno, quando então o *karst* Jandaíra foi soterrado pela cobertura sedimentar, a Formação Jandaíra na área de Fazenda Belém, possa ter experimentado episódios cíclicos de ativação, paralisação e rejuvenescimento do processo de karstificação devido aos eventos de exposição sub-aérea do Santoniano e Campaniano. Entretanto somente estudos mais aprofundados, envolvendo bio-estratigrafia, poderiam confirmar ou não as hipóteses aventadas acima.

## 6.6 – Exemplos de feições kársticas da Formação Jandaíra

Ao longo do desenvolvimento do plano de trabalho desta tese foram realizadas diversas visitas ao campo, não somente na área de trabalho da tese (Fazenda Belém), mas também a outros pontos de ocorrência do *karst* Jandaíra. O objetivo destas visitas de campo foi estudar a morfologia das feições kársticas e entender seus mecanismos de desenvolvimento, visando subsidiar a interpretação dos dados de GPR e o estudo do risco geotécnico em Fazenda Belém.

A figura 6.8 apresenta um mapa geológico de superfície, modificado de Fortes (1987), mostrando a área de ocorrência da Formação Jandaíra e quatro pontos onde ocorrem exposições do *karst* Jandaíra, e que foram escolhidos para exemplificar as feições kársticas que ocorrem na Bacia Potiguar.

Embora em um mesmo local ocorram diversos tipos de feições, muitas delas comuns a dois ou mais pontos e semelhantes entre si do ponto de vista morfológico, optamos por mostrar um exemplo distinto de feição em cada

ponto. A idéia foi mostrar que estas feições ocorrem amplamente distribuídas ao longo da Bacia Potiguar, onde o karst Jandaíra está exposto, validando assim a utilização dessas feições como modelos análogos das que ocorrem soterradas pela cobertura sedimentar em Fazenda Belém. Os pontos mostrados são os seguintes:

- Ponto 1 – Lajedo de Soledade (coordenadas 629764, 9381647, wgs 84), localizado no distrito de Soledade, município de Apodi-RN. Corresponde à figura 6.9.
- Ponto 2 – Pedreira Kical, localizada a cerca de 5 km a sul da cidade de Governador Dix-Sept Rosado-RN (coordenadas 666325, 9391295, wgs 84). O registro fotográfico deste ponto é mostrado na figura 6.10.
- Ponto 3 – Lajedo da Furna Feia, localizado nas terras da Fazenda Maisa Baraúna-RN (coordenadas 659523, 9443170, wgs 84), mostrado na figura 6.11.
- Ponto 4 – Pedreira da fábrica de cimento de Mossoró, localizada na cidade de Mossoró-RN (coordenadas 677784, 9429687, wgs 84), mostrado na figura 6.12.

A seguir discutiremos, além da morfologia, os mecanismos que originaram cada feição.



### 6.6.1 – Dissolução intra-acamamento e através de fraturas

A figura 6.9 mostra uma fotografia no Lajedo de Soledade, Apodi-RN (ponto 1 da figura 6.8). Neste local a Formação Jandaíra está exposta em um grande afloramento, intensamente fraturado e karstificado. As feições cársticas mais conspícuas que ocorrem no Lajedo de Soledade são resultantes de processos de dissolução que se desenvolveram ao longo de planos de fraturas e nos planos de acamamento. O fluxo hidrodinâmico foi bastante eficaz no alargamento das fraturas e na dissolução intra-acamamento, que parece ter também um condicionamento faciológico. Aparentemente os condutos que se instalam nos fácies mais finos da Formação Jandaíra no lajedo de Soledade desenvolvem maior alargamento, gerando uma diferenciação morfológica bastante característica. Entretanto, essa hipótese precisa ser comprovada por estudos adicionais.

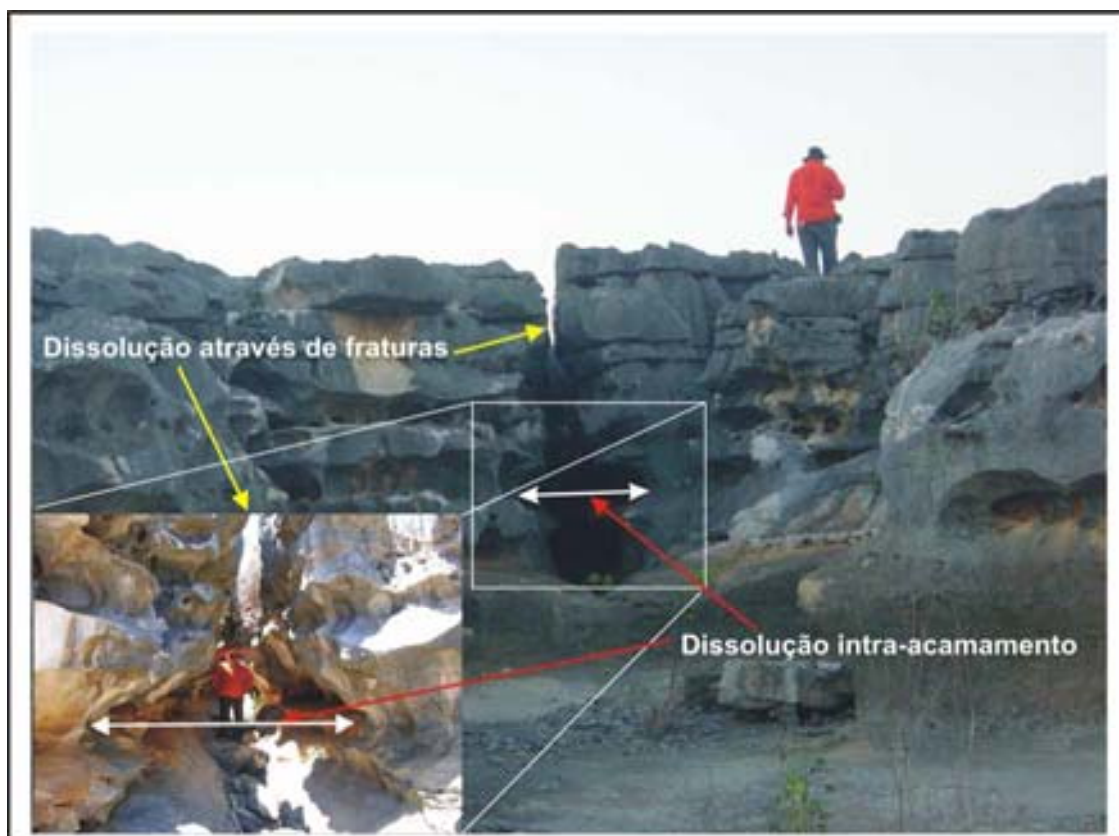


Figura 6.9 - Fotografia do Ponto 1 da figura 6.8 mostrando dissolução intra-acamamento e através de fraturas. Lajedo de Soledade- Apodi-RN.

### **6.6.2 – Feições de dissolução intra-acamamento preenchidas com sedimentos alóctones.**

A figura 6.10, correspondente ao ponto 2 da figura 6.8, mostra feições de dissolução, desenvolvidas ao longo de planos de fraturas e de acamamento, parcialmente preenchidas com sedimentos que foram depositados pela ação do fluxo hidrodinâmico.

Os sedimentos e clastos movimentados pelo fluxo de água são depositados quando a energia hidrodinâmica diminui. Esses sedimentos preenchem, total ou parcialmente, as cavidades de dissolução da rocha carbonática, modificando temporariamente o perfil permo-poroso do sistema.

Quando a energia hidrodinâmica é revitalizada em um nível suficiente para remobilizar os sedimentos e clastos, estes são novamente transportados e tornam a depositar-se quando a energia hidrodinâmica diminui. Nota-se, portanto, que este processo de transporte-deposição é cíclico, podendo ocorrer várias vezes ao longo do tempo. Este tipo de preenchimento é alóctone, ou seja, a fonte do material é de fora do sistema, ou de outro local do mesmo.

Também pode ocorrer o preenchimento das cavidades de dissolução por sedimentos autóctones, resultantes de processos desenvolvidos *in situ*, como o regolito, por exemplo.

As estruturas de dissolução intra-acamamento ocorrem alargadas para cima e para baixo ao longo das camadas, e são interconectadas em vários níveis através de fraturas, que servem de condutos para o fluxo hidrodinâmico carrear sedimentos.

Nota-se também que algumas cavidades de dissolução não foram preenchidas, ou o foram parcialmente. Esta é uma característica comum em um sistema cárstico e acontece tanto por questões de disponibilidade de material na área fonte como pelo perfil de energia do fluxo hidrodinâmico.

O trabalho da dissolução promove o alargamento das fraturas e aumenta significativamente a capacidade de movimentação de material pelo fluxo hidrodinâmico.

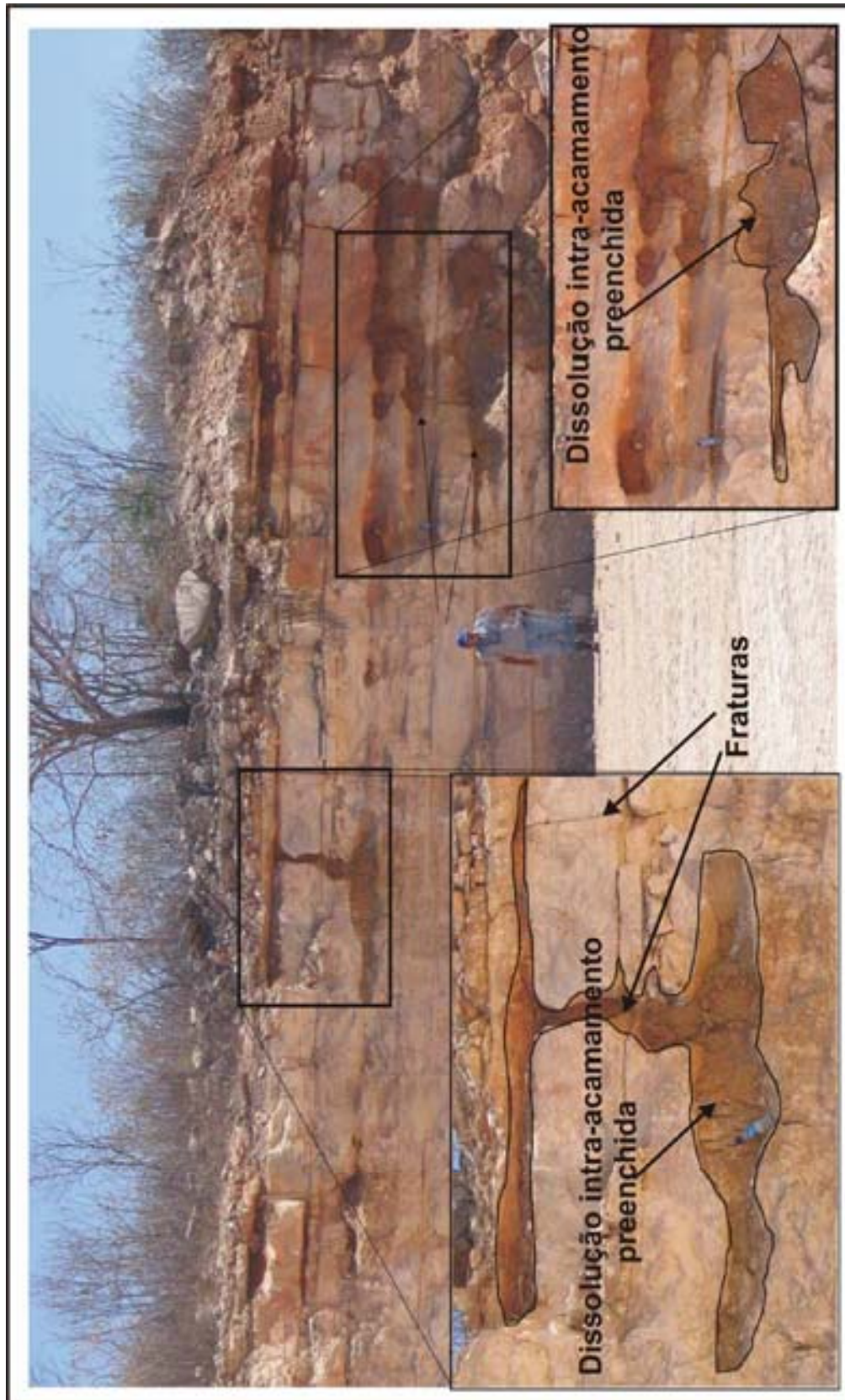


Figura 6.10 – Feições de dissolução intra-acamamento na Formação Jandaíra preenchidas com sedimentos alóctones transportados através de fraturas. Ponto 2 da figura 6.8, pedreira Kical, Governador Dix-Sept Rosado – RN.

### 6.6.3 – Chaminés ou cones de dissolução (*vertical shafts*)

Uma feição bastante comum em terrenos cársticos é uma estrutura de dissolução sub-vertical, com seção cônica, e que se desenvolve caracteristicamente em cruzamentos de fraturas ou falhas.

A literatura denomina estas estruturas de diversas formas: chaminé de dissolução, cone de dissolução e poços verticais (*vertical shafts*) são algumas delas. No *karst* Jandaíra este tipo de feição é bastante comum, notadamente em locais onde existe um forte condicionamento estrutural da karstificação.

A figura 6.11, correspondente ao ponto 3 da figura 6.8, apresenta um exemplo de um cone de dissolução desenvolvido em cruzamento de fraturas; em 6.11A é mostrada uma visão mais geral da feição, juntamente com o sistema de fraturas que se interceptam no local onde o cone de dissolução se desenvolveu. Em 6.11B é mostrada uma fotografia realizada de um ângulo aproximadamente de cima para baixo, procurando mostrar a feição em profundidade. A figura 6.11C representa, de forma esquemática, os estágios evolutivos de um cone de dissolução. A água meteórica aproveita as facilidades de percolação ao longo do cruzamento entre os sistemas de fraturas e instala-se um processo de dissolução preferencial (estágio C-1). O processo evolui com o alargamento da dissolução no cruzamento entre as fraturas. Nos estágios iniciais o alargamento ocorre de forma areal, em superfície, com pouca incisão vertical (estágio C-2), suficiente, entretanto, para acumular água meteórica. O acúmulo de água meteórica na cavidade formada no cruzamento, propicia um ataque mais efetivo da dissolução, com o alargamento e aprofundamento da incisão vertical em profundidade (estágio C-3). O resultado é um cone, ou chaminé de dissolução, que pode ter várias dezenas (ou até centenas) de metros de profundidade.

O cone de dissolução mostrado nas figuras 6.11A e 6.11B, encontra-se em um estágio equivalente ao estágio C 3, descrito na figura 6.11.

