UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**AVALIAÇÕES E TESTES DOS MÉTODOS MASW E REMI POR MEIO
DO TRATAMENTO DE DADOS EMPÍRICOS E SINTÉTICOS EM UM
PROGRAMA DE PROCESSAMENTO E INVERSÃO DESENVOLVIDO
EM MATLAB E SUA APLICAÇÃO EM UM PROBLEMA GEOLÓGICO
NA BACIA DE TAUBATÉ**

Rodrigo Ferreira de Lucena

Orientador: Prof. Dr. Fabio Taioli

TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

Versão Corrigida

São Paulo
2016

RODRIGO FERREIRA DE LUCENA

Avaliações e testes dos Métodos MASW e ReMi por meio do tratamento de dados empíricos e sintéticos em um programa de processamento e inversão desenvolvido em Matlab e sua aplicação em um problema geológico na Bacia de Taubaté

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Doutor

Área de Concentração:
Hidrogeologia e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Fabio Taioli

Versão Corrigida

São Paulo
2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Lucena, Rodrigo Ferreira de

Avaliações e testes dos métodos MASW e ReMi por meio do tratamento de dados empíricos e sintéticos em um programa de processamento e inversão desenvolvido em Matlab e sua aplicação em um problema geológico na Bacia de Taubaté. - São Paulo, 2016.

199 p. : il + anexos

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Taioli, Fabio

1. Ondas Rayleigh. 2. Métodos de ondas superficiais. 3. MASW. 4. ReMi. 5. Curva de dispersão. I. Título

*Aos meus pais,
Manoel e Glória
e à minha esposa,
Talita.*

Agradecimentos

Ao Professor Dr. Fabio Taioli pela paciência e dedicação em sua orientação e pela amizade.

Aos Professores Doutores Renato Luiz Prado e Liliana Alcazar Diogo pelo conhecimento compartilhado dos campos e softwares de sísmica em momentos muito importantes desse trabalho e pela amizade.

Ao Instituto de Geociências da USP e a seus funcionários por contribuírem para a minha formação acadêmica e por ajudarem para que houvesse parte do incentivo financeiro necessário para as realizações experimentais.

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP pelo empréstimo do equipamento de sísmica nas duas campanhas de campo realizadas.

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo pelo empréstimo de parte do equipamento de sísmica utilizado no segundo campo de sísmica.

Ao Dr. Otávio Coaracy Brasil Gandolfo por sua importante participação no segundo campo de sísmica e por compartilhar suas experiências profissionais e conhecimentos técnicos.

Ao Professor Dr. João Carlos Dourado e ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP de Rio Claro pelo empréstimo dos geofones de 1 Hz utilizados no segundo campo de sísmica.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, Paulinho e Samuca, e do IAG-USP, Ernande Costa, pela importante ajuda no primeiro campo de sísmica.

À Diretora Prof. Dra. Lidia Barreto do Departamento de Ciência Agrárias da Universidade de Taubaté por nos receber muito bem nas instalações da Universidade

e por permitir que utilizássemos o espaço para a realização de parte das aquisições dos dados.

Ao “Seu Dito” e aos proprietários das regiões de estudo (região 2 e 3) que permitiram que utilizássemos esses espaços para a realização de parte das aquisições dos dados.

À minha família que sempre me apoiou de diversas maneiras nesta extensa e intensa caminhada.

Enfim, a todos que contribuíram de maneira direta e indireta para a conclusão desse trabalho de Doutorado.

RESUMO

Os métodos de ondas superficiais com ênfase nas ondas Rayleigh foram utilizados como o núcleo desse trabalho de Doutorado. Inicialmente, as ondas Rayleigh foram modeladas permitindo o estudo de sensibilidade de suas curvas de dispersão sob diferentes configurações de parâmetros físicos representando diversos modelos de camadas, em que pôde ser observado parâmetros com maior e menor sensibilidade e também alguns efeitos provocados por baixas razões de Poisson. Além disso, na fase de inversão dos dados a modelagem das ondas Rayleigh foi utilizada para a construção da função objeto, que agregada ao método de mínimos quadrados, a partir do método de Levenberg-Marquardt, permitiu a implementação de um algoritmo de busca local responsável pela inversão de dados das ondas superficiais. Por se tratar de um procedimento de busca local, o algoritmo de inversão foi complementado por uma etapa de pré-inversão com a geração de um modelo inicial para que o procedimento de inversão fosse mais rápido e eficiente. Visando uma eficiência ainda maior do procedimento de inversão, principalmente em modelos de camadas com inversão de velocidades, foi implementado um algoritmo de pós-inversão baseado em um procedimento de tentativa e erro minimizando os valores relativos da raiz quadrada do erro quadrático médio (REQMr) da inversão dos dados. Mais de 50 modelos de camadas foram utilizados para testar a modelagem, a pré-inversão, inversão e pós-inversão dos dados permitindo o ajuste preciso de parâmetros matemáticos e físicos presentes nos diversos *scripts* implementados em Matlab. Antes de inverter os dados adquiridos em campo, os mesmos precisaram ser tratados na etapa de processamento de dados, cujo objetivo principal é a extração da curva de dispersão originada devido às ondas superficiais. Para isso, foram implementadas, também em Matlab, três metodologias de processamento com abordagens matemáticas distintas. Essas metodologias foram testadas e avaliadas com dados sintéticos e reais em que foi possível constatar as virtudes e deficiências de cada metodologia estudada, bem como as limitações provocadas pela discretização dos dados de campo.

Por último, as etapas de processamento, pré-inversão, inversão e pós-inversão dos dados foram unificadas para formar um programa de tratamento de dados de ondas superficiais (Rayleigh). Ele foi utilizado em dados reais originados pelo estudo

de um problema geológico na Bacia de Taubaté em que foi possível mapear os contatos geológicos ao longo dos pontos de aquisição sísmica e compará-los a um modelo inicial existente baseado em observações geomorfológicas da área de estudos, mapa geológico da região e informações geológicas globais e locais dos movimentos tectônicos na região. As informações geofísicas associadas às geológicas permitiram a geração de um perfil analítico da região de estudos com duas interpretações geológicas confirmando a suspeita de neotectônica na região em que os contatos geológicos entre os depósitos Terciários e Quaternários foram identificados e se encaixaram no modelo inicial de hemi-graben com mergulho para Sudeste.

Palavras-chave: Ondas Rayleigh. Métodos de ondas superficiais. MASW. ReMi. Curva de dispersão. Função secular. Sísmica.

ABSTRACT

The surface wave methods to Rayleigh waves were used as the center of this Doctoral work. Initially, the Rayleigh waves were modeled, what enabled the study of the sensitivity of dispersion curves about different sets of physical parameters representing several layer models, wherein it could be observed parameters with higher and lower sensitivity and also some effects caused by low Poisson ratios. Moreover, in the data inversion step the Rayleigh modeling was used for the construction of the object function, that aggregate to the least-squares method, by Levenberg-Marquardt, allowed the implementation of a local search algorithm responsible for data inversion of the surface waves. By reason of being a local search procedure, the data inversion algorithm was complemented with a pre-inversion step wherein an initial model was generated so that the inversion procedure was faster and efficient. Seeking a more efficiency of the inversion procedure, mainly to layer models with velocities inversion, it was implemented a post-inversion algorithm based in a trial and error procedure minimizing the values of the relative Root Mean Squared Error (rRMSE) of the data inversion. More than 50 layer models were used to test the data modeling, pre-inversion, inversion and post-inversion allowing the precise fit of the mathematical and physical parameters present in the several scripts implemented in Matlab. Before to invert the field-acquired data, they need to be treated in the data processing step, whose main aim is the extraction of the dispersion curve caused due the surface waves. For this, three processing methodologies with different mathematical approaches were implemented, also in Matlab. These methodologies were tested and evaluated with synthetic and real data and it was possible to find their strengths and weaknesses, as well as the limitations caused by discretization of the field data.

Lastly, the data processing, pre-inversion, inversion and post-inversion steps were unified to form a complete data treatment program of surface waves (Rayleigh). It was used to real data originated by study of a geological problem in the Bacia de Taubaté wherein it was possible to map the geologic contacts along of the seismic acquisition points. The results were compared to an existing initial model based in geomorphological observations of the study area, geological map and global and local geologic information of the tectonic movements in the region. The geophysical

information associated with geological information allowed the generation of an analytical profile of the study region with two geological interpretation confirming the suspect of neotectonic movements in the region wherein the geological contacts between the quaternary and tertiary deposits were identified and they agreed with the initial model of a hemi-graben with dip to Southeast.

Keywords: Rayleigh waves. Surface wave methods. MASW. ReMi. Dispersion curve. Secular function. Seismic

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT	iii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Considerações Gerais.....	1
1.2 Objetivos	3
2 ONDAS RAYLEIGH	4
2.1 Propagação das Ondas Rayleigh em meio Homogêneo	4
2.2 Propagação das Ondas Rayleigh em meio Heterogêneo	9
2.2.1 Teoria e modelagem das ondas Rayleigh em um meio elástico heterogêneo	11
2.2.1.1 Determinação da Função Secular do Método das Ondas R.....	19
3 MÉTODOS DE ONDAS SUPERFICIAIS.....	23
3.1 Aquisição de dados.....	23
3.1.1 Fontes sísmicas	27
3.1.2 Geofones.....	29
3.1.3 Ruídos.....	30
3.1.4 Parâmetros de aquisição.....	32
3.2 Processamento de dados	36
3.2.1 Transformada de Fourier em 2 Dimensões ($f-k$)	36
3.2.2 Processamento pela Transformada $\rho-\tau$	43
3.2.3 Processamento pela Diferença de fase.....	46
3.2.4 Aplicação dos processamentos nos métodos MASW e ReMi.....	48
3.2.5 Estimativa de incerteza dos dados processados	55
3.3 Inversão de dados.....	57
3.3.1 Método Gradiente (<i>Steepest Descent</i>)	59

3.3.2 Método de Newton	59
3.3.3 Método de Gauss-Newton.....	61
3.3.4 Método de Levenberg-Marquardt (LM).....	62
3.4 Interpretação da velocidade de onda S no modelo de camadas	64
4 BACIA DE TAUBATÉ	66
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	70
5.1 Desenvolvimento do programa de processamento e inversão de dados das ondas Rayleigh	70
5.1.1 Importação e organização dos dados	70
5.1.2 Processamento dos dados.....	71
5.1.3 Modelagem e inversão dos dados.....	73
5.1.3.1 Estudo da sensibilidade nas curvas de dispersão	74
5.1.3.2 Implementação de um modelo inicial para a inversão de dados	75
5.1.3.3 Inversão e Pós-Inversão dos dados	76
5.2 Área de estudos e tratamento dos dados	79
5.2.1 Processamento dos dados de campo	84
5.2.2 Inversão dos dados de campo	85
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	86
6.1 Programa de processamento e inversão dos dados das ondas Rayleigh.....	86
6.1.1 Importação dos dados e geração do Sismograma	86
6.1.2 Filtros	87
6.1.3 Processamento	89
6.1.3.1 Metodologias para o processamento de dados	89
6.1.3.1.1 Influência dos eventos sísmicos nos três métodos de processamento	90
6.1.3.1.2 Influência dos parâmetros de campo nos três métodos de processamento	98
6.1.3.1.2.1 Intervalo de amostragem	100

6.1.3.1.2.2 Tempo de aquisição	102
6.1.3.1.2.3 Espaço amostral.....	104
6.1.3.1.2.4 Janela espacial.....	108
6.1.3.2 Curva de Dispersão experimental.....	112
6.1.4 Modelagem	114
6.1.4.1 Estudo da sensibilidade nas curvas de dispersão	116
6.1.4.1.1 Alteração do parâmetro Velocidade de Onda S (βn).....	116
6.1.4.1.2 Alteração do parâmetro Velocidade de Onda P (αn).....	121
6.1.4.1.3 Alteração do parâmetro densidade (ρn)	127
6.1.4.1.4 Alteração do parâmetro espessura de camada (dn).....	129
6.1.5 Implementação de um modelo inicial para a inversão de dados	131
6.1.6 Inversão de dados.....	134
6.1.3.1 Ajustando parâmetros e impondo condições de contorno	134
5.1.3.2 Programa de Pós Inversão	141
6.2 Tratamento dos dados de campo de Taubaté	147
6.2.1 Processamento dos dados.....	149
6.2.2 Inversão dos dados de Taubaté e interpretação de seus modelos de camada	159
6.2.2.1 Região 1	161
6.2.2.2 Região 2	167
6.2.2.3 Região 3	175
6.2.3 Interpretação conjunta das inversões de dados.....	181
7 CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS	184
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	188
ANEXO A	194
ANEXO B	196

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Gerais

A necessidade em se conhecer com maiores detalhes estruturas geológicas e anomalias em geral em subsuperfície estimulou o desenvolvimento da ciência Geofísica. Essa necessidade, geralmente de origem econômica ou exclusivamente científica, proporcionou e proporciona a evolução dessa ciência tornando-a uma ferramenta de grande importância para geólogos, demonstrando sua potencialidade por meio da vasta aplicabilidade bem-sucedida que tende a aumentar com o passar dos tempos.

A Geofísica abrange um grande número de métodos em que se exploram conceitos físicos distintos associando-os com a Geologia local e mesmo com interferências de origem antrópica. Os métodos sísmicos, por exemplo, exploram como propriedades físicas os módulos elásticos e a densidade do material estudado que podem ser adquiridos por meio do conhecimento da velocidade das ondas sísmicas no ambiente explorado.

Em um levantamento sísmico, as ondas sísmicas propagadas em subsuperfície são geradas por fontes controladas ou por meio de “ruídos” externos que são adquiridos e tratados transformando-se em fontes de informação. Receptores posicionados de maneira estratégica conseguem registrar a passagem das ondas sísmicas e durante o processamento dos dados é possível estimar as suas velocidades. Além disso, é possível estimar a profundidade máxima (interfaces geológicas) em que essas ondas viajam utilizando seus tempos de chegada registrados pelos receptores (Kearey et al., 2009). Os levantamentos sísmicos mais populares e explorados são os de refração e reflexão, fundamentados no conhecimento da trajetória das ondas P e S propagadas por meio de suas transmissões e reflexões em uma ou mais interfaces geológicas.

No entanto, no início da década de 1980, Nazarian e Stokoe (1984) desenvolveram o método sísmico *Spectral Analysis of Surface Waves* (SASW), baseado no estudo das ondas superficiais Rayleigh (ondas R). Na aquisição por esse método são utilizados dois receptores normalmente posicionados de acordo com dois arranjos (Nazarian; Desai, 1993, Stokoe II et al., 1994) denominados de **Geometria**

do Ponto Médio Comum (*Common Receiver Midpoint Array*) e **Geometria da Fonte Comum** (*Common Source Receiver*), em que no primeiro os receptores posicionados equidistantes se afastam igualmente de um ponto imaginário central, o mesmo ocorrendo com a fonte, no final de cada aquisição de dados. Já no segundo arranjo, a fonte sísmica permanece imóvel e os receptores se movimentam no final de cada aquisição. Seu processamento e inversão de dados consistem em analisar as diferenças de fase de cada componente de onda registrada nos dois geofones em cada configuração de arranjo possibilitando a determinação das velocidades de fase para cada frequência de onda considerada. A partir de então uma estimativa da velocidade de ondas S das camadas do local de estudo é realizada. Mesmo sendo um método relativamente novo, o SASW foi implementado e testado por alguns trabalhos, como o de Marchioreto (2002), que o avaliou de maneira satisfatória, destacando e discutindo suas virtudes e deficiências.

Considerando as deficiências e pouca praticidade contidas no SASW, Park et al. (1998) desenvolveram o método *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) baseado nos mesmos princípios físicos do SASW, mas que procurava eliminar ou amenizar as deficiências do método anterior, como melhorar a relação sinal/ruído, aumentar a praticidade nos levantamentos de campo e aperfeiçoar o processamento dos dados. O método tem como diferencial o uso simultâneo de 12 ou mais receptores em arranjo linear, garantindo uma maior praticidade e agilidade na aquisição dos dados, assim como uma maior relação sinal/ruído. Um levantamento sísmico simples de refração é o suficiente para registrar as ondas R. Porém para obter-se uma otimização na aquisição dos dados são necessários receptores capazes de registrar baixas frequências, permitindo a investigação de maiores profundidades.

Com a mesma logística de campo do MASW, porém utilizando fonte sísmica passiva e processamento de dados diferenciado, Louie (2001) desenvolveu o método denominado de *Refraction Microtremor* (ReMi). O ReMi é um bom método para ser aplicado em grandes centros urbanos ou em locais onde ocorrem constantes micro terremotos de energias consideráveis (que permitem o registro pelos geofones) por utilizar como fonte sísmica o que denominamos de ruídos em outros métodos sísmicos, ou seja, a qualidade dos resultados nos outros ensaios sísmicos são inversamente proporcionais à intensidade do ruído, enquanto que no ReMi os resultados desejados são diretamente proporcionais, o que o torna uma importante

ferramenta de resolução de problemas quando os outros métodos forem deficientes devido à forte presença de ruído.

Por se tratar de um método relativamente novo, o ReMi foi muito pouco explorado e sua potencialidade é pouco conhecida. O método não foi aplicado em um grande número de problemas geológicos nem foi explorado com diversas configurações de arranjo, o que poderia torná-lo uma alternativa mais interessante, principalmente quando utilizado em conjunto com os outros métodos sísmicos já bem estudados. Já em relação ao MASW, encontra-se um número maior de trabalhos realizados com aplicações do método, inclusive no Brasil (Lima Jr, 2007), mas sua potencialidade pode ainda ser melhor explorada por meio de testes e avaliações, bem como da otimização das etapas de seu processamento e inversão de dados, rendendo modelos mais satisfatórios e inibindo a presença de artefatos produzidos por consequência de falseamentos, principalmente ocasionados pela discretização dos parâmetros físicos adquiridos em campo.

1.2 Objetivos

Esse trabalho de Doutorado tem como objetivo principal a abordagem dos métodos de ondas superficiais multicanais associados às ondas R por meio do estudo de suas potencialidades e correlações em função de variadas logísticas aplicadas em campo e diferentes tratamentos empregados aos dados adquiridos visando uma melhor representação dos dados na curva de dispersão. Além disso, as etapas de processamento e inversão de dados serão implementadas em Matlab e unificadas em um só programa especializado em tratar, por completo, dados originados pelas ondas R.

Como objetivo específico, os métodos MASW e ReMi serão empregados em um problema geológico na Bacia de Taubaté. Os métodos serão aplicados na planície aluvial quaternária do Rio Una visando mapear a extensão, em profundidade, de uma estrutura rúptil observada em uma das margens do rio. O material exposto é composto de colúvio quaternário que sobrepõe o depósito fluvial da Formação Pindamonhangaba, ambos afetados por falhas tectônicas.

2 ONDAS RAYLEIGH

As ondas sísmicas são pacotes de energia que se propagam radialmente a partir da deformação do meio físico e são divididas em ondas de corpo e superficiais. As ondas de corpo propagam-se esfericamente e possuem as maiores velocidades de propagação classificando-se em ondas P (longitudinais) e S (transversais). Já as ondas superficiais propagam-se cilindricamente e por isso concentram-se na superfície terrestre durante suas propagações e são classificadas como ondas Rayleigh (longitudinais e transversais) e Love (transversais).

Estudadas e descritas inicialmente por Lord Rayleigh (1885) e Lamb (1904), as ondas Rayleigh (R) se caracterizam por se confinarem próximo à superfície terrestre durante sua propagação, em que sua influência decresce rapidamente com a profundidade. As partículas afetadas pela passagem das ondas R se deslocam em um plano perpendicular à superfície terrestre em um movimento retrógrado elíptico (Figura 1).

Figura 1 – Deformação do meio com a passagem da onda Rayleigh (adaptado de Kearey et al., 2009).

As ondas R são compostas por diversas componentes de ondas com comprimentos de onda diferentes cuja velocidade de cada componente é denominada velocidade de fase. Já a velocidade do conjunto de todas as componentes de onda R é conhecida como velocidade de grupo.

2.1 Propagação das Ondas Rayleigh em meio Homogêneo

Considerando a propagação das ondas R em uma direção horizontal x com penetração na superfície terrestre na direção vertical z , o movimento provocado por

essas ondas pode ser descrito pelas equações de onda 1 e 2, onde ρ representa a densidade do meio, u e w , a posição das partículas do meio em função das direções x e z e do tempo t , Λ e μ , o coeficiente de Lamé e o módulo de rigidez, respectivamente, e ε , a dilatação cúbica.

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\Lambda + \mu) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + \mu \Delta^2 u \quad (1)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\Lambda + \mu) \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} + \mu \Delta^2 w \quad (2)$$

O desenvolvimento das equações 1 e 2 em um meio homogêneo permite uma solução que ao ser submetida a uma condição de contorno (ausência de tensões na superfície terrestre) associa as velocidades das ondas P, S e R com a razão de Poisson, como pode ser observado nas equações 3a a 3d (Richart et al., 1970):

$$K^6 - 8K^4 + (24 - 16A^2)K^2 + 16(A^2 - 1) = 0 \quad (3a)$$

$$A^2 K^2 = \left(\frac{V_R}{\alpha} \right)^2 \quad (3b)$$

$$K^2 = \left(\frac{V_R}{\beta} \right)^2 \quad (3c)$$

$$A^2 = \frac{1-2\gamma}{2-2\gamma} \quad (3d)$$

Em que V_R é a velocidade de grupo das ondas R, α é a velocidade da componente de onda P, β é a velocidade da componente de onda S e γ é a razão de Poisson. Note que as equações independem das frequências das componentes de onda de cada tipo de onda, ou seja, em um semiespaço homogêneo as velocidades de fase de todas as componentes de ondas são as mesmas.

Essa associação pode ser melhor analisada pelo gráfico da Figura 2, no qual observa-se que ao fixar o valor da velocidade da onda S em um valor unitário, com o aumento da razão de Poisson a velocidade de onda P apresenta um comportamento semelhante a uma exponencial e a velocidade das ondas R tende a se aproximar da velocidade das ondas S.

Figura 2 – Velocidades relativas das ondas P e R associadas ao valor unitário das ondas S em função da razão de Poisson (γ).

Para um fluido incompressível, o coeficiente de Poisson deve variar entre 0 e 0,5, intervalo adotado para os materiais em subsuperfície terrestre (Lowrie, 2007). O coeficiente igual a 0 corresponde ao menor valor possível para a razão de deformação transversal pela longitudinal em um corpo qualquer. Já quando o coeficiente ultrapassa 0,5, a razão α/β terá um valor complexo (com γ entre 0,5 e 1) ou a velocidade da onda cisalhante será maior do que a da onda P (com γ acima de 1). Portanto, para o intervalo entre 0 e 0,5 nos coeficientes de Poisson, a razão V_R/β deve respeitar a relação 4, como pode ser verificado no gráfico da Figura 2.

$$0,87 < \frac{V_R}{\beta} < 0,96 \quad (4)$$

A manipulação das equações de onda 1 e 2 pode ainda associar as componentes verticais e horizontais das amplitudes das ondas R com a profundidade no meio e com o comprimento de onda de cada componente de onda. Essa relação é ilustrada pela Figura 3 em que se observa a atenuação das amplitudes relativas das ondas R com o aumento da razão profundidade/comprimento de onda (z/λ). Observa-

se ainda que para manter a mesma razão z/λ em uma mesma amplitude, com o aumento do comprimento de onda (λ) é necessário o aumento da profundidade (z), ou seja, as componentes de onda com maiores comprimentos de onda tendem a penetrar a maiores profundidades.

Figura 3 – Amplitudes relativas (razão das amplitudes em z e das amplitudes na superfície) nas componentes vertical e horizontal das ondas Rayleigh em função de sua razão profundidade/comprimento de onda (z/λ) em diferentes razões de Poisson (γ). Adaptado de Richart et al. (1970).

Segundo Lamb (1904), ao se gerar um impulso de curta duração na superfície terrestre, as partículas presentes em um determinado ponto da superfície sofrerão influência da passagem das ondas P, S e R de acordo com o comportamento descrito na Figura 4, na qual são observados os movimentos dessas partículas na horizontal e na vertical. Nota-se que as ondas P se caracterizam como o primeiro evento a interferir nas partículas, seguidas pelas ondas S e por último pelas ondas R. Os eventos referentes às ondas de corpo se localizam em uma região definida por Lamb

como de **menor tremor**, pois suas amplitudes de oscilação são bem menores que as provocadas pelas ondas R, que por sua vez estão em uma região definida como de **maior tremor**. As amplitudes das ondas P, S e R tendem a decrescer quando os eventos registrados se afastam da fonte geradora de ondas, no entanto com o aumento da distância, as ondas R ganham destaque em relação às ondas de corpo, já que as amplitudes dessas últimas decaem mais rapidamente do que as das ondas R.

Figura 4 – Caracterização das regiões de menor e maior tremor por meio do registro das amplitudes das ondas P, S e R em função do tempo em um meio ideal nas direções de u (horizontal) e w (vertical). Adaptado de Richart et al. (1970) e Lamb (1904).

As ondas de corpo se propagam radialmente ao redor de sua fonte em frentes de ondas esféricas, o que significa que as densidades de energia (amplitudes) dessas ondas decaem rapidamente com os seus afastamentos da fonte. Segundo Ewing et al.¹ (1957 apud Richart et al., 1970, p. 93) essa atenuação ocorre na razão $1/r$ (r é a distância entre a fonte e o evento registrado). Já as ondas superficiais R se propagam em frentes de ondas cilíndricas, o que faz com que as densidades de energia decaiam mais lentamente, obedecendo a razão $1/\sqrt{r}$.

¹ Erwin, J. T. et al. Elastic Waves in Layered Media. McGraw-Hill Book Co. (New York) 380 p., 1957.

As diferentes amplitudes das ondas de corpo e R geradas por uma fonte sísmica e suas diferentes geometrias de propagação fez com que Miller e Pursey² (1955, apud Richart et al.,1970, p. 93) calculassem a contribuição energética de cada tipo de onda gerada em um semiespaço elástico, homogêneo e isotrópico, em que foi constatado que as ondas R representam cerca de 2/3 de toda energia gerada por uma fonte sísmica circular, uniformemente distribuída e com oscilação vertical, como pode ser observado na Tabela 1.