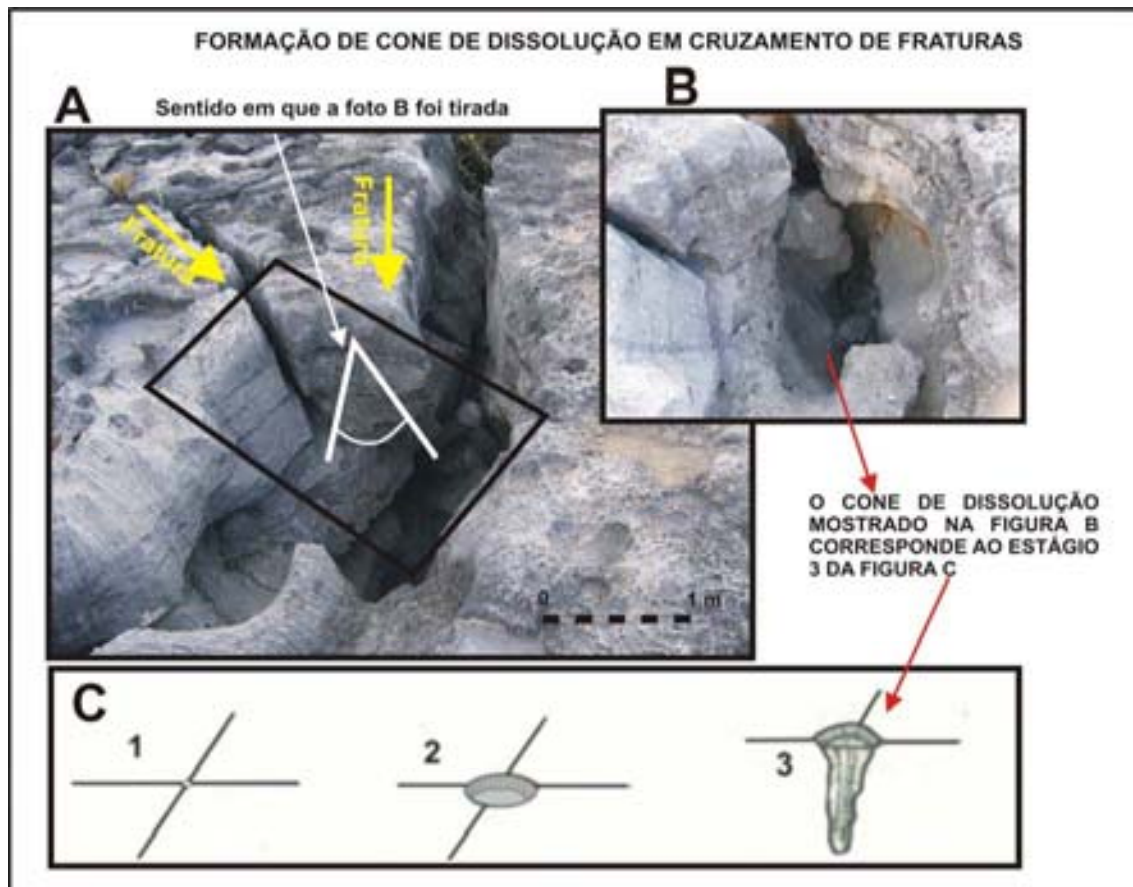


Figura 6.11 - Fotografia do ponto 3 da figura 6.8 mostrando cone de dissolução desenvolvido em cruzamento de fraturas. Lajedo da Furna Feia, Baraúna-RN.

#### 6.6.4 – Blocos e pináculos

Blocos e pináculos são feições cársticas originadas a partir do alargamento de fraturas paralelas, espaçadas da ordem de decímetros a metros, que cortam transversalmente o acamamento e fragmentam a rocha carbonática em uma rede de condutos ortogonais (figura 6.12).

Segundo Sowers (1996), em um primeiro estágio a dissolução pela água meteórica provoca um alargamento das fraturas, notadamente em seus segmentos superiores, em contato com a superfície. Com a evolução do processo de dissolução, as fraturas vão se alargando e deixando espaços vazios verticais na rocha.

Estes espaços vazios são chamados de *slots* e separam a formação através de incisões verticais. As partes da rocha carbonática, separadas pelos *slots*, vão assumindo um perfil cônico, na medida em que suas porções

superiores vão sendo erodidas pela dissolução (figura 6.12A -2). O material removido da formação carbonática, por erosão mecânica e por dissolução, vai se acumulando nas porções inferiores dos *slots*, e vai preenchendo gradualmente as cavidades intra-acamamento. Com o avanço da dissolução e da erosão mecânica os *slots* vão se alargando cada vez mais. As partes da rocha que foram separadas, e que são mais largas do que os *slots*, são chamadas de blocos (figura 6.12 A – 2). Quando a erosão da rocha evolui e os *slots* passam a ter largura maior do que as partes da rocha que foram separadas, formam-se os pináculos (figura 6.12A – 3).

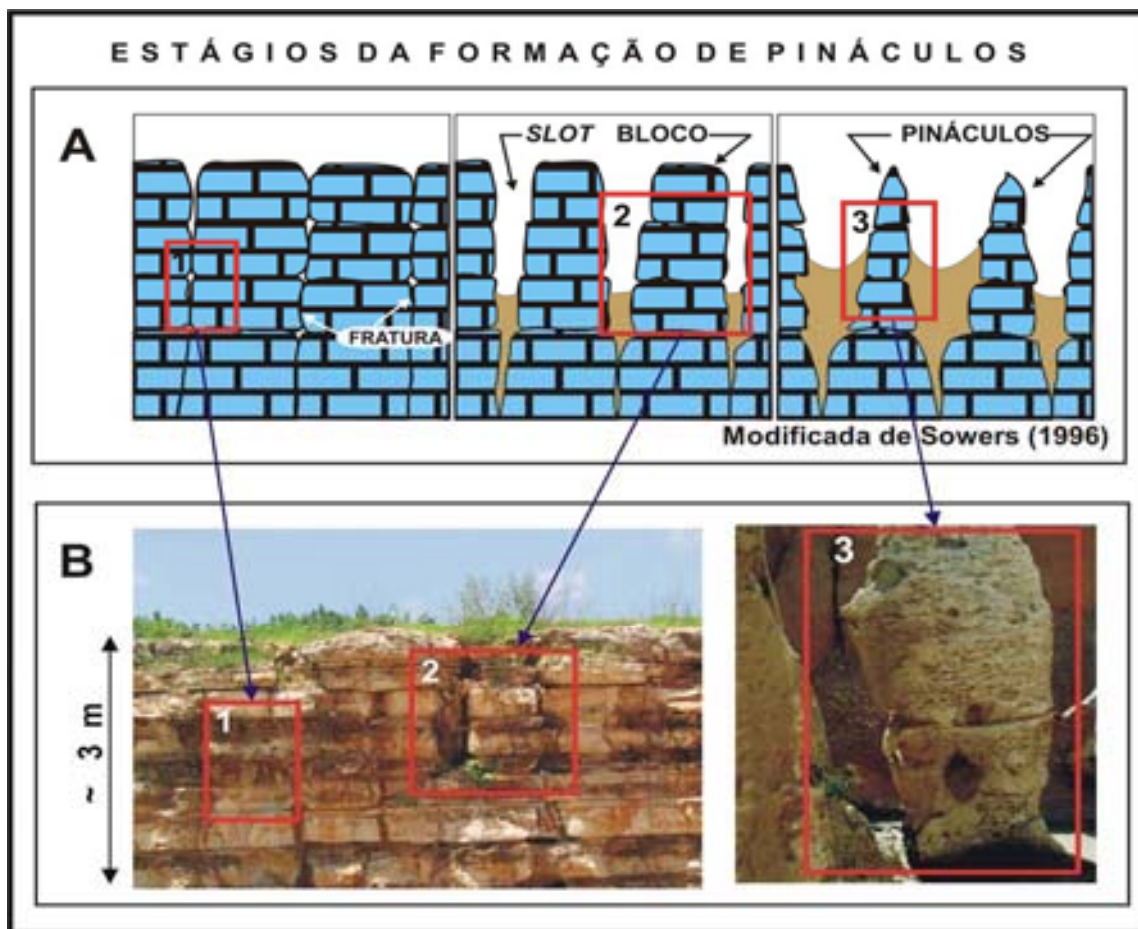


Figura 6.12 – Ponto 4 da figura 6.8. Em (A) uma concepção teórica dos estágios de desenvolvimento de pináculos e em (B) fotos com exemplos destes estágios na Formação Jandaíra na Pedreira da fábrica de cimento de Mossoró, Mossoró-RN.

## 6.7 – Considerações finais.

Este capítulo foi dedicado à discussão do sistema cárstico sob o ponto de vista de seus aspectos hidrodinâmico e morfológico, contextualizados à luz da estratigrafia de seqüências. Escolhemos essa abordagem para promover o acoplamento ao tema principal desta tese, qual seja, o estudo dos problemas geotécnicos de Fazenda Belém. O fluxo hidrodinâmico subterrâneo da área e a presença de cavidades de dissolução, neste sistema cárstico soterrado, exercem importante papel na origem dos problemas geotécnicos.

A investigação geofísica com GPR realizada em Fazenda Belém, objetivou imagear as estruturas de dissolução. Essas feições de dissolução, que ocorrem soterradas em Fazenda Belém, são análogas, do ponto de vista morfológico e evolutivo, às feições encontradas em outros locais onde o *karst* Jandaíra encontra-se exposto. Por esta razão, o estudo das feições expostas foi fundamental na calibração do modelo interpretativo para as seções de GPR, e para a formulação de modelos conceituais para explicar os mecanismos dos colapsos de terreno que ocorrem em Fazenda Belém, e que serão abordados no Capítulo VII.

### **Interpretação de dados de GPR e formulação de modelos conceituais para as estruturas de dissolução e colapso do sistema cárstico de Fazenda Belém.**

#### **7.1– Introdução**

Neste capítulo serão mostradas as interpretações dos dados 2D e 3D de GPR e, com base nestes dados interpretados, serão formulados modelos conceituais que explicam a origem e a evolução das estruturas de dissolução e colapso que originam o risco geotécnico em Fazenda Belém. Os dados de GPR foram elementos fundamentais para iluminar a morfologia e a localização dessas estruturas de dissolução. Os modelos conceituais foram formulados com base em três elementos: o imageamento com GPR das estruturas de dissolução, os fatores condicionantes do risco geotécnico, que foram abordados no Capítulo V, e o estudo de feições cársticas análogas que ocorrem em outros locais da Bacia Potiguar, e que foram mostradas no Capítulo VI.

Na interpretação dos dados de GPR foram utilizados os softwares SeisX e VoxelGeo, da empresa PARADIGM, que estavam disponíveis nas estações de interpretação do PPGG/UFRN. É importante ressaltar que a utilização dos dados de GPR no imageamento das estruturas de dissolução e colapso em uma área industrial, só se tornou viável graças às técnicas de processamento desenvolvidas neste estudo, as quais foram detalhadas no Capítulo IV desta tese.

O presente Capítulo está assim organizado: primeiramente será feita uma breve discussão sobre a metodologia de interpretação empregada neste estudo e serão mostrados exemplos de dados de GPR 2D e 3D interpretados. Alguns destes dados (2D e 3D) são os mesmos que foram mostrados no Capítulo III como exemplos de aplicação do fluxo de processamento. Na discussão de cada exemplo, contextualizaremos as feições interpretadas à luz dos mecanismos que as originaram. Iremos propor então modelos conceituais

para a origem e evolução das estruturas de dissolução e colapso, discutindo também o importante papel exercido pelo fluxo hidrodinâmico.

## **7.2– Interpretação de dados de GPR**

O meio geológico, com suas litologias e descontinuidades, é expresso nos dados de GPR como variações na morfologia e no padrão das reflexões dos radargramas. Diferenças entre as litologias são vistas nas seções de GPR como mudanças nos padrões dos refletores, decorrentes dos contrastes de permissividade dielétrica entre as diversas interfaces do meio. Nesta tese essas variações nos padrões dos refletores foram utilizadas, aliadas aos modelos reais das feições de dissolução que ocorrem no *karst* Jandaíra, para orientar a interpretação dos dados de GPR. A seguir será feita uma breve descrição da metodologia de interpretação empregada. Depois serão mostradas seções interpretadas de GPR 2D e volumes 3D, evidenciando estruturas de dissolução e colapso no sistema cárstico de Fazenda Belém.

### **7.2.1 – Metodologia de interpretação empregada**

A decisão de associar um conjunto de reflexões a uma determinada litologia, ou a uma descontinuidade, em geral é estabelecida a partir de critérios que levam em conta o conhecimento que o intérprete possui sobre o meio geológico, notadamente sobre os modelos reais de estruturas e feições similares, que ocorrem na área de trabalho. Também é de suma relevância o conhecimento da resposta do método geofísico, neste caso o GPR, às diversas camadas do meio geológico. Assim, por exemplo, é de se esperar que camadas do meio geológico associadas à desagregação do maciço rochoso (regolito), ou à remobilização de sedimentos, apresentem um caráter de reflexão mais incoerente, “quebrado” ou caótico. Já reflexões associadas à deposição de camadas sedimentares, e a material compactado, tende a apresentar um padrão laminado, sub-horizontal, concordante e coerente.

Descontinuidades geológicas, representadas por falhas, fraturas e estruturas de dissolução intra-acamamento, se apresentam nas seções de GPR como interrupções nos refletores, ou como feições de “alargamento” que se destacam entre as reflexões associadas ao acamamento natural.

O próprio acamamento possui uma “assinatura” de reflexão que o intérprete identifica e a associa a uma determinada litologia, ou até mesmo a variações de *fácies* em uma mesma litologia.

A figura 7.1 sintetiza a metodologia de interpretação de dados de GPR aplicada nesta tese. Na seção de GPR não interpretada (figura 7.1A) são identificadas variações nas formas e nas amplitudes dos refletores (padrões dos refletores). No retângulo destacado na figura 7.1A é possível identificar três padrões distintos de reflexões: (i) um padrão mais caótico e descontínuo, que foi associado à cobertura sedimentar; (ii) um padrão de reflexões sub-horizontais, e sub-paralelas, às vezes interrompidas por descontinuidades que deslocam os refletores, que foram atribuídos ao acamamento do calcário Jandaíra; (iii) um padrão em forma de “alargamento” sigmoidal ou elíptico, com reflexões que apresentam amplitudes distintas do meio encaixante, e que foram associadas às feições resultantes de processos de dissolução intra-acamamento. Deslocamentos e interrupções bruscas dos refletores denunciam a presença de falhas e fraturas. A figura 7.2B individualiza os elementos que foram identificados no retângulo em destaque na figura 7.1A. Foram identificadas reflexões associadas à cobertura sedimentar, ao acamamento da Fm. Jandaíra e às estruturas de dissolução intra-acamamento. Também é possível visualizar descontinuidades dos refletores associadas a presença de falhas e fraturas que deslocam, ou interrompem as camadas da Fm. Jandaíra, e que servem de condutos para a percolação de fluidos. Ao analisar os padrões de reflexões o intérprete deve ter em mente os modelos geológicos que ocorrem no contexto da área estudada. No caso desta tese, a interpretação foi calibrada por modelos reais de falhas e fraturas, acamamento e estruturas de dissolução que ocorrem no *karst* Jandaíra, como é exemplificado na figura 7.1D. Uma vez identificados, os diferentes padrões de reflexões associados às camadas do meio geológico foram individualizados através de cores superpostas às seções de GPR, para ressaltar a interpretação, como mostra a figura 7.1 C. Nesta tese mostraremos exemplos de dados de GPR 2D e 3D com a interpretação destacada em cores que individualizam as litologias e descontinuidades, sempre comparando os dados interpretado e não interpretado.

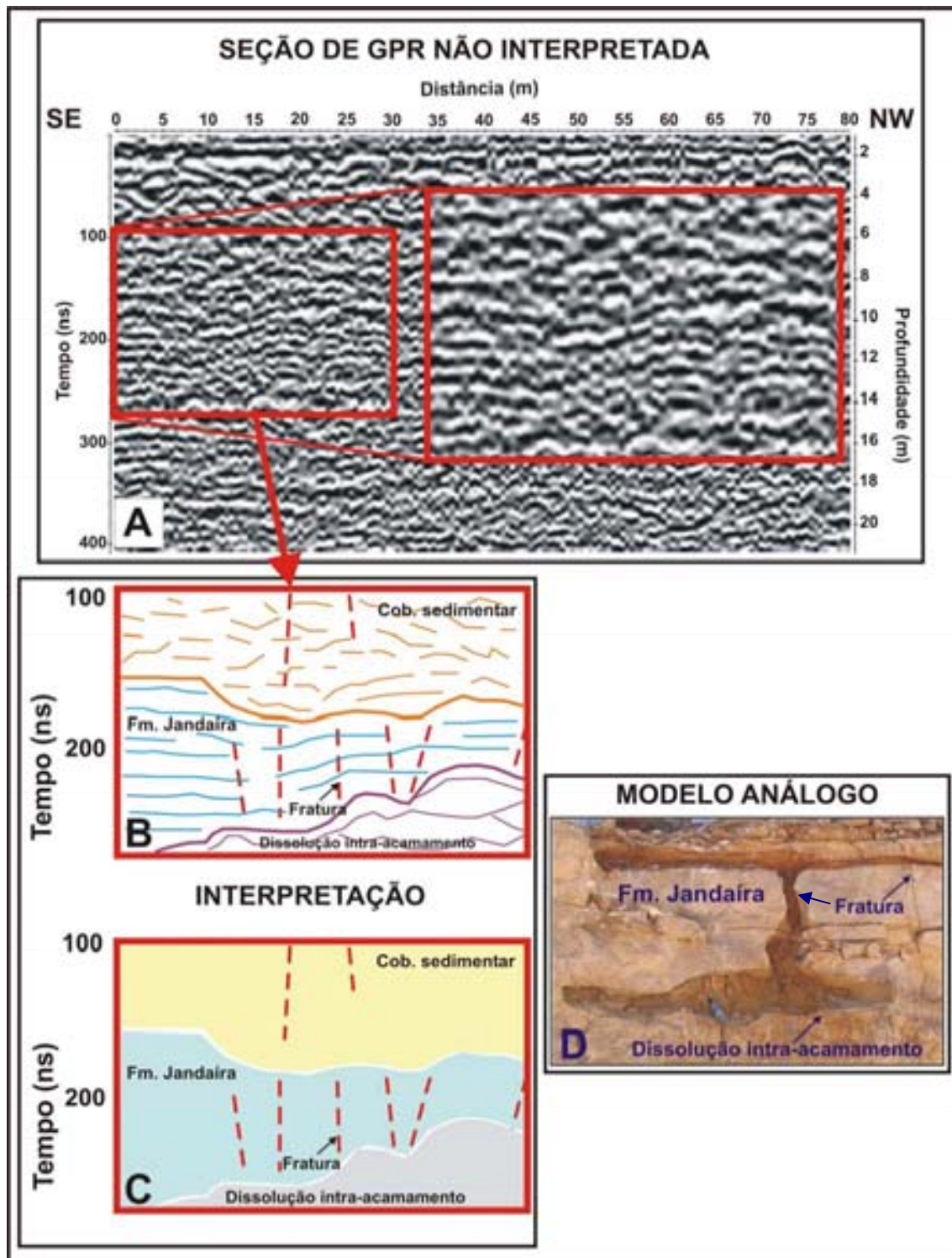


Figura 7.1 – Síntese da metodologia de interpretação de dados de GPR aplicada nesta tese. Na seção não interpretada (A) são identificadas variações nos padrões das reflexões (B). Estas variações são associadas às litologias, ou às discontinuidades no meio geológico, tendo como base a calibração com modelos análogos (D). A seção interpretada é mostrada nesta tese com as litologias e discontinuidades identificadas por diferentes cores (C).

### 7.2.2 – Exemplos de interpretação dos dados de GPR

A seguir iremos mostrar alguns exemplos de interpretação de dados de GPR 2D e 3D que foram levantados na ETO/ETE e em seu entorno. Nesses dados é possível individualizar as feições e estruturas geológicas típicas do substrato cárstico que ocorre soterrado em Fazenda Belém. Algumas das estruturas de dissolução ocorrem no substrato calcário (Fm. Jandaíra), enquanto outras estruturas se desenvolvem na cobertura sedimentar que recobre a Fm. Jandaíra. Os exemplos são apresentados em distintas formas de paletas que mostram diferentes formatos de visualização das amplitudes. A idéia foi mostrar a consistência no imageamento das estruturas e os recursos de visualização que o intérprete pode lançar mão para ressaltar o imageamento de uma determinada feição.

Escolhemos, dentro da malha de dados levantados, quatro linhas 2D (linhas A, B, C e D) e dois dados 3Ds (3D I e 3D II) localizados na ETO/ETE e em seu entorno para exemplificar a ocorrência das estruturas de dissolução e colapso (figura 7.2). Iremos mostrar para cada dado uma seção não interpretada e a sua correspondente seção interpretada, segundo a metodologia que foi discutida no item 7.2.1. Para cada exemplo, discutiremos as feições e estruturas que foram identificadas nos dados interpretados, fazendo uma remissão aos exemplos reais de feições cársticas que foram mostradas no Capítulo V.

Dividiremos a apresentação dos dados em dois sub-itens (dados 2D e 3D) para favorecer a organização da discussão. Cada exemplo será discutido individualmente, destacando as estruturas que foram identificadas nos dados. Os dados interpretados são mostrados em cores que individualizam as litologias e estruturas. Essas cores são mostradas com transparência de 70% a fim de permitir a visualização da seção original sotoposta.

A escala de amplitudes (*colorbar*), que representa em escala de tons e cores a variação de amplitude dos dados, é mostrada apenas nos dados não interpretados.



Figura 7.2 – Fotografia aérea panorâmica da ETO/ETE de Fazenda Belém mostrando a localização das seções 2D e dos levantamentos 3D de GPR que foram escolhidos para exemplificar a interpretação dos dados de GPR .

### 7.2.2.1 – Exemplos de interpretação de dados 2D

A figura 7.3 mostra a linha A, levantada com 200 MHz. A seção é mostrada com uma paleta em tons de cinza e as amplitudes no formato de apresentação em densidade variável. Neste tipo de formato de apresentação, as amplitudes dos traços (tanto as negativas quanto as positivas) são preenchidas em tons de cores. Neste exemplo a escala de amplitudes varia em tons de cinza, com as amplitudes máximas, positiva e negativa, representadas pela cor preta e a amplitude zero representada pela cor branca.

A figura 7.4 mostra a linha A interpretada, com as litologias e estruturas individualizadas por cores. Foi possível individualizar estruturas cônicas, que incidem na Fm. Jandaíra, e que foram associadas à chaminés de dissolução do tipo mostrada na figura 6.11 do Capítulo VI. As chaminés de dissolução foram preenchidas pela cobertura sedimentar e constituem rotas para a infiltração da água meteórica.

Também foram identificadas feições de dissolução intra-acamamento na Fm. Jandaíra. Essas feições de dissolução permitem acomodar o material que é remobilizado da cobertura sedimentar pela ação do fluxo hidrodinâmico descendente.

As fraturas que ocorrem na Fm. Jandaíra são mostradas em linha vermelha tracejada. Essas fraturas interligam a zona de recarga superficial com os níveis mais profundos da Fm. Jandaíra, onde ocorre dissolução intra-acamamento. Essa interligação permite que o fluxo hidrodinâmico carregue sedimentos, por tração ou suspensão, gerando um débito no balanço de material na cobertura sedimentar, que resulta em um espaço vazio em forma de domo. Essas estruturas dômicas evoluem de forma remontante, de baixo para cima, a medida que mais sedimento é remobilizado pelo fluxo hidrodinâmico através das fraturas. Na seção mostrada em 6.4 foi identificado um incipiente domo de dissolução na base da cobertura sedimentar.

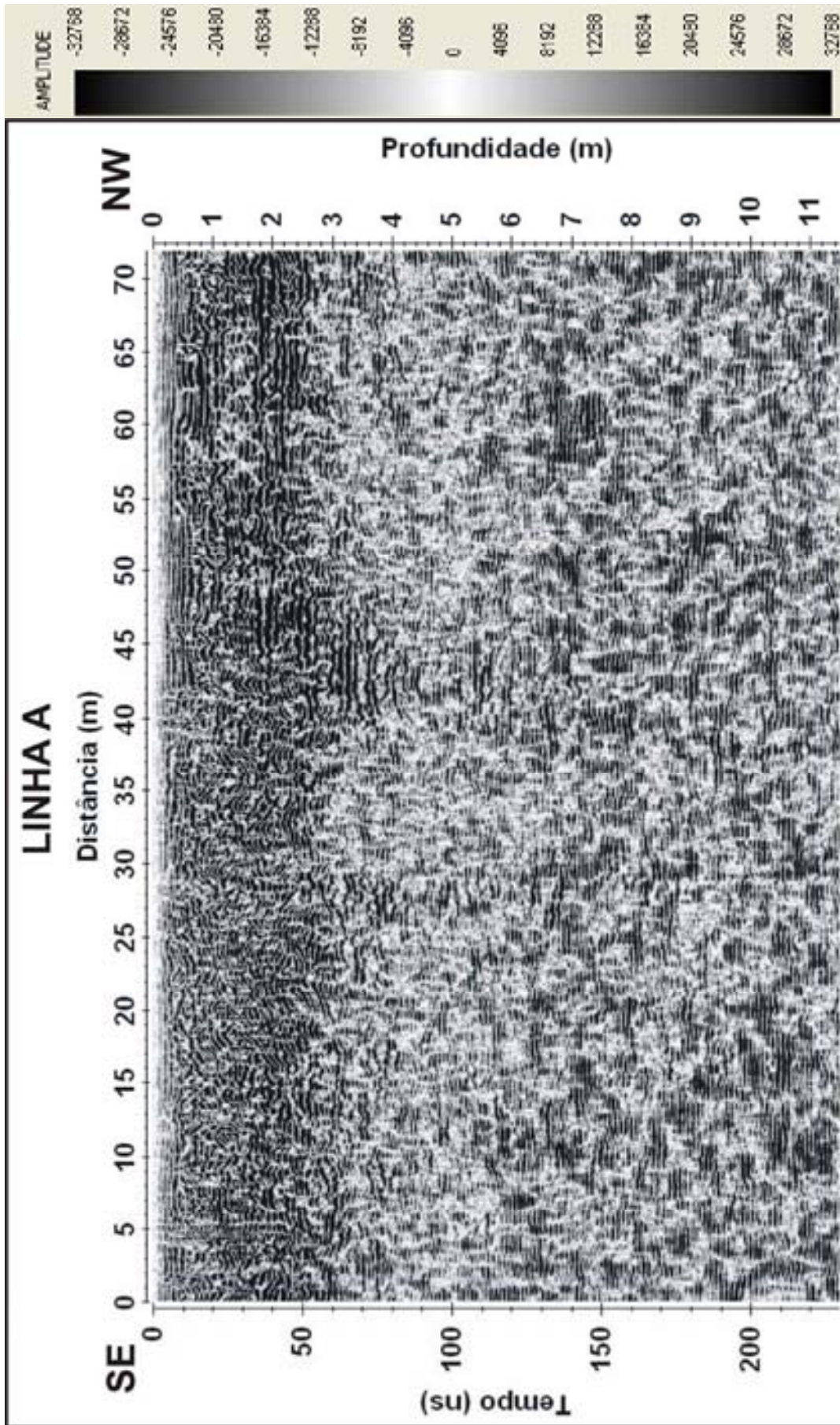


Figura 7.3 – Seção de GPR (200 MHz) não interpretada correspondente à linha A, cuja localização é mostrada na figura 7.2.

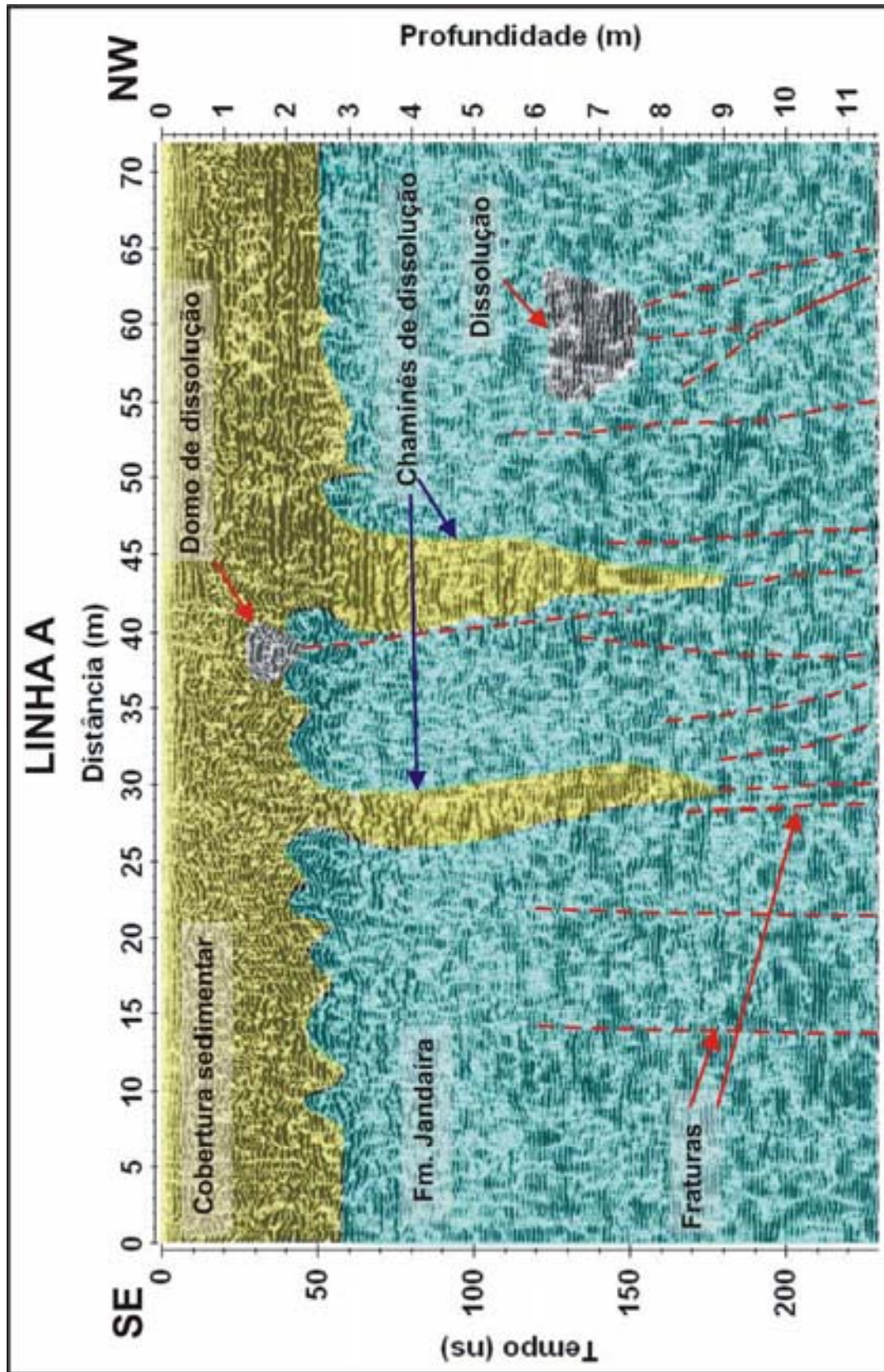


Figura 7.4 – Linha A interpretada. Foi possível individualizar a cobertura sedimentar, a Fm. Jandaíra, fraturas, feições de dissolução intra-acamamento e duas proeminentes chaminés de dissolução preenchidas com material da cobertura sedimentar. Também foi identificado um incipiente domo na base da cobertura sedimentar.