Tabela 1 – Distribuição energética das Ondas R, S e P (Richart et al.,1970)

Tipo de Onda	Percentual da Energia Total (%)
Rayleigh (R)	67
Cisalhamento (S)	26
Compressiva (P)	7

2.2 Propagação das Ondas Rayleigh em meio Heterogêneo

Em meio homogêneo as velocidades de fase de todas as componentes de ondas R são as mesmas, independentes da profundidade de investigação (Figura 5a). Em meio verticalmente heterogêneo, as ondas R apresentam comportamento dispersivo, em que diferentes comprimentos de onda que compõem as Rayleigh penetram a diferentes profundidades adquirindo velocidades (de fase) diferentes de acordo com a variação das propriedades mecânicas do meio (Figura 5b). Logo, a velocidade das ondas superficiais que sofrem dispersão não é única e sim caracterizada por possuir diferentes velocidades de fase que são dependentes das frequências ou comprimentos de onda. A curva originada pela relação entre a variação da velocidade de fase em um meio heterogêneo e a frequência de cada componente de onda R é denominada de curva de dispersão que é, portanto, caracterizada por fornecer informações das camadas em subsuperfície.

² Miller, G. F., Pursey, H. On the Partition of Energy Between Elastic Waves in a Semi-Infinite Solid. Proc. Royal Society, London, A, v. 233, p. 55-69.

Figura 5 – Atenuação do sinal das ondas R com o aumento da profundidade e sua influência nas velocidades de fase em a) um meio homogêneo e b) em um meio heterogêneo (adaptado de Strobbia, 2003)

O comportamento dispersivo das ondas R provocam ainda um fenômeno denominado de multimodal em que para uma determinada frequência diferentes comprimentos de onda podem existir originando diversas curvas de dispersão denominadas de modos de propagação (Figura 6). A existência desse fenômeno está associada ao balanceamento da equação 5, em que diferentes comprimentos de onda (λ) devem existir para uma mesma frequência (f) na transição entre meios com diferentes velocidades (v).

$$v = \lambda f \quad (5)$$

Figura 6 – Modos de propagação em um gráfico das curvas de dispersão (adaptado de Strobbia, 2003)

Com exceção do primeiro modo de propagação, os demais existem apenas em um determinado intervalo de frequência, iniciando-se em uma frequência denominada de frequência de corte, ilustrada nas linhas tracejadas da Figura 6. Essas frequências de corte representam o menor limite em que a frequência do modo pode existir (Strobbia, 2003), já que para uma frequência abaixo dessa, os comprimentos de ondas desses modos gerariam valores de velocidades inexistentes, ou seja, as velocidades sísmicas dos meios limitam os valores das frequências de corte.

2.2.1 Teoria e modelagem das ondas Rayleigh em um meio elástico heterogêneo

A modelagem das ondas R se resume em encontrar as raízes de uma função secular originada pelo desenvolvimento de equações advindas da teoria das ondas R em um meio heterogêneo.

O desenvolvimento da teoria, aqui sucintamente descrita, que resultará na modelagem das ondas R, é baseada na implementação de Dunkin (1965), uma implementação modificada das abordagens anteriores de Thomson (1950) e Haskell (1953).

Consideremos um meio de multicamadas horizontais (Figura 7), homogêneas e isotrópicas, cuja última camada (L) é um semiespaço com profundidade infinita. Cada camada é caracterizada por possuir espessura (d_n), densidade (ρ_n) e velocidades de onda P (α_n) e S (β_n) como características físicas do meio. Uma interface n qualquer é o que limita a camada n da $n + 1$.

Figura 7 - Geometria de um meio de multicamadas horizontais, homogêneas e isotrópicas

Assim como no desenvolvimento da teoria das ondas R em meio homogêneo, consideramos inicialmente as equações 1 e 2 como ponto de partida para desenvolver a teoria em meio com multicamadas. As tensões originadas pela passagem da onda R (σ_z e τ_{xz}), provocando a deformação nas direções x e z , são dadas por (Richart et al., 1970):

$$\sigma_z = \Lambda \bar{\epsilon} + 2\mu \epsilon_z \quad (6a)$$

$$\tau_{xz} = \mu \epsilon_{xz} \quad (6b)$$

Em que,

$$\bar{\epsilon} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$\epsilon_z = \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$\epsilon_{xz} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}$$

Para uma onda plana viajando na direção x , as partículas do meio serão independentes da direção y . Os deslocamentos das partículas nas direções x e z e as tensões originadas pela passagem da onda R podem ser escritas em termos de duas funções de potencial (ϕ e ψ) (Richart et al., 1970):

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (7a)$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (7b)$$

$$\sigma_z = \Lambda \Delta^2 \phi + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial z \partial x} \right) \quad (7c)$$

$$\tau_{xz} = \mu \Delta^2 \phi \quad (7d)$$

Em que,

$$\Delta^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2}$$

Cujas soluções, em um meio homogêneo, são dadas pelas equações 8a e 8b:

$$\phi = (A_1 e^{-hz} + B_1 e^{hz}) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (8a)$$

$$\psi = (A_2 e^{-kz} + B_2 e^{kz}) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (8b)$$

Em que,

$$h = \sqrt{\left(\frac{\omega}{c}\right)^2 - \left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2}$$

$$k = \sqrt{\left(\frac{\omega}{c}\right)^2 - \left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2}$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{\Lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Os parâmetros ω e c são a frequência angular e a velocidade de fase das ondas R. Já μ , Λ e ρ são, respectivamente, o módulo de rigidez, o coeficiente de Lamé e a densidade na profundidade z . Logo, em uma camada n de um meio acamado, podemos reescrever as equações 8a e 8b como:

$$\phi_n = (A_n e^{-h_n(Z-Z_{n-1})} + B_n e^{h_n(Z-Z_{n-1})}) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (9a)$$

$$\psi_n = (C_n e^{-k_n(Z-Z_{n-1})} + D_n e^{k_n(Z-Z_{n-1})}) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (9b)$$

Em que Z_{n-1} é a interface entre as camadas $n - 1$ e n .

Os coeficientes A_n , B_n , C_n e D_n são 4 parâmetros desconhecidos de cada camada, totalizando um número de $4N$ parâmetros desconhecidos, em que N é o número total de camadas do meio. Para determiná-los, precisamos considerar as seguintes condições de contorno (Kumar et al., 2006):

- 1) As tensões (σ_z e τ_{xz}) na base da camada superior devem ser as mesmas do topo da camada inferior;
- 2) Os deslocamentos das partículas (u e w) na base da camada superior devem ser os mesmos do topo da camada inferior;
- 3) Os deslocamentos das partículas (u e w) devem ser zero em uma profundidade infinita;
- 4) As tensões (σ_z e τ_{xz}) na superfície devem ser iguais a zero.

As considerações acima fazem com que tenhamos um número de equações equivalentes ao número de parâmetros (coeficientes) desconhecidos, ou seja, $4N$. No entanto, a solução para esse conjunto de equações é impossível, pois as equações não são independentes umas das outras, pois isso implicaria que em cada equação tivéssemos os mesmos deslocamentos de partículas e potenciais, o que não é verdade. Ou seja, para encontrarmos as soluções do problema temos que considerar

que uma equação é dependente da outra em um processo recursivo de cálculos. Tomando os deslocamentos das partículas na superfície (u_0 e w_0) como conhecidos, podemos determinar o restante dos parâmetros, logo teremos como tensões, σ_0 e τ_0 . Nas demais camadas teremos u_n , w_n , σ_n e τ_n .

Das equações 9, podemos fazer as seguintes denominações por conveniência matemática:

$$\phi_n^- = A_n e^{-h_n(Z-Z_{n-1})} \quad (10a)$$

$$\phi_n^+ = B_n e^{h_n(Z-Z_{n-1})} \quad (10b)$$

$$\psi_n^- = C_n e^{-k_n(Z-Z_{n-1})} \quad (10c)$$

$$\psi_n^+ = D_n e^{k_n(Z-Z_{n-1})} \quad (10d)$$

Portanto, teremos:

$$\phi_n = (\phi_n^- + \phi_n^+) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (11a)$$

$$\psi_n = (\psi_n^- + \psi_n^+) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (11b)$$

Encontrando-se as funções de deslocamento e tensões em cada camada, a partir das equações 7, 10 e 11, temos:

$$u_n = [\phi_n^+ \psi_n^+ \phi_n^- \psi_n^-]^T \begin{bmatrix} i \frac{\omega}{c} & -k_n & i \frac{\omega}{c} & k_n \end{bmatrix} e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (12a)$$

$$w_n = [\phi_n^+ \psi_n^+ \phi_n^- \psi_n^-]^T \begin{bmatrix} h_n & i \frac{\omega}{c} & -h_n & i \frac{\omega}{c} \end{bmatrix} e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (12b)$$

$$\sigma_n = [\phi_n^+ \psi_n^+ \phi_n^- \psi_n^-]^T \begin{bmatrix} \mu_n l_n & 2i\mu_n k_n \frac{\omega}{c} & \mu_n l_n & -2i\mu_n k_n \frac{\omega}{c} \end{bmatrix} e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (12c)$$

$$\tau_n = [\phi_n^+ \psi_n^+ \phi_n^- \psi_n^-]^T \begin{bmatrix} 2i\mu_n h_n \frac{\omega}{c} & -\mu_n l_n & -2i\mu_n h_n \frac{\omega}{c} & -\mu_n l_n \end{bmatrix} e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (12d)$$

Em que,

$$l_n = 2 \left(\frac{\omega}{c} \right)^2 - \left(\frac{\omega}{\beta_n} \right)^2$$

Definindo os vetores como:

$$S_n(z) = [u_n(z) \ w_n(z) \ \sigma_n(z) \ \tau_n(z)]^T \quad (13a)$$

$$\theta_n(z) = [\phi_n^+ \ \psi_n^+ \ \phi_n^- \ \psi_n^-]^T \quad (13b)$$

Logo, temos a matriz:

$$S_n(z) = \begin{bmatrix} i\frac{\omega}{c} & -k_n & i\frac{\omega}{c} & k_n \\ h_n & i\frac{\omega}{c} & -h_n & i\frac{\omega}{c} \\ \mu_n l_n & 2i\mu_n k_n \frac{\omega}{c} & \mu_n l_n & -2i\mu_n k_n \frac{\omega}{c} \\ 2i\mu_n h_n \frac{\omega}{c} & -\mu_n l_n & -2i\mu_n h_n \frac{\omega}{c} & -\mu_n l_n \end{bmatrix} \theta_n(z) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (14)$$

Que podemos escrever como:

$$S_n(z) = T_n \theta_n(z) e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)} \quad (15)$$

Na qual a relação inversa fica:

$$\theta_n(z) = \frac{T_n^{-1} S_n(z)}{e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)}} \quad (16)$$

Logo, a matriz inversa T_n^{-1} é calculada como:

$$T_n^{-1} = -\frac{\beta_n^2}{2\mu_n h_n k_n \omega^2} \begin{pmatrix} 2i\frac{\omega}{c}\mu_n h_n k_n & \mu_n l_n k_n & h_n k_n & i\frac{\omega}{c}k_n \\ -\mu_n l_n h_n & 2i\frac{\omega}{c}\mu_n h_n k_n & i\frac{\omega}{c}h_n & -h_n k_n \\ 2i\frac{\omega}{c}\mu_n h_n k_n & -\mu_n l_n k_n & h_n k_n & -i\frac{\omega}{c}k_n \\ \mu_n l_n h_n & 2i\frac{\omega}{c}\mu_n h_n k_n & -i\frac{\omega}{c}h_n & -h_n k_n \end{pmatrix} \quad (17)$$

Considerando que exista uma relação exponencial (como por exemplo, na equação 18) entre os potenciais entre as interfaces de duas camadas, a dependência dos potenciais em função de z é descrita pela equação 19 (Strobbia, 2003):

$$\phi_n^+(z + d_n) = e^{h_n d_n} \phi_n^+(z) \quad (18)$$

$$\theta_n(z_n) = E_n \theta_n(z_{n-1}) \quad (19)$$

Em que,

$$E_n = \begin{bmatrix} e^{h_n d_n} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & e^{k_n d_n} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & e^{-h_n d_n} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & e^{-k_n d_n} \end{bmatrix}$$

Baseado nas condições de contorno enumeradas anteriormente temos que:

$$S_n(0) = S_0 \quad (20a)$$

$$S_n(z_n) = S_{n+1}(z_n) \quad (20b)$$

$$\phi_L^+ \simeq \psi_L^+ = 0 \quad (20c)$$

Em que as equações 20a, 20b e 20c representam, respectivamente, a superfície livre de tensões, a continuidade nas interfaces das camadas e potencial zero no infinito.

Essas condições permitem fazermos a seguinte dedução (Kumar et al., 2006)

$$\begin{aligned} S_{n+1}(z_n) &= S_n(z_n) \\ &= T_n \theta_n(z_n) \\ &= T_n E_n \theta_n(z_{n-1}) \\ &= T_n E_n T_n^{-1} S_n(z_{n-1}) \end{aligned} \quad (21)^3$$

³ O termo $e^{i(\omega t - \frac{\omega}{c}x)}$ é omitido, pois ele é sempre cancelado nas substituições alternadas das equações 15 e 16.

Denominando $G_n = T_n E_n T_n^{-1}$, temos:

$$S_{n+1}(z_n) = G_n S_n(z_{n-1}) \quad (22)$$

Assim, podemos verificar que:

$$S_2(z_1) = G_1 S_1(z_0) \quad (23)$$

Ou que:

$$S_3(z_2) = G_2 S_2(z_1) = G_2 G_1 S_1(z_0) \quad (24)$$

Logo, para um meio com n camadas, temos:

$$S_n(z_{n-1}) = G_{n-1} G_{n-2} \dots G_1 S_1(z_0) \quad (25)$$

Similarmente para $\theta_n(z_{n-1})$:

$$\theta_n(z_{n-1}) = T_n^{-1} G_{n-1} G_{n-2} \dots G_1 S_1(z_0) = R S_1(z_0) \quad (26)$$

Em que n é o semiespaço infinito homogêneo do meio e R é uma matriz 4x4 (equação 27).

$$R = \begin{pmatrix} r_{11} & \dots & r_{14} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{41} & \dots & r_{44} \end{pmatrix} \quad (27)$$

Baseado na condição de contorno de que as funções de potencial tendem a zero quando a profundidade tende ao infinito (equação 20c), observamos nas equações 9a e 9b que B_n e D_n devem ser iguais a zero, já que esses termos ajudam a compor as amplitudes das funções potenciais e seus termos exponenciais tendem

a aumentar com o aumento da profundidade. Portanto, particionando a matriz R em uma matriz 2×2 (equação 28), podemos mostrar que:

$$R = \begin{bmatrix} R_{11} & R_{12} \\ R_{21} & R_{22} \end{bmatrix} \quad (28)$$

$$R_{11} \begin{bmatrix} u_0 \\ w_0 \end{bmatrix} + R_{12} \begin{bmatrix} \sigma_o \\ \tau_o \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_N \\ D_N \end{bmatrix} = 0 \quad (29a)$$

$$\begin{bmatrix} u_0 \\ w_0 \end{bmatrix} = -R_{11}^{-1} R_{12} \begin{bmatrix} \sigma_o \\ \tau_o \end{bmatrix} = 0 \quad (29b)$$

$$= \frac{-\bar{\bar{R}}_{11}}{|R_{11}|} R_{12} \begin{bmatrix} \sigma_o \\ \tau_o \end{bmatrix} = \frac{-\bar{\bar{R}}_{11}}{|R_{11}|} R_{12} \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \frac{0}{|R_{11}|}$$

Em que $\bar{\bar{R}}_{11}$ é a matriz adjunta (transposta da matriz de cofatores) de R_{11} , cujo determinante é $|R_{11}|$. Como u_0 e w_0 são diferentes de zero, $|R_{11}|$ deve ser zero para tornar a solução indeterminada e permitir valores diferentes de zero para os deslocamentos das partículas do meio. Portanto, a função secular é dada como:

$$F(c, \omega) = |R_{11}| = 0 \quad (30)$$

Na qual a solução só existe para duplas de c e ω .

2.2.1.1 Determinação da Função Secular do Método das Ondas R

Vimos na seção anterior que a Função Secular referente à modelagem das Ondas R é a determinante da matriz R_{11} , uma submatriz da matriz R . Para resolver essa subdeterminante, Dunkin (1965) sugeriu um método de subdeterminante de segunda ordem para trabalhar com os propagadores inseridos em R ($T_n^{-1} G_{n-1} G_{n-2} \dots G_1$). Segundo o método, para um produto de matrizes ($P = A_1 A_2 \dots A_n$), temos que suas subdeterminantes que envolvem i e j linhas e k e l colunas podem ter a seguinte relação:

$$p_{kl}^{ij} = p_{ik} p_{jl} - p_{il} p_{jk} = a^1 |_{mn}^{ij} a^2 |_{op}^{mn} \dots a^{n-1} |_{uv}^{st} a^n |_{kl}^{uv} \quad (31)$$

Na qual os pares de índices devem ser pares distintos de índices distintos sendo o primeiro menor que o segundo. Logo, podemos escolher um par de índice mn como sendo 12, 13, 14, 23, 24 e 34, ou seja, $m < n$, mas não podemos escolher 12 e 21 ou pares iguais como 22, por exemplo. Aplicando o método na função secular (equação 30), chegamos a:

$$F(c, \omega) = |R_{11}| = r|_{12}^{12} = t^L|_{ab}^{12} g^{L-1}|_{cd}^{ab} \dots g^n|_{ef}^{cd} g^{n-1}|_{gh}^{ef} \dots g^1|_{12}^{gh} \quad (32)$$

Simplificando a notação de camadas, consideraremos agora um modelo de n camadas, sendo n a última camada (semiespaço infinito) e $n - 1, n - 2, \dots, 1$, as demais camadas. Podemos apresentar a equação da função secular como:

$$F(c, \omega) = t^n|_{ab}^{12} g^{n-1}|_{cd}^{ab} \dots g^2|_{ef}^{cd} g^1|_{12}^{ef} \quad (33)$$

Observe que o primeiro ($t^n|_{ab}^{12}$) e o último termo ($g^1|_{12}^{ef}$) da Função Secular são limitados a 6 possibilidades de subdeterminantes com os índices podendo ser 12, 13, 14, 23, 24 e 34, devido a um de seus pares de índices ser fixado em 12. Os demais termos apresentarão um número maior de subdeterminantes, por não possuírem coeficientes fixados a um determinado valor, somando um total de 36 componentes.

Antes de continuarmos, por conveniência de simplificação, utilizaremos a mesma notação matemática adotada por Wathelet (2005) para representar as subdeterminantes da Função Secular:

$$p|_{kl}^{ij} = p_{ijkl} \quad (34)$$

Dessa maneira, apresentaremos a Função Secular na forma matricial, na qual a partir dessa representação determinaremos as equações que servirão para fazer a modelagem das ondas Rayleigh e consequentemente sua implementação computacional:

$$F(k, \omega) = \underbrace{\begin{pmatrix} T_{1212} \\ T_{1213} \\ T_{1214} \\ T_{1223} \\ T_{1224} \\ T_{1234} \end{pmatrix}^T}_{t^n |_{ab}^{12}} \underbrace{\begin{pmatrix} G_{1212} & G_{1213} & G_{1214} & G_{1223} & G_{1224} & G_{1234} \\ G_{1312} & G_{1313} & G_{1314} & G_{1323} & G_{1324} & G_{1334} \\ G_{1412} & G_{1413} & G_{1414} & G_{1423} & G_{1424} & G_{1434} \\ G_{2312} & G_{2313} & G_{2314} & G_{2323} & G_{2324} & G_{2334} \\ G_{2412} & G_{2413} & G_{2414} & G_{2423} & G_{2424} & G_{2434} \\ G_{3412} & G_{3413} & G_{3414} & G_{3423} & G_{3424} & G_{3434} \end{pmatrix}}_{g^{n-1} |_{cd}^{ab}} \dots \underbrace{\begin{pmatrix} G_{1212} \\ G_{1312} \\ G_{1412} \\ G_{2312} \\ G_{2412} \\ G_{3412} \end{pmatrix}}_{g^1 |_{12}^{gh}} \quad (35)$$

Em que os valores de T_{12ab} e G_{abcd} são mostrados no **ANEXO A**. Resolvendo o produto de matrizes entre os dois primeiros termos ($t^n |_{ab}^{12}$ e $g^{n-1} |_{cd}^{ab}$) de $F(c, \omega)$, temos:

$$\begin{aligned} r_{1212} &= T_{1212}G_{1212} + T_{1213}G_{1312} + T_{1214}G_{1412} + T_{1223}G_{2312} + T_{1224}G_{2412} + T_{1234}G_{3412} \\ r_{1213} &= T_{1212}G_{1213} + T_{1213}G_{1313} + T_{1214}G_{1413} + T_{1223}G_{2313} + T_{1224}G_{2413} + T_{1234}G_{3413} \\ r_{1214} &= T_{1212}G_{1214} + T_{1213}G_{1314} + T_{1214}G_{1414} + T_{1223}G_{2314} + T_{1224}G_{2414} + T_{1234}G_{3414} \\ r_{1223} &= T_{1212}G_{1223} + T_{1213}G_{1323} + T_{1214}G_{1423} + T_{1223}G_{2323} + T_{1224}G_{2423} + T_{1234}G_{3423} \\ r_{1224} &= T_{1212}G_{1224} + T_{1213}G_{1324} + T_{1214}G_{1424} + T_{1223}G_{2324} + T_{1224}G_{2424} + T_{1234}G_{3424} \\ r_{1234} &= T_{1212}G_{1234} + T_{1213}G_{1334} + T_{1214}G_{1434} + T_{1223}G_{2334} + T_{1224}G_{2434} + T_{1234}G_{3434} \end{aligned} \quad (36)$$

Sendo $R = [r_{1212} \quad r_{1213} \quad r_{1214} \quad r_{1223} \quad r_{1224} \quad r_{1234}]$.

Agora a função secular ficará:

$$F(c, \omega) = R g^{n-2} |_{cd}^{ab} \dots g^1 |_{12}^{gh} \quad (37)$$

As equações 36 podem ser reescritas de forma que representem cada produto de matrizes da função $F(c, \omega)$, originando equações recursivas para serem implementadas computacionalmente:

$$\begin{aligned}
r_{1212}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1212}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1312}^{(i)} + r_{1214}^{(i-1)} G_{1412}^{(i)} + r_{1223}^{(i-1)} G_{2312}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2412}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3412}^{(i)} \\
r_{1213}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1213}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1313}^{(i)} + r_{1214}^{(i-1)} G_{1413}^{(i)} + r_{1223}^{(i-1)} G_{2313}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2413}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3413}^{(i)} \\
r_{1214}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1214}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1314}^{(i)} + r_{1214}^{(i-1)} G_{1414}^{(i)} + r_{1223}^{(i-1)} G_{2314}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2414}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3414}^{(i)} \\
r_{1223}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1223}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1323}^{(i)} + r_{1214}^{(i-1)} G_{1423}^{(i)} + r_{1223}^{(i-1)} G_{2323}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2423}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3423}^{(i)} \\
r_{1224}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1224}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1324}^{(i)} + r_{1214}^{(i-1)} G_{1424}^{(i)} + r_{1223}^{(i-1)} G_{2324}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2424}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3424}^{(i)} \\
r_{1234}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1234}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1334}^{(i)} + r_{1214}^{(i-1)} G_{1434}^{(i)} + r_{1223}^{(i-1)} G_{2334}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2434}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3434}^{(i)}
\end{aligned} \tag{38}$$

Em que $r_{abcd}^{(i-1)}$ representa o cálculo de R em uma etapa anterior ($i-1$) e $r_{abcd}^{(i)}$ a atualização de R na etapa vigente (i), ou seja, na etapa posterior $r_{abcd}^{(i)}$ se tornará $r_{abcd}^{(i-1)}$. Observe por meio das equações 36 e 38 que na primeira etapa do produto de matrizes temos que $r_{abcd}^{(i-1)} = T_{12ab}$.

É possível verificar que $r_{1214} = r_{1223}$, reduzindo para 5, o número de equações a serem resolvidas que, por fim, são as utilizadas para se fazer a implementação computacional:

$$\begin{aligned}
r_{1212}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1212}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1312}^{(i)} + 2r_{1214}^{(i-1)} G_{1412}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2412}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3412}^{(i)} \\
r_{1213}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1213}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1313}^{(i)} + 2r_{1214}^{(i-1)} G_{1413}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2413}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3413}^{(i)} \\
r_{1214}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1214}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1314}^{(i)} + r_{1214}^{(i-1)} (2G_{1414}^{(i)} - 1) + r_{1224}^{(i-1)} G_{2414}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3414}^{(i)} \\
r_{1224}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1224}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1324}^{(i)} + 2r_{1214}^{(i-1)} G_{1424}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2324}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3424}^{(i)} \\
r_{1234}^{(i)} &= r_{1212}^{(i-1)} G_{1234}^{(i)} + r_{1213}^{(i-1)} G_{1334}^{(i)} + 2r_{1214}^{(i-1)} G_{1434}^{(i)} + r_{1224}^{(i-1)} G_{2334}^{(i)} + r_{1234}^{(i-1)} G_{3434}^{(i)}
\end{aligned} \tag{39}$$

A curva de dispersão teórica é alcançada encontrando os zeros da função secular que é essencial em uma futura inversão de dados. A diferença entre a curva de dispersão real e a teórica origina o que chamamos de função objeto, cujo seu mínimo representa um bom ajuste dos dados teóricos com os reais. Portanto, utilizamos essa função objeto para realizar a inversão de dados, que por ser um procedimento iterativo necessita de um conjunto de valores iniciais para inicializar o algoritmo de inversão.

3 MÉTODOS DE ONDAS SUPERFICIAIS

Os métodos sísmicos de ondas superficiais utilizam as características dispersivas das ondas superficiais em camadas heterogêneas como fundamento físico para estimar as velocidades de ondas S em um meio com distintas camadas geológicas. Esse caráter dispersivo estimulou a criação de métodos com distintos objetos de estudo e distintas metodologias de aquisição, processamento e inversão de dados. As ondas superficiais Love e Rayleigh podem ser utilizadas como objetos de estudo por apresentarem comportamento dispersivo, mas cada uma apresenta descrição física e matemática distinta, o que torna o método de onda superficial escolhido peculiar para cada tipo de onda considerada. As metodologias de registro das ondas superficiais e tratamentos dos dados remete a diferentes métodos de ondas superficiais, como os SASW, MASW e ReMi. Será dado aqui, o aprofundamento teórico e prático aos métodos MASW e ReMi, ambos utilizando as ondas R como ondas superficiais, pois foram os métodos implementados computacionalmente em Matlab e consequentemente utilizados no problema geológico abordado nesse trabalho de Doutorado. A abordagem mais detalhada do método SASW pode ser encontrada nos trabalhos de Nazarian e Stokoe (1984), Nazarian e Desai, (1993), Stokoe II *et al.* (1994), Chaim (1994), Foti (2000) e Strobbia (2003). Já a modelagem das ondas Love e os métodos que empregam essas ondas podem ser encontrados nos trabalhos de Richart et al. (1970), Glangeaud et al. (1999), Strobbia (2005) e Whathelet (2005).