A figura 7.5 mostra uma seção de GPR não interpretada, levantada com antena de frequência de 200 MHz, correspondente à linha B, cuja localização é mostrada na figura 7.2.

Esta seção é mostrada em um formato derivado de uma técnica desenvolvida internamente na PETROBRAS pelo Geofísico Élvio Bulhões, conhecida como Técnica de Visualização em Volume de Amplitude (TecVa). Mais informações sobre esta técnica podem ser obtidas em Bulhões (1999) e Bulhões & Amorim (2005). Esta tecnologia permite ressaltar as amplitudes de forma a dar um efeito de “relevo” à seção. As litologias e, principalmente, as falhas e fraturas, são destacadas facilitando sobremaneira a individualização dos diferentes padrões de reflexão e, por conseguinte, a interpretação. A escala de amplitudes é mostrada à direita da seção não interpretada na figura 7.5.

Na figura 7.6 é mostrada a linha B interpretada. Foi possível individualizar fraturas, dissolução intra-acamamento e domos de dissolução na cobertura sedimentar. As feições de dissolução intra-acamamento aparecem de forma discreta, com pouco contraste de amplitude em relação à rocha encaixante (Fm. Jandaíra), distinguindo-se desta pela forma alargada e sigmoidal, em que ocorre. O pouco contraste denuncia que as feições de dissolução estão preenchidas, ou parcialmente preenchidas, pelo material da cobertura sedimentar, como mostra a figura 6.10 do Capítulo VI.

Os domos de dissolução aparecem como estruturas abauladas, dômicas, bem destacadas dentro do padrão de reflexão da cobertura sedimentar. O domo que ocorre na posição 20 m, por exemplo, aparece em uma condição próxima de irromper na superfície, o que irá gerar um colapso de terreno. Nesta condição ocorre uma dolina de colapso da cobertura sedimentar, que será doravante chamada simplesmente de dolina de colapso.

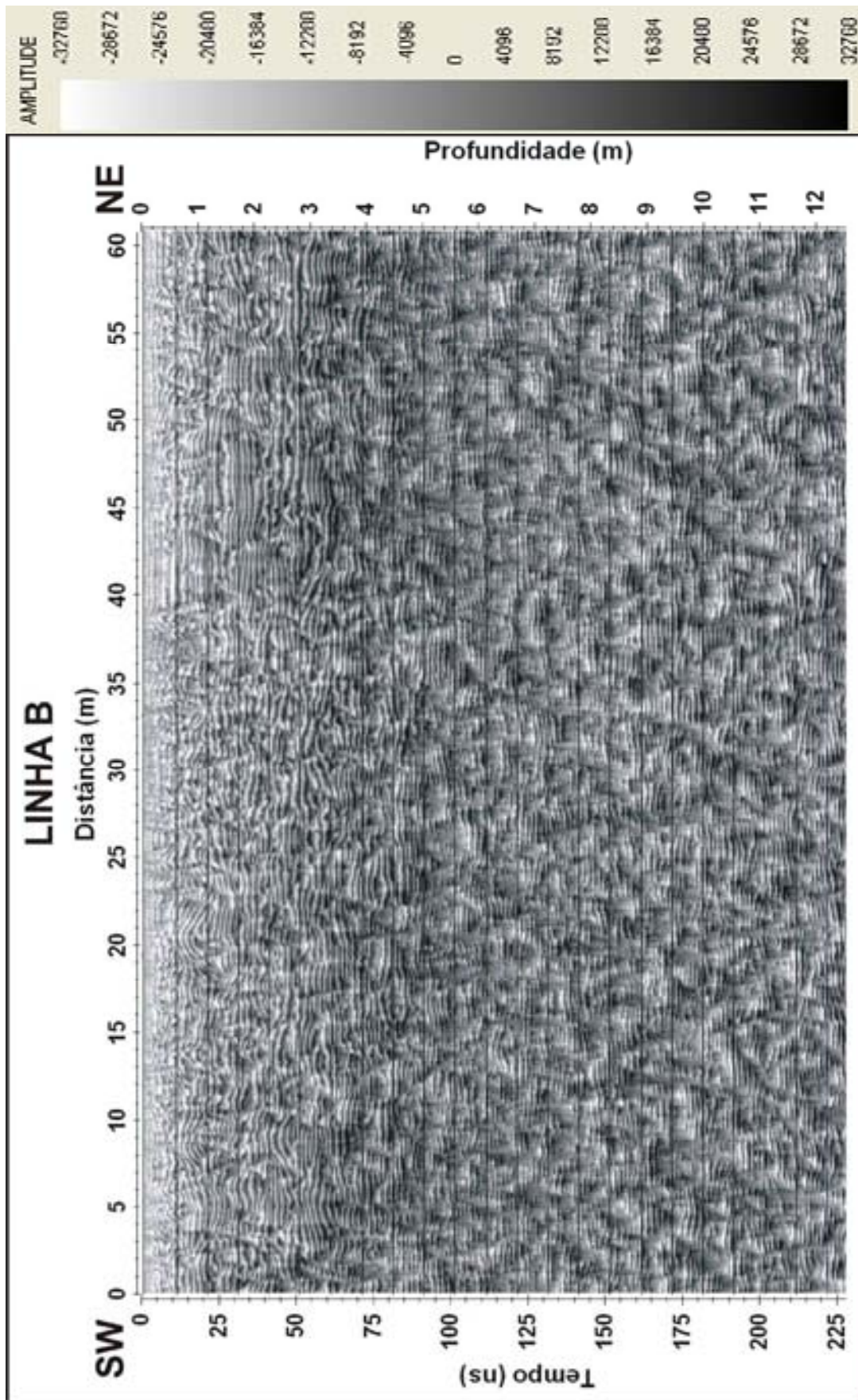


Figura 7.5 - Seção de GPR (200 MHz) não interpretada correspondente à linha B, cuja localização é mostrada na figura 7.2.

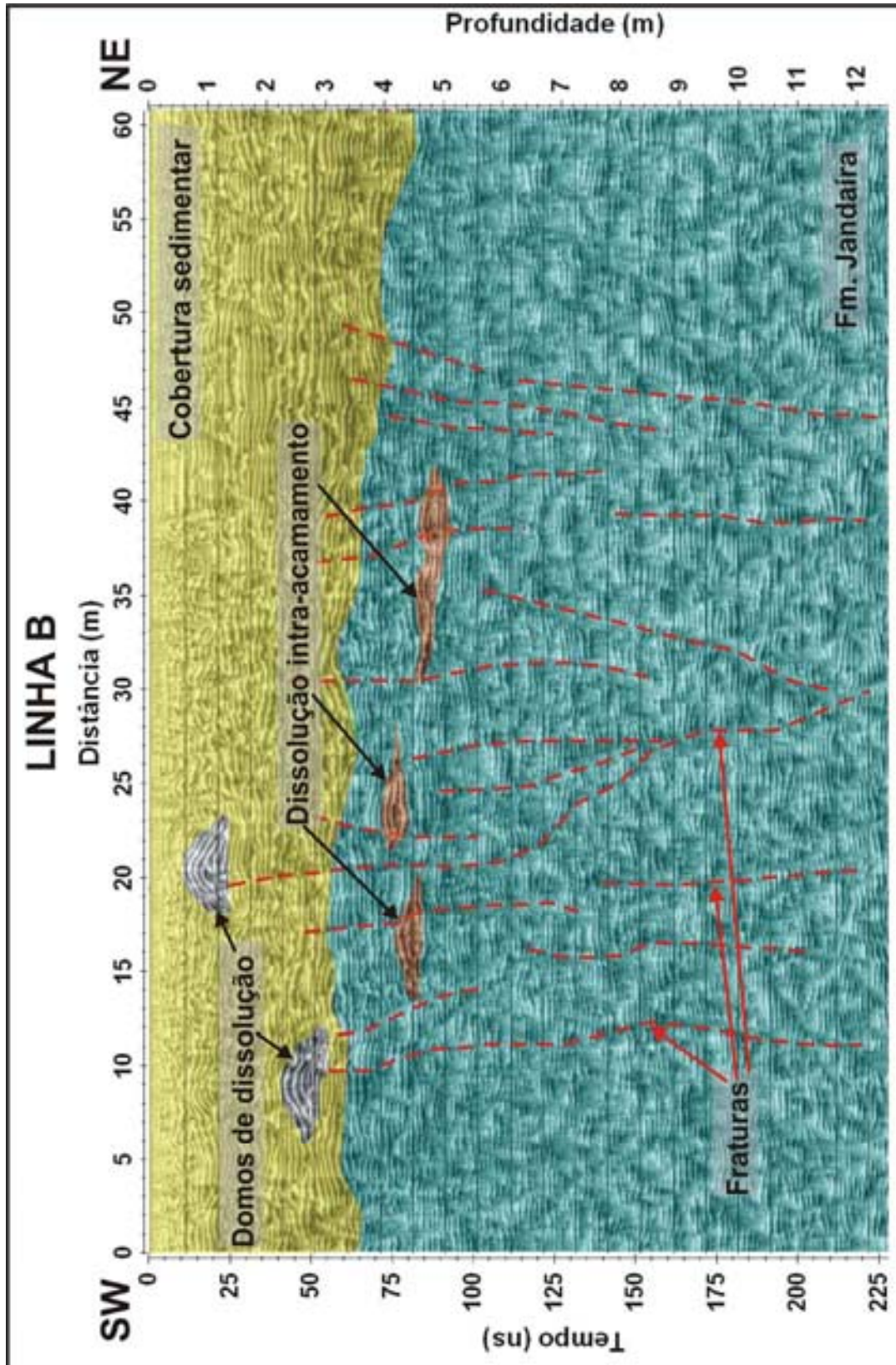


Figura 7.6 - Linha B interpretada. Foi possível individualizar a cobertura sedimentar, a Fm. Jandaíra, fraturas, feições de dissolução intra-acumamento preenchidas, ou parcialmente preenchidas, com material da cobertura sedimentar. Foram identificados dois domos de dissolução na cobertura sedimentar.

A figura 7.7 mostra a seção não interpretada correspondente à linha C, adquirida com antena de frequência 40 MHz. Esta seção foi também utilizada na figura 7.1 para mostrar a metodologia de interpretação usada nesta tese. A seção é mostrada com uma paleta em tons de cinza, com a amplitude máxima negativa correspondendo à cor branca e a amplitude máxima positiva equivalendo à cor preta.

A figura 7.8 mostra a interpretação da linha C. Pode-se notar a presença de amplas estruturas de dissolução intra-acamamento na Fm. Jandaíra. Estas dissoluções possuem um volume de espaço vazio que permite acumular considerável quantidade de material da cobertura sedimentar. O modelo análogo real dessas estruturas é semelhante ao mostrado na figura 6.10 do Capítulo VI.

A presença de fraturas, que cortam a Fm. Jandaíra e avançam na base da cobertura sedimentar, também pode ser notada na figura 7.7. Estas fraturas, além de favorecerem a dissolução pela percolação de água meteórica, permitem a movimentação de material da cobertura sedimentar para dentro das cavidades de dissolução.

Na cobertura sedimentar foram identificadas duas estruturas abauladas, interpretadas como domos de dissolução. Um desses domos encontra-se prestes a irromper na superfície originando uma dolina de colapso entre as posições 70 m e 76 m na seção.

Nota-se também a presença de uma estrutura abatida no interior da cobertura sedimentar, no entorno da posição 15 m. Tal estrutura foi interpretada como estando associada a uma antiga dolina de colapso (paleodolina) que foi posteriormente soterrada por uma delgada camada de solo. Apenas na figura 7.8 a camada de solo foi destacada, a fim de dar coerência à interpretação, pois, dentro da convenção estabelecida nesta tese, o solo foi agrupado, juntamente com as outras coberturas siliciclásticas, em uma só unidade correspondente à cobertura sedimentar indivisa.

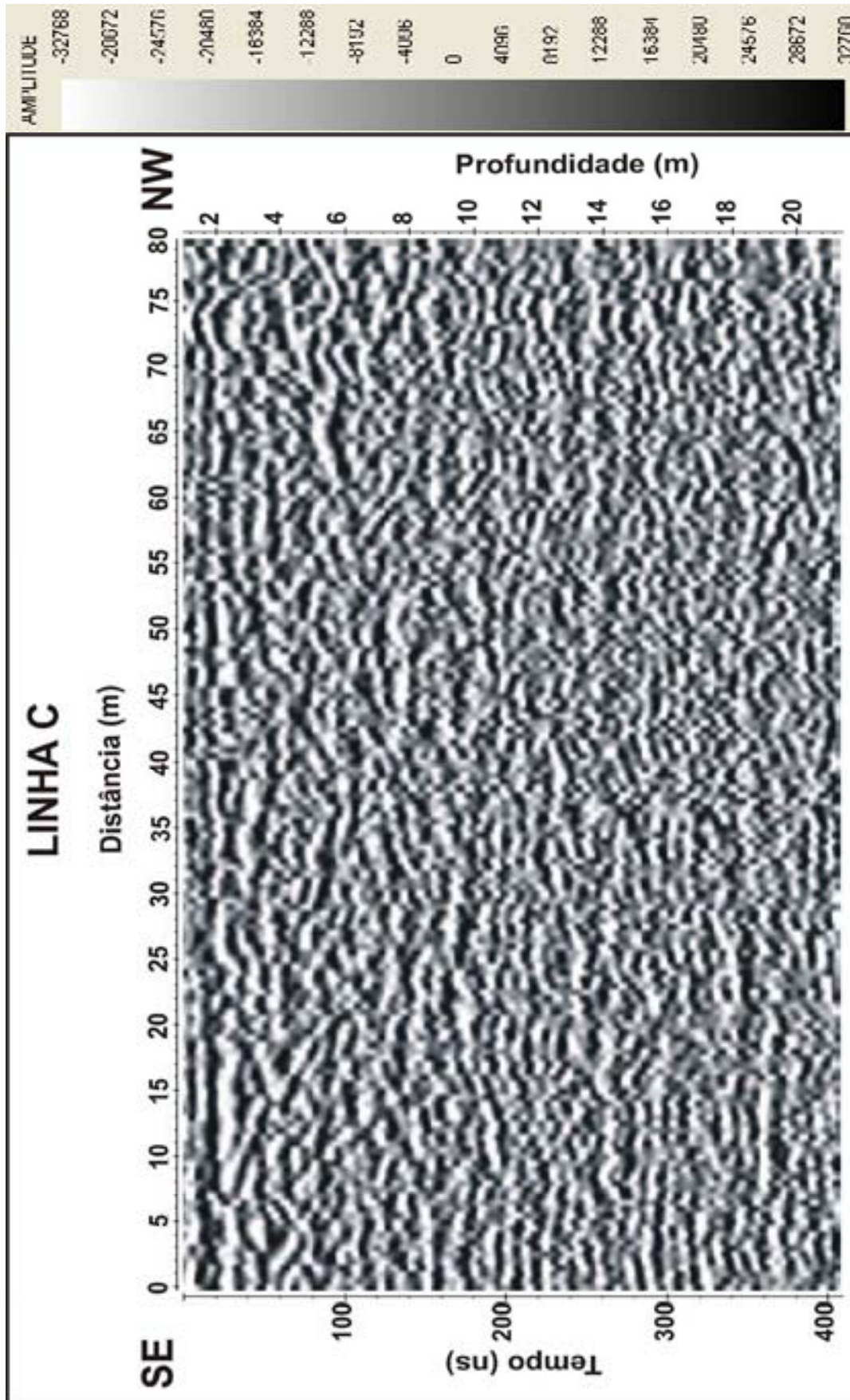


Figura 7.7 - Seção de GPR (40 MHz) não interpretada correspondente à linha C, cuja localização é mostrada na figura 7.2.