Os procedimentos necessários para que os métodos MASW e ReMi sejam utilizados se resumem em adquirir um conjunto de dados em campo, fazer o seu processamento e invertê-lo.

3.1 Aquisição de dados

Em um levantamento MASW são utilizados 12 ou mais receptores alinhados para o registro das ondas R originadas por uma fonte posicionada em um determinado offset mínimo (Figura 8). A escolha do offset mínimo e máximo é realizada baseada em dois fenômenos físicos que devem ser evitados: o **efeito de campo próximo** (*near offset*) e o **efeito de campo remoto** (*far offset*).

Figura 8 – Arranjo sísmico linear com geofones de baixa frequência.

O efeito de campo próximo ocorre devido ao comportamento cilíndrico mais acentuado das frentes de ondas R nos instantes iniciais de sua propagação que é amenizado com o aumento da distância entre a frente de onda e a fonte, tornando a propagação das ondas mais próxima de uma onda planar. Portanto, após uma determinada distância (x_1), as ondas R passam a ter um comportamento considerado planar e o efeito indesejável de campo próximo é cessado. Segundo Stokoe II et al. (1994) essa distância depende do maior comprimento de onda (λ_{max}) que se deseja registrar e é dada pela relação 40, ou seja, o offset mínimo a ser escolhido deve ser maior ou igual à metade do comprimento de onda que se pretende registrar.

$$x_1 \geq 0,5\lambda_{max} \quad (40)$$

Como é comum considerar que a profundidade máxima de investigação (Z_{max}) é aproximadamente igual à metade do maior comprimento de onda (λ_{max}) registrado (Rix and Leipski, 1991), a expressão 40 pode ser reescrita como a expressão 41, o que facilita a escolha do offset mínimo baseada na profundidade de investigação desejada.

$$x_1 \geq Z_{max} \quad (41)$$

Já segundo estudos de Abbis (1981), a profundidade máxima de penetração de cada componente de onda de uma onda cisalhante é estimada entre 1/3 e 1/2 de

seu comprimento de onda, como pode ser observado na equação 42, em que o fator P se encontraria entre $1/3$ e $1/2$. Ou seja, em uma curva de dispersão, o maior comprimento de onda indica uma estimativa da maior profundidade de investigação, sendo necessária a conversão da velocidade de fase para a velocidade de onda S para realizar essa estimativa.

$$Z_{max} = P\lambda_{max} \quad (42)$$

A escolha da distância x_1 é limitada pelo efeito de campo remoto que se manifesta com maior intensidade em grandes distâncias. O efeito é ocasionado pela atenuação mais efetiva das componentes de ondas de maior frequência das ondas superficiais, ou seja, as amplitudes das componentes de ondas de maior frequência tendem a se atenuar mais rapidamente com o aumento da distância, o que dificulta as distinções dessas componentes na análise espectral, já que suas baixas amplitudes não apresentam contrastes com as amplitudes das ondas de corpo.

Como no efeito de campo remoto as componentes de ondas de maiores frequências tendem a ser filtradas, a exploração em subsuperfície das profundidades mais rasas será prejudicada e a espessura da camada mais superficial (H_1) será limitada pela componente de onda de maior frequência (λ_{min}) que não foi filtrada (Stokoe II et al., 1994). Essa dependência pode ser descrita pela relação 43 como uma primeira aproximação de quanto o efeito de campo remoto está interferindo nas profundidades de investigação desejadas.

$$H_1 \geq 0,5\lambda_{min} \quad (43)$$

Para estimar uma espessura de camada mais superficial (menor que H_1) deve-se diminuir a distância do offset mínimo para que possam ser medidas as componentes de ondas com maiores frequências que deixarão de sofrer o efeito de filtragem. No entanto, diminuindo a distância do offset mínimo, o efeito de campo próximo pode prejudicar os registros.

Com um arranjo semelhante ao utilizado no método MASW, mas sem a presença de fonte sísmica controlada em uma de suas extremidades, o método ReMi

utiliza o “ruído” externo ocasionado por carros, caminhões, trens e até mesmo de microterremotos, tornando o levantamento sísmico mais prático por aproveitar os sinais sísmicos já existentes no local de estudo. Como os ruídos são gerados ao redor do arranjo sísmico, seus registros são realizados em diferentes direções, ou seja, as frentes de ondas das fontes sísmicas passivas originadas em distintos pontos espaciais chega aos receptores com diferentes angulações (θ)(Figura 9).

Figura 9 – Esquematização das disposições das frentes de ondas sísmicas (vermelho) em relação ao arranjo sísmico de geofones (azul).

A utilização do ruído ambiente como fonte sísmica ao redor do arranjo implica em uma praticidade maior na utilização do arranjo sísmico, mas também implica em uma complexidade maior na etapa de processamento de dados, já que várias frentes de ondas registradas em diferentes angulações com velocidade real V_r serão registradas com diferentes velocidades aparentes (V_a) e a velocidade real deve ser identificada e separada na etapa de processamento.

A frente de onda que será registrada como velocidade real se caracteriza por ser aquela que é perpendicular ao arranjo de geofones ($\theta = 0$), ou seja, simulando a sua geração por uma fonte sísmica ativa posicionada em uma das extremidades do arranjo. Dessa forma, a velocidade aparente (V_a) registrada pelos geofones é igual a própria velocidade da frente de onda (V_r). As demais frentes de ondas com incidência

oblíqua ao arranjo de geofones ocasionarão velocidades aparentes maiores registradas pelos geofones, seguindo a equação 44, cuja interpretação geométrica pode ser visualizada na Figura 9.

$$V_a = \frac{V_r}{\cos\theta} \quad (44)$$

Note que quando o ângulo θ tende para 90° , $\cos\theta$ tende a zero e a velocidade aparente tende ao infinito. Já quando o ângulo θ tende para 0° , $\cos\theta$ tende para 1 e a velocidade aparente tende a se igualar com a velocidade da frente de onda. Portanto, os eventos com menores velocidades aparentes representam as verdadeiras velocidades das frentes de ondas e podem ser identificados na etapa de processamento pelas suas baixas velocidades.

3.1.1 Fontes sísmicas

Antes de serem registradas, as ondas R precisam ser geradas e para isso são empregadas as fontes sísmicas. Elas têm por objetivo gerar um pacote de ondas que se propagará em subsuperfície carregando informações das diversas camadas em profundidade.

Segundo Kearey et al., 2009, as fontes sísmicas devem possuir energia suficiente no mais amplo intervalo de frequências possível e ter boa reprodutibilidade. No método de ondas superficiais, o intervalo de frequências gerados por uma fonte sísmica tem uma importância fundamental na aquisição de dados não só pela resolução do sinal, mas também por estar diretamente ligado ao intervalo de profundidade de investigação que será possível explorar. A profundidade de investigação também é influenciada pela energia do pacote de ondas que decai quanto maior a distância de sua propagação devido à atenuação geométrica dos diferentes tipos de ondas sísmicas presentes no pacote de ondas e devido à atenuação provocada pelo meio à passagem das ondas. Além disso, a energia gerada pela fonte interfere na relação sinal/ruído (S/R), em que a energia do ruído externo à fonte perde o destaque quanto maior a energia da fonte.

No entanto, não existe uma fonte sísmica que gere uma gama completa de frequências de interesse e por isso elas devem ser escolhidas de acordo com o

método sísmico adotado, a resolução pretendida e o interesse em se explorar camadas mais rasas ou profundas. A Figura 10 menciona alguns tipos de fontes sísmicas e em que intervalo de frequências elas geram um pacote de ondas sísmicas.

Figura 10 – Tipos distintos de fontes sísmicas e seus intervalos de frequências (Kearey et al., 2009).

As fontes sísmicas podem ser classificadas como impulsivas ou de vibração. Na primeira, um pulso sísmico é gerado por uma repentina liberação de energia em um ponto no espaço. Essa energia pode ser gerada por uma marreta, queda de peso, explosivo, *buffalo gun*, etc.. A relação S/R dos dados adquiridos pode ser melhorada por meio da repetibilidade do ensaio sísmico, em que os dados devem ser empilhados. Já as fontes de vibração, imprimem ao solo uma vibração de longa duração com frequências variáveis e que por meio do conhecimento do sinal de varredura da fonte (assinatura da fonte), realiza-se sua correlação cruzada com os registros de campo originando o sismograma a ser processado. Como exemplos de fontes de vibração, temos as fontes *vibroseis* e *mini-sosie* (Kearey et al., 2009, Strobbia, 2003).

Temos ainda um tipo de fonte sísmica mencionada nos parágrafos anteriores como ruído. Nos métodos de ondas superficiais, o ruído externo ao arranjo sísmico gerado em 360° pode ser utilizado como fonte sísmica (Foti, 2000, Louie, 2001, Park et al., 2004). Essa fonte advinda de ruído urbano, microterremotos ou de qualquer outra origem, pode servir como fonte de dados, desde que seja um bom sinal sísmico e que seja processada de maneira adequada na etapa posterior à aquisição dos dados.

3.1.2 Geofones

Os sensores normalmente empregados para o registro da passagem das ondas R são os geofones. Eles são utilizados em conjuntos (2 ou mais) e espaçados entre si para que ao registrar as vibrações geradas por uma fonte sísmica o processamento de seus registros forneça as diferenças de fase presentes entre os sinais em posições distintas, o que permitirá calcular a velocidade de fase de cada componente de onda na frequência considerada.

Os geofones são limitados a realizar o registro das ondas sísmicas em um determinado intervalo de frequência, no qual sua resposta é mais intensa a partir de sua frequência de ressonância e enfraquece ao se afastar desse valor, principalmente nas frequências inferiores. Os diferentes tipos de geofones encontrados no mercado são caracterizados principalmente pela diferença entre suas frequências de ressonância e são utilizados de acordo com o interesse em registrar altas ou baixas frequências, obviamente considerando a gama de frequências gerada pela fonte sísmica. Os geofones mais comuns de serem encontrados são os que se situam entre as frequências de ressonância 4 e 15 Hz, em que são empregados na maior parte dos levantamentos sísmicos de reflexão comerciais (Kearey et al., 2009).

Nos métodos de ondas superficiais, a frequência de ressonância dos geofones tem um papel fundamental na profundidade de exploração. Como as frequências das componentes de onda R atingem profundidades distintas, a escolha da frequência de ressonância dos geofones terá como consequência o registro das componentes de onda referentes às profundidades desejadas. Portanto, quanto menor a frequência de ressonância escolhida, maior será a tendência em se explorar profundidades maiores. Nos ensaios de ondas superficiais, os geofones de 4,5 Hz são os utilizados com maior frequência.

Os geofones podem também ser classificados em termos de sua orientação espacial. Os mais comuns são os de componente vertical, ou seja, medem a vibração do terreno na vertical e podem ser utilizados para registrar a passagem das ondas de corpo e ondas R. Esse tipo de geofone não faz a leitura das ondas Love, pois essas provocam a vibração do terreno na horizontal e portanto, devem ser utilizados geofones de componente horizontal para fazer sua leitura, como os geofones SWYPHONE®, desenvolvidos por Sambuelli et al. (2001) (Figura 11).

Figura 11 – Exemplos de geofones utilizados em aquisições sísmicas para o registro de ondas verticais (1) e horizontais (2) (Lopes, 2005).

3.1.3 Ruídos

Ruído é toda interferência que afeta negativamente os dados geofísicos adquiridos em campo. Ele pode ser classificado como ruído aleatório ou ruído coerente, interferindo de maneiras distintas no sinal adquirido.

Nos métodos sísmicos, os ruídos aleatórios têm origem externa à geração de ondas pela fonte sísmica e possuem um comportamento aleatório na repetibilidade das aquisições, ou seja, eles interferirão os dados adquiridos de forma diferente a cada repetição da aquisição de dados. Esse tipo de ruído pode ser facilmente amenizado empilhando os diferentes dados adquiridos em campo para uma mesma geometria de aquisição. Durante o empilhamento, as informações intrínsecas a fonte sísmica estarão na mesma fase e suas amplitudes serão amplificadas, o que não ocorrerá com os ruídos que por serem aleatórios não estarão na mesma fase e consequentemente tenderão a se atenuar em relação ao sinal de interesse (Figura 12), ou seja, o empilhamento terá como consequência um aumento da relação S/R. Esse aumento é dado em função do número de dados empilhados (n) em um fator de $\sqrt{n}$ (Strobbia, 2003, Lowrie, 2007). Esse número de empilhamento deve ser escolhido em campo, já que ele depende da intensidade dos ruídos ao redor da geometria de aquisição e como normalmente os equipamentos de sísmica permitem a observação dos dados após o acionamento da fonte sísmica e permitem também o próprio empilhamento, o operador do equipamento fica ciente da intensidade dos ruídos aleatórios e durante o empilhamento ele verifica quando os dados apresentam a qualidade desejada.

Figura 12 – Durante o empilhamento, as informações intrínsecas à fonte estarão em fase e o sinal é amplificado (a), já os ruídos aleatórios apresentando diferença de fase terão seu sinal empilhado atenuado (b) em relação à informação amplificada. Adaptado de Strobbia, 2003.

Os ruídos coerentes estão dentro do sistema de medição, ou seja, são gerados pela fonte sísmica junto com as informações de interesse e não podem ser atenuados por empilhamento como no caso dos ruídos aleatórios, pois nesse caso a relação S/R não se altera com o aumento do empilhamento. Esses ruídos se relacionam a outros eventos sísmicos que não são de interesse e dependem obviamente do método que está sendo empregado. Lowrie, 2007, cita as ondas R como uma fonte de ruído coerente, pois ele está considerando a utilização do método sísmico de reflexão. No caso de alguns métodos de ondas superficiais, as ondas R são a fonte de informação e as ondas de corpo podem ser consideradas como ruídos coerentes, bem como as ondas sonoras, a reflexão de ondas superficiais em descontinuidades laterais, os efeitos de campo próximo e remoto, etc. (Strobbia, 2003, Lopes, 2005). Podemos considerar ainda, os modos superiores da curva de dispersão como ruídos coerentes, desde que estes não sejam utilizados no processo de inversão de dados como observado em Gabriels et al., 1987 e Pei, et al., 2005. Eles podem atrapalhar muito na identificação do modo fundamental, pois em alguns casos partes de suas curvas se sobrepõem com partes da curva do modo fundamental.

Alguns processos de filtragem podem ser empregados para eliminar diversos tipos de ruídos coerentes. Esses filtros podem ser os de passa banda 1D em função da frequência (f), número de onda (k) ou velocidade (v), ou 2D em função de f - k , f - v ou v - k (Figura 13).

Figura 13 - Funções para diferentes tipos de filtros: (a) frequência, (b) número de onda, (c) velocidade, (d) f - v , (e) f - k , (f) v - k (Buttkus⁴, 2000, apud Strobbia, 2003, p. 102).

Para a utilização dos filtros, é necessário que se conheça bem o ruído que se pretende eliminar, ou seja, conhecer as características físicas próprias do evento, como faixas de frequência, velocidade e número de onda. Identificando essas características, o filtro pode ser montado e aplicado de forma a garantir que os dados de interesse não sejam afetados pela filtragem.

3.1.4 Parâmetros de aquisição

Durante a aquisição de dados alguns parâmetros devem ser escolhidos para a montagem do arranjo sísmico de modo a manter a melhor qualidade dos dados possível. A escolha inadequada dos parâmetros do arranjo sísmico pode ter como consequência distorções e falseamentos das informações contidas nos dados adquiridos.

Os parâmetros de medida a serem escolhidos em um levantamento MASW são: afastamentos (offsets) mínimo e máximo, intervalo de amostragem, tempo de aquisição (janela temporal), distância entre geofones (espaço amostral) e número de geofones com consequência no tamanho do arranjo (janela espacial). No ReMi, os parâmetros são os mesmos, com exceção dos offsets, já que a fonte sísmica considerada nesse método é o “ruído” sísmico do ambiente.

Os offsets mínimo e máximo devem ser escolhidos de tal forma a evitar os efeitos de campo próximo e campo remoto. Como foi visto na seção 3.1, esses valores

⁴ Buttkus, B. Spectral analysis and filter theory in applied geophysics. Springer, Berlin, 2000. 667 pp.

devem ser escolhidos de acordo com as frequências de interesse, ligadas às profundidades de investigação. Deve-se ficar atento que essas frequências são limitadas à fonte sísmica e aos geofones empregados no arranjo sísmico (vide seções 3.1.1 e 3.1.2) e não à disposição dos elementos contidos no arranjo. Como pode ser visto na Figura 14, no registro sísmico, os efeitos de campo próximo se manifestam como atrasos nas fases dos eventos de baixa frequência e os efeitos de campo remoto provocam uma filtragem dos eventos de alta frequência, alterando a velocidade do pacote de ondas (diferentes inclinações do mesmo evento) na medida em que o offset aumenta (Park et al., 1999).

Figura 14 - Exemplo de dados de campo com diferentes qualidades em registros de ground roll obtidos usando Vibroseis. Em (a), a aquisição foi realizada visando eliminar os efeitos de campo próximo e remoto e apresentam consequentemente boa coerência entre os traços. Já em (b) o efeito de campo próximo é observado pela falta de coerência dos eventos entre os diferentes traços e em (c) constata-se o efeito de campo remoto devido a variação da inclinação dos eventos com o aumento do offset (adaptado de Park et al., 1999).

O intervalo de amostragem (dt) e tempo de aquisição (t) influenciam, respectivamente, na janela de frequência (f) e na frequência amostral (df) dos dados adquiridos. Quanto menor o intervalo de amostragem maior será a janela de frequência e quanto maior o tempo de aquisição, menor será a frequência amostral. Esses valores devem ser escolhidos de maneira a contemplar um intervalo de frequência desejável para se trabalhar posteriormente no processamento de dados e para uma melhor resolução dos dados no domínio da frequência. A escolha do valor do intervalo de amostragem deve considerar ainda o teorema de Nyquist visando evitar o falseamento dos dados (equação 45), ou seja, não haverá falseamento caso a maior frequência amostrada de um sinal qualquer (f_a) seja menor do que a metade da frequência referente ao intervalo de amostragem dos dados (f_c) (Brigham, 1974). Na Figura 15, observa-se a transformada de Fourier do domínio do tempo para o domínio da frequência de um traço sísmico adquirido com tempo de aquisição igual a 16s e intervalo de amostragem igual a 4ms.

$$f_a < \frac{f_c}{2} \quad (45)$$

Figura 15 - Transformada de Fourier aplicada a um traço sísmico do domínio do tempo (a) para o domínio da frequência (b).

Como era de se esperar, a frequência amostral na Figura 15b é igual a 0,0625 Hz e a janela de frequência tem intervalo de 250 Hz, em que os valores negativos podem ser desprezados, já que fisicamente não existem frequências temporais negativas. Segundo o Teorema de Nyquist, para evitar falseamentos, devemos considerar os valores de frequência abaixo de 125Hz. Note que esses valores

representam uma boa resolução dos dados e uma grande janela de frequência para os métodos de ondas superficiais. Portanto, o intervalo de amostragem e tempo de aquisição não são um grande problema para os métodos de ondas superficiais, pois os equipamentos sísmicos conseguem trabalhar com valores desejáveis para esses parâmetros.

Ao contrário dos parâmetros temporais, os parâmetros espaciais apresentam uma limitação bem mais acentuada, já que estes dependem do número de sensores do equipamento sísmico e da atenuação da energia das ondas geradas pela fonte em função da distância de propagação. Quanto menor o intervalo entre geofones (espaço amostral), maior será a janela do número de ondas, ou seja, serão registrados comprimentos de ondas cada vez menores. Já o tamanho do arranjo de geofones (janela espacial) tem como consequência uma resolução melhor no domínio do número de ondas. Logo, quanto maior o número de geofones, melhor será a aquisição de dados, em que pode-se aumentar o tamanho do arranjo ou diminuir a distância entre geofones. Assim como nos parâmetros temporais, nos espaciais também devemos considerar o teorema de Nyquist para evitar falseamentos, em que um número de onda amostrado de um sinal qualquer (f_a) deve ser menor do que a metade do número de onda referente ao intervalo espacial entre geofones (f_c) respeitando também a equação 45.

Na Figura 16, observa-se a transformada de Fourier na direção espacial dos pontos no tempo 1s de 48 traços com intervalos de 2m (arranjo de 94 m).

Figura 16 – Transformada de Fourier aplicada a um conjunto de traços sísmicos no tempo 1s do domínio da distância (a) para o domínio do número de onda (b).

Ao realizar a transformada de Fourier (Figura 16b), nota-se que a janela do número de onda se estende a 0,5/m e a resolução é igual a aproximadamente 0,01/m, em que pelo Teorema de Nyquist, para evitar falseamentos, devemos considerar os valores de número de onda abaixo de 0,25/m. Observe que esse valor é crítico, pois informa que somente os valores de comprimentos de onda maiores que 4m serão registrados sem que ocorra falseamento. Esse valor poderia ser melhorado diminuindo o intervalo espacial entre geofones, porém deve-se ter em mente que a resolução no domínio do número de ondas pioraria.

3.2 Processamento de dados

Os dados adquiridos em campo são apresentados em um sismograma ($x-t$), como nos métodos de refração e reflexão, no qual a etapa de processamento se inicia. Com o intuito de separar as ondas R das demais, diferentes métodos de processamento podem ser empregados com a utilização ou não de normalizações que tem por finalidade o destaque das ondas R, principalmente nas baixas frequências. Neste capítulo, serão abordados os três métodos disponíveis a serem aplicados no sismograma $x-t$: transformada $f-k$, transformada $\rho-\tau$ e diferença de fase (*phase shift*).

3.2.1 Transformada de Fourier em 2 Dimensões ($f-k$)

Algumas informações, como frequência, número de onda e amplitude de cada componente de onda das ondas R são inviáveis de se obter visualizando apenas o sismograma. Essas informações são importantes para a geração da curva de dispersão experimental e podem ser determinadas pela Transformada de Fourier.

A Transformada de Fourier é uma operação matemática amplamente utilizada no processamento de sinais geofísicos, pois permite decompor um sinal em suas componentes elementares seno e cosseno. Por meio dessa decomposição é possível obter informações de frequência, número de onda, amplitude e fase de onda de cada componente elementar. Essa distinção de cada componente permite, por exemplo, a criação de filtros de frequência para serem aplicados no processamento de sinal, bem

como a obtenção das informações de frequência, número de onda e amplitude de cada componente de onda das ondas superficiais.

Nos métodos que utilizam as ondas R, a Transformada de Fourier deve ser aplicada no sismograma em duas dimensões, transformando os domínios de tempo (t) e espaço (x), em respectivamente, frequência (f) e número de onda (k). Como os dados adquiridos em campo são discretos, a transformada de Fourier aplicada também deve ser discreta, como pode ser visto na equação 46 (Neto,1999), respeitando o Teorema de Nyquist (equação 45) para não haver falseamento dos dados.

$$F(k, f) = \sum_{u=0}^{M-1} \sum_{v=0}^{N-1} f(x, t) e^{j2\pi(\frac{ux}{M} + \frac{vt}{N})} \quad (46)$$

Em que M e N são as quantidades de amostras nas duas dimensões da transformada.

O gráfico gerado pela Transformada de Fourier em duas dimensões é denominado de espectro f - k . No espectro f - k temos as informações de amplitude de todas as ondas registradas em função de suas frequências e números de onda (Figura 17). Nos eixos da frequência e número de onda podem constar valores positivos e negativos. No caso da frequência, não se costuma utilizar os valores negativos pela ausência de significado físico associado aos dados sísmicos. No entanto, os valores negativos do eixo do número de onda representam as velocidades negativas das frentes de ondas que viajam no sentido do último ao primeiro geofone (Figura 18). Veremos mais adiante que esses valores podem ser úteis no método ReMi.

Figura 17 – Exemplo de espectro f - k utilizado para identificar os eventos de alta amplitude estudados pelos métodos de ondas superficiais.

Além dos valores das velocidades negativas, na região dos valores de número de ondas negativos observa-se os falseamentos dos eventos das velocidades positivas, como pode ser observado em torno de 60 Hz na Figura 17. No método MASW, as velocidades positivas prevalecem devido a presença de fonte sísmica controlada em uma das extremidades do arranjo sísmico. Dessa forma, a janela dos números de onda negativos é transladada para a frente da janela dos números de onda positivos para que os eventos falseados possam ser aproveitados (Figura 18).

Figura 18 - Espectro f - k com os valores negativos dos números de ondas transla-
dados para a frente da frequência de Nyquist.

É interessante amostrarmos os dados acima da frequência de Nyquist, na direção espacial, pois em diversas circunstâncias podemos utilizar a tendência dos eventos de alta amplitude para selecionarmos seus pontos na região de falseamento. Na Figura 19, a transformada de Fourier em duas dimensões foi aplicada em um conjunto de traços sísmicos (sismograma) com distância entre traços de 4 m, em que, a partir de 0,125/m (linha tracejada vermelha), os dados apresentam falseamento, segundo o Teorema de Nyquist. No entanto, o evento de alta amplitude segue uma tendência sem mudança brusca do número de onda após a frequência espacial de Nyquist. Logo, podemos utilizar os dados dessa região como extensão da curva de dispersão nas altas frequências. Na mesma figura, podemos observar dois exemplos de falseamento de um mesmo evento na direção espacial nos baixos valores do número de onda, entre 40 e 50 Hz e entre 80 e 90 Hz, no qual os números de onda do evento sofreram uma mudança brusca para baixos valores. Note que esses

falseamentos seriam uma extensão da região de alta amplitude acima do número de onda 0,25/m e 0,5/m, respectivamente, por volta de 40 e 80 Hz, ou seja, está sendo amostrado como regiões de grandes comprimentos de onda (baixos valores do número de onda) quando na verdade se trata de regiões de pequenos comprimentos de onda (altos valores do número de onda) quando na verdade se trata de regiões de pequenos comprimentos de ondas que foram falseadas.

Figura 19 – Espectro $f-k$ de um conjunto de traços sísmicos referente a um arranjo sísmico com 4 m de distância entre os geofones. Essa distância interfere diretamente no tamanho da janela do número de ondas.

Como foi discutido na seção 3.1.4, podemos reduzir a distância entre os geofones e dessa forma amenizar os efeitos de falseamento. Na Figura 20, a transformada de Fourier em duas dimensões foi aplicada com os mesmos parâmetros de aquisição e no mesmo local dos dados da Figura 19, mas com distância entre traços diminuída para 2 m, em que, a partir de 0,25/m (linha tracejada vermelha), os dados apresentam falseamento segundo o Teorema de Nyquist. Note primeiramente que os dados falseados entre 0,125 e 0,25/m na Figura 19, já não são mais nos dados

da Figura 20, no qual o falseamento segundo o teorema de Nyquist se inicia em 0,25/m. Isso comprova que ao seguirmos a tendência do evento de alta amplitude para a região acima da frequência de Nyquist, ainda podemos extrair informações do gráfico, já que as informações do evento de alta amplitude na região de falseamento da Figura 19 estão de acordo com a mesma região de frequência espacial da Figura 20, mas agora sem falseamento. Além disso, acima dessa frequência espacial, o evento de alta amplitude não sofre o deslocamento abrupto para baixos valores do número de onda e os pontos nessa região de falseamento podem ser escolhidos. O número de falseamentos que comprometem o processamento dos dados também diminui e somente um falseamento desse evento de alta amplitude é observado, entre 80 e 90 Hz.

Figura 20 - Espectro f - k de um conjunto de traços sísmicos referente a um arranjo sísmico com 2m de distância entre geofones. A diminuição desse parâmetro aumenta o tamanho da janela do número de ondas.

As componentes das ondas R são facilmente identificadas no espectro $f-k$ devido às suas altas amplitudes, o que as destacam em relação às ondas de corpo, sendo possível identificá-las por meio das altas amplitudes de seus modos de propagação (Figura 21).

Figura 21 – Espectro de amplitude $f-k$, onde os máximos energéticos (alta amplitude) que caracterizam as ondas Rayleigh são identificados pelas linhas brancas (adaptado de Lopes et al., 2003).

Na Figura 21 notam-se quatro linhas brancas representando as ondas R, isso se deve à natureza modal dessas ondas em meio heterogêneo, ou seja, para uma mesma frequência coexistem múltiplos comprimentos de ondas, consequência das múltiplas velocidades de fase ocasionadas pelo meio heterogêneo. A linha branca destacando as maiores amplitudes (em vermelho) representa o modo fundamental e por ter um maior destaque e abranger os maiores comprimentos de onda (maior profundidade explorada) que os demais modos, é geralmente selecionada e utilizada nas posteriores etapas de processamento.

A próxima etapa do processamento $f-k$ é obter a curva de dispersão, em que será gerado o gráfico da velocidade de fase em função da frequência. Essa curva é gerada a partir da identificação dos pontos referentes ao modo fundamental no espectro de amplitude (Figura 21), e por meio da equação 47 (na qual v é a velocidade de fase, ω é a frequência angular, $\omega = 2\pi f$, e k o número de onda), que é o

desenvolvimento da equação fundamental 5, é gerada a curva de dispersão dos pontos selecionados.

$$v = \frac{\omega}{k} \quad (47)$$

3.2.2 Processamento pela Transformada ρ - τ

A transformada ρ - τ foi descrita em detalhes por McMechan and Ottolini (1980) e em trabalho posterior foi aplicada em ondas dispersivas (McMechan and Yedlin, 1981) evidenciando um grande potencial na sua aplicação em ondas superficiais, como no trabalho de Louie (2001) que a empregou na etapa de processamento do método ReMi.

A transformada consiste de um empilhamento das amplitudes em um sismograma (x - t) em diferentes ângulos (inverso da velocidade aparente (ρ)) e que cruzam o eixo do tempo (τ) em diferentes pontos resultando em um gráfico de tempo (τ) em função do inverso da velocidade aparente (ρ), como pode ser visto na Figura 22.

Figura 22 – Esquematização da transformada ρ - τ aplicada a um sismograma x - t .

Matematicamente, a transformada ρ - τ pode ser representada pela integral da equação 48 realizada entre os limites x_0 (primeiro traço) e x_f (último traço), em que $t = \tau + \rho x$.

$$A(\rho, \tau) = \int_{x_0}^{x_f} A(x, t) dx \quad (48)$$

Como o sismograma a ser processado apresenta valores discretos nas direções espacial e temporal, a transformada ρ - τ pode ser representada por um somatório (equação 49) em um sismograma com N traços, em que $jdx = x$ e $idt = \tau + \rho x$, ou seja, os valores de τ e ρ são fixados pelo usuário e a amplitude em cada traço é computada para uma combinação desses dois parâmetros, amplitude essa que será somada com as dos demais $N-1$ traços estimadas com a mesma combinação desses parâmetros (τ e ρ), mas com x modificado. Os valores de τ podem se equivaler aos valores de t do sismograma com intervalo de amostragem igual a dt . Já os valores de ρ podem ser escolhidos dentro de uma janela segura entre 0,0005 s/m (2000 m/s) e 0,02 s/m (50 m/s), mas esses valores podem ser modificados de acordo com o conhecimento geológico da região de estudo e um intervalo mais curto pode ser suficiente para englobar a curva de dispersão desejada. Louie (2001) sugere que os valores simétricos negativos de ρ também sejam escolhidos aproveitando o registro das ondas que viajam no sentido contrário do arranjo sísmico. Dessa maneira, as amplitudes de ρ e $-\rho$ podem ser empilhadas resultando em uma curva ρ - τ mais robusta.

$$A(\rho, \tau) = \sum_{j=0}^{N-1} A(jdx, idt) \quad (49)$$

Após a determinação da transformada ρ - τ (Figura 23b) por meio do sismograma x - t (Figura 23a), a curva de dispersão é gerada quando a Transformada de Fourier é aplicada na direção de τ transformando ρ - τ em ρ - f (Figura 23c), cujo valor de ρ pode ser convertido para velocidade de fase aparente (v) (Figura 23d).

Figura 23 - Etapas do processamento ρ - τ . a) Sismograma gerado a partir dos dados de campo, b) transformada ρ - τ , c) transformada de Fourier no domínio do tempo para gerar ρ - f e c) conversão de ρ em v para gerar a curva de dispersão v - f .

Devido aos efeitos de atenuação geométrica, as amplitudes nas baixas frequências da curva de dispersão podem ser ocultadas devido às altas amplitudes presentes nas altas frequências. Para destacar essas informações ocultas o uso da normalização pode ser empregado, como a normalização ($S(\rho, f)$) representada pela equação 50, em que $A(idp, f)$ é a amplitude de cada $\rho(idp)$ na frequência f e $A_M(p, f)$ é a maior amplitude da frequência f . Ao normalizar cada frequência individualmente a informação do evento dispersivo de baixa amplitude é intensificada no contexto geral da curva de dispersão.

$$S(\rho, f) = \frac{A(idp, f)}{A_M(p, f)} \quad (50)$$

No entanto, o uso da normalização deve ser realizado com cautela, pois na ausência de informação o ruído pode ser destacado e confundido com uma suposta informação das ondas superficiais.

3.2.3 Processamento pela Diferença de fase

O desenvolvimento do procedimento de transformação por diferença de fase foi desenvolvida por Park et al, 1998, e consiste de uma Transformada de Fourier aplicada na direção do tempo seguida por um empilhamento dos dados no domínio ω - x (frequência angular-offset) na direção de x , resultando no domínio ω - ϕ (frequência angular- fase), cujo valor de ϕ pode ser convertido em velocidade de fase (c).

A transformada de Fourier aplicada no domínio x - t resulta no domínio ω - x , como observado na equação 51, em que $U(x, \omega)$ pode também ser representado pela multiplicação das componentes $P(x, \omega)$ (espectro de fase) e $A(x, \omega)$ (espectro de amplitude) (equação 52). $P(x, \omega)$ guarda as informações sobre as propriedades de dispersão das ondas sísmicas e $A(x, \omega)$ guarda outras informações, como atenuação das ondas sísmicas e divergência esférica. Como a informação de interesse é a dispersão das ondas R, $U(x, \omega)$ pode ser normalizado, eliminando as informações de amplitude e mantendo as informações de fase (equação 53).

$$U(x, \omega) = \int u(x, t) e^{i\omega t} dt \quad (51)$$

$$U(x, \omega) = P(x, \omega) A(x, \omega) \quad (52)$$

$$N(x, \omega) = \frac{U(x, \omega)}{|U(x, \omega)|} \quad (53)$$

Empilhando os dados na direção de x , como na equação 54, obtém-se as amplitudes referentes ao par de parâmetros ω - ϕ , em que ϕ pode ser convertido em velocidade de fase pela expressão $\phi = \omega/c$.

$$V(\omega, \phi) = \int e^{i\phi x} N(x, \omega) dx \quad (54)$$

O processamento é realizado sob dados discretos e a equação 54 pode ser representada pela equação 55 com a fase (ϕ) convertida em velocidade de fase (c), na qual n é o número total de traços e a equação é aplicada para cada valor de ω .

$$V(\omega, c) = \sum_{j=1}^n e^{\frac{i\omega x_j}{c}} N(x_j, \omega) \quad (55)$$

Os valores da velocidade de fase devem ser escolhidos pelo usuário podendo seguir os mesmos critérios descritos no capítulo anterior sobre processamento pela transformada ρ - τ .

O processamento realizado pela diferença de fase pode ser aplicado em sismogramas com dois traços ou mais e o aumento do número de traços tende a deixar os picos de máximo das amplitudes em $V(\omega, c)$ mais definidos como pode ser visto no gráfico da Figura 24, no qual a função $V(\omega, c)$ é plotada para diferentes números de traços do sismograma somente na frequência de 20 Hz e os picos referentes as velocidades de fase da curva de dispersão nesta frequência podem ser comparados para cada número de traços considerado.

Figura 24 – Aplicação da equação 55 no sismograma em (a) para a frequência de 20 Hz, considerando diferentes números de traços para determinar o pico de amplitude do modo fundamental (M0) em 140 m/s resultando em diferentes níveis de precisão (b) (Adaptado de Park (2011)).

Ao aplicar esse procedimento a todas as frequências de interesse, todas as suas velocidades de fase do modo fundamental podem ser definidas (Figura 25a), inclusive as dos modos superiores (Figura 25b) referentes aos picos posteriores ao pico α (Figura 24b).

Figura 25 – Equação 55 aplicada em um intervalo de frequências com a definição das velocidades de fase do modo fundamental (M0) em (a) e dos modos fundamental e primeiro superior (M0+M1) em (b). Adaptado de Park (2011).

3.2.4 Aplicação dos processamentos nos métodos MASW e ReMi

Os três métodos de processamento de dados descritos anteriormente podem ser utilizados nos métodos MASW e ReMi. Em todos eles, o objetivo é preparar os dados para a construção da curva de dispersão, necessária para realizar a etapa seguinte, a de inversão dos dados.

No processamento via $f-k$, os pontos de alta amplitude referentes aos eventos das ondas R são amostrados em termos da frequência e número de onda e as velocidades de fase desses pontos selecionados precisam ser calculadas pela equação 5 (equação fundamental de ondas), em que os pontos referentes ao modo fundamental poderão ser amostrados em função da velocidade e da frequência representando a curva de dispersão a ser invertida (Figura 26).

Figura 26 – Seleção de pontos no processamento via $f-k$ (a) para a geração dos dados da curva de dispersão (b).

Já os processamentos realizados via $\rho-\tau$ e deslocamento de fase podem amostrar os dados diretamente em função da frequência e velocidade, em que os pontos referentes ao modo fundamental são observados diretamente como a curva de dispersão, bastando apenas selecionar seus pontos de alta amplitude (Figura 27).

Figura 27 – Processamento via deslocamento de fase ou ρ - τ (a) e a curva de dispersão referente aos pontos selecionados das altas amplitudes do modo fundamental (b).

Moro, et al. (2003), fez uma breve avaliação dos três métodos de processamento concluindo que a realizada via deslocamento de fase é a melhor. Ele fez o estudo com diferentes números de traços de um mesmo sismograma e verificou que os falseamentos ficavam mais evidentes no processamento via f - k e a qualidade das informações diminuía consideravelmente no processamento via ρ - τ quando o número de traços diminuía e o espaçamento entre eles aumentava, enquanto os dados processados via deslocamento de fase praticamente mantinham sua qualidade. No entanto, um estudo mais rigoroso deve ser realizado considerando outros

aspectos, como presença/ausência de informações nos diferentes tipos de processamento, criação de artefatos que não correspondem à realidade e até mesmo a relação entre eventos sísmicos que podem se sobrepor e afetar na identificação e separação das informações de interesse.

Para o processamento de dados ReMi, Louie (2001) optou por utilizar o processamento via ρ - τ , mas os métodos f - k e de deslocamento de fase podem ser utilizados, pois, em princípio, a importância da técnica está na forma como se adquire os dados de campo e como se separa as informações de interesse na etapa de processamento.

Como as fontes sísmicas passivas podem contribuir com sinais em 360°, fica evidente, pela equação 44, que os geofones registrarão diversas velocidades aparentes superiores ao valor da velocidade real das frentes de onda. Isso implicará em um gráfico de curva de dispersão ou f - k com diversas regiões de alta amplitude, representando cada velocidade de onda aparente registrada, inclusive podendo ser observados valores negativos devido às frentes de onda que incidem no sentido do fim para o início do arranjo de geofones. A Figura 28 mostra dois exemplos de transformada f - k realizadas nos sismogramas adquiridos com os mesmos parâmetros de campo caracterizando os métodos MASW (com fonte controlada) e ReMi (sem fonte controlada) em um mesmo local de estudo. Observa-se que ao invés de uma região de alta amplitude estreita definindo o modo fundamental, como observado no MASW (Figura 28a), há uma ampla região de alta amplitude (Figura 28b), varrendo desde as baixas velocidades até as mais altas, em que os eventos registrados no sentido dos valores de k negativos indicam as velocidades de onda negativas.

Figura 28 – Processamentos dos dados adquiridos pelos métodos MASW (a) e ReMi (b) com suas respectivas fontes ativa e passiva.

As ondas com velocidades negativas são melhor observadas no gráfico f - k do ReMi (Figura 28b), já que a ausência de fonte controlada permite uma contribuição do ruído em diversas orientações. Nesse caso específico, os ruídos com maior intensidade estavam concentrados em um dos lados do arranjo, por isso observamos as maiores amplitudes nos valores positivos de k . Nos casos em que a intensidade das altas amplitudes das ondas R com velocidades negativas ($A(-k, f)$) é comparável às amplitudes das velocidades positivas ($A(k, f)$), podemos somar as duas janelas espelhadas e dessa forma melhorar a relação sinal ruído nas amplitudes resultantes ($A(|k|, f)$):

$$A(|k|, f) = A(-k, f) + A(k, f) \quad (56)$$

Pela Figura 28, observamos ainda que conseguimos identificar com relativa facilidade os eventos de alta amplitude nas altas frequências do gráfico referente ao

método MASW (Figura 28a), o que não ocorre no gráfico do ReMi (Figura 28b). Isso pode ser explicado pelo efeito de campo remoto, já que normalmente as fontes passivas se encontram a uma distância muito maior do arranjo de geofones do que as fontes controladas empregadas no MASW. Por outro lado, em uma gama de “ruídos” atuantes no método ReMi, podemos ter frequências inferiores às geradas por uma determinada fonte controlada, o que permite a exploração de profundidades maiores. A Figura 29 mostra um exemplo desse comportamento. O processamento via deslocamento de fase foi aplicada nos dados adquiridos no mesmo local e com os mesmos parâmetros no arranjo sísmico, com exceção de que nos dados da Figura 29a foi utilizada uma fonte controlada (marreta) e na Figura 29b foi utilizado o ruído urbano ao redor como fonte sísmica. Observa-se que os eventos de maior frequência (acima de 10 Hz) são melhor caracterizados pelo método MASW e os de baixa frequência (abaixo de 6 Hz) são melhor caracterizados pelo método ReMi.

Figura 29 – Processamentos via deslocamento de fase aplicados a dados adquiridos no mesmo local e com os mesmos parâmetros no arranjo sísmico, com exceção das fontes sísmicas, em que em (a) foi utilizada uma fonte controlada (marreta) e em (b) foi utilizado o ruído urbano ao redor do arranjo sísmico. A fonte passiva forneceu ao processamento ReMi informações mais claras nas baixas frequências, enquanto que a fonte ativa mais próxima do arranjo sísmico atenuou os efeitos de campo remoto fornecendo ao processamento MASW informações mais claras nas altas frequências.

Para plotarmos a curva de dispersão precisamos separar o modo fundamental dos outros modos superiores. O modo fundamental é identificado como a primeira curva que surge no sentido das altas frequências e após a sua identificação, seus pontos de alta amplitude devem ser selecionados para a plotagem da curva de dispersão. Essa abordagem funciona bem para o método MASW, no entanto para o método ReMi alguns ajustes devem ser feitos devido à presença de regiões mais difusas nos entornos do modo fundamental em consequência dos registros das diversas velocidades de onda aparentes (seção 3.1). Dessa forma, não basta escolher a maior amplitude para cada frequência e sim escolher a maior amplitude das menores velocidades para cada frequência (Louie, 2001) como pode ser observado na Figura 30, pois a menor dessas velocidades representa a velocidade da frente de onda que viaja perpendicular ao arranjo sísmico ($\theta=0$, da equação 44). Logo, a curva de dispersão gerada será semelhante a gerada pelo método MASW.

Figura 30 - Processamento realizado via deslocamento de fase dos dados adquiridos pelo método ReMi (a), no qual os pontos selecionados (brancos) representam as maiores amplitudes das menores velocidades aparentes para cada frequência, das quais é gerada a curva de dispersão (b).

A curva de dispersão experimental é o último estágio do processamento dos dados referentes às ondas R. A partir de então, ela é submetida a um processo de inversão que ajustará uma curva de dispersão teórica à experimental por meio de algoritmos iterativos até que se atinja um nível de erro aceitável entre as duas curvas.

3.2.5 Estimativa de incerteza dos dados processados

Durante a aplicação do método de ondas superficiais em campo, uma mesma aquisição de dados pode ser repetida diversas vezes em um mesmo ponto, aumentando o tempo de aquisição total, porém melhorando a qualidade dos dados, quando empilhados, ou possibilitando uma análise estatística desses dados processados.

O tratamento estatístico no processamento de dados dos métodos de ondas superficiais é realizado por meio da reprodução de uma mesma aquisição de dados um número n de vezes, gerando n curvas de dispersão (Strobbia, 2003). São calculadas as médias $\bar{y}$ (equação 57) e desvios padrões experimentais σ (equação 58) dos pontos das curvas de dispersão e é possível verificar a consistência de cada ponto médio da curva de dispersão média. Quanto maior o número n de medições, espera-se que os valores médios estimados sejam mais precisos, segundo a lei dos grandes números (Vuolo, 1996).

$$\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n} \quad (57)$$

$$\sigma^2 \cong \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad (58)$$

Em que y_i é a medição individual de cada conjunto de pontos referente a cada curva de dispersão e o desvio padrão experimental é dado por $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$.

A Figura 31 representa as curvas de dispersão referentes a 5 tiros realizados com um mesmo arranjo sísmico e em um mesmo ponto de estudo, ou seja, representa a medição da curva de dispersão repetida 5 vezes. Na Figura 31a temos todas as 5 curvas plotadas no mesmo gráfico e na Figura 31b, o tratamento estatístico dessas

curvas, cujos pontos representam os pontos médios das 5 curvas em função de suas frequências e as barras de incerteza representam os desvios padrões dos pontos médios. Nota-se, pela Figura 31a que temos uma região onde os pontos estão pouco dispersos (região de alta frequência) e uma região onde os pontos estão muito dispersos (região de baixa frequência). Essa análise, nos permite avaliar a consistência da informação nas diversas frequências da curva de dispersão em que quanto maior a dispersão dos pontos, menor será a consistência dos dados. Como as baixas frequências representam uma região limite de extração de informação do método devido às altas profundidades, há de se esperar que essa região apresente uma dispersão maior de seus pontos e uma consistência menor da informação extraída. Além disso, essa análise permite sabermos onde começa essa região de inconsistência dos dados e qual a sua intensidade. Toda essa análise de dispersão dos dados pode ser resumida pelos cálculos das médias e desvios padrões de todas as curvas de dispersão, em que os desvios padrões são representados pelas barras de incerteza em cada ponto médio (Figura 31b). Quanto maior o valor dessas barras, maior será a inconsistência da informação intrínseca naquela frequência.

Figura 31 – Mesma aquisição de dados reproduzida com $n=5$, na qual em a) são mostradas as curvas de dispersão referentes às 5 medições e em b) é mostrado o tratamento estatístico com os valores dos pontos médios e seus desvios padrões representados pelas barras de incerteza.

A análise estatística pode ter um papel importante para a interpretação dos dados finais invertidos, pois ela indica em quais frequências (indicativo de

profundidade) há uma baixa consistência dos dados, inclusive mensurando seus valores por meio dos cálculos dos desvios padrões, fornecendo, dessa forma, um indicativo de quais regiões de profundidade há uma incerteza maior em sua estimativa.

3.3 Inversão de dados

O processo pelo qual nos permite deduzir as propriedades físicas do substrato geológico por meio de dados medidos por sensores geofísicos, de maneira não invasiva, e associá-las à geologia local, se caracteriza pela resolução de um problema inverso.

A resolução do problema inverso tem por objetivo final gerar um modelo de camadas da propriedade física de interesse em função da profundidade e para isso precisamos ajustar os dados processados adquiridos em campo a um modelo teórico que associa esses dados às profundidades investigadas e aos parâmetros físicos de interesse (velocidade de onda S, densidade, resistividade, etc.). O ajuste entre os modelos teóricos e os dados processados pode ser realizado pela aplicação do método de mínimos quadrados, cujo objetivo é minimizar o resíduo ($f(x)$), entre esses dados experimentais e teóricos. A equação 59 mostra o problema dos mínimos quadrados dos resíduos a serem minimizados:

$$F(x) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^m (f(x)_i)^2 \quad (59)$$

Em que $F(x)$ é conhecida como função objeto e o termo $\frac{1}{2}$ surge como conveniência matemática nos desenvolvimentos matemáticos dos métodos de gradientes descritos adiante (Madsen et al., 2004).

Nos problemas não lineares essa minimização é realizada iterativamente, ou seja, a partir de um valor (modelo) inicial (x_1) escolhido pelo usuário e inserido no algoritmo de interesse, no qual são geradas soluções que “alimentarão” novamente esse algoritmo até que haja convergência para o ponto de mínimo da função objeto (x_*).

Os dados dos métodos de ondas superficiais podem ser invertidos por meio de procedimentos de busca global e local. Os procedimentos de busca global, bem estudados por Yamanaka e Ishida (1996), Wathelet et al. (2004) e Ryden e Park (2006), oferecem a vantagem de baixa dependência do modelo inicial. Por outro lado, um alto custo computacional é envolvido quando um grande número de parâmetros desconhecidos é considerado. Já os procedimentos de busca local requerem um bom modelo inicial para se obter uma convergência dos dados apropriada. No entanto, uma vez adotado um bom modelo inicial, os procedimentos de busca local tornam-se uma ótima metodologia de inversão, precisa e mais rápida.

Nos métodos de busca local denominados de gradiente, o gradiente da função objeto em cada iteração orienta qual direção deve ser adotada (dando um “passo” nessa direção) para que haja convergência para o mínimo da função objeto. Ou seja, a função objeto tende a diminuir seu valor a cada iteração (equação 60a) e parar quando o ponto de mínimo da função objeto é atingido (equação 60b).

$$F(x_{k+1}) < F(x_k) \quad (60a)$$

$$F'(x^*) = 0 \quad (60b)$$

Já nos métodos de busca global, as soluções são estimadas por meio de um algoritmo de busca aleatória, em que o usuário insere um conjunto de soluções iniciais no algoritmo e ele retorna soluções candidatas a substituir as soluções anteriores, até que haja convergência para um conjunto de soluções aceitáveis. Esses métodos são bons para funções que não são bem atendidas pelos métodos de gradiente, ou seja, funções que não são bem-comportadas. No entanto, como comentado anteriormente, para os problemas inversos que possuem uma quantidade grande de parâmetros, o processo de convergência por esse método pode ser muito demorado pelo grande conjunto de dados que o algoritmo deve tratar a cada iteração. Como a função objeto do método geofísico tratado nessa tese não possui esse problema coberto pelos métodos de busca global, adiante trataremos somente dos métodos de gradiente utilizados para fazer a inversão dos dados do método de ondas superficiais (Rayleigh).

3.3.1 Método Gradiente (*Steepest Descent*)

Para que a relação da equação 60a seja válida precisamos garantir que o ângulo entre o gradiente da função objeto e a direção de iteração possua um valor maior que 90° (equação 61). Caso esse ângulo seja menor, o método deverá convergir para o máximo da função objeto. No Método Gradiente, esse ângulo é de 180° , ou seja, os vetores são antiparalelos que, em princípio, é o ângulo que garante o maior ganho de convergência a cada iteração na direção h_{sd} (Madsen et al., 2004).

$$h_{sd}^T F'(x) < 0 \quad (61)$$

O algoritmo simples do Método Gradiente (equação 62) estabelece uma convergência linear, que reconhece de imediato a melhor direção para convergir, mas que possui dificuldades em encontrar vales em funções objetos na forma de banana (*banana function*), tornando a convergência para o mínimo da função muito lenta (Mendonça, 2013).

$$x_{k+1} = x_k - F'(x_k) \quad (62)$$

O parâmetro x_{k+1} é a próxima posição estimada a partir da posição conhecida x_k e do gradiente da função objeto ($F'(x_k)$) na posição x_k . Na próxima iteração, x_{k+1} passa a ser a posição conhecida e a posição estimada passa a ser x_{k+2} . Esse processo é repetido até que a função objeto seja minimizada.