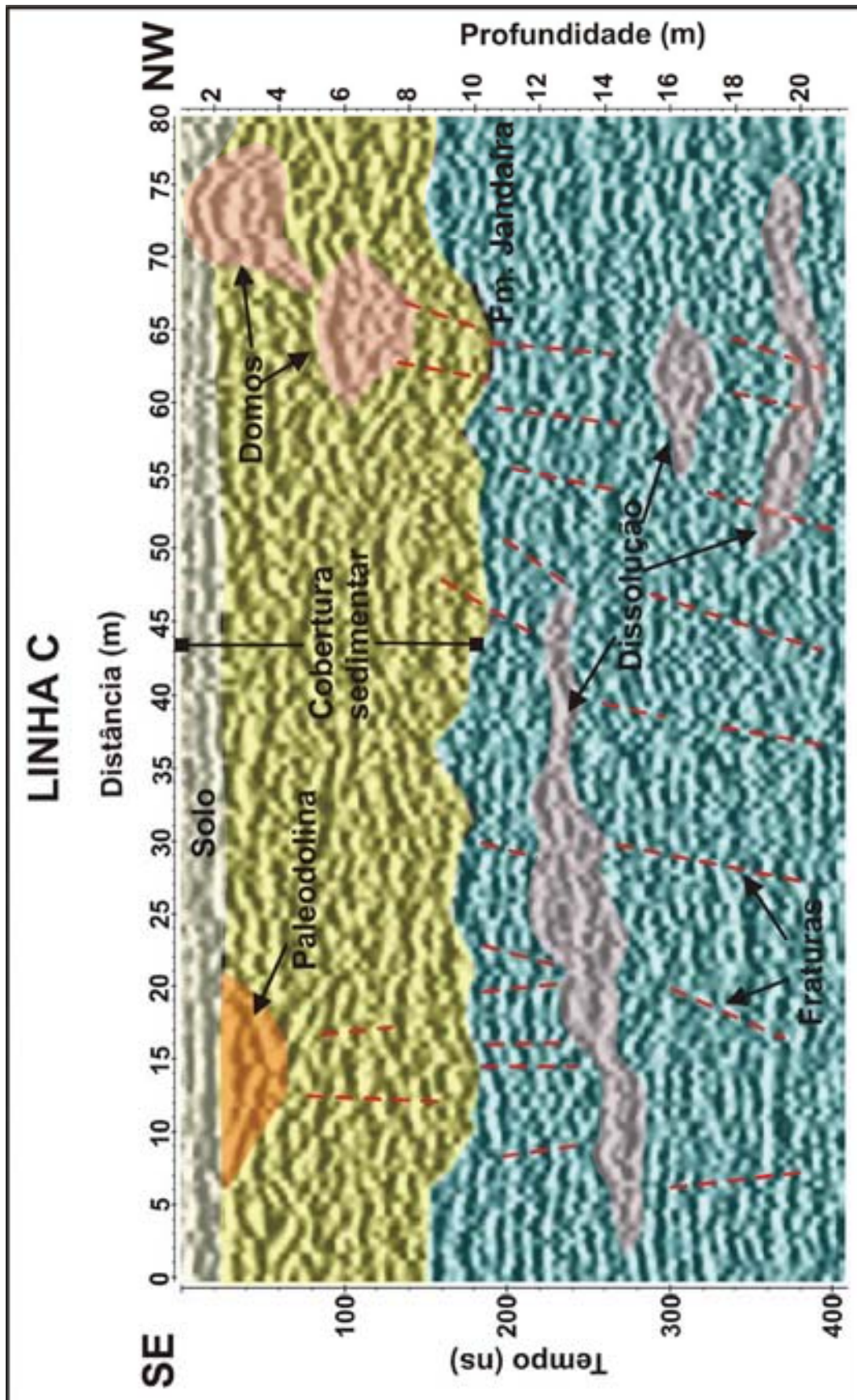


Figura 7.8 - Linha C interpretada. Foi possível individualizar a cobertura sedimentar, a Fm. Jandaíra, fraturas e feições de dissolução intra-acamamento. Foram identificados dois domos de dissolução na cobertura sedimentar e uma paleodolina soterrada.

A figura 7.9 mostra a linha D, levantada no entorno da ETO/ETE de Fazenda Belém, cuja localização pode ser vista na figura 7.2. A frequência da antena utilizada foi de 200 MHz. A seção é mostrada no modo de densidade variável e a *colorbar* é a mesma utilizada nas linhas B e C.

A figura 7.10 corresponde à linha D interpretada. Além dos litotipos correspondentes à Fm. Jandaíra e à cobertura sedimentar, foram individualizadas cavidades de dissolução, tanto dentro da Fm. Jandaíra como dentro da cobertura sedimentar. Dentro da Fm. Jandaíra também foi individualizada uma estrutura de dissolução preenchida por material remobilizado da cobertura sedimentar. Esta estrutura de dissolução aparece na seção entre as profundidades de 3,5 a 5 metros, e entre as posições 43 e 53 m.

Na cobertura sedimentar nota-se a presença de domos de dissolução, além de feições abatidas, interpretadas como paleodolinas soterradas. Estas paleodolinas constituem rotas preferenciais para a percolação da água que se infiltra pela cobertura sedimentar, promovendo a dissolução do material siliciclástico desta cobertura, dando início ao processo de formação de domos de dissolução. Um domo incipiente foi individualizado na seção entre as posições 35 e 40 m, na profundidade de 2,5 m.

O topo da Fm. Jandaíra mostra-se bastante irregular, evidenciando a presença de pináculos. Estes pináculos possuem uma morfologia semelhante a que é mostrada na figura 6.12 do Capítulo VI, e denunciam a presença de um fraturamento intenso. De fato, é possível mapear o traçado de várias fraturas que seccionam a Fm. Jandaíra. Por clareza de apresentação são mostradas na linha D interpretada (figura 7.10) apenas as fraturas mais significativas.

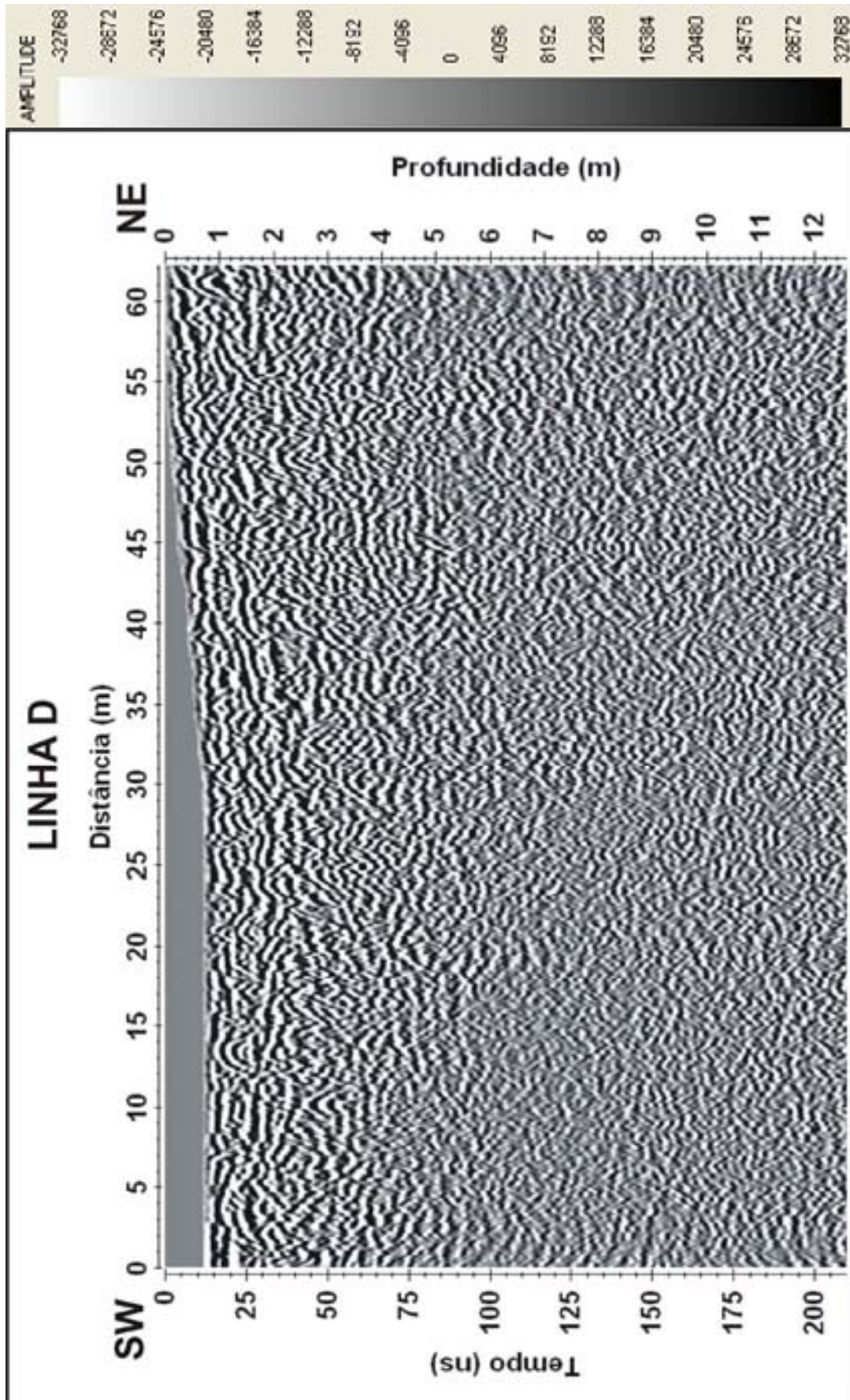


Figura 7.9 -- Seção de GPR (200 MHz) não interpretada correspondente à linha D, cuja localização é mostrada na figura 7.2.

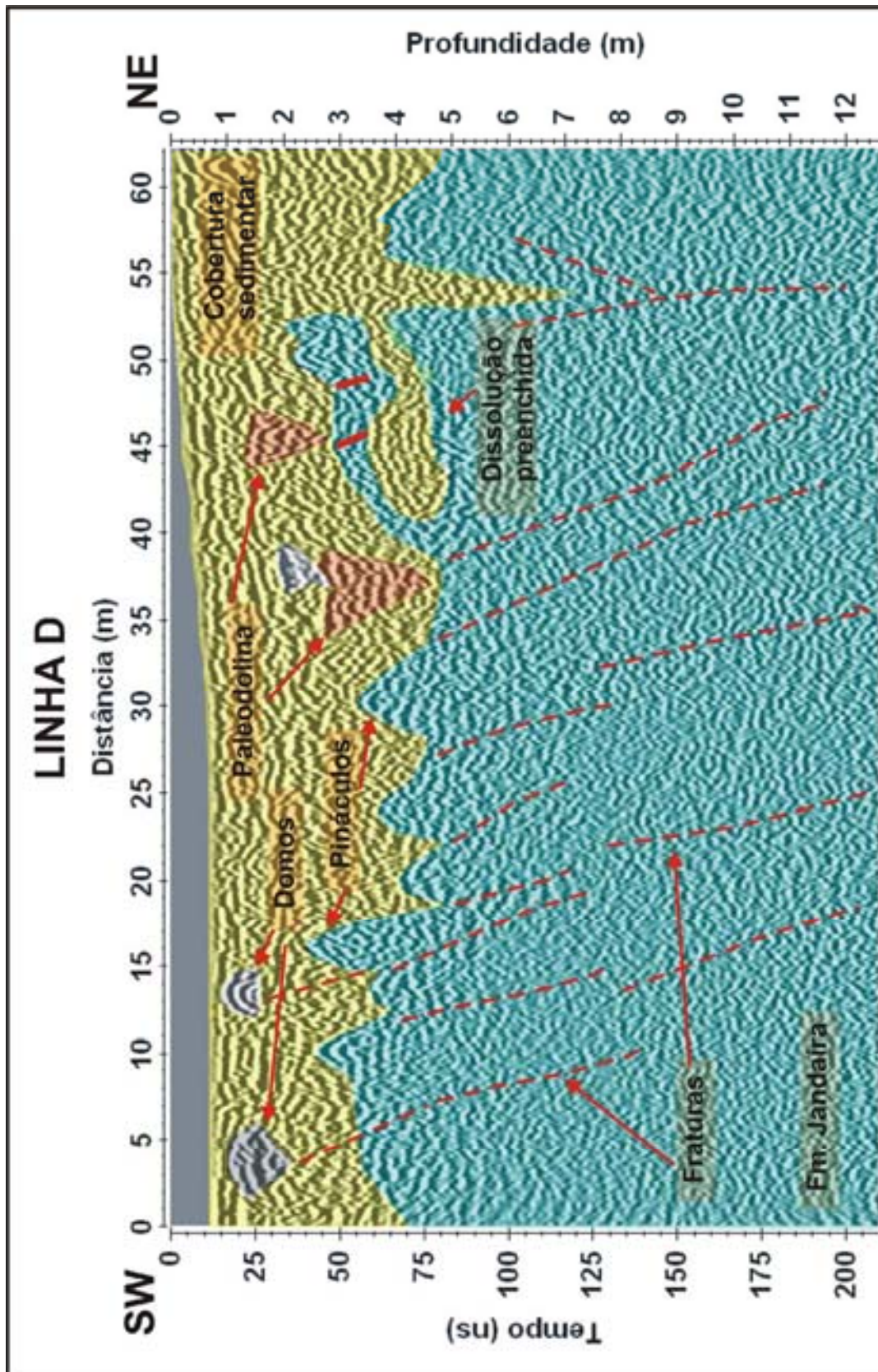


Figura 7.10 - Linha D interpretada mostrando a cobertura sedimentar, a Fm. Jandaíra, fraturas e feições de dissolução intra-acumamento preenchidas. Foram identificados domos de dissolução e paleodolinas soterradas.

### 7.2.2.2 – Exemplos de interpretação de dados 3D

A figura 7.11 apresenta o cubo do levantamento 3D I, não interpretado (7.11 A) e interpretado (7.11 B). O *layout* do levantamento pode ser visto na figura 3.19 do Capítulo III. O cubo foi seccionado, para efeito de destacar as estruturas, na *in-line* 15 e *cross-line* 35, em uma profundidade correspondente a 6 m. O levantamento foi feito com antena de frequência 80 MHz.

A paleta de cores utilizada é mostrada à esquerda da figura 7.11 A. Esta paleta, chamada *rainbow*, ressalta os contrastes de amplitude e destaca as estruturas de abatimento, mesmo no dado não interpretado (7.11 A). Estas paletas estão disponíveis nos *softwares* de interpretação, mas também podem ser criadas facilmente pelo próprio interprete. A utilização dessas paletas é um importante recurso de interpretação, e sempre deve ser testada pelo intérprete em seu trabalho de análise do dado.

Foi possível identificar a presença de uma dissolução intra-acamamento na Fm. Jandaíra, mostrada na face norte do cubo (7.11 B). O levantamento foi feito em um pátio de tancagem da ETO/ETE, construído em cima de um aterro com, aproximadamente, 2 m de espessura. O aterro é mostrado na figura 7.11 B, separado do litotipo correspondente à cobertura sedimentar.