3.3.2 Método de Newton

O método de Newton é determinado por meio da expansão de Taylor de segunda ordem (equação 63) da função objeto, na qual a relação da equação 60b deve ser satisfeita (Madsen et al., 2004).

$$F'(x_k + h) = F'(x_k) + F''(x_k)h + O(\|h\|^2) + \dots \quad (63)$$

O parâmetro h representa o “passo” dado em cada iteração. Para h suficientemente pequeno, podemos truncar a equação 63:

$$F'(x_k + h) \approx F'(x_k) + F''(x_k)h \quad (64)$$

Que obedecendo a equação 60b temos:

$$F''(x_k)h_n = -F'(x_k) \quad (65)$$

A equação 65 representa o algoritmo do método de Newton, no qual normalmente encontramos o termo $F''(x_k)$, substituído pelo termo H_k , chamado de matriz Hessiana:

$$H_k h_n = -F'(x_k) \quad (66)$$

Em que o passo h é a diferença entre as posições x_{k+1} e x_k ($h_n = x_{k+1} - x_k$). Logo, o algoritmo de Newton pode ser implementado computacionalmente pela equação 67:

$$x_{k+1} = x_k - H_k^{-1}F'(x_k) \quad (67)$$

Por se basear de uma aproximação equivocada, o método de Newton pode divergir ao invés de convergir, o que o torna duvidoso nessa convergência global. O cálculo da matriz hessiana (derivada de segunda ordem) é oneroso e sujeito a erros de arredondamento, caso aproximações por diferenças finitas sejam utilizadas (Mendonça, 2013). Sua vantagem, porém, é o fato de possuir convergência quadrática diminuindo o número de iterações do método para se chegar ao mínimo da função objeto.

3.3.3 Método de Gauss-Newton

O método de Gauss é baseado em uma aproximação linear do resíduo $f(x)$ por meio de sua expansão linear de Taylor nas vizinhanças de x (Frandsen et al., 1999). Para uma pequena vizinhança em x (pequeno h), temos:

$$f(x + h) \approx l(h) \equiv f(x) + J(x)h \quad (68)$$

Em que $J(x)$, conhecida como matriz Jacobiana, é a primeira derivada do resíduo $f(x)$.

Podemos fazer a mesma expansão da equação 68 com a função objeto:

$$\begin{aligned} F(x + h) \approx L(h) &\equiv \frac{1}{2}l(h)^T l(h) \\ &= \frac{1}{2}f^T f + h^T J^T f + \frac{1}{2}h^T J^T J h \end{aligned} \quad (69)$$

Em que $J = J(x)$ e $f = f(x)$. No método de Gauss-Newton h_{gn} minimiza $L(h)$, ou seja, satisfaz a equação 70:

$$L'(h_{gn}) = 0 \quad (70)$$

Derivando a equação 69 e encontrando sua hessiana, temos:

$$L'(h) = J^T f + J^T J h \quad (71a)$$

$$L''(h) = J^T J \quad (71b)$$

Observa-se que a Hessiana de $L(h)$ evita o cálculo da segunda derivada obrigatória no método de Newton. Obedecendo a relação 70, temos que o método de Gauss-Newton corresponde à equação 72, cuja implementação computacional é dada pela equação 73:

$$(J^T J)h_{gn} = -J^T f \quad (72)$$

$$x_{k+1} = x_k - (J^T J)^{-1} J^T f \quad (73)$$

3.3.4 Método de Levenberg-Marquardt (LM)

O método LM é um método híbrido que varia entre o Método Gradiente (*Steepest Descent*) e o de Gauss-Newton (equação 74), controlado por um fator de amortecimento μ (Frandsen et al., 1999).

$$(A + \mu I)h_{lm} = -J^T f \quad (74)$$

Em que,

$$A = J^T J.$$

O fator de amortecimento presente em LM deve ser positivo ($\mu > 0$) e seu valor controla o tipo e a velocidade de convergência do método LM.

Para valores de $\mu > 0$, a matriz de coeficientes $(A + \mu I)$ é positiva definida, desde que A também seja positiva definida (equação 75), o que assegura que h_{lm} está convergindo (equação 60a).

$$h^T (J^T J) h > 0 \quad (75)$$

Para grandes valores de μ , o método tende a se comportar como o método gradiente, com “passos” menores, o que é bom para quando a iteração se encontra distante do mínimo da função objeto.

Para valores muito pequenos de μ , temos que o método LM tende ao método de Gauss-Newton, o que é bom para os estágios finais de iteração, pois a convergência pode ser quadrática, diminuindo o número de iterações para minimizar a função objeto.

Segundo Frandsen et al. (1999), a escolha de μ inicial (μ_0) deve possuir relação com o tamanho dos elementos em A , ou seja:

$$\mu_0 = \alpha \cdot \max\{a_{ii}^0\} \quad (76)$$

O valor de α é escolhido pelo usuário e depende da aproximação entre x_0 e x^* . Se essa aproximação é boa, pode-se utilizar um valor de 10^{-6} (o processo iterativo já se inicia tendendo para o método de Gauss-Newton). No caso de desconfiança de uma aproximação ruim, α pode ter um valor de 10^{-3} , ou mesmo 1 (uma ponderação maior para o Método Gradiente).

Iniciado o processo iterativo o fator de amortecimento pode ser atualizado, controlado pela razão de ganho (r) descrita pela equação 77:

$$r = \frac{F(x) - F(x+h)}{L(0) - L(h_{lm})} \quad (77)$$

Se $r < 0$, a matriz de coeficientes deixa de ser positiva definida e μ deve ser aumentado para evitar a divergência da função objeto. O fator μ pode ser aumentado inicialmente em um fator 2, aumentando geometricamente conforme r for permanecendo negativo.

Se $r > 0$, μ deve ser atualizado de acordo com a seguinte relação:

$$\mu = \mu \cdot \max\left\{\frac{1}{3}, 1 - (2r - 1)^3\right\} \quad (78)$$

Os critérios de parada do algoritmo iterativo se resumem essencialmente em três, garantindo que em algum momento o processo iterativo irá cessar (Madsen et al., 2004):

- 1) Norma do gradiente: calcula-se a norma do gradiente ($\|g\|$) em cada iteração, verificando se ela é menor ou igual a um erro (ε) pré-definido. Esse erro deve ser um valor próximo a zero, já que ele deve se basear no fato de que $F'(x^*) = g(x^*) = 0$.
- 2) Variação dos parâmetros estimados: a variação entre x_{k+1} e x_k tende a diminuir se está ocorrendo convergência no processo iterativo. Tendo em vista isso, esse critério de parada pode ser definido como:

$$\|x_{k+1} - x_k\| \leq \epsilon (\|x_k\| + \epsilon) \quad (79)$$

Em que o erro ϵ é definido pelo usuário.

- 3) Número de iterações: pode ser definido previamente, de modo que o algoritmo não entre em um loop infinito.

A inversão de dados realizada no método de ondas superficiais se caracteriza pela minimização da função objeto, na qual os parâmetros considerados conhecidos de cada camada (α_n , ρ_n e d_n) serão inseridos pelo usuário baseados em informações à priori ou determinados por outros métodos geofísicos. Esses parâmetros são imutáveis durante o processo de inversão. Como o algoritmo de inversão é iterativo (Gradiente, Newton, Gauss-Newton ou LM), há também a necessidade de se inserir valores iniciais do parâmetro desconhecido a ser invertido (β_{ni}) para dar início ao algoritmo de inversão. Esses valores podem ser estimados por uma metodologia baseada na triagem da curva de dispersão experimental e que será discutida na seção Materiais e Métodos. O objetivo é que no decorrer do processo de inversão o parâmetro desconhecido convirja para um valor de interesse tal que minimize a função objeto.

3.4 Interpretação da velocidade de onda S no modelo de camadas

A inversão de dados realizada sobre o processamento de dados das ondas superficiais resulta em um modelo de camadas cuja propriedade física explorada é a velocidade de onda S. Velocidade essa que possui estreita relação com as ondas R (relação 4) e é muito bem conhecida e explorada dentro do campo da Sismologia.

Portanto, o modelo de camadas nos métodos de ondas superficiais fornece a informação da velocidade de onda S, o que ganha uma significância maior ao ser associada ao material em subsuperfície sobre o qual a aquisição sísmica foi realizada. No entanto, essa não é uma tarefa fácil, já que os valores desse parâmetro físico, assim como de outros, não dependem somente da composição da rocha ou do sedimento por onde o pacote de ondas viaja, mas dependem também de outros fatores associados ao material geológico no meio em que ele se encontra, como compactação, temperatura, porosidade, umidade, intemperismo, etc. (Carmichael, 1990). A atuação desses diversos fatores com valores distintos em um mesmo material geológico qualquer resultará em velocidades de ondas S diferentes, o que faz

com que associemos intervalos de velocidades a uma mesma rocha ou a um mesmo pacote de sedimentos.

A Tabela 2 mostra a relação entre alguns materiais geológicos e o intervalo de velocidade de onda S em que esses materiais podem estar associados durante a interpretação de um modelo de camadas. Note que os intervalos de alguns materiais se sobrepõem, tornando a interpretação do modelo de camadas ambígua. Essa ambiguidade pode ser resolvida ou amenizada por meio do conhecimento da geologia da região em que se pretende estudar, em que se reduz o número de possibilidades excluindo-se os materiais estranhos àquela região de estudos.

Tabela 2 – Intervalos de velocidades de onda S de alguns materiais geológicos (Dourado, 2009; Miranda, et al., 2013).

Material	Onda S (m/s)
Solos	100-300
Areia seca	100-500
Areia saturada	400-600
Argila saturada	200-800
Arenito saturado	800-1800
Calcário	2000-3300
Sal	2500-3100
Granito	2500-3300
Basalto	2800-3400
Gnaisse	2700-3200
Água	-
Gelo	1700-1900

O modelo de camadas originado pela inversão de dados das ondas superficiais apresenta a variação da velocidade de onda S em função da profundidade, o que permite identificar indiretamente a variação dos materiais geológicos em subsuperfície. Aumentos graduais da velocidade em função da profundidade sugerem uma mudança mais suave da litologia local, influenciada também por uma compactação gradual. Abruptas variações de velocidade em função da profundidade sugerem uma mudança também brusca da litologia local, sendo possível mapear a profundidade do topo ou/e da base de alguma estrutura geológica identificada no modelo de camadas. Esse mapeamento pode ser estendido lateralmente como um perfil geológico a partir da realização de uma sequência de aquisições projetadas na linha do perfil.

4 BACIA DE TAUBATÉ

A Bacia de Taubaté localiza-se no segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Figura 32). O rift se estende por mais de 900 km entre as cidades de Curitiba (Paraná) e Barra de São João (Rio de Janeiro) em uma faixa estreita e alongada com direção ENE, com média de 70 km da costa atual do oceano Atlântico, encontrando-o nos seus extremos sudoeste e nordeste (Riccomini *et al.*, 2004).

Figura 32 – Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). 1) Embasamento pré cambriano. 2) Rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná. 3) Rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral. 4) Rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico. 5) Bacias cenozóicas do RCSB. 6) Segmento Central do RCSB. 7) Zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. 8) Bacia de Taubaté (Adaptado de Riccomini *et al.*, 2004; Melo *et al.*, 1985; Riccomini *et al.*, 1996 e Ferrari; Silva, 1997)

Com feição tectônica de idade cenozóica, o segmento central do RCSB desenvolveu-se sobre rochas metamórficas (milonito-gnaisses, gnaisses bandados, gnaisses graníticos, xistos, quartzitos e anfibolitos) e rochas ígneas (granitos e pegmatitos) de idade proterozóica, referentes ao cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973) e rochas alcalinas de idade Neocretácea dos grandes maciços de Passa Quatro, Itatiaia e Morro Redondo associados a diques e sills (Riccomini, 1989).

A presença de dois altos estruturais (Caçapava e Pindamonhangaba) expondo as rochas do embasamento (Carneiro *et al.*, 1976; Hasui; Ponçano, 1978; Riccomini, 1989; Fernandes, 1993) subdivide a bacia de Taubaté em três compartimentos

alongados em direção *NE*, denominados de São José dos Campos, Taubaté e Aparecida (Fernandes; Chang, 2001; 2003) dispostos respectivamente de Sudeste para Nordeste. O compartimento São José é um gráben assimétrico (hemi-graben), em que o embasamento mergulha para NW (Marques, 1990). Já no compartimento Taubaté, também um hemi-graben, o assoalho mergulha para SE (Fernandes; Chang, 2003). O compartimento Aparecida é um gráben assimétrico na sua porção sudoeste (mergulho para NW) com tendência a simetria na sua porção Nordeste (Riccomini, 1989; Fernandes; Chang, 2003).

O preenchimento sedimentar do segmento central do RCSB, melhor representado na Bacia de Taubaté, ocorreu na era cenozóica, com deposição iniciada no período Paleógeno, quando se formaram os depósitos sedimentares do Grupo Taubaté constituído pela Formação Resende, Formação Tremembé, Formação São Paulo e derrames de ankaramito (Figura 33).

Figura 33 – Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do Segmento Central do RCSB – Letras: p – leques aluviais proximais; m-d – leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; t – depósitos de tálus; c – depósitos colúvio-aluviais; ca – depósitos colúvio-aluviais; a – depósitos aluviais. (Riccomini *et al.*, 2004; Riccomini, 1989; Mancini, 1995; Salvador; Riccomini, 1995 e Riccomini *et al.*, 1996)

A Formação Resende representa um sistema de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados. Ela é o pacote mais abundante do Grupo Taubaté, sendo formada por orto e paraconglomerados nas áreas proximais e lamitos nas porções medianas e distais dos leques aluviais, além de arenitos fluviais em rios entrelaçados axiais às bacias. A Formação Tremembé, localizada na porção central da Bacia de Taubaté, se caracteriza por um sistema lacustre eocênico-oligocênico formado por argilitos verdes maciços, ritmitos de folhelhos (coloração castanha a cinza escuro) e margas, dolomitos e arenitos. Já a Formação São Paulo (localizada no topo do Grupo Taubaté) é caracterizada por um sistema fluvial meandrante oligocênico, contendo como principais litofácies: arenitos grossos conglomeráticos e estratificados, com base erosiva e presença de clastos argilosos (representantes de depósitos de canais meandrantos), siltitos e argilitos laminados, às vezes fossilíferos (linhitos), depositados em meandros abandonados, e arenitos médios a grossos como sedimentos de rompimento de diques marginais, gradando para sedimentos mais finos, rítmicos e laminados de planície de inundação (Riccomini *et al.*, 2004).

Os derrames de ankaramito encontrados no segmento central do RCSB são contemporâneos à Formação Resende, datados de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma (Riccomini *et al.*, 1983). Acredita-se que esses derrames são vinculados aos estágios finais do magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico (Riccomini *et al.*, 2004).

No período Neógeno, o segmento central do RCSB foi preenchido por sedimentos referentes às formações Itaquaquecetuba (Coimbra *et al.*, 1983) e Pindamonhangaba (Riccomini *et al.*, 1991). A Formação Itaquaquecetuba, encontrada apenas na Bacia de São Paulo, caracteriza-se por depósitos de sistema fluvial entrelaçado que ocorrem sobre rochas do embasamento pré-cambriano e sob aluviões holocênicos dos rios Tietê, Pinheiros e Tamanduateí. A Formação é constituída essencialmente por arenitos grossos arcoseanos, pobremente a medianamente selecionados, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, eventualmente contendo níveis argilo-siltosos, ricos em matéria orgânica e apresentando níveis de conglomerado com seixos de quartzo e quartzito bem arredondados (Riccomini *et al.*, 2004). Estratigraficamente acima da Formação Itaquaquecetuba, encontra-se a Formação Pindamonhangaba, referente a um sistema fluvial meandrante desenvolvido no centro e sudeste da Bacia de Taubaté. Subdividida em dois membros interdigitados (Mancini, 1995), Rio Pararangaba e

Presidente Dutra, o primeiro constitui-se de conglomerados com granodecrescência ascendente para arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tabular e acanalada, sendo possível encontrar localmente pacotes decimétricos de argilas cinza-escuras, ricas em matéria orgânica. O segundo membro constitui-se de argilitos maciços a laminados, rítmicos, com intercalações de siltitos e arenitos finos e camadas de arenitos grossos com intraclastos de argilitos (Riccomini *et al.*, 2004; Mancini, 1995).

Por fim, no período Quaternário, a sedimentação é desenvolvida a partir de depósitos de tálus, coluviais, colúvio-aluviais e aluviais, como pode ser observado no quadro litoestratigráfico da Figura 33.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

A realização desse trabalho foi dividida em duas etapas. Na primeira, foi feito um estudo bibliográfico dos princípios físicos envolvidos nos métodos de ondas superficiais que permitiu o desenvolvimento do programa utilizado no processamento e inversão de dados das ondas R, no qual foi feita uma avaliação em cada estágio do programa por meio de mais de 50 modelos. Já a segunda etapa consistiu em adquirir dados em campo, processá-los e invertê-los com o programa desenvolvido na primeira etapa, bem como avaliar as diversas metodologias para a aquisição e processamento dos dados dos métodos de ondas superficiais.

5.1 Desenvolvimento do programa de processamento e inversão de dados das ondas Rayleigh

Todo o programa de processamento e inversão de dados desenvolvido foi realizado no ambiente de computação Matlab que consiste em um software de computação numérica, de análise e visualização de dados. Através de seu sistema interativo é possível realizar programações para computação científica em geral, cujas principais características são a fácil manipulação de dados na forma matricial, simples linguagem de programação e eficiência e rapidez no desenvolvimento de ambientes interativos para cálculo numérico. A licença do Matlab foi adquirida junto ao Centro de Computação Eletrônica (CCE) da USP na versão 2009a.

A programação no Matlab foi desenvolvida por meio de scripts que dividiram esse trabalho basicamente em três partes: importação e organização dos dados, processamento dos dados e modelagem e inversão dos dados.

5.1.1 Importação e organização dos dados

Os dados sísmicos adquiridos em campo são gravados em um formato específico (normalmente em SGY) e por isso não podem ser lidos diretamente pelo Matlab. Logo, o arquivo com esse formato precisa ser convertido para um arquivo de formato reconhecido pelo Matlab, como o DAT ou o TXT. Essa conversão foi realizada

pelo programa gratuito de ssmica *Seismic Unix* (SU) que converteu o formato SGY em DAT de todos os arquivos adquiridos em campo.

Os dados contidos no formato DAT so resumidos em apenas uma coluna com as amplitudes de todos os traos ssmicos e precisam ser organizados em uma matriz, na qual cada coluna representa um trao ssmico. Aps essa organizao, esses dados podem ser visualizados na forma de um sismograma, o que permite avaliar a qualidade dos dados adquiridos. Alm disso, nessa etapa realizada uma correo referente a atenuao geomtrica das ondas R (Richart, 1970; Strobbia, 2003):

$$A_i = a_i \sqrt{x_i} \quad (80)$$

Em que i representa o trao envolvido na correo geomtrica, A_i so as amplitudes corrigidas, a_i so as amplitudes a serem corrigidas e x_i o offset do trao i .

5.1.2 Processamento dos dados

Aps a importao e organizao dos dados em matriz, a prxima etapa foi criar scripts com cada uma das 3 metodologias de processamento mais utilizadas para os mtodos de ondas superficiais: $f-k$, $\rho-\tau$ e deslocamento de fase (df), alm de scripts de filtragem de frequncia, nmero de onda e velocidade, usados quando necessrio.

Por meio dos processamentos dos dados snteticos presentes nos arquivos 3, 4, 5 e 6 (Tabela 3) e dos dados reais nos arquivos 1 e 2 (Tabela 3), foi feita uma avaliao sobre as qualidades e diferenas dos processamentos $f-k$, $\rho-\tau$ e df . Inicialmente esse estudo considerou a interferncia de eventos ssmicos entre si e as qualidades das imagens geradas e em seguida considerou a influncia da variao de parmetros de aquisio, como intervalo de amostragem, tempo de aquisio (janela temporal), espao amostral (associado distncia entre geofones) e janela espacial (associada ao tamanho do arranjo de geofones), na qualidade das imagens processadas, produzindo, em alguns casos, artefatos originados por falseamentos. Esses parmetros foram modificados por meio da manipulao dos sismogramas

originais, excluindo parte de seus traços para modificar o espaço amostral ou a janela espacial e excluindo parte das amplitudes de cada traço para aumentar o intervalo de amostragem ou reduzir o tempo de aquisição. Com essa metodologia, foi realizado um estudo isolado de cada parâmetro alterado, em que os intervalos de amostragem foram aumentados de 1 ms para 16 ms, os tempos de aquisição reduzidos de 1 s para 0,35 s, os espaços amostrais aumentados de 2 m para 8 m e as janelas espaciais reduzidas de 96 m para 24 m.

Os sismogramas sintéticos (Tabela 3) foram gerados no programa *Seismic Unix* (SU), em que no arquivo 3 consta um evento pontual de velocidade de 200 m/s na frequência de 75 Hz, no arquivo 4 um evento contínuo entre 0 e 150 Hz com velocidade de 200 m/s, no arquivo 5 dois eventos contínuos entre 0 e 150 Hz com velocidades de 200 e 230 m/s e no arquivo 6 um evento dispersivo localizado entre 5 e 50 Hz com velocidades atenuando de 300 à 100 m/s com o aumento da frequência.

Tabela 3 – Dados reais e sintéticos utilizados nos estudos de processamento em que os parâmetros dx , ng , dt , e t correspondem, respectivamente, a distância entre geofones, número de geofones, intervalo de amostragem e tempo de aquisição.

Dados	Arquivo	Offset (m)	dx (m)	ng (#)	dt (ms)	t (ms)
Reais	1	8	2	48	1	1000
	2	8	2	24	1	1000
Sintéticos	3	1	1	48	1	1000
	4	1	1	48	1	1000
	5	1	1	48	1	1000
	6	2	2	48	1	1000

A partir dos algoritmos implementados dos três tipos de processamento, foi criada uma função de interação entre usuário e máquina para que o usuário possa escolher a metodologia de processamento que deseja aplicar a seus dados e selecionar os pontos de alta amplitude referentes ao modo fundamental das ondas R. Esse conjunto de pontos selecionados pelo usuário é plotado em um novo gráfico e gravado em um arquivo para que posteriormente seja utilizado na inversão dos dados. Nessa função de interação há também a disponibilização do processamento conjunto dos métodos $f-k$ e df , escolhidos pelo autor a partir do estudo de avaliação das três metodologias de processamento. Dessa forma, o usuário escolhe os pontos de alta amplitude em $f-k$ em que o conjunto desses pontos representado pela curva de

dispersão é espelhado na imagem originada pelo processamento df , servindo de referência para a seleção dos pontos via df .

5.1.3 Modelagem e inversão dos dados

A modelagem das ondas R foi implementada a partir do algoritmo de Dunkin (1965), no qual as raízes da função secular foram calculadas por meio do método numérico da bissecção (Press et al., 1992). O modo fundamental da curva de dispersão é encontrado quando se determina o primeiro zero da função secular em cada frequência de interesse.

A diferença entre a curva de dispersão experimental processada e modelada caracteriza a função objeto a ser inserida no algoritmo de inversão. A inversão dos dados nesse trabalho foi implementada pelo método dos mínimos quadrados a partir do algoritmo iterativo de Levenberg-Marquardt (LM). A inversão tem como finalidade minimizar a função objeto como um método híbrido entre os métodos Gradiente e de Gauss-Newton (equação 74).

Por se tratar de um processo iterativo, um conjunto de parâmetros a ser invertido com valores iniciais de velocidade de ondas S deve ser definido para dar início ao algoritmo de LM. Já os parâmetros velocidade de onda P, densidade e espessura de camada, são considerados conhecidos e não são invertidos.

Os parâmetros conhecidos são pré-definidos pelo usuário por meio do conhecimento de informações à priori da geologia local da região de estudo ou mesmo pelas informações obtidas na aplicação de um outro método geofísico, como o de refração sísmica. Já os parâmetros iniciais a serem invertidos podem ser definidos por um procedimento de implementação de um modelo inicial para a inversão de dados discutido na seção 5.1.3.2.

Após as implementações de modelagem e inversão de dados, foram realizados estudos de sensibilidade das curvas de dispersão, implementação de modelos iniciais a serem invertidos, ajustes dos parâmetros de inversão via procedimento de busca local e de metodologia de inversão via procedimento de tentativa e erro. Para isso, foram utilizados mais de 50 modelos sintéticos e os resultados foram semelhantes aos apresentados aqui, caracterizados pelos estudos dos Modelos 1, 2, 3, 4 e 5 mostrados na Tabela 4.

Tabela 4 – Modelos sintéticos 1, 2, 3, 4 e 5 utilizados para avaliar e aperfeiçoar o programa de tratamento de dados dos métodos de ondas superficiais, em que os parâmetros n , α_n , β_n , ρ_n e d_n representam, respectivamente, número da camada, velocidades de onda P e S, densidade e espessura de camada.

Modelos	n	α_n (m/s)	β_n (m/s)	ρ_n (kg/m ³)	d_n (m)	α_n/β_n
Modelo 1	1	420	200	1350	3	2,1
	2	1100	300	2800	5	3,7
	3	1440	900	2100	∞	1,6
Modelo 2	1	1350	250	1900	4	5,4
	2	2150	580	2200	5	3,7
	3	2500	850	2500	∞	2,9
Modelo 3	1	600	280	1280	3	2,1
	2	860	430	1500	5	2,0
	3	1530	850	1950	∞	1,8
Modelo 4	1	600	280	1280	3	2,1
	2	430	215	1200	5	2
	3	1530	850	1950	∞	1,8
Modelo 5	1	170	100	1200	2	1,7
	2	1020	600	2000	3	1,7
	3	629	370	1900	7	1,7
	4	1440	900	2100	∞	1,6

5.1.3.1 Estudo da sensibilidade nas curvas de dispersão

Para o estudo da sensibilidade no modo fundamental das curvas de dispersão foram modificados individualmente e coletivamente conjuntos de parâmetros como velocidade de onda S (β_n), velocidade de onda P (α_n), densidade (ρ_n) e espessura de camada (d_n). Cada parâmetro foi modificado dentro de algumas variações percentuais, o que permitiu avaliar suas interferências nas curvas de dispersão.

Os modelos 1, 2 e 3 dos substratos descritos na Tabela 4 originaram as curvas de dispersão sintéticas com ausência de ruído. As curvas foram plotadas entre 0,5 e 50 Hz com intervalos logarítmicos no eixo de frequência (concentração maior de pontos nas menores frequências). Aqui é importante fazer duas considerações: a primeira é com relação à ausência de ruído. Sabemos que em dados reais é impossível eliminar completamente o ruído, o que faz com que a região que representa a curva de dispersão real não seja bem definida como na curva sintética. Isso interfere

na escolha dos pontos que comporão a curva de dispersão real que será usada na inversão dos dados. Além disso, a heterogeneidade em cada camada que compõe um meio acamadado real, por mais sutil que seja, interferirá no aspecto da curva de dispersão real. A segunda consideração é com relação à descontinuidade da curva de dispersão selecionada para se fazer a inversão. O ideal seria trabalhar com uma curva contínua, pois não haveria perda de informação, no entanto essa possibilidade é inviável, já que computacionalmente trabalhamos com valores discretos. Strobbia (2003) descreve a importância de se escolher uma densidade de pontos maior nas baixas frequências, pois na escolha de intervalos constantes uma mudança de escala de frequência para comprimento de onda mostrará que os intervalos dos maiores comprimentos de ondas tendem a aumentar, ou seja, intervalos constantes de frequência não significam o mesmo para o comprimento de onda. Portanto, aconselha-se a escolha de uma densidade de pontos maior em baixas frequências em relação às altas para que não haja o comprometimento da resolução no modelo geofísico final.

5.1.3.2 Implementação de um modelo inicial para a inversão de dados

Para implementar o modelo inicial é necessário, inicialmente, definir a profundidade máxima da escala do modelo de camadas, que pode ser estimada a partir da equação 42 (abordagem de Abbis (1981)), na qual a profundidade é calculada baseada no maior comprimento de onda da curva de dispersão. O número de camadas do modelo inicial foi pré-definido em 10 camadas com espessuras espaçadas logaritmicamente entre a profundidade mínima de penetração da componente de onda de menor comprimento de onda e a profundidade máxima de penetração da componente de onda de maior comprimento de onda da curva de dispersão experimental. Para calcular as velocidades de onda S (β_n) em cada camada, o comprimento de onda (λ_n) referente à profundidade média de cada uma das 10 camadas é calculado também pela equação 42 e é inserido na equação 81, na qual as velocidades de fase (c_n) são determinadas pela varredura da curva de dispersão por meio dos valores dos comprimentos de onda calculados, metodologia semelhante à utilizada por Xia et al. (1999) e Lucena e Taioli (2014).

$$\beta_n = \frac{c_n(\lambda_n)}{Q} \quad (81)$$

O parâmetro Q da equação 81 é um fator de conversão entre a velocidade de fase e a velocidade de onda S e seu valor se encontra entre 0,87 e 0,96 (relação 4). Foram testados mais de 50 modelos distintos para avaliar esse procedimento e para definir o melhor valor para o fator P (equação 42) e Q (equação 81), dentro de seus intervalos de valores conhecidos.

Como a curva de dispersão a ser invertida possui valores discretos, a equação 81 pode resultar em um valor de β_n que esteja entre 2 pontos da curva de dispersão. Nessa circunstância, pode ser escolhido o valor mais próximo ao ponto calculado ou pode ser realizada uma interpolação. Neste trabalho, foi escolhido o ponto com menor valor de velocidade já que, como veremos no estudo da sensibilidade das curvas de dispersão, as velocidades de onda S com menores valores sensibilizam com maior intensidade a curva de dispersão, o que pode favorecer a convergência dos dados em um posterior procedimento de inversão.

5.1.3.3 Inversão e Pós-Inversão dos dados

O programa de inversão via procedimento de busca local utiliza o algoritmo de Levenberg-Marquardt (equação 74) para minimizar a função objeto e consequentemente ajustar os dados entre a curva de dispersão Real/Sintética e a curva de dispersão invertida. Nesse processo alguns parâmetros precisam ser calibrados e condições de contorno implementadas visando uma otimização da inversão de dados. Esses estudos foram aplicados em mais de 50 modelos e seus resultados são exemplificados pelos resultados dos modelos 1, 2, 3, 4 e 5 (Tabela 4).

Os parâmetros como fator de amortecimento (μ), número de iterações e fator P (equação 42) foram calibrados usando como referência os valores relativos da raiz quadrada do erro quadrático médio (REQMr⁵) calculado ao final de cada inversão de dados. A REQMr (equação 82) é calculada a partir dos n pontos da curva de

⁵ Na interface do programa de inversão de dados a notação **REQMr** foi substituída por apenas **Erro** por motivo de simplificação.

dispersão invertida (x_i) e real (D_i) e fornece um indicativo de qualidade da inversão, na qual quanto menor o seu valor há uma tendência de melhor ajuste dos dados.

$$REQMr = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - D_i}{D_i}\right)^2}{n}} \quad (82)$$

O fator P foi estimado previamente no estudo de implementação de um modelo inicial para a inversão de dados (seções 5.1.3.2 e 5.1.2) e posteriormente no estudo de inversão de dados baseado nas informações de REQMr.

Para melhorar a convergência dos dados, duas condições de contorno foram incorporadas ao algoritmo de inversão, acionadas a cada iteração e suas eficácias foram também avaliadas por meio da REQMr gerada ao final de cada inversão. A primeira condição de contorno obriga que a velocidade de onda S obedeça aos limites mínimo e máximo das velocidades de fase da curva de dispersão, usando a relação 4 para converter as velocidades de fase em velocidades de onda S com uma tolerância adotada de 30% abaixo e acima dos limites mínimo e máximo da curva de dispersão. Já a segunda condição de contorno obriga que a menor razão de Poisson seja obedecida, ou seja, a razão α_n/β_n não deve ser inferior à $\sqrt{2}$. Isso faz com que não haja erros de modelagem durante a inversão.

A etapa posterior de inversão via tentativa e erro consiste em um procedimento iniciado a partir do fim do processo de inversão tendo como objetivo um ajuste fino dos dados invertidos. No entanto, pode ser utilizada quando a REQMr da inversão via procedimento de busca local é grande e não se consegue diminuí-la com a modificação de qualquer parâmetro adotado inicialmente.

O ajuste fino é realizado por meio da alteração das velocidades de onda S do modelo de camadas invertido de tal forma que a curva de dispersão invertida se aproxime da curva real. Esse procedimento é eficiente quando se adota uma ordem para a alteração das velocidades de onda S do modelo de camadas. A Figura 34 fornece uma ideia geral de como cada camada se associa a uma determinada região da curva de dispersão. Observa-se que as camadas mais rasas ajudam a compor uma região mais ampla da curva, ao contrário das camadas mais profundas que ajudam na composição da curva nas baixas frequências em uma pequena região. Portanto, o

procedimento deve ser realizado no sentido das baixas frequências, ou seja, iniciado pelas camadas mais rasas.

Figura 34 – Esquemática da influência do modelo de camadas a diferentes regiões de frequência na curva de dispersão. Adaptado de Strobbia, 2003.

Duas ferramentas foram implementadas no procedimento de pós-inversão para auxiliar o usuário na escolha das melhores modificações do modelo de camadas invertido resultando em um melhor ajuste de dados. Na primeira ferramenta, o usuário indica qual ponto na curva de dispersão ele quer alterar e como resposta a ferramenta indica em qual camada a velocidade deve ser alterada utilizando a estimativa da equação 42. A segunda ferramenta gera um gráfico de sensibilidade do modelo invertido. Consiste em alterar individualmente a velocidade de onda S em +20% de cada uma das 10 camadas do modelo de camadas invertido e gerar uma curva de dispersão para cada uma dessas 10 camadas alteradas. A ferramenta calcula a diferença dos pontos entre cada curva alterada e invertida dividindo o resultado pelos valores da curva invertida (valor relativo). Portanto, o gráfico indica a influência de cada camada modificada nos pontos da curva de dispersão, ou seja, possibilita ao usuário saber que ao modificar uma determinada camada, os pontos que se encontram em um determinado intervalo de frequência serão alterados com intensidades diferentes.

O programa de pós-inversão se inicia com o acesso prévio às informações e ferramentas descritas acima a serem consideradas pelo usuário. Os ajustes nas

curvas de dispersão são atualizados a cada modificação realizada nas velocidades de onda S do modelo de camadas até que o ajuste final desejado seja alcançado.

Realizando a metodologia de pós-inversão de maneira adequada, ou seja, considerando a ordem de execução e as duas ferramentas mencionadas acima, o procedimento de tentativa e erro passa a ser bem controlado pelo usuário tornando-o eficiente.

5.2 Área de estudos e tratamento dos dados

A aquisição de dados sísmicos foi realizada na Cidade de Taubaté, no Estado de São Paulo (Figura 35), a 130 km da capital, no interior de 3 propriedades privadas (regiões 1, 2 e 3), sendo uma delas a Universidade de Taubaté (região 1).

Figura 35 – Localização da área de estudos com as 3 regiões (círculos azuis) onde foram empregados os métodos MASW e ReMi.

Geologicamente, essas regiões representam os afloramentos dos depósitos da Formação Pindamonhangaba (região 1), dos depósitos do Quaternário (região 2) e dos depósitos do Grupo Taubaté (região 3), como pode ser observado no mapa geológico da região (Figura 36). No afloramento da Formação Pindamonhangaba se encontram os depósitos de argilitos e siltitos laminados e com intercalações de arenitos médios a finos, com *climbing ripples* e camadas decimétricas de lamitos com

intraclastos do Membro Presidente Dutra e no afloramento do Grupo Taubaté se encontram os depósitos de diamictitos, lamitos arenosos, conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Resende. Já os depósitos do Quaternário são constituídos de depósitos coluviais e de tálus pleistocênicos a holocênicos, argilo-arenosos ou conglomeráticos e depósitos aluviais arenosos (Mancini, 1995), como mencionado na seção Bacia de Taubaté (seção 4).

Figura 36 – Mapa geológico da Bacia de Taubaté. 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano; 9) eixos de dobras principais. Na região ampliada, a linha A-B refere-se à localização da área de estudos (modificado de Riccomini (1989) e Riccomini et al. (2004)).

Por meio das informações da evolução litoestratigráfica da Bacia de Taubaté, de suas seções geológicas obtidas por meios diversos (sondagens, mapas de distribuição das litofácies, linhas sísmicas e dados gravimétricos) e de seu mapa geológico (Riccomini (1989) e Riccomini et al. (2004)), um esboço simples do perfil da linha A-B (Figura 36) com a topografia, litologia e estrutura de falha foi gerado para

servir como um modelo de referência a ser associado com os dados sísmicos adquiridos na área de estudos. Os movimentos neotectônicos originados pela falha localizada sob o Rio Una seriam responsáveis por modificações geomorfológicas na região de estudos, como os desnivelamentos topográficos que provavelmente provocaram a migração do Rio Una, da localização em que hoje se encontra um córrego, para a sua localização atual.

Figura 37 – Esboço do perfil da linha A-B (Figura 36) entre as regiões 1 e 3 com a topografia, litologia e estrutura de falha da região de estudos.

O modelo do perfil esboçado na Figura 37 com uma estrutura simples de falha normal, caracterizando o hemi-graben da porção estudada da Bacia de Taubaté, será verificado pelos métodos MASW e ReMi empregados nesse trabalho. Além disso, a utilização desses métodos também tem a pretensão de estimar os limites de profundidades dos diferentes contatos geológicos existentes em cada ponto de aquisição.

A aquisição de dados sísmicos MASW e ReMi foi realizada em duas campanhas, a primeira em Agosto de 2012 com 3 pontos de aquisição (P1, P2 e P3) e a segunda em Novembro de 2015 com 4 pontos de aquisição (P4, P5, P6 e P7). Nas aquisições das duas campanhas foi utilizado um sismógrafo digital Geode (Figura

38a) da empresa Geometrics Inc. em que na primeira campanha foi empregado, para cada aquisição, um conjunto de 48 geofones de 4,5 Hz (Figura 38b) acoplado a dois Geodes. Na segunda campanha, foram empregados um conjunto de 12 geofones de 4,5 Hz e outro de 12 geofones de 1 Hz posicionados paralelos (Figura 38c) e acoplados a um mesmo Geode possibilitando a aquisição simultânea de ambos os conjuntos de geofones. Esse arranjo duplo de 12 geofones foi deslocado a cada conjunto de tiros por 3 vezes para simular um conjunto de tiros de 48 geofones, ou seja, na prática cada sismograma adquirido é formado por 48 traços sísmicos referentes aos geofones de 4,5 Hz e mais 48 traços referentes aos geofones de 1 Hz. A exceção foi feita à última aquisição da segunda campanha (P4), na qual foram utilizados 24 geofones de 4,5 Hz no arranjo sísmico e o arranjo foi deslocado 1 vez para simular uma aquisição com 48 geofones.

Figura 38 – Equipamento Geode da empresa Geometrics utilizado em campo (a) com arranjos de 48 geofones de 4,5 Hz empregados na primeira campanha (b) e arranjos de 12 geofones de 4,5 Hz e 1 Hz empregados na segunda campanha (c). Em todas as aquisições foi utilizada uma marreta como fonte impulsiva (d).

Em todos os ensaios sísmicos de MASW uma marreta foi utilizada como fonte sísmica controlada (Figura 38d). Nos levantamentos de ReMi, no qual não se emprega o uso de fonte controlada, o próprio ambiente ao redor serviu como fonte sísmica a partir de vibrações geradas por veículos e outras fontes produzidas por atividades humanas (bombas de água, helicóptero, caminhões, etc.).

Os posicionamentos médios das linhas sísmicas adquiridas nas duas campanhas de Taubaté representadas por pontos de aquisição podem ser observados na Figura 39, cujas setas nos pontos de aquisição indicam a direção do arranjo sísmico empregado em campo. As estradas, em amarelo, estão destacadas, pois possuem um papel importante na aplicação do método ReMi, já que boa parte da fonte sísmica passiva é oriunda delas por meio dos veículos. Já as linhas em azul, representam o rio Uma (à esquerda) e um córrego (à direita) por onde poderia ter passado o rio Una antes das atividades neotectônicas que modificou a região.

Figura 39 – Localização dos pontos de aquisição em vermelho na região de estudos, em que as setas indicam a direção do arranjo sísmico. As linhas destacadas em amarelo representam as estradas de passagem de veículos próximas aos locais de aquisição e as linhas azuis à esquerda e à direita representam, respectivamente, o rio Una e um córrego por onde poderia ter passado o rio Una antes da atividade tectônica que supostamente modificou a região.

Visando obter uma menor variação lateral nos ensaios de MASW e ReMi, houve uma tentativa de direcionar os arranjos sísmicos perpendicularmente ao perfil esboçado na Figura 37. No entanto, isso não foi possível na maior parte das aquisições, pois as direções adotadas para os arranjos ficaram submetidas a inviabilidades nos locais de estudo, como barreiras de origem natural ou antrópica. Além disso, os ensaios de MASW e ReMi da primeira campanha foram realizados

paralelos aos ensaios sísmicos de reflexão, cujo objetivo era seguir em paralelo ao perfil do esboço da Figura 37.

Os parâmetros de campo adotados nas duas campanhas são mostrados na Tabela 5 com as informações de todas as aquisições realizadas em cada ponto:

Tabela 5 – Parâmetros de aquisição sísmica adotados para os métodos MASW e ReMi, onde $ng(m)$, $\Delta g(m)$, $fg(Hz)$, $t(s)$ e $\Delta t(ms)$ representam, respectivamente, o tamanho do arranjo de geofones, o espaçamento entre geofones, as frequências dos geofones, o tempo de aquisição e o intervalo de amostragem. Os offsets em destaque são as aquisições escolhidas para a realização do processamento (completo) e inversão de dados.

Ponto	Método	Fonte	offset(m)	ng(m)	$\Delta g(m)$	fg(Hz)	t(s)	$\Delta t(ms)$
P1	MASW	Marreta	2,4, 8 ,12 e 16	94	2	4,5	1	1
	ReMi	Ruído externo	-	94	2	4,5	60	1
P2	MASW	Marreta	4 , 8 e 12	94	2	4,5	1	1
	ReMi	Ruído externo	-	94	2	4,5	120	2
P3	MASW	Marreta	2, 4, 6, 8, 10, 12 , 14 e 16	94	2	4,5	1	0,5
	ReMi	Ruído externo	-	94	2	4,5	60	1
P4	MASW	Marreta	4, 8 e 12	94	2	4,5	2	0,125
P5	MASW	Marreta	4 , 8 e 12	94	2	4,5 e 1	2	0,125
	ReMi	Ruído externo	-	94	2	4,5 e 1	10	
P6	MASW	Marreta	4 , 8 e 12	94	2	4,5 e 1	1	0,125
	ReMi	Ruído externo	-	94	2	4,5 e 1	10	
P7	MASW	Marreta	4, 8 e 12	94	2	4,5 e 1	1	0,125
	ReMi	Ruído externo	-	94	2	4,5 e 1	10	

5.2.1 Processamento dos dados de campo

Alguns dados de campo foram escolhidos para ser feito um estudo sobre as características e qualidades dos 3 métodos de processamento implementados computacionalmente. Para isso, foram consideradas a clareza no destaque das

informações contidas nas altas amplitudes, bem como a possibilidade da distinção dos modos fundamentais dos demais modos.

Após a definição da melhor metodologia para se realizar o processamento dos dados, esta foi aplicada nos dados que apresentaram melhor qualidade, separados, quando possível, em um conjunto MASW e ReMi para cada ponto de aquisição. Para o método MASW, os offsets escolhidos para cada ponto de aquisição dos dados estão marcados em negrito na Tabela 5. Já os dados referentes ao método ReMi foram descartados por apresentarem baixa qualidade e nenhuma informação adicional em relação aos dados de MASW, como mostrado e discutido na seção Resultados e Discussões.

5.2.2 Inversão dos dados de campo

As curvas de dispersão dos modos fundamentais referentes aos dados de campo em negrito da Tabela 5 foram invertidos utilizando o algoritmo de LM implementado no programa Matlab. Os parâmetros de ajuste da inversão foram selecionados de acordo com os resultados dos estudos descritos na seção 5.1.3.3 (resultados mostrados na seção 6.1.6).

Com o intuito de amenizar ainda mais os erros de ajuste referentes a minimização da função objeto atingidos pelo método LM, o método de inversão via tentativa e erro foi empregado em todos os casos com o objetivo de melhorar a qualidade dos modelos de camadas invertidos.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados e discussões se resumem basicamente no estudo do programa desenvolvido para processar e inverter dados sísmicos referentes às ondas Rayleigh e o estudo do problema geológico na Bacia de Taubaté por meio da aplicação dos métodos MASW e ReMi empregando o programa desenvolvido nesse mesmo trabalho de Doutorado.

6.1 Programa de processamento e inversão dos dados das ondas Rayleigh

6.1.1 Importação dos dados e geração do Sismograma

A importação e geração do Sismograma consiste em organizar os dados importados no formato DAT em uma matriz, cujas colunas representam os traços sísmicos e as linhas, o tempo de aquisição.

Ao rodar o script de importação dos dados, é necessário que o usuário insira alguns parâmetros de entrada (número de traços, distância entre geofones, tempo de aquisição e valor do offset) para que o programa organize os dados em forma matricial (Figura 40). Além dessa organização, uma correção referente a atenuação geométrica das ondas R é aplicada aos traços sísmicos. A matriz com as linhas sísmicas é salva e disponibilizada ao usuário para que se possa realizar qualquer operação matemática, ou seja, a matriz gerada deve ser utilizada em todas as etapas do processamento.

Figura 40 – Parâmetros de entrada solicitados ao usuário com o retorno da matriz A com os traços sísmicos separados em coluna.

O sismograma pode ser gerado a partir da matriz de importação dos dados com a inserção dos eixos de tempo e distância (Figura 41). A geração do sismograma é útil para a verificação da consistência dos dados, de sua qualidade e da interferência de ruídos. Esse script permite ainda que os traços sejam normalizados de acordo com o interesse do usuário.

Figura 41 – Sismograma gerado pela Matriz A (referente aos dados importados).

6.1.2 Filtros

Foram criados dois scripts de filtragem para que eventos indesejados sejam eliminados ou amenizados. O primeiro consiste em uma filtragem de frequência, na qual um intervalo de frequência indesejado pode ser filtrado (Figura 42), ou seja, um filtro passa-banda. O segundo consiste em uma filtragem de velocidade, cujo objetivo é eliminar ou atenuar os eventos com velocidades que não correspondem as ondas R e que possam atrapalhar no processamento dos dados (Figura 43).

Figura 42 – Exemplo de aplicação de filtragem por frequência em um sismograma, em que cada traço é representado por uma linha de cor distinta. a) Espectro de amplitude aplicado no arquivo original. b) Espectro de amplitude aplicado nos dados filtrados com frequência de corte de 200 Hz (filtro passa baixo).

Figura 43 - Exemplo de aplicação de filtragem por velocidade em um sismograma. a) Espectro $f-k$ aplicado ao arquivo original. b) Espectro $f-k$ aplicado aos dados filtrados com velocidades entre 300 m/s e 900 m/s.

Essa etapa de filtragem não é sempre necessária e se não for bem aplicada pode eliminar alguma informação de interesse e prejudicar o processamento dos

dados. Portanto, quando necessária, deve ser aplicada com cautela para não esconder informações importantes na curva de dispersão.

6.1.3 Processamento

O processamento dos dados é realizado a partir dos dados sísmicos organizados na matriz de importação. O objetivo é escolher qual metodologia de processamento será aplicada à matriz (Transformada de Fourier em duas Dimensões ($f-k$), Transformada $\rho-\tau$ ou Deslocamento de Fase (df)), selecionar os pontos de alta amplitude referentes ao modo fundamental de propagação e gerar a curva de dispersão experimental que estará pronta para a inversão de dados.

6.1.3.1 Metodologias para o processamento de dados

As três metodologias adotadas ($f-k$, $\rho-\tau$ ou df), a princípio, nesse trabalho, têm como objetivo possibilitar a distinção das ondas R das demais ondas por meio de suas altas amplitudes. Todas essas metodologias são realizadas por meio de seus scripts, cujas entradas é a matriz de importação de dados (Figura 44).

Figura 44 – Transformada $f-k$, $\rho-\tau$ e df realizadas na Matriz de Importação.

Essas três metodologias de processamento foram estudadas e comparadas entre si com o intuito de se verificar suas vantagens e desvantagens por meio de dados sintéticos e reais. Além disso, um estudo com parâmetros de campo possibilitou melhorar algumas imperfeições observadas durante o processamento, como falseamentos e baixa resolução dos dados.

Os três métodos de processamento adotados nesse trabalho possuem abordagens matemáticas diferentes e, como consequência, apresentam resultados distintos entre si em alguns aspectos. Nessa seção serão abordados, nas três metodologias de processamento, os efeitos provocados por eventos sísmicos, bem como os provocados pelos parâmetros de aquisição escolhidos em campo por meio de dados sintéticos e reais.

6.1.3.1.1 Influência dos eventos sísmicos nos três métodos de processamento

Para iniciar o estudo comparativo entre as três metodologias de processamento implementadas nesse trabalho, foi utilizado o arquivo 3 (Tabela 3) com um evento pontual de velocidade de 200 m/s na frequência de aproximadamente 75Hz, em que o resultado dos diferentes processamentos pode ser visualizado na Figura 45. As Figuras 45a e 45c representam os processamentos brutos sem normalização, já as Figuras 45b 45d e 45e representam os processamentos com tratamento de normalização. O processamento via deslocamento de fase não apresenta um gráfico bruto sem normalização, pois esta é intrínseca ao algoritmo de processamento.

Figura 45 – Evento pontual sintético de 200 m/s na frequência de 75 Hz (arquivo 3 da Tabela 3) para os processamentos a) f - k sem normalização, b) f - k com normalização, c) ρ - τ sem normalização, d) ρ - τ com normalização e e) df com normalização.

Os processamentos brutos mostram que o evento pontual representado pela maior amplitude é cercado por uma região de espalhamento com menores amplitudes. Além disso, são observadas regiões residuais de menores amplitudes distantes do evento considerado. Esse comportamento é mais pronunciado nos processamentos via ρ - τ (Figuras 45c e 45d) e df (Figura 45e) devido ao processo de empilhamento intrínseco aos seus algoritmos matemáticos. Essas regiões residuais são uma característica negativa do processamento, pois elas representam um ruído que pode ser confundido com a informação de interesse ou pode até mesmo mascará-la. Ao considerarmos os processamentos normalizados, observamos que as regiões residuais são destacadas, contaminando ainda mais os gráficos com artefatos de eventos inexistentes, sendo mais prejudiciais no processamento via ρ - τ (Figura 45d),

seguidas por df (Figura 45e) e menos prejudiciais no processamento via $f-k$ (Figura 45b). A normalização tem como objetivo destacar eventos de interesse de baixa amplitude mascarados pelos eventos de alta amplitude. No entanto, quando a informação de baixa amplitude não está presente ou é comparável a eventos que não são de interesse (como as ondas de corpo, ruídos e regiões residuais de processamento), os gráficos de processamento apresentarão altas amplitudes em regiões que não tem nenhuma informação do evento dispersivo das ondas R. Esse comportamento é mais pronunciado no evento pontual da Figura 45, pois este é único, o que não ocorre em dados reais com uma continuidade das altas amplitudes em função do aumento da frequência. Na Figura 46, o processamento foi realizado em um sismograma sintético com os mesmos parâmetros da Figura 45 referente ao arquivo 4 (Tabela 3), porém com o evento de 200 m/s ocorrendo em uma faixa de frequência contínua entre 0 e 150 Hz e por isso, a partir daqui, devido à continuidade dos dados, foram gerados todos os processamentos com normalização. Note que as regiões residuais são reduzidas, porém ainda são mais pronunciadas em $\rho-\tau$ (Figura 46b) e df (Figura 46c) do que em $f-k$ (Figura 46a). Essa redução se deve a presença de informação em todo intervalo de frequência considerado, cujas altas amplitudes atenuam essas regiões residuais.

Figura 46 - Evento contínuo sintético de 200 m/s entre as frequências 0 e 150 Hz (arquivo 4 da Tabela 3) para os processamentos com normalização $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c).

Pela Figura 46, notamos ainda que os números de onda (em $f-k$) e velocidade do evento (em $\rho-\tau$ e df) considerado para cada frequência estão inseridos em uma região de espalhamento com altas amplitudes (também observada no evento pontual da Figura 45). Em $f-k$ (Figura 46a), essa região de espalhamento é bem visível na direção do número de onda devido a sua delimitação pela baixa resolução dos dados nessa direção, o que não ocorre na direção da frequência, já que sua resolução é bem alta devido ao pequeno intervalo de amostragem. Em $\rho-\tau$ e df (Figuras 46b e 46c), essa região de espalhamento se encontra na direção da velocidade, não é delimitada pela resolução nessa direção e tende a aumentar na medida em que a frequência diminui, ao contrário de $f-k$ que mantém suas regiões de espalhamento constantes independentes da frequência. No entanto, quando os limites da resolução de k , em $f-k$

k , são transformados em velocidades de fase, obviamente temos regiões de espalhamento variáveis com a frequência.