No local onde foi feito o levantamento existe uma faixa em sub-superfície que se encontra afetada por um abatimento. Esta faixa de abatimento está encaixada em uma zona fraturada, mostrada na figura 7.11 B. A zona fraturada também pode ser vista no corte horizontal em torno da profundidade de 6 m da figura 7.11 A.

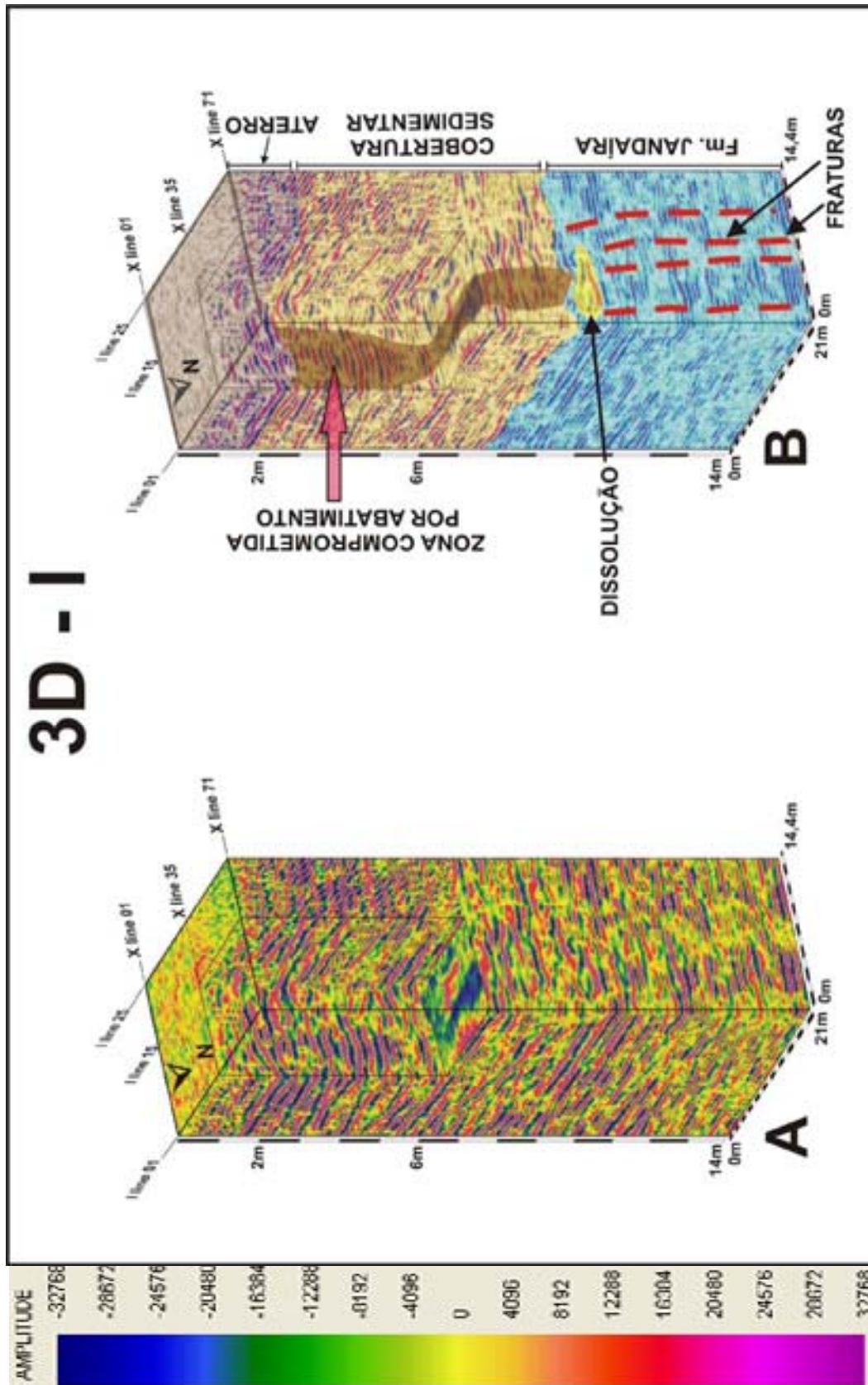


Figura 7.11 – Cubo 3D correspondente ao 3D I (80MHz) cuja localização é mostrada na figura 7.2. (A) Cubo não interpretado. (B) Cubo interpretado.

A figura 7.12 mostra outro exemplo de interpretação de dados de GPR 3D. Os cubos mostrados referem-se ao 3D II, cuja localização pode ser vista na figura 7.2. O cubo mostrado em 7.12 A é o não interpretado, enquanto que o cubo interpretado corresponde à figura 7.12 B. O levantamento, realizado com antena de 200 MHz, teve o propósito de investigar uma área na qual havia ocorrido abatimentos circulares de terreno. O objetivo foi avaliar a possível presença em subsuperfície de outros locais suscetíveis a colapsos de terreno.

A *colorbar* utilizada foi uma escala em tons de cinza, variando desde a amplitude máxima negativa em branco, até a amplitude máxima positiva em preto. A escala é mostrada à esquerda da figura 7.12 A.

O cubo interpretado (7.12 B) mostra os litotipos associados à Fm. Jandaíra e à cobertura sedimentar. Também mostra um feixe de fraturas que corta a Fm. Jandaíra, um domo de dissolução na cobertura sedimentar, muito próximo de irromper na superfície do terreno, e uma faixa abatida, também no interior da capa de sedimentos.

A presença do domo de dissolução, numa posição imediatamente acima da zona de abatimento, sugere que existe um mecanismo de “rejuvenescimento” da dissolução. Este fenômeno também pode ser notado na linha D, mostrada no item anterior. Nossa hipótese para explicar essa coincidência do aparecimento de domos, conjugados ao topo das zonas abatidas, é que as zonas abatidas soterradas correspondem a paleodolinas, e se constituem em rotas preferenciais para o fluxo hidrodinâmico descendente. À medida que circula pela paleodolina, a água vai promovendo a dissolução das camadas do material da cobertura sedimentar, de baixo para cima, transportando-o para os espaços vazios que existem no interior da Fm. Jandaíra.

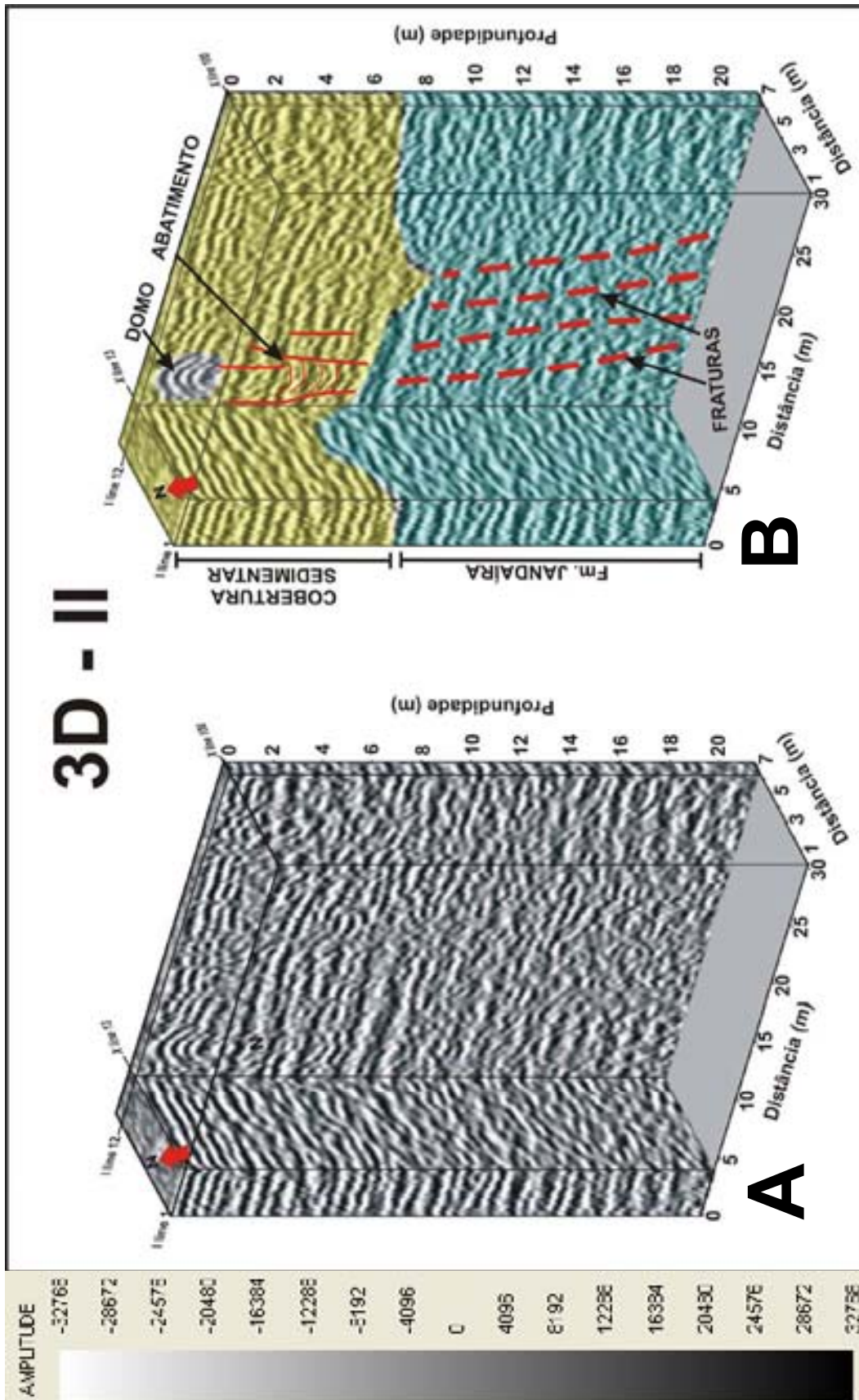


Figura 7.12 - Cubo 3D correspondente ao 3D II (200 MHz) cuja localização é mostrada na figura 7.2. (A) Cubo não interpretado. (B) Cubo interpretado.

### **7.3 – Proposição de modelos conceituais para as estruturas de dissolução e colapso do sistema cárstico de Fazenda Belém.**

Como discutido no Capítulo VI, as rochas carbonáticas (calcários e dolomitos) caracterizam-se pela facilidade com que são erodidas quimicamente por águas levemente ácidas, sejam meteóricas, fluviais, ou freáticas. A dissolução dessas rochas carbonáticas é um processo lento e gradual, que depende da ação continuada dos fluidos percolantes. Entretanto, o colapso do substrato calcário ou da cobertura sedimentar é rápido, de caráter catastrófico ou de fenômeno crítico, sendo inicializado tanto por causas naturais (fluxo hidrológico intenso e constante) como por causas induzidas pela atividade produtiva humana (perfuração de poços, descarte de água em diques a céu aberto, etc.).

Os “buracos” que eventualmente ocorrem na região de Fazenda Belém, e que fazem desaparecer considerável volume de solo, desestabilizando construções, são na verdade dolinas. O termo dolina encerra uma conotação genética: dolinas são depressões circulares ou elípticas que irrompem no solo (White, 1988). Existem basicamente dois tipos de dolinas: dolinas que se formam a partir do colapso do teto de cavernas e dolinas que se formam em função do colapso da cobertura sedimentar que capeia o substrato calcário (Sowers, 1996). A existência de um ou outro caso depende obviamente da ausência ou da presença de cobertura sedimentar numa dada área. A literatura reporta que a ocorrência de dolinas que se formam pelo colapso da capa de sedimentos é muito mais freqüente do que as dolinas originadas pelo desabamento de tetos de cavernas (Beck 1986a, 1986b, Beck 1988 e 1991; Benson *et al.*, 1997). Do ponto de vista de risco geotécnico as dolinas formadas por colapso da cobertura sedimentar são as que mais agravam este risco. Sowers (1996) observou que é a dissolução do material siliciclástico, que preenche as fraturas e espaços vazios no substrato calcário, mais do que a quebra do teto de cavernas, o principal fator que governa o processo de geração de dolinas de colapso da cobertura sedimentar.

Como discutido anteriormente, neste Capítulo iremos associar o termo dolina de colapso às dolinas formadas pelo desabamento da capa de sedimentos que recobre a Fm. Jandaíra. A origem dessas dolinas de colapso

está associada à dissolução do substrato calcário, com a conseqüente criação de espaço que permite acomodar o material sobrejacente.

Já a dissolução do substrato carbonático, cujos mecanismos foram discutidos no Capítulo VI, é condicionada pela percolação de água que circula através de fraturas e falhas que cortam a formação calcária. Assim, a ocorrência de dolinas em última análise está também associada à presença de fraturas que permitem a passagem de água. Constata-se, portanto, que o aparecimento de dolinas e, por conseguinte, dos colapsos de terreno, está fortemente vinculado à ação do fluxo hidrodinâmico, à presença de espaços vazios na Fm. Jandaíra e ao sistema de fraturamento que se faz presente na área.

Tendo em vista a importância que o fluxo hidrodinâmico possui no condicionamento dos colapsos de terreno em Fazenda Belém, iremos fazer uma breve discussão a seguir sobre este assunto.

### **7.3.1 – Fluxo hidrodinâmico local em Fazenda Belém.**

No Capítulo V (seção 5.5) foi discutido o contexto hidrogeológico regional do aquífero Jandaíra. Mostramos que existe uma calha potenciométrica encaixada em um sistema de lineamentos NW-SE, que captura o fluxo hidrodinâmico que converge de NE e de SW. Aqui nós nos deteremos brevemente na discussão do que ocorre localmente com o fluxo hidrodinâmico, a partir da recarga superficial, até o escoamento lateral por fraturas dentro da Fm. Jandaíra.

Os históricos de colapso de terreno que ocorrem em Fazenda Belém indicam que as dolinas aparecem com mais freqüência após períodos chuvosos, onde ocorre saturação do solo e um fluxo hidrológico descendente mais intenso. Sowers (1996) aborda a questão do posicionamento do nível estático e a formação de dolinas e propõe um modelo que associa os regimes de fluxo hidrodinâmico aos horizontes litológicos. Nesta tese foi feita uma adaptação do modelo de Sowers (1996) ao contexto que ocorre em Fazenda Belém (figura 7.13).

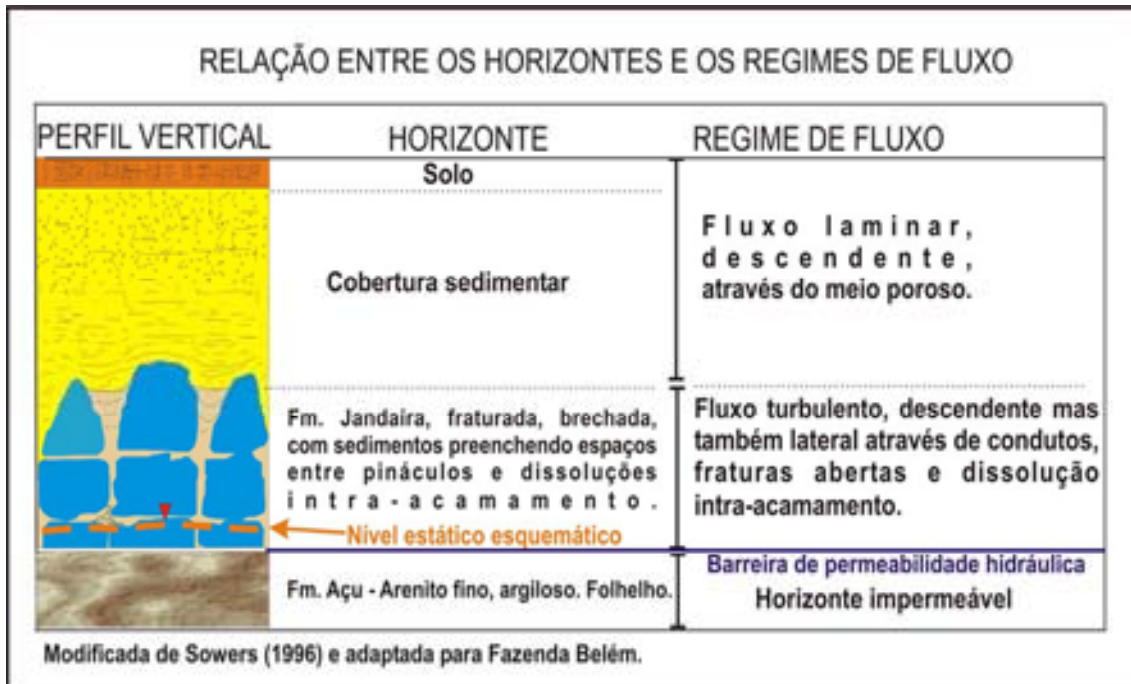


Figura 7.13 – Modelo relacionando os horizontes e os regimes de fluxo em Fazenda Belém.