Dentro da região de espalhamento de $\rho\text{-}\tau$ e df , o evento de interesse pode ser facilmente definido por meio da escolha da maior amplitude dentro da região, o que não ocorre em $f\text{-}k$, já que essa região é limitada pela resolução dos dados e os valores de amplitude em seu interior são todos iguais. Para comparar as regiões de espalhamento dos três métodos, foram realizados os gráficos dos limites dessas regiões, plotados com as velocidades de fase em função da frequência (Figura 47).

Figura 47 – Limites mínimos e máximos das regiões de espalhamentos dos processamentos $f\text{-}k$ (verde), $\rho\text{-}\tau$ (vermelho) e df (azul) referentes ao arquivo 4 (Tabela 3).

Em todos os métodos contidos na Figura 47, observa-se um espessamento da região de espalhamento na medida em que a frequência diminui. Esse comportamento é esperado, pois nessas regiões de baixa frequência, os períodos das ondas são maiores, o que acaba influenciando na resolução dos dados e gerando uma região de espalhamento maior.

Dos métodos abordados, o que apresentou a menor região de espalhamento, como pode ser observada na Figura 47, foi o processamento via $f\text{-}k$, seguido do processamento via df . Por outro lado, os métodos $\rho\text{-}\tau$ e df são mais precisos na

determinação da velocidade de fase, pois suas resoluções na direção da velocidade são maiores que $f-k$ que fica limitada pela baixa resolução na direção do número de onda.

Apesar das melhores precisões constatadas em $\rho-\tau$ e df , suas maiores regiões de espalhamento podem prejudicar a distinção do modo fundamental dos demais modos. Além disso, os modos superiores podem interferir na definição precisa das velocidades do modo fundamental, pois as amplitudes na região de espalhamento desses modos podem se somar, mascarando as verdadeiras velocidades desses eventos. Para observarmos esse efeito, no processamento da Figura 46 foi adicionado um evento de 230 m/s, em um intervalo de frequência entre 0 e 150 Hz, resultando nos dados do arquivo 5 (Tabela 3) e consequentemente no processamento de dois eventos presentes na Figura 48 (200 m/s e 230 m/s):

Figura 48 - Eventos contínuos sintéticos de 200 m/s e 230 m/s entre as frequências 0 e 150 Hz para os processamentos com normalização $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) referentes ao arquivo 5 (Tabela 3).

Em $f-k$ (Figura 48a), os dois eventos são independentes na maior parte do intervalo de frequência, dificultando suas distinções somente abaixo de 20Hz. Nessa região de baixa frequência, os dois eventos se confundem devido à limitação da resolução do número de onda e já não é possível definir qual é o evento de 200 m/s e o de 230 m/s. Já em $\rho-\tau$ e df (Figura 48b e 48c), cujas regiões de espalhamento são superiores à $f-k$, os eventos se interferem em diferentes regiões de frequência, levemente entre 20 e 50 Hz e fortemente abaixo de 20 Hz, em que, nessa última região, os dois eventos não podem ser identificados, assim como em $f-k$. Dentre os métodos $\rho-\tau$ e df , df apresenta uma suavidade maior nas velocidades referentes às altas amplitudes, tendo um menor desvio das altas amplitudes em relação aos valores verdadeiros de velocidade.

Note também pela Figura 48 que a interferência dos eventos pode levar a uma interpretação equivocada em uma curva de dispersão. Em $\rho-\tau$ e df , por exemplo, a interferência entre os eventos, resultando em uma ondulação entre 40 e 50 Hz, induz a interpretação de que existe uma inversão de velocidades nesse intervalo, o que comprometeria o modelo de camadas em uma posterior inversão dos dados, caso tivéssemos processando um evento dispersivo.

Por outro lado, diferente de $f-k$, os eventos em $\rho-\tau$ e df apresentam uma continuidade maior no decorrer das frequências, descrevendo melhor e com maior suavidade as tendências de aumento ou diminuição de velocidade de um evento dispersivo contido em dados reais (Figura 49). A alta discretização dos valores do número de onda em $f-k$ (Figura 49a) faz com que o evento dispersivo apresente um efeito de granulação, impossibilitando a visualização de tendências de aumento ou diminuição de velocidade dentro de cada intervalo de número de onda, o que não ocorre pelas metodologias de $\rho-\tau$ e df (Figura 49b e 49c), cuja continuidade do evento dispersivo na direção da frequência fica limitada apenas às altas resoluções da frequência e velocidade de fase.

Figura 49 – Processamentos dos dados reais (arquivo 2 da Tabela 3) normalizados utilizando as metodologias $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c).

Os resultados encontrados em dados sintéticos no estudo da influência dos eventos sísmicos nos três métodos de processamento podem ser percebidos nos dados reais da Figura 49. A região de espalhamento dos eventos dispersivos vai ficando mais espessa na medida em que a frequência vai diminuindo, o que pode dificultar a distinção dos modos de propagação. Além disso, em $\rho-\tau$ (Figura 49b), a partir de 20 Hz, alguns eventos dispersivos se afunilam junto com o modo fundamental e podem influenciar no deslocamento da amplitude máxima desse modo para valores de velocidades maiores e sugerir erroneamente uma inversão de velocidades nessa região. As normalizações contidas em cada metodologia ressaltam bem os eventos dispersivos em toda região de frequência, principalmente nas baixas frequências, porém acaba destacando amplitudes de informações indesejáveis, como possíveis resíduos dos algoritmos de processamento e eventos não dispersivos.

A inexistência das normalizações em $f-k$ e $\rho-\tau$ (Figura 50) resulta em um gráfico mais limpo e com destaque praticamente exclusivo aos eventos decorrentes

das ondas R. No entanto, as altas amplitudes contidas no gráfico mascaram, além das informações indesejáveis, informações de interesse referentes às próprias ondas R, mas que possuem amplitudes mais atenuadas. Portanto, a normalização acaba sendo uma ferramenta necessária, mas que deve ser utilizada com a ciência de que eventos indesejáveis podem ser destacados.

Figura 50 - Processamentos dos dados reais (arquivo 2 da Tabela 3), sem normalização, utilizando as metodologias $f-k$ (a) e $\rho-\tau$ (b).

6.1.3.1.2 Influência dos parâmetros de campo nos três métodos de processamento

Para o estudo dos efeitos no processamento de dados provocados pela variação dos parâmetros de campo foram utilizados como referência os dados sintéticos do arquivo 6 (Tabela 3) simulando uma curva de dispersão de modo fundamental e os dados reais referentes ao arquivo 1 (Tabela 3). Os gráficos de processamento desses dados podem ser visualizados nas Figuras 51 e 52, nos quais foram estudados os efeitos provocados pelas variações do intervalo de amostragem, tempo de aquisição, espaço amostral e janela espacial.

Figura 51 – Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) dos dados originais de um evento dispersivo sintético com velocidades decaindo de 300 m/s a 100 m/s com o aumento da frequência (entre 5 Hz e 50 Hz) referentes ao arquivo 6 da Tabela 3.

Figura 52 – Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) dos dados originais reais referentes aos dados do arquivo 1 da Tabela 3.

6.1.3.1.2.1 Intervalo de amostragem

O aumento do intervalo de amostragem dos dados sintéticos originais (Figura 51) para 16 ms potencializa os efeitos de falseamento, como pode ser visto na Figura 53. Em todos os processamentos, surgem artefatos que simulam um evento dispersivo. Em $f-k$ (Figura 53a), o artefato surge como uma múltipla do evento verdadeiro acompanhando-o em quase todo intervalo de frequência, no entanto a distinção do evento verdadeiro é pouco influenciada pelo falseamento. O processamento $\rho-\tau$ (Figura 53b) é o mais influenciado pelo aumento do intervalo de amostragem. O artefato gerado mascara o evento verdadeiro a partir de 15 Hz e a partir de 30 Hz o gráfico é espelhado impossibilitando a identificação do evento verdadeiro nas altas frequências. Já df (Figura 53c) apresentou o falseamento com menor intensidade em relação aos outros métodos de processamento e também um gráfico mais limpo. O evento principal é influenciado pelo artefato gerado a partir de 15 Hz, porém é possível identificá-lo em qualquer intervalo de frequência.

Figura 53 – Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) de um evento dispersivo dos dados sintéticos do arquivo 6 (Tabela 3) com alteração do intervalo de amostragem de 1 ms para 16 ms.

Diferente dos dados sintéticos que contém apenas um evento dispersivo, os dados reais apresentam um pacote de informações, incluindo ruídos. Por isso, esses efeitos de falseamento costumam influenciar muito mais nos eventos de interesse. A Figura 54 apresenta os processamentos dos dados reais (arquivo 1 da Tabela 3) com 16 ms de intervalo de amostragem, o mesmo aumento considerado nos dados sintéticos, e que podem ser comparados com os dados originais da Figura 52. Nota-se nos processamentos $f-k$ e $\rho-\tau$ (Figura 54a e 54b) que a geração de artefatos satura as regiões de alta amplitude e impossibilitam a identificação dos eventos dispersivos. Em $\rho-\tau$ (Figura 54b), o efeito é potencializado pelo espelhamento do gráfico a partir de 30 Hz e os eventos dispersivos se misturam formando uma grande “nuvem” de altas amplitudes nas baixas e altas frequências. Já df (Figura 54c) apresenta os melhores resultados, no qual é possível observar alguns artefatos gerados e algumas informações perdidas na região de alta frequência, porém os eventos dispersivos são bem delimitados, sendo possível distingui-los com grande clareza.

Figura 54 - Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) dos dados reais modificados referentes aos dados adquiridos do arquivo 1 (Tabela 3) com o intervalo de amostragem modificado de 1ms para 16ms.

6.1.3.1.2.2 Tempo de aquisição

Para observar os efeitos provocados pela variação do tempo de aquisição, os dados sintéticos (Figura 55) e reais (Figura 56) tiveram seus valores alterados de 1 s para 0,35 s. Um efeito já aguardado e observado em todos os processamentos é o aumento da frequência amostral em todos os casos, ou seja, a queda de resolução dos gráficos na direção da frequência. Nos dados sintéticos, observamos uma queda de qualidade nas três imagens de processamento, sendo possível, mesmo assim, a identificação dos eventos dispersivos ajudada pelo fato de não existir nenhum artefato de falseamento criado pela modificação do parâmetro. A variação do tempo de aquisição afeta com maior intensidade o processamento via df (Figura 55c) que apresenta os menores contrastes de amplitude na região de dispersão. Já $\rho\text{-}\tau$ (Figura 56b) apresenta os melhores contrastes de amplitude e o evento dispersivo é bem caracterizado ao longo do eixo de frequência.

Figura 55 – Processamentos $f\text{-}k$ (a), $\rho\text{-}\tau$ (b) e df (c) dos dados sintéticos com alteração do tempo de aquisição de 1 s para 0,35 s no arquivo 6 (Tabela 3).

Nos processamentos dos dados reais (Figura 56), os efeitos da variação do tempo de aquisição são mais acentuados, principalmente, nas baixas frequências, nas quais o sinal vai perdendo energia. Em $f-k$ e $\rho-\tau$ (Figura 56a e 56b), os eventos dispersivos podem ser bem visualizados a partir de 10 Hz devido ao acentuado contraste das amplitudes nessa região, o que não ocorre com df , no qual as altas amplitudes espalhadas pelo gráfico mascaram os eventos dispersivos de interesse e as amplitudes desses eventos não se destacam predominantemente nessa região.

Figura 56 – Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) dos dados reais modificados referentes aos dados adquiridos do arquivo 1 (Tabela 3) com o intervalo de amostragem modificado de 1 s para 0,35 s.

A perda de qualidade nos dados não está somente ligada ao aumento da frequência amostral provocada pela diminuição do tempo de aquisição, mas também devido à diminuição do número de traços por onde o evento de interesse é registrado. Assim, ao diminuir o tempo de registro dos dados, um evento que cruzava todo o sismograma (do primeiro ao último geofone), pode ser cortado entre o primeiro e último traço, como pode ser visualizado na Figura 57, interferindo, por exemplo, na qualidade dos dados empilhados. Esse problema pode ser contornado antes da

realização da aquisição dos dados, por meio da escolha de um tempo de aquisição adequado a partir das informações do tamanho do arranjo sísmico e da velocidade mínima de interesse.

Figura 57 – Sismogramas referentes aos dados sintéticos do arquivo 6 (Tabela 3), em que em a) o tempo de registro é igual a 1 s permitindo que todos os eventos sejam registrados por todos os geofones e em b) o tempo de registro é modificado para 0,35 s impossibilitando que os eventos de menor velocidade sejam registrados por todos os geofones.

6.1.3.1.2.3 Espaço amostral

Para testar a influência da variação do espaço amostral, os dados sintéticos e reais foram submetidos a um aumento desse parâmetro de 2 m para 8 m, em que o resultado pode ser visualizado nas Figuras 58 e 59, comparados aos dados originais (Figura 51 e 52). Nos dados sintéticos da Figura 58, pode-se notar que o aumento do espaço amostral potencializa a geração de falseamentos. Em $f-k$ (Figura 58a), o falseamento provoca o corte do evento dispersivo em alguns pontos dos limites do gráfico na direção do número de onda. Esse efeito pode ser amenizado ao transladar a janela negativa do eixo do número de ondas para a frente da janela positiva, como pode ser visto na Figura 58d. No entanto, o efeito de falseamento é bem pronunciado nesse tipo de processamento e influencia diretamente o evento de interesse. Em $\rho-\tau$ (Figura 58b) e df (Figura 58c), os artefatos criados não sobrepõem o evento dispersivo de interesse e, portanto, não influenciam em sua identificação. Esses artefatos são criados distantes do evento dispersivo e podem ser confundidos com outros eventos

de outros modos de propagação ou podem, até mesmo, mascarar os modos existentes. No caso de $\rho\text{-}\tau$, as altas amplitudes desses artefatos criados pelo falseamento influenciam na normalização dos dados e por isso, atenuam parte das altas amplitudes do evento de interesse. Isso não ocorre com o processamento via df , já que apesar da ocorrência dos artefatos vinculados ao falseamento do espaço amostral, esses não influenciam para mascarar as altas amplitudes do evento de interesse, tornando essa metodologia a mais eficiente em caracterizar o evento dispersivo. Em contrapartida, a metodologia $f\text{-}k$ é a melhor em não produzir regiões residuais com informações inexistentes, evitando possíveis equívocos na identificação de outros modos de propagação. Porém, o artefato falseado ligado diretamente ao evento dispersivo pode ser amostrado na mesma região de um outro evento dispersivo, como os modos superiores de propagação, e ocultá-los.

Figura 58 – Processamentos $f\text{-}k$ (a), $\rho\text{-}\tau$ (b) e df (c) dos dados sintéticos com alteração do espaço amostral de 2m para 8m no arquivo 6 (Tabela 3).

Nos dados reais, o efeito da variação do espaço amostral é potencializado devido à maior quantidade de informações presentes nos dados. O falseamento observado em $f-k$ (Figura 59a) e amenizado pela translação da janela negativa na direção do eixo do número de onda (Figura 59d) prejudica a caracterização dos eventos dispersivos, pois surge da diminuição da janela do número de onda e invade a região de outros modos superiores de propagação. Portanto, além de prejudicar a caracterização dos eventos dispersivos secundários, ocorre também a recíproca e o trecho do evento principal que está sendo falseado é influenciado pelas altas amplitudes dos eventos secundários que estão nessa região falseada. O processamento via $\rho-\tau$ (Figura 59b) também sofre com o falseamento e os artefatos falseados criados prejudicam na caracterização e distinção dos eventos dispersivos e esses artefatos de alta amplitude ocultam o evento dispersivo durante a normalização dos dados. Já df é o processamento que melhor preserva as informações dos dados originais (Figura 52c), sendo possível caracterizar bem o modo principal de propagação e alguns dos modos superiores. As regiões residuais criadas durante o processamento não interferem na maior parte das informações de interesse, pois essas regiões residuais se encontram a partir de 20 Hz, nas altas velocidades de fase (a partir de 250 m/s).

Figura 59 - Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) dos dados reais com alteração do espaço amostral de 2m para 8m no arquivo 1 (Tabela 3).

O estudo em dados sintéticos em df (Figura 58c) é muito útil, pois a região de resíduos gerada em seu processamento é semelhante a que surge nos dados reais (Figura 59c) e que sem o auxílio desse estudo, essa região poderia ser confundida com eventos dispersivos de modo superior de propagação, comportamento esse que pode ser observado em qualquer conjunto de dados reais com eventos de dispersão. Além disso, o aumento do espaço amostral pode ser utilizado como uma técnica para detectar artefatos gerados por falseamento, já que as informações originadas por falseamento tendem a se destacar cada vez mais à medida em que se aumenta o espaço amostral, ao contrário das informações originadas pela geologia local que tendem a piorar com o aumento do espaço amostral devido ao aumento da discretização dos dados na direção espacial.

6.1.3.1.2.4 Janela espacial

Visando observar os efeitos provocados pela variação da janela espacial, este parâmetro foi alterado de 96 m para 24 m nos dados sintéticos e reais, ou seja, foi mantido o mesmo valor do espaço amostral e diminuído o número de traços para um quarto.

Ao diminuir o valor da janela espacial é esperado uma piora na resolução dos dados processados. Em $f-k$ (Figura 60a), podemos observar muito bem esse comportamento, em que o número de onda amostral aumenta, aumentando a granulação da imagem e, conseqüentemente, comprometendo a continuidade do evento dispersivo. Além disso, o aumento do número de onda amostral potencializa a região de espalhamento em torno dos valores verdadeiros do evento dispersivo em todas as metodologias de processamento. Comparando a Figura 60 com a Figura 51, observamos que nos processamentos $\rho-\tau$ e df a região de espalhamento na direção da velocidade de fase aumenta, assim como a incerteza na definição das velocidades do evento dispersivo, já que as regiões com alta amplitude máxima passam a ocupar um intervalo maior de velocidades. Em df , por exemplo, a velocidade de fase em 8 Hz é encontrada em 262 m/s com uma incerteza na resolução dos dados de ± 1 m/s nos dados sintéticos originais, enquanto que nos dados modificados o valor da velocidade é encontrado em 264 m/s com uma incerteza na resolução dos dados de ± 5 m/s. Portanto, o aumento da janela espacial aumenta a precisão na definição do evento dispersivo, além de diminuir a região de espalhamento amenizando a interferência de um evento dispersivo em outro.

Figura 60 – Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) dos dados sintéticos com alteração da janela espacial de 96 m para 24 m no arquivo 6 (Tabela 3).

A redução da janela espacial nos dados reais confirma o que já foi verificado nos dados sintéticos. Em $f-k$ (Figura 61a), observa-se bem o aumento da granulação provocada pelo aumento do número de onda amostral, o que dificulta muito a identificação precisa do modo fundamental de propagação. Em $\rho-\tau$ e df (Figura 61b e 61c), fica claro que a região de espalhamento ao redor do evento dispersivo é ampliada e a definição de suas amplitudes máximas é comprometida pela queda da precisão na direção das velocidades de fase. Em $\rho-\tau$ (Figura 61b), o efeito é potencializado e as regiões de espalhamento interferem sensivelmente na identificação dos modos superiores.

Figura 61 - Processamentos $f-k$ (a), $\rho-\tau$ (b) e df (c) dos dados reais com alteração da janela espacial de 96 m para 24 m no arquivo 1 (Tabela 3).

Portanto, nos métodos sísmicos de ondas superficiais o tamanho do arranjo interfere sensivelmente na qualidade dos dados, tornando os eventos dispersivos mais claros e suas definições mais precisas à medida em que o tamanho do arranjo é ampliado.

Como observado em todos os resultados das três metodologias de processamento estudadas, os eventos sísmicos e parâmetros de aquisição influenciam de maneira peculiar em cada uma delas. A metodologia $f-k$ apresenta as menores regiões de espalhamento e de resíduos. No entanto, a baixa resolução na direção do eixo do número de onda tem como consequência uma menor precisão na definição da velocidade de fase e uma maior discretização dos eventos dispersivos. Por outro lado, $\rho-\tau$ e df apresentam uma maior precisão na definição da velocidade de fase e uma melhor resolução do evento dispersivo, traduzindo-se em uma maior suavidade nas tendências de aumento e redução da velocidade de fase em função da frequência. Porém, apresentam as maiores regiões de espalhamento que podem comprometer a distinção dos diferentes modos de propagação, bem como a definição

de suas velocidades. Além disso, as maiores regiões residuais podem criar falsos eventos mascarando os eventos verdadeiros.

Dentre as duas metodologias de processamento realizadas via empilhamento ($\rho\text{-}\tau$ e df), cuja a apresentação das imagens são similares, a que apresentou os melhores resultados nos estudos considerados foi a df , na qual os eventos dispersivos de interesse, na média, apresentaram as menores regiões de espalhamento e foram melhor preservados com as modificações dos parâmetros de aquisição. Além disso, df apresenta as menores regiões residuais que interferem com menor intensidade na identificação dos eventos dispersivos.

Moro, et al., 2003 concluíram que o processamento via deslocamento de fase é o melhor a ser escolhido, porém nos estudos realizados aqui vimos que $f\text{-}k$ apresenta algumas vantagens em relação a df e também desvantagens. Dessa forma, uma metodologia pode complementar a outra e um processamento conjunto pode tornar a determinação da curva de dispersão mais precisa e eliminar algumas dúvidas geradas por uma metodologia em particular.

Portanto, nesse trabalho optou-se por utilizar as metodologias de deslocamento de fase e transformada $f\text{-}k$ simultaneamente, em que cada uma é utilizada como uma etapa distinta do mesmo processamento de dados. Inicialmente, os pontos de alta amplitude são escolhidos no espectro $f\text{-}k$ e em seguida espelhados no gráfico de deslocamento de fase formando uma curva de dispersão de referência (Figura 62). Logo, o usuário escolherá os pontos da curva de dispersão baseado nas duas metodologias aplicadas ao mesmo tempo. No entanto, o programa de processamento de dados desenvolvido nesse trabalho disponibiliza também o processamento via $\rho\text{-}\tau$ como mais uma possibilidade de tratamento dos dados.

Figura 62 – Processamento simultâneo $f-k$ e df . a) seleção dos pontos de alta amplitude (círculos brancos) em $f-k$. b) pontos de alta amplitude espelhados de $f-k$ (círculos brancos) e seleção dos pontos de alta amplitude (círculos pretos) em df .

6.1.3.2 Curva de Dispersão experimental

Para selecionar os pontos referentes às amplitudes máximas nos gráficos de processamento dos dados, foi utilizado um complemento dos scripts de processamento com a função interativa *ginput* do Matlab que é acionada quando o gráfico de processamento é gerado. Essa função armazena as informações de frequência e número de onda, no caso do processamento via $f-k$, e as informações de frequência e velocidade de fase, no caso dos processamentos via $\rho-\tau$ e df , a partir dos pontos selecionados pelo usuário e que também são impressos no gráfico gerado (Figura 63).

Figura 63 – Exemplo de seleção dos pontos de amplitude máxima no gráfico de processamento via $f-k$.

A matriz gerada pela função *ginput* é utilizada para a construção da curva de dispersão. Nos processamentos via $\rho-\tau$ e df , essa matriz já possui as informações necessárias para a construção direta da curva de dispersão. Já no processamento via $f-k$, essa matriz deve ser manipulada e a coluna do número de onda deve ser convertida em velocidade de fase por meio da equação fundamental de ondas (equação 47). Por fim, é gerada uma curva de dispersão em uma nova janela somente com os pontos selecionados pelo usuário no gráfico de processamento (Figura 64) e as informações de frequência e velocidade de fase são gravadas em um arquivo com formato DAT que será posteriormente utilizado na inversão dos dados.

Figura 64 – Exemplo de curva de dispersão gerada a partir dos pontos selecionados no gráfico de processamento dos dados.

Os diferentes tipos de processamento foram testados e refinados a partir de dados reais e sintéticos, estes últimos gerados pelo programa de sísmica *Seismic Unix*. Dessa forma, alguns ajustes aos algoritmos implementados foram realizados e seus scripts foram preparados para tratar os dados reais adquiridos em Taubaté.

6.1.4 Modelagem

A modelagem das ondas Rayleigh consiste em simular uma curva de dispersão por meio da inserção dos parâmetros velocidade de ondas P, S, densidade, número e espessura de camadas. Foram criados scripts responsáveis pela geração da curva de dispersão teórica, no qual os parâmetros são inseridos e rodados em um script principal e os demais scripts implementam o algoritmo de Dunkin (1965), no qual as raízes da função secular são calculadas pelo método numérico da bissecção (Press

et al., 1992). Inicialmente as raízes da função secular eram calculadas por uma função interna do Matlab (*fzero*), no entanto, após vários testes, notou-se que algumas raízes estavam convergindo para valores errados e a partir de então optou-se pela implementação do algoritmo de bissecção por ser mais seguro, mesmo não sendo tão rápido como, por exemplo, o método de Newton.

Após essa mudança e algumas correções e refinamentos específicos para o método de ondas superficiais, as curvas geradas, desde então, apresentaram as raízes corretas em 100% dos casos.

A interação com o usuário contida no script principal permite a entrada dos parâmetros necessários para a geração da curva de dispersão, como pode ser visto na Figura 65.

Figura 65 – Entrada dos parâmetros necessários para a modelagem e sua saída na forma do gráfico da curva de dispersão.

O programa de modelagem permite ainda a configuração dos espaçamentos e número dos pontos da curva de dispersão. Como foi visto na seção 5.1.3.1, é aconselhável que os espaçamentos entre os pontos da curva de dispersão sejam reduzidos na medida em que a frequência diminui.

Diversos modelos foram gerados e vários deles comparados com as modelagens de outros autores (Strobbia, 2003 e Wathelet, 2005), que implementaram o algoritmo de Dunkin em seus trabalhos, e os resultados foram semelhantes. Dessa forma, um estudo mais aprofundado sobre as características da curva de dispersão e sua inversão pôde ser realizado. Além disso, o estudo de sensibilidade das curvas de dispersão ajudou a detectar algumas imperfeições na implementação do algoritmo de modelagem e a entender alguns comportamentos das curvas de dispersão de acordo com a variação dos parâmetros físicos do modelo.

6.1.4.1 Estudo da sensibilidade nas curvas de dispersão

6.1.4.1.1 Alteração do parâmetro Velocidade de Onda S (β_n)

Como discutido na seção 2.2, existe uma relação bem estreita entre a velocidade de onda Rayleigh e a de onda S, o que nos permite intuir que uma mudança na velocidade de onda S interferirá sensivelmente na curva de dispersão. Para fazer essa verificação foram alteradas individualmente as velocidades de onda S em cada camada e também simultaneamente o conjunto de velocidades das n camadas. Esse procedimento foi realizado no Modelo 1 (Tabela 4), em que as alterações individuais em cada camada podem ser observadas nos gráficos das Figuras 66a, 66b e 66c, referentes às camadas 1, 2 e 3, respectivamente e a alteração em conjunto das velocidades das 3 camadas pode ser observada no gráfico da Figura 66d. As variações percentuais realizadas das velocidades foi de até $\pm 25\%$, em que a curva de cor preta se refere ao Modelo 1 inalterado.