A água entra por recarga superficial e se infiltra no solo e na cobertura sedimentar em um fluxo laminar descendente. Caso a recarga seja muito efetiva, como ocorre em períodos de chuva intensa, o nível estático pode se estabelecer temporariamente no meio poroso da cobertura sedimentar. Entretanto, após um período de drenagem do fluxo, o nível estático tende a retornar à sua condição natural, dentro da Fm. Jandaíra. De fato, na maior parte do tempo, o nível estático na área está associado ao aquífero Jandaíra, localizado em profundidades médias entre 30 a 40 m (Ivan Teixeira, informação verbal).

O fato de existir uma considerável diferença de cota entre o nível estático estacionário do calcário e o nível estático transiente dentro da cobertura sedimentar, gera um importante gradiente hidráulico que aumenta o poder de erosão das águas de infiltração, agravando o risco geotécnico na área. Ao alcançar a Fm. Jandaíra, o fluxo hidrodinâmico ganha velocidade, pois encontra facilidades de escoamento através de fraturas e condutos formados pela dissolução intra-acamamento. Nesta condição o fluxo hidrodinâmico entra em um regime turbulento, com alto poder de abrasão e grande capacidade de carrear material da cobertura sedimentar. Este material

vai se depositando nas cavidades vazias da Fm. Jandaíra e, como resultado do balanço de massa, vai gerando espaço vazio dentro da cobertura sedimentar, iniciando o processo de geração de domos de dissolução, que culmina no aparecimento de colapsos de terreno (dolinas de colapso).

O fluxo segue então sua trajetória descendente, até a base da Fm. Jandaíra, quando encontra uma barreira impermeável formada pelos litotipos argilosos do topo da Fm. Açú. A partir daí o fluxo hidrodinâmico escoar lateralmente em direção à calha potenciométrica regional.

O regime turbulento pode ser tão intenso que foi possível em um caso extremo, gravar o ruído produzido pelo fluxo de água em um poço localizado no assentamento Oziel Alves, município de Mossoró. A localização deste poço, que denominamos de “poço roncador”, é mostrada na figura 5.12. O poço fica localizado em uma posição equivalente ao eixo da calha potenciométrica regional do aquífero Jandaíra.

### **7.3.2 – Modelos conceituais das estruturas de dissolução e colapso em Fazenda Belém.**

Nesta tese a proposição de modelos conceituais para as estruturas de dissolução e colapso em Fazenda Belém se baseou em três elementos: o imageamento com GPR das feições de dissolução (discutido neste Capítulo), os modelos análogos reais de estruturas de dissolução (discutido no Capítulo VI) e os fatores condicionantes do risco geotécnico, notadamente o fator hidrogeológico, que foi discutido no Capítulo V. A análise integrada destes três elementos permitiu definir modelos que explicam a ocorrência dos colapsos de terreno em Fazenda Belém.

A figura 7.14 mostra um modelo evolutivo do aparecimento de dolinas de colapso, e um exemplo real de dolina de colapso em Fazenda Belém. O modelo, adaptado de Sowers (1996), mostra quatro estágios evolutivos das dolinas de colapso. O mecanismo dessa evolução já foi discutido no item anterior (7.3.1), e aqui será repetido, de forma resumida, para orientar a compreensão da figura 7.14.

O fluxo de água se infiltra através da cobertura sedimentar e promove sua mobilização para as camadas inferiores da Fm. Jandaíra. Este efeito é

especialmente efetivo na base da cobertura sedimentar, onde o fluxo aumenta o seu poder de abrasão devido à mudança brusca do regime laminar para o regime turbulento, ao entrar no *karst* da Fm. Jandaíra. O material mobilizado vai preenchendo as cavidades intra-acumamento e geram espaço na cobertura sedimentar que vai se afinando até o ponto de colapso, quando então ocorrem as dolinas de colapso.



Figura 7.14 – Modelo dos estágios evolutivos de uma dolina de colapso (1 a 4) e a foto de um exemplo real de dolina de colapso em Fazenda Belém.

O processo é lento e gradual, porém o seu desfecho, com o colapso do terreno, muitas vezes ocorre subitamente, sem indicações prévias de seu início; daí o importante risco geotécnico que decorre da presença dessas estruturas em subsuperfície. Na época em que a fotografia foi realizada a dolina encontrava-se no estágio 4.

A figura 7.15 mostra um modelo conceitual geral, teórico, que sintetiza a presença de todos os elementos e feições que ocorrem no sistema cárstico de Fazenda Belém. Evidentemente que nem todas essas feições ocorrem juntas, como mostradas na figura. Mas todas ocorrem no sistema cárstico. Daí a relevância de se visualizar estas estruturas em um modelo integrado. O modelo foi construído de forma a mostrar a evolução temporal do desenvolvimento das estruturas de dissolução e colapso.

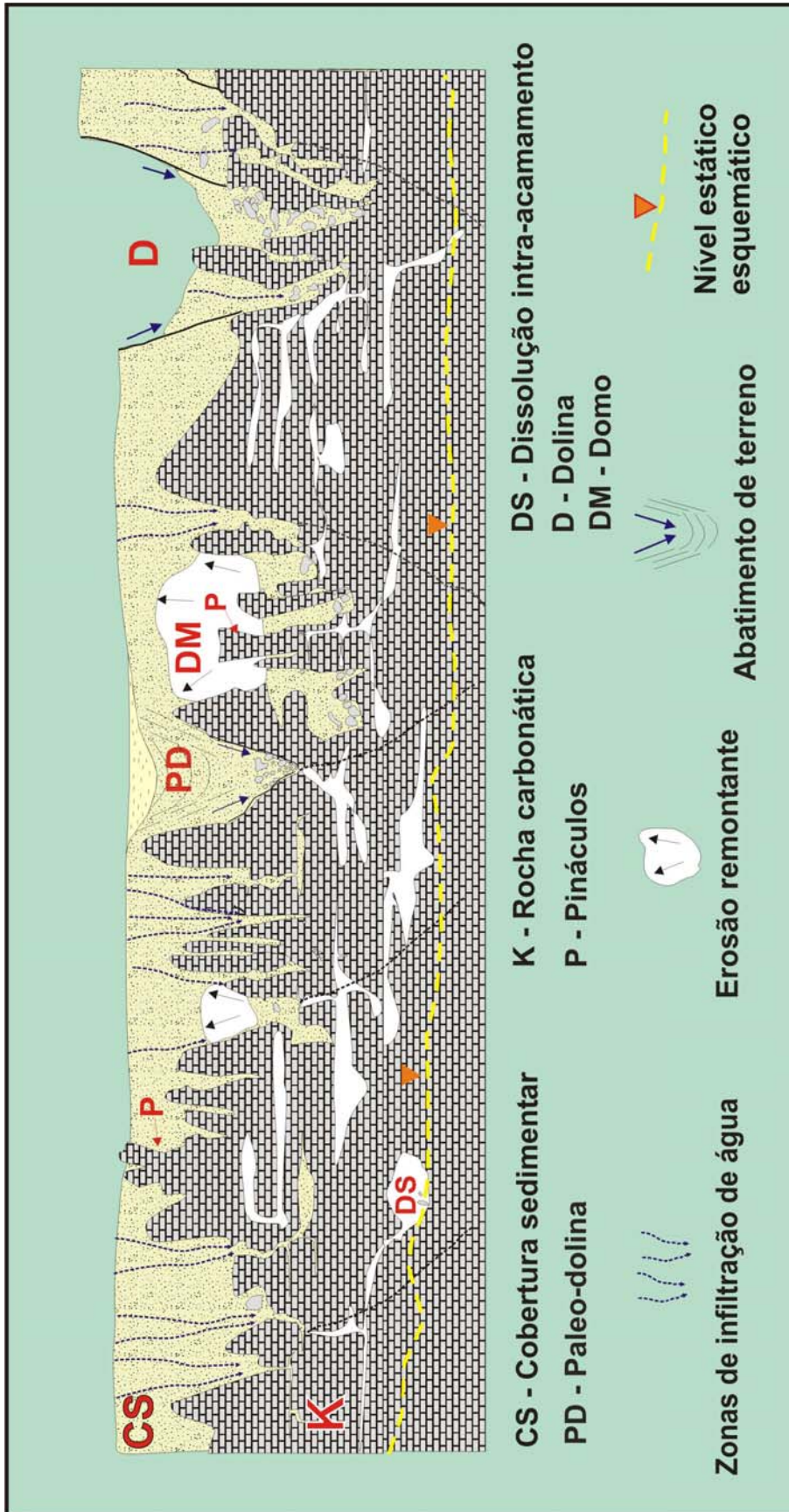


Figura 7.15 – Modelo conceitual, geral e teórico, que mostra de forma integrada todas as feições de dissolução e colapso que foram identificadas no sistema cárstico de Fazenda Belém. O modelo não está em escala.

O substrato carbonático (K) sofre dissolução pela percolação de fluidos através de fraturas, que vão se alargando dando origem a espaços vazios na rocha carbonática. Com o avanço da dissolução, a cobertura sedimentar (CS) vai preenchendo gradativamente os espaços vazios gerando uma erosão, de baixo para cima (setas pretas), que provoca o afinamento da capa de sedimentos até o ponto de colapso, quando ocorrem as dolinas (D). A superfície da rocha carbonática assume um relevo irregular, ruiforme, sendo comum a ocorrência de pináculos (P), resultantes da erosão diferencial. Esta evolução é mostrada da esquerda para a direita no modelo em questão.

## **7. 4 – Conclusões**

Este Capítulo discutiu a metodologia de interpretação dos dados de GPR, mostrou exemplos destes dados interpretados e, apresentou modelos conceituais para as estruturas de dissolução e colapso que geram o risco geotécnico em Fazenda Belém. O imageamento com GPR foi um elemento fundamental no estabelecimento destes modelos. Por sua vez a interpretação dos dados de GPR foi calibrada por modelos reais de estruturas e feições cársticas que ocorrem no karst Jandaíra na Bacia Potiguar. Os mecanismos que originam os colapsos de terreno são fortemente vinculados ao comportamento do fluxo hidrodinâmico de Fazenda Belém. Este por sua vez está inserido em um contexto regional de fluxo hidrodinâmico que é condicionado por lineamentos estruturais, de abrangência regional, que foram discutidos no Capítulo V desta tese. Nota-se, portanto que a vocação que a área de Fazenda Belém tem de originar feições de colapso de terreno é decorrente de uma conjunção de elementos, desde o contexto regional até os elementos locais. Estes elementos precisaram ser analisados de forma integrada para que fosse possível entender de forma sistêmica o risco geotécnico de Fazenda Belém.

### **Considerações finais e recomendações de estudos futuros.**

A investigação geofísica com GPR, realizada em Fazenda Belém, objetivou imagear as estruturas de dissolução e colapso que ocorrem na área. A utilização do GPR em área industrial, com várias fontes de ruídos, só foi viável com a utilização de procedimentos de processamento judiciosos e focados no aumento da relação sinal/ruído. Isto foi particularmente importante no caso da ETO/ETE de Fazenda Belém onde ocorre a presença de várias fontes de ruídos para o GPR.

A qualidade dos resultados do GPR é fortemente dependente da correção dos eventos de propagação que sempre estão presentes em qualquer ambiente geológico. A correção determinística desses efeitos requer o conhecimento dos atributos da onda e do meio que só podem ser obtidos através de medidas *in situ* ou em laboratório, ou de modelamento matemático e geração de modelos sintéticos para comparação com dados reais. Entretanto, essas soluções demandam recursos que nem sempre estão disponíveis para os que trabalham com o método, além de aumentar o tempo de obtenção dos resultados. Por outro lado, é possível avaliar os eventos de propagação a partir da análise do espectro de amplitude e fase do sinal registrado que é muito sensível a estes eventos.

A partir do conhecimento dos parâmetros de aquisição, particularmente da frequência central da antena, a análise pode ser feita em eventos sempre presentes nos registros de GPR como a onda direta pelo solo em uma CMP, por exemplo. Os procedimentos aqui propostos são facilmente reproduzíveis e os recursos de processamento utilizados estão disponíveis em boa parte dos softwares de processamento interativo de GPR.

A vocação que a área de Fazenda Belém tem de originar feições de colapso de terreno é decorrente de uma conjunção de elementos, desde o contexto regional até os elementos locais. Os mecanismos que originam os colapsos de terreno são fortemente vinculados ao comportamento do fluxo hidrodinâmico de Fazenda Belém. Este por sua vez está inserido em um contexto regional de fluxo hidrodinâmico que é condicionado por lineamentos

estruturais, de abrangência regional. Estes elementos precisaram ser analisados de forma integrada para que fosse possível entender de forma sistêmica o risco geotécnico de Fazenda Belém.

Em Fazenda Belém a Formação Jandaíra está sobreposta, em contato concordante, com a porção superior da Formação Açú (unidade Açú-4), caracterizando assim a ocorrência da porção basal da Formação Jandaíra na área de estudo desta tese. Em vista disso é possível aventar a hipótese de que, em Fazenda Belém, o evento de exposição sub-aérea mais importante, corresponda à discordância do Turoniano. Também é plausível que, pelo menos até o Mioceno, quando então o *karst* Jandaíra foi soterrado pela cobertura sedimentar na área de Fazenda Belém, a Formação Jandaíra, possa ter experimentado episódios cíclicos de ativação, paralisação e rejuvenescimento do processo de karstificação devido aos eventos de exposição sub-aérea do Santoniano e Campaniano. Desta forma, as feições de dissolução, que ocorrem soterradas em Fazenda Belém, são análogas, do ponto de vista morfológico e evolutivo, às feições encontradas em outros locais onde o *karst* Jandaíra encontra-se exposto na Bacia Potiguar.

Por esta razão, o estudo das feições expostas foi fundamental na calibração do modelo interpretativo para as seções de GPR, e para a formulação de modelos conceituais para explicar os mecanismos dos colapsos de terreno que ocorrem em Fazenda Belém. Os modelos conceituais foram formulados com base em três elementos: o imageamento com GPR das estruturas de dissolução, os fatores condicionantes do risco geotécnico, e o estudo de feições kársticas análogas que ocorrem em outros locais da bacia Potiguar.

Os colapsos de terreno evoluem a partir do seguinte mecanismo: o substrato carbonático sofre dissolução pela percolação de fluidos através de fraturas, que vão se alargando dando origem a espaços vazios na rocha carbonática. Com o avanço da dissolução, a cobertura sedimentar vai preenchendo gradativamente os espaços vazios gerando uma erosão, de baixo para cima, que provoca o afinamento da capa de sedimentos até o ponto de colapso, quando ocorrem as dolinas. A superfície da rocha carbonática assume um relevo irregular, ruiforme, sendo comum a ocorrência de pináculos, resultantes da erosão diferencial.

Nota-se, portanto, que a compreensão dos mecanismos que regem os colapsos de terreno em Fazenda Belém, demandou uma série de ações, desenvolvidas de forma paralela ou concomitante nesta tese. O estudo também exigiu uma análise integrada, haja vista a inter-relação existente entre todos os fatores que condicionam o risco geotécnico em Fazenda Belém.

Devido à complexidade e particularidade dos sistemas cársticos seria importante o estudo dos isótopos ambientais (deutério, oxigênio 18, trício) para o estabelecimento do histórico de recarga, do tempo de residência da água no aquífero cárstico e da paleo-hidrologia da região. Seria também muito importante, para o entendimento do aquífero Jandaíra, construir o modelamento do fluxo hidrodinâmico a partir das variáveis que já são conhecidas (morfologia das estruturas de dissolução, potenciometria regional, estruturação do arcabouço geológico, etc.). Esses estudos complementaríamos as pesquisas que já foram realizadas na determinação das direções de fluxo da água subterrânea. Os estudos potenciométrico e isotópico poderiam fornecer subsídios para melhor compreensão da geologia local e dos problemas geotécnicos. O modelamento poderia trazer contribuições muito importantes na previsibilidade da ocorrência dos colapsos de terreno.

Outro importante estudo futuro que propomos é o modelamento da onda aérea do GPR. Este estudo seria fundamental na atenuação do ruído que aparece no dado de GPR, correspondente à reflexão da onda aérea em obstáculos superficiais. Nesta tese nós procuramos atenuar este ruído através de filtros direcionais, nem sempre eficazes. O modelamento da onda aérea, se feito de forma bem calibrada e judiciosa, poderia gerar seções sintéticas de eventos relacionados à onda aérea. Estas seções sintéticas seriam utilizadas no processamento dos dados, visando a remoção da onda aérea. Bastaria para tanto fazer “seções diferenças” entre o radargrama real e as seções sintéticas. O resultado seria uma seção livre do ruído associado à onda aérea ou, no mínimo, uma seção com a onda aérea bastante atenuada.

---

---

## Referências bibliográficas

---

---

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alheiros, M. M., Lima Filho, M. F., Monteiro, F. A. J., Filho, J. S. O., 1988, Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. *In: SBG / Núcleo Norte, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais 2:753-760.*
- Annan, A. P., 1993, Practical processing of GPR data. Proceedings of the Second Government Workshop on Ground Penetrating Radar. Columbus, Ohio.
- Annan, A. P., 1996, Transmission dispersion and GPR. *Journal of Env. & Eng. Geophys.*, 0(2):125-136.
- Annan, A.P., 2001, Ground Penetration Radar – Workshop notes. Sensors and Software Inc. Mississauga, Ontário, Canadá. 192 pp.
- Annan, A. P. and Cosway, S. W., 1992, Ground Penetrating Radar Survey Design. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP: 329-351.
- Araripe, P. T e Feijó, F. J., 1994, Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1):127-141.
- Bagnoli, E., 1988, The Mossoro Sandstone, Canto do Amaro Oil Field, Late Cretaceous of the Potiguar Basin, Brazil: an Example of a Internal Inlet-Chanel Reservoir. *In: Rhodes, E. G. and Moslow, T. F. (Eds.), A Series of Frontier in sedimentary Geology - Marine Clastic Reservoirs. New York, Springer Verlag.*
- Bano, M. 1996, Constant dielectric losses of ground penetrating radar waves. *Geophys. Journal Int.*, 124:279-288.
- Beck, B. F., 1986a, Ground Water Monitoring Considerations in Karst on Young Limestones. *In: Proceedings of the International Symposium on Environmental Problems in Karst Terranes and Their Solutions Conference, Bowling Green, KY: National Water Well Association, Dublin, Ohio: 229-248.*
- Beck, B. F., 1986b, A Generalized Genetic Framework for the Development of Sinkholes and Karst in Florida. USA: Environmental Geology and Water Science :1-12.
- Beck, B. F., 1988, Environmental and Engineering Effects of Sinkholes-the Process Behind the Problems. *Environ. Geol. Water Sci.*, 12(2):71-78.

- Beck, B. F., 1991, A Methodology for Calculating the Risk of Sinkhole Collapse. Geological Society of America Abstracts with Programs, 1991 Annual Meeting: 18-24.
- Benson, R. C., Kaufmann, R. D., and Yuhr, L. B., 1997, Assessment and prediction of karst conditions. Federal Highway Southeast Adm., Regional Meeting, Oct. Chattanooga, Tennessee: 1-19.
- Bertani, R. T., Costa, I. G., Matos, R. M. D., 1990, Evolução tectono sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar, Brasil. *In: Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro, 291-310.*
- Bleistein, N., 1984, Mathematical methods for wave phenomena: Academic Press Inc., New York, 341p.
- Bosák, P., Ford, D. C., and Glazek, J., 1989, Terminology. *In: Bosák, P., Ford, D. C., Glazek, J. and Horáček, I. (Eds), Paleokarst. A systematic and Regional Review. Amsterdam-Praha: Elsevier-Academia: 25-32.*
- Bosák, P., 2003, Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(3): 1-24.
- Bulhões, E. M., 1999, Técnica "Volume de Amplitudes". *In: SBGf / 6º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, Anais.*
- Bulhões, E. M., Amorim, W. N., 2005, Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à técnica volume de amplitudes (tecVA). *In: SBGf / 9º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Salvador, Anais.*
- Claerbout, J. F., 1985, Imaging the earth's interior: Blackwell Scientific Publications.
- Corsino, A. R., 1989, Processos de karstificação com colapso de terreno na área da Estação de Tratamento de Óleo (ETO) do Campo de Petróleo de Fazenda Belém, Bacia Potiguar Emersa. PETROBRAS/ DEBAR/ DIRGEO/ SETOG-I Relatório Interno.
- Cremonini, O. A. 1995, A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo Superior. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos 5: 277-280.*
- Cremonini, O. A. Goulart, J. P. M., Soares, U. M., 1996, O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. *In: SBG. Núcleo Sudeste, Simp. Sobre o Cretáceo no Brasil. 4: 89-93.*
- Curtis, J.O., 1993, Microwave dielectric behavior of soils. US Army 543 Corps of Engineers, Technical Report EL: 93-25.

- Duarte, O. de O., 1997, Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia. Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, 1ª edição.
- Demek, J., Gams, L. and Vaptsarov, I., 1984, Balkan Peninsula, *In*: Embleton, C. (Ed.), *Geomorphology of Europe*: John Wiley and Sons, Inc., New York: 374-386.
- Esteban, M., 1991, Paleokarst: Practical Applications. *In*: Wright, V. P., Esteban, M. and Smart, P. L. (Eds), *Paleokarst and Paleokarstic Reservoirs*. PRIS. Occasional Publication Series 2:89-119.
- Esteban, M., and Klappa, C. J., 1983, Subaerial exposure environments. *In*: Scholle P. A., Bebout, D. G., and Moore, C. H. (Eds), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33:1-54.
- Esteban, M. and Wilson, J. L., 1993, Introduction to karst systems and paleokarst reservoirs. *In*: Fritz, R. D., Wilson, J.L. and Yurewicz, D. A. (Eds.). SEPM Core Workshop 18: 1-10.
- Fisher, E., Mcmechan, G. A. and Annan, A. P., 1992, Acquisition and Processing of wide-aperture ground-penetrating radar data. *Geophysics*, 57: 495-504.
- Fisher, E., Stewart, R. R. and Jol, H. M., 1993, Processing ground penetrating radar data. *In*: Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar, Kitchener: 661-676.
- Fisher, E., Stewart, R. R. and Jol, H. M., 1996, Ground Penetrating Radar (GPR) Data Enhancement Using Seismic Techniques. *JEEG*, 1(2): 89-96.
- Ford, D. C. and Williams, P. W., 1989, *Karst Geomorphology and Hidrology*. London, England, Unwin Hyman, 601 pp.
- Fortes, F. P., 1987, Mapa Geológico da Bacia Potiguar (escala 1:100.000), A origem da Bacia mesozóica do Apodi em decorrência do ciclo orogênico brasileiro. Natal. PETROBRAS/DEBAR/DINTER, 116 pp. (Relatório Interno).
- Françolim, J. B. L. e Szatmari, P., 1987, Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 196-207.
- Gusso, G. L., 1988, Nota técnica sobre a erosão subterrânea em Fazenda Belém. PETROBRAS/DEBAR/DINTER/SEBAT- Nota técnica interna.
- Gusso, G. L., 1991, Nota técnica sobre os colapsos de terreno em fazenda Belém. PETROBRAS/DEBAR/DINTER/SEBAT- Nota técnica interna.

- Hollender, F. and Tillard, S., 1998, Modeling ground-penetrating radar wave propagation and reflection with the Jonscher parameterization. *Geophysics*, 63: 1933-1942.
- James, N. P. and Choquete, P. W., 1988, Introduction, pp. 1-22. *In*: James, N. P. and Choquete, P. W (Eds.). *Paleokarst*. New York: Springer, 416 pp.
- Jol, H. M., 1995, Ground penetrating radar antennae frequencies and transmitter powers compared for penetration depth, resolution and reflection continuity. *Geophys. Prospec.*, 43: 693-709.
- Jonscher A.K., 1977, The Universal dielectric response. *Nature*, 267: 673-679.
- Keary, P. and Brooks, M., 1991, An introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science, 2<sup>nd</sup> edition, 254 pp.
- Kjartansson, E. 1979. Constant Q-Wave Propagation. *Journal of Geophysical Research*, 84: 4737-4748.
- La Mônica Filho, L., 1988, Estação de Tratamento de Óleo de Fazenda Belém - Parecer Técnico. PETROBRAS/SEGEN/DEPRO/SEGAD, Relatório Interno.
- Loucks, R. G., 1999, Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG Bulletin* 83:1795-1834.
- Loucks, R.G., 2001, Modern analogs for paleocave sediment fills and their importance in identifying paleocave reservoirs. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 46: 195-206.
- Matos, R.M.D., 1992, The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11:766-791.
- Matos, R.M.D., (1999) History of the Northeast Brazilian Rift System: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *In*: Cameron, N.R., Bate, R. H. and Clure, V. S. (Eds.). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications 153:55-73.
- Monteiro, M. C. e Faria, R. T., 1990, Análise ambiental das plataformas carbonáticas Albo-Maastrichtianas da Bacia Potiguar. PETROBRAS/CENPES Relatório Interno, 82 pp.
- Nogueira, A. M. B., Costa Neto, L. X., Oliveira M.I.M., Campos e Silva, M. F., Fernandes, C.A.N., 1990, Evolução geoambiental da faixa costeira entre Ponta do Calcanhar e Ponta do Marcos, RN. *In*: SBG Núcleo Nordeste, Congr. Basil. Geologia, 36, Natal. Anais, 2: 784-795.

- Noon, D. A., Stickley, G. F. and Longstaff, D., 1998, A frequency-independent characterization of GPR penetration and resolution performance. *Journal of Applied Geophysics*, 40: 127-137.
- Olhoeft, G. R., 1998, Electrical, magnetic and geometric properties that determine ground penetrating radar performance. *In: Proc. of GPR'98, 7th Int'l. Conf. On Ground Penetrating Radar, May 27-30, 1998, The Univ. of Kansas, Lawrence, KS, USA:177-182.*
- Olhoeft, G.R., 2000, Maximizing the information return from ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 43: 175-187.
- Palmer, A. P., 1991, Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1-21.
- Penck, A., 1894, *Morphologie der Erdoberfläche*: J. Engelhorn, Stutgard, v. 1, 471 pp.
- Pessoa Neto, O. C., 1999, Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neógeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 220 pp.
- Pipan, M., Baradello, L., Finetti, I., Forte, E., Prizzon, A., 1999, 2-D and 3-D processing and interpretation of multi-fold Ground Penetrating Radar data: a case history from an archaeological site. *Journal of Applied Geophysics*, 41: 271-292.
- Powers, M. H., 1997, Modeling frequency-dependent GPR. *The Leading Edge* 16: 1657-1662.
- Plumb, R. G., Noon, D. A., Longstaff, I. D., and Stickley, G. F., 1998, A waveform-range performance diagram for ground-penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 40:117-126.
- Radzevicius, S. J., 2001, Dipole antenna properties and their effects on Ground Penetrating Radar data. Ph.D. Thesis, The Ohio State University, 154 pp.
- Robinson, E. A., and Treitel, S., 1964, Principles of digital filtering. *Geophysics*, 29:395-404.
- Robinson, E. A., Treitel, S., 1980, *Geophysical signal analysis*. Englewood Cliffs: Prentice Hall, , 316 pp.
- Sandmeier, K. J., 2002, *ReflexW Software for GPR and Seismic Processing - Manual*.
- Silva, A. O. S., Santos, M. B., Abrahão, D., 1996, Seqüências deposicionais do Albiano-Turoniano, Bacia Potiguar (RN). *In: Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador-BA, Anais 1: 115-117.*

- Sousa, D. do Carmo., 2002, Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado, 222 pp.
- Sowers, G. F., 1996, Building on Sinkholes: Design and Construction of Foundations in Karst Terrain. ASCE, New York, 202 pp.
- Stolt, R. H., 1978, Migration by Fourier Transform. *Geophysics*, 43:23-48.
- Sun, J and Young, R. A., 1995, Recognizing Cultural Noise in Ground Penetrating Radar Data. *Geophysics*, 65:1378-1385.
- Teixeira, I. E. M., 1998. Caracterização da água da Formação Jandaíra no campo de Fazenda Belém-Ceará. Relatório de Avaliação. PETROBRAS/UN-RNCE/GEXP/GEAGEO. Relatório Interno.
- Thomas, J. E., 2000. Velocidades Sísmicas. PETROBRAS, Universidade Petrobras, núcleo BA.
- Turner, G. 1994. Subsurface radar propagation deconvolution. *Geophysics*, 59 2:215- 223.
- Turner, G. and Siggins, A. F. 1994. Constant Q attenuation of subsurface radar pulses. *Geophysics*, 59(8):1192-1200.
- Vasconcelos, E. P., Lima Neto, F.F., Roos, S. 1990. Unidades de correlação da Formação Açú- Bacia Potiguar. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 36*, Natal, Anais, SBG anais 1: 227-240.
- Xavier Neto, P. and Medeiros, W. E., 2006, A Practical approach to correct attenuation effects in GPR data. *Journal of Applied Geophysics*, in press.
- White, W. B. 1988. Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. New York, Oxford University Press, 464 pp.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing: Society of Exploration Geophysicists.
- Young, R. A. and Deng, Z. 1995. Interactive processing of GPR data. *The Leading Edge*, April: 275-280.
- Zeng, X., McMechan, G.A., Cai, J., and Chen, H.W., 1995, Comparison of Ray and Fourier Methods for Modeling Monostatic Ground-Penetrating Radar Profiles. *Geophysics*, 60: 1727-1734.
- Zhou, C., Liu, L. and Lane, J. W., 2001, Nonlinear inversion of bore-hole-radar tomography data to reconstruct velocity and attenuation distribution in earth materials. *Journal of Applied geophysics*, 47:271-284.