Figura 66 – Efeitos na curva de dispersão do Modelo 1 por meio da variação percentual da velocidade de onda S em a) β_1 , b) β_2 , c) β_3 e d) β_1 , β_2 e β_3 , simultaneamente

As variações percentuais em β_1 (Figura 66a) mostram que a curva de dispersão é afetada a partir de 9 Hz por todas as alterações realizadas em que o efeito é bem pronunciado mesmo nas curvas de $\pm 10\%$ (principalmente nas variações percentuais negativas). Já na segunda camada (Figura 66b), a curva de dispersão é afetada pelas variações percentuais no intervalo de 4 a 42 Hz e assim como na primeira camada, a sensibilidade da curva é bem destacada em qualquer variação percentual. Na terceira camada (Figura 66c), que representa o semiespaço infinito do Modelo 1, as variações percentuais da velocidade afetam a curva de dispersão nas baixas frequências

(abaixo de 22Hz). Essa diferenciação da curva de dispersão entre as 3 camadas para diferentes frequências é esperada, já que sabemos que a frequência da componente de onda é inversamente proporcional à profundidade máxima em que essa onda pode penetrar em subsuperfície, ou seja, nas baixas frequências teremos informações predominantemente da última camada e é nessa faixa de frequência que a curva de dispersão será afetada, o mesmo ocorrendo para a camada intermediária que afetará a curva de dispersão nas frequências intermediárias e para a primeira camada que afetará a curva de dispersão predominantemente nas altas frequências. Logicamente, a espessura das camadas interfere nesses intervalos de frequência, já que se aumentarmos, por exemplo, a espessura da primeira camada no Modelo 1, a frequência limite não será mais 9 Hz e sim abaixo desse valor, pois estamos aumentando a profundidade máxima da primeira camada do modelo.

Na Figura 66d, foram alteradas simultaneamente as velocidades de onda S das 3 camadas, até porque em uma estimativa inicial desses parâmetros para a realização de uma inversão de dados, o erro será cometido nos 3 parâmetros simultaneamente. Nota-se que ao adicionar as 3 variações simultaneamente, os erros na curva de dispersão se potencializam, deixando evidente que uma baixa variação percentual (abaixo de $\pm 25\%$) altera consideravelmente a curva de dispersão. Essa informação é de grande importância, pois essa alta sensibilidade da curva de dispersão impõe que a velocidade de onda S seja considerada um parâmetro desconhecido em uma inversão de dados de ondas superficiais.

Durante o estudo de sensibilidade das curvas de dispersão, ao se alterar as velocidades de onda S, verificou-se que, em alguns casos, a curva de dispersão é insensível à alteração das velocidades das camadas intermediárias do modelo. Para ilustrar esse comportamento, a velocidade de onda S da segunda camada do Modelo 1 foi alterada de 300 para 700 m/s e a variação percentual da velocidade de onda S foi realizada nas 3 camadas, como pode ser observado na Figura 67.

Figura 67 - Efeitos na curva de dispersão do Modelo 1 com β_2 alterado (700m/s) por meio da variação percentual da velocidade de onda S em a) β_1 , b) β_3 e c) β_2

Por meio da Figura 67 observa-se que a curva de dispersão é sensível à alteração de β_1 e β_3 (Figura 67a e 67b), porém na variação de β_2 (Figura 67c), a curva de dispersão praticamente não se altera. Veja que esse comportamento é um problema relevante em uma inversão de dados, pois nessas circunstâncias a inversão pode resultar em um valor de velocidade para a segunda camada distante da realidade, ocorrendo o mesmo para as camadas intermediárias dos modelos com mais de 3 camadas. Observou-se que esse fenômeno ocorre à medida em que a velocidade da camada intermediária se afasta da velocidade da camada superior, em que a espessura da camada intermediária influencia na velocidade limite em que a curva de dispersão passa a perder a sensibilidade. A velocidade limite aumenta quando se aumenta a espessura da camada até que o fenômeno deixa de existir e a curva de dispersão é afetada pela variação em qualquer valor da velocidade de onda S. Por outro lado, para baixas espessuras, a velocidade limite diminui, ou seja, o

fenômeno passa a existir a partir de uma velocidade de onda S baixa e a curva de dispersão praticamente não é influenciada por qualquer valor entre as velocidades das camadas acima e abaixo da intermediária.

Na Figura 68, β_2 foi variado entre 300 e 600 m/s, com intervalos de 50m/s, em duas espessuras de d_2 (5 e 10m), o que permitiu verificar o quanto a espessura da camada pode influenciar no fenômeno descrito acima.

Figura 68 – Efeitos na curva de dispersão do Modelo 1 com β_2 variando entre 300 e 600m/s com a) $d_2 = 5m$ e b) $d_2 = 10m$

Nota-se pela Figura 68 que ao se aumentar a espessura da segunda camada, a curva de dispersão passa a se sensibilizar a partir de diferentes velocidades de onda S na segunda camada. Na segunda camada com espessura de 5m (Figura 68a), a velocidade limite em que a curva de dispersão começa a ser afetada sensivelmente com o aumento de β_2 se encontra entre 300 e 400 m/s, porém, quando a espessura é aumentada para 10m (Figura 68b) percebe-se que essa velocidade limite aumenta para entre 400 e 500m/s. É compreensível que a variação para baixos valores de β_2 sensibilize mais a curva de dispersão pois, como vimos, o comportamento anômalo

(insensibilidade da curva de dispersão) ocorrerá com mais intensidade à medida em que a velocidade da camada inferior intermediária se afastar da velocidade da camada superior, ou seja, as curvas de menores valores de β_2 referem-se às velocidades mais próximas da camada superior e tendem a ser menos influenciadas pelo efeito anômalo e a espessura dessa camada intermediária delimita a velocidade limite em que o efeito anômalo se iniciará.

Esse efeito anômalo pode ser amenizado aumentando o número de camadas durante a inversão dos dados e realizando uma boa estimativa inicial do parâmetro de velocidade de onda S que dará início ao algoritmo de inversão. Aumentar o número de camadas fará com que o aumento da velocidade de onda S em função da profundidade seja gradual com poucas mudanças bruscas de velocidade e uma boa estimativa inicial facilitará uma convergência bem-sucedida durante a inversão dos dados.

6.1.4.1.2 Alteração do parâmetro Velocidade de Onda P (α_n)

Para verificar os efeitos das mudanças das velocidades de onda P em uma curva de dispersão, foram plotados, inicialmente, 3 gráficos referentes a cada uma das 3 camadas (Figuras 69a, 69b e 69c) do Modelo 2 (Tabela 4) e 1 gráfico com a alteração simultânea das 3 camadas (Figura 69d). Os gráficos mostram a variação percentual da velocidade de onda P alterada em relação à velocidade do modelo pré-definido. A variação percentual máxima respeita a razão de Poisson (γ) mínima, ou seja, α_n/β_n não pode ser menor que $\sqrt{2}$.

Figura 69 - Efeitos na curva de dispersão do Modelo 2 por meio da variação percentual da velocidade de onda P em a) α_1 , b) α_2 , c) α_3 e d) α_1 , α_2 e α_3 , simultaneamente

A Figura 69a mostra a variação percentual de α_n na camada 1. Com exceção da curva de -50%, todas as outras estão praticamente sobrepostas, ou seja, a sensibilidade na curva de dispersão em relação ao Modelo 2 é praticamente insignificante em uma margem de $\pm 25\%$ na alteração de α_1 e também em +50%. Nas baixas frequências (abaixo de 7 Hz), todas as curvas estão praticamente sobrepostas, o que é compreensível, já que a curva de dispersão é mais afetada nas baixas frequências pelos parâmetros físicos das camadas mais profundas. Nas variações percentuais da segunda camada (Figura 69b) do Modelo 2 (Tabela 4), assim como na

primeira camada, observamos a maior parte das curvas sobrepostas, com exceção da curva de -50%. Essa curva permite indicar qual a faixa de frequência que a curva de dispersão é afetada pela alteração de α_2 , ou seja, no intervalo entre 3 e 22Hz, justamente pelo fato da camada ser intermediária. As variações percentuais no semi-espaço do Modelo 2 são mostradas na Figura 69c. Novamente, nota-se que as curvas estão muito próximas, principalmente dentro de uma variação de $\pm 25\%$, exceção feita novamente à curva de -50% que se sobressai das demais no intervalo de frequência abaixo de 20Hz que se caracteriza por trazer informações de camadas mais profundas.

Uma análise simultânea das variações de todas as camadas pode ser realizada por meio das curvas de dispersão da Figura 69d. Nota-se que os erros nas curvas se potencializam quando considerados, simultaneamente, os erros das variações percentuais das velocidades de onda P das 3 camadas. No entanto, com exceção da curva de -50%, as curvas se encontram muito próximas umas das outras tendo em vista que em uma situação real, seria muito difícil distinguir essas curvas devido à presença de ruídos nos dados adquiridos em campo. Segundo Xia, et al. (1999), a curva de dispersão é pouco afetada com a mudança na velocidade de onda P, desde que essa alteração esteja dentro de uma variação de $\pm 25\%$. De fato, observamos esse comportamento ao redor das velocidades de onda P nas curvas de dispersão no Modelo 2, principalmente para as velocidades superiores à do modelo, cujo comportamento é bem caracterizado em todas as camadas, em que as curvas de velocidade máxima (+50%) praticamente sobrepõem a curva modelo, o que não ocorre com a curva de -50%.

Considerando a baixa sensibilidade da curva de dispersão à velocidade de onda P (em uma variação percentual menor que 25%), pode-se afirmar que uma inversão realizada em função dessa velocidade tende a ser malsucedida, pois a convergência será comprometida, já que a curva de dispersão é muito pouco afetada por uma mudança na velocidade de onda P, principalmente para as velocidades superiores às reais. Por outro lado, podemos considerar a velocidade de onda P como conhecida, já que ela interfere pouco na curva de dispersão e não precisamos nos preocupar com a sua inversão, desde que o erro não seja maior que $\pm 25\%$, diminuindo dessa maneira, o número de parâmetros desconhecidos durante a inversão de dados.

No entanto, ficou claro que a sensibilidade da curva de dispersão em -50% é muito maior do que em +50%, o que sugere que a curva de dispersão é mais sensível para valores de α_n menores que as do modelo. Testando diversos modelos, foi verificado que a sensibilidade da curva de dispersão em função da variação de α_n está diretamente ligada à razão α_n/β_n ou à razão de Poisson. Para verificar isso, o Modelo 3 (Tabela 4) foi criado com baixas razões α_n/β_n e as alterações na velocidade de onda P foram realizadas novamente em um procedimento semelhante ao do Modelo 2 respeitando a razão de Poisson mínima ($\gamma = 0$ ou $\alpha_n/\beta_n = \sqrt{2}$) nas variações percentuais. Dessa maneira, foram plotados 3 gráficos referentes às alterações em cada uma das 3 camadas (Figuras 70a, 70b e 70c) e 1 gráfico com a alteração simultânea das 3 camadas (Figura 70d). As variações percentuais máximas são distintas para cada camada, já que a razão α_n/β_n vai diminuindo com a profundidade e as variações percentuais máximas negativas (-44%, -29% e -21%) chegam próximas à razão $\alpha_n/\beta_n = \sqrt{2}$ e o modelo não permite uma variação percentual negativa maior (em módulo), que essas para cada camada. Devido a essa limitação diferenciada em cada camada, as variações percentuais simultâneas (Figura 70d) de todas as camadas são comprometidas e para contornar isso, foi estabelecido que as variações percentuais deveriam respeitar as variações esquematizadas na Tabela 6:

Tabela 6 - Variações percentuais máximas permitidas de cada camada para compor a variação percentual conjunta das 3 camadas do Modelo 3.

Curvas	Variação Percentual por Camada		
	Camada 1	Camada 2	Camada 3
Azul (+44%)	+44%	+29%	+21%
Ciano (+25%)	+25%	+25%	+21%
Verde (+10%)	+10%	+10%	+10%
Amarelo (-10%)	-10%	-10%	-10%
Magenta (-25%)	-25%	-25%	-21%
Vermelha (-44%)	-44%	-29%	-21%

Figura 70 - Efeitos na curva de dispersão do Modelo 3 por meio da variação percentual da velocidade de onda P em a) α_1 , b) α_2 , c) α_3 e d) α_1 , α_2 e α_3 , simultaneamente.

No Modelo 2, a menor razão α_n/β_n é igual a 2,9, caindo para 2,1 na primeira camada do Modelo 3, limitando a variação percentual máxima para $\pm 44\%$ (Figura 70a). No entanto, mesmo com as variações percentuais inferiores a $\pm 50\%$, a curva de dispersão é sensivelmente afetada (acima de 7Hz), principalmente para as baixas velocidades, como foi verificado no Modelo 2. Em uma variação de -25% fica evidente essa transformação na curva de dispersão, o que reforça a hipótese de que nas baixas razões de Poisson, a curva de dispersão fica mais sensível à alteração da velocidade de onda P, mesmo estando dentro de $\pm 25\%$ de erro. Na camada 2, a razão α_n/β_n cai para 2,0 e os efeitos na curva de dispersão são potencializados e até mesmo para as

variações positivas, observa-se uma mudança considerável na curva, mesmo abaixo de +25%. Já a curva de -25% muda completamente a curva de referência do Modelo 3 descaracterizando-a. No semiespaço, a razão α_n/β_n cai ainda mais (1,8) e a variação percentual máxima permitida diminui para $\pm 21\%$ (Figura 70c). Mesmo assim observamos uma diferença considerável na curva de dispersão para as velocidades inferiores às reais, principalmente em -21% (abaixo de 18Hz).

A adição das variações percentuais das 3 camadas simultaneamente do Modelo 3 (Figura 70d) mostra que o problema é potencializado e todas as curvas podem ser bem distinguidas, até mesmo as de $\pm 10\%$. Novamente, as curvas de menores velocidades são as que sofrem mais com a alteração de α_n . No entanto, as curvas de variação percentual positiva também mudam suas formas, o que poderia prejudicar uma inversão de dados, em que α_n é considerado um parâmetro conhecido.

Tendo em vista o que foi observado na alteração dos Modelos 2 e 3 e em outros diversos modelos gerados, fica evidente que para altos valores de α_n/β_n (alta razão de Poisson), α_n praticamente não altera a curva de dispersão, principalmente para os valores de velocidade de onda P superiores aos reais. Ou seja, nesses casos, considerar α_n um parâmetro conhecido afetará muito pouco a inversão dos dados da curva de dispersão. Já para baixas razões α_n/β_n , deve-se tomar um grande cuidado, pois uma pequena variação de α_n , principalmente para baixo do valor real, pode comprometer a inversão dos dados, pois a inversão pode convergir para um modelo em que as velocidades de onda S não são aceitáveis, de acordo com o substrato real. A partir de informações a priori, como as obtidas em um ensaio de refração, por exemplo, indica-se que, quando possível, o erro para a determinação de α_n como um valor conhecido seja cometido para cima, já que como vimos nos Modelos 2 e 3, os erros referentes às velocidades superiores aos modelos afetam muito menos as curvas de dispersão. Dessa forma, foi determinado, de acordo com todos os testes realizados, que esses cuidados devem ser considerados, principalmente, quando a desconfiança for que a razão α_n/β_n seja inferior a aproximadamente 2,5.

6.1.4.1.3 Alteração do parâmetro densidade (ρ_n)

O estudo das alterações em ρ_n foram realizados utilizando o Modelo 1 (Tabela 3). As Figuras 71a, 71b e 71c representam as alterações individuais nas camadas 1, 2 e 3, respectivamente, e a Figura 71d representa as alterações simultâneas das 3 camadas, sendo a curva de cor preta, o próprio Modelo 1. Em todos os casos foram estudados os efeitos das variações em ρ_n na curva de dispersão com uma variação percentual máxima de $\pm 50\%$.

Figura 71 - Efeitos na curva de dispersão do Modelo 1 por meio da variação percentual da velocidade de onda P em a) ρ_1 , b) ρ_2 , c) ρ_3 e d) ρ_1 , ρ_2 e ρ_3 , simultaneamente.

Os efeitos na curva de dispersão no Modelo 1 provocados pelas variações em ρ_1 podem ser observados nas curvas presentes na Figura 71a. Notamos que a curva de dispersão é pouco sensível à variação da densidade, principalmente dentro de $\pm 25\%$ e assim como na variação da velocidade de onda P, a curva de dispersão é menos sensível para a variação percentual da densidade acima da densidade do modelo. No entanto, nessa primeira camada é visível que a sensibilidade da curva se encontra em um grande intervalo de frequência (entre 2 e 37 Hz). Na segunda camada (Figura 71b), observa-se também uma baixa sensibilidade da curva de dispersão ao se alterar o valor de ρ_2 . Em uma variação entre -25 e +50%, a curva segue o formato da curva modelo com uma mudança praticamente desprezível. Considerando uma curva de dispersão real com ruído intrínseco, por exemplo, seria muito difícil distinguir curvas com essas variações de densidade, o que permite colocar esse parâmetro como candidato a ser considerado conhecido em uma inversão de dados. Nessa segunda camada, nota-se que a curva de dispersão é muito mais sensível no intervalo entre 1 e 37 Hz. É interessante notar que na camada intermediária as curvas referentes às variações percentuais interseccionam a curva modelo em um determinado ponto. É como se as curvas rotacionassem em um ponto fixo com o aumento da variação percentual, o que não ocorre com nenhum dos outros parâmetros em nenhuma circunstância testada.

Na terceira camada (Figura 71c), nota-se que a curva de dispersão é sensível às mudanças em ρ_3 entre 1 e 23Hz, mas assim como nas outras camadas essa sensibilidade é baixa, principalmente para uma variação dentro de $\pm 25\%$.

O Modelo 1 (Tabela 3) é caracterizado por possuir camadas com baixas e altas razões α_n/β_n e observando as curvas de dispersão nas Figuras 71a, 71b e 71c, verificamos que não há um vínculo entre essa razão e a sensibilidade da curva com as variações percentuais da densidade. Notamos somente que a curva de dispersão se caracteriza por ser mais sensível nas menores densidades, independente da razão de Poisson.

No estudo da adição simultânea das 3 variações percentuais das densidades nas 3 camadas, foi verificado um detalhe interessante: quando se aumenta ou se diminui proporcionalmente a densidade de todas as camadas ao mesmo tempo, temos exatamente a mesma curva de dispersão. Na Figura 71d observamos que todas as

curvas, cujas variações percentuais de todas as camadas são as mesmas, estão sobrepostas, o que mostra que ao contrário dos outros parâmetros, com a adição simultânea das 3 variações percentuais, os erros nas curvas de dispersão não são potencializados e sim amenizados, ou seja, quando o erro da variação percentual se aproxima entre as camadas, a curva de dispersão perde a sensibilidade, se alterando cada vez menos. Se diminuirmos, por exemplo, a densidade da primeira camada em 125% e as demais camadas em 100%, a variação real, que interfere na curva de dispersão, na primeira camada será de 25% e não de 125%, ou seja, se o erro entre as variações das densidades de todas as camadas for próximo, a curva de dispersão será pouco afetada independente do erro na variação percentual da densidade em cada camada, o que é mais um motivo para considerar a densidade como um parâmetro conhecido.

6.1.4.1.4 Alteração do parâmetro espessura de camada (d_n)

O estudo do parâmetro espessura de camada foi realizado considerando o Modelo 1 (Tabela 3). Para isso foi aplicada uma variação percentual de até $\pm 40\%$ nos parâmetros individuais da primeira e segunda camada (Figuras 72a e 72b) e para a variação percentual simultânea de todas as camadas (Figura 72c) do modelo. No estudo simultâneo das camadas, foi plotado o gráfico da Figura 72d para altas variações percentuais (entre +300% e +450%) que mostra o comportamento da curva de dispersão para grandes espessuras de camada (Figura 72d).

Figura 72 – Efeitos na curva de dispersão do Modelo 1 por meio da variação percentual da espessura da camada em a) d_1 , b) d_2 , c e d) d_1 e d_2 , simultaneamente.

A alteração em d_1 do Modelo 1 mostra que, a partir de 3Hz, a curva de dispersão é bem sensível quando se varia a espessura da camada (Figura 72a). Até uma variação de $\pm 10\%$ o efeito na curva é pequeno, mas em uma variação de $\pm 25\%$ o efeito passa a ser considerável para influenciar em uma inversão de dados. De maneira mais amena, devido à limitação da sensibilidade da curva entre 1 e 32Hz (Figura 72b), observa-se um comportamento similar da segunda camada (d_2) com a variação percentual de sua espessura. Entre 18 e 32Hz, as curvas se afastam de maneira a descaracterizar a curva de dispersão a partir de $\pm 25\%$.

Na variação percentual simultânea das 2 camadas (Figura 72c) os efeitos na curva de dispersão são potencializados e fica evidente que uma pequena variação na espessura das camadas pode modificar muito a curva de dispersão. Note que com o aumento da espessura das camadas a curva tende a ter uma queda mais brusca da velocidade de fase em função da frequência, ou seja, em uma queda brusca da curva de dispersão com o aumento da frequência podemos inferir que uma ou mais camadas possuem grande espessura. Observa-se também que com o aumento da espessura das camadas, a curva de dispersão vai ficando cada vez menos sensível a essa variação, basta observar a Figura 72d, cujas espessuras das duas camadas foram variadas simultaneamente de +300% a +450% e a curva de dispersão apresenta uma mudança muito tênue pela alta variação percentual.

A análise da curva de dispersão diante de uma variação de espessura de camada mostra que esse parâmetro não pode ser desprezado em uma inversão de dados e dessa maneira não podemos considerá-lo como parâmetro conhecido. Uma alternativa é considerar o problema como um modelo de várias camadas com pequenas espessuras. Dessa forma, é possível verificar a variação da velocidade de onda S com o aumento da profundidade discretizada em pequenas espessuras de camada.

6.1.5 Implementação de um modelo inicial para a inversão de dados

Como foi visto na seção 5.1.3.2, a definição do modelo inicial próximo da realidade geológica é fundamental para uma inversão de dados bem-sucedida. A metodologia para a implementação de um modelo inicial para os valores de velocidade de onda S em função da profundidade foi aplicado em um número grande de modelos visando avaliar sua eficácia e também para ajustar os melhores valores para os fatores P e Q. Nesse último aspecto, foi verificado que os valores de P e Q que melhor se ajustam à metodologia implantada são, respectivamente, 0,5 e 0,9. Abaixo seguem os gráficos comparativos entre o modelo inicial a ser utilizado como “*start*” em um processo de inversão e o modelo conhecido, em que procura-se chegar o mais próximo possível em uma inversão de dados. A metodologia empregada foi aplicada nos modelos 1, 2 e 3 (Tabela 3) para exemplificar sua eficácia e são mostradas na Figura 73.

Figura 73 – Modelos iniciais calculados (linhas vermelhas tracejadas) em comparação aos Modelos conhecidos (linhas contínuas azuis) a) 1, b) 2 e c) 3.

A Figura 73 mostra os modelos iniciais calculados (linhas tracejadas vermelhas) por meio das equações 42 e 81 aplicadas aos modelos 1, 2 e 3 (Tabela 4). Para fins de comparação foram plotados os modelos conhecidos representados pelas linhas contínuas azuis (Figuras 73a, 73b e 73c, respectivamente). Como esses modelos iniciais foram calculados e plotados em um número de 10 camadas, foi possível um aumento gradual das velocidades de onda S e uma flexibilidade maior para se moldar as pequenas espessuras aos modelos conhecidos de poucas camadas. Note que essa metodologia funciona muito bem, já que em todos os casos, a convergência em uma futura inversão dos dados já está bem encaminhada evitando um número grande de iterações do algoritmo de inversão. Além disso, a convergência tenderá a ser garantida na direção correta, já que o ponto de mínimo da função objeto está relativamente próximo ao modelo inicial.

Em um modelo com camadas cujas velocidades de ondas S são invertidas, como por exemplo, $\beta_1 > \beta_2 < \beta_3$, o modelo inicial sofre interferência das inflexões na curva de dispersão. Para observar isso, os parâmetros β_2 , ρ_2 e α_2 do Modelo 3 foram diminuídos em 50%, fazendo com que β_2 (215 m/s) ficasse menor que β_1 (280 m/s), e foram plotados a curva de dispersão (Figura 74a) referente a esse novo modelo e o modelo inicial (Figura 74b) calculado com a mesma metodologia dos modelos anteriores.

Figura 74 – a) Curva de Dispersão do Modelo 3 alterado ($\beta_1 > \beta_2 < \beta_3$) e b) Modelo inicial calculado (linha vermelha tracejada) e comparação ao Modelo conhecido (linha contínua azul).

A inflexão na curva de dispersão (Figura 74a), em torno de 17 Hz e 218 m/s, é provocada pela inversão da velocidade de onda S na camada intermediária (Figura 74b). As velocidades das camadas inferior e superior são maiores que a intermediária e “obrigam” a curva de dispersão retomar o crescimento da velocidade em torno do ponto de inflexão antes que a curva atinja a velocidade de fase referente à velocidade de onda S da segunda camada (a velocidade de onda S calculada no ponto de inflexão está entre 227 e 250 m/s, superiores aos 215 m/s do modelo conhecido). Portanto, no modelo inicial, como é notado na Figura 74b, a velocidade de onda S não terá uma queda tão acentuada quanto no modelo conhecido, mas mesmo assim o modelo inicial é satisfatório para dar início ao algoritmo de inversão. Um estudo mais detalhado sobre inversão da velocidade de ondas S com a profundidade pode ser encontrado em Pan et al. (2013).

Obtendo informações a priori por meio do conhecimento da geologia local/global, da aplicação da sísmica de refração, aproveitada no próprio levantamento de ondas superficiais, e de outras fontes de informações, como as estudadas aqui nas sensibilidades das curvas de dispersão, os parâmetros conhecidos podem ser inseridos de maneira adequada no algoritmo de inversão, assim como o parâmetro desconhecido a ser invertido, cujo modelo inicial pode ser calculado pela metodologia mostrada nesse trabalho. Dessa forma, cria-se condições para que convergências

errôneas sejam descartadas, aumentando a probabilidade de uma inversão bem-sucedida.

6.1.6 Inversão de dados

6.1.3.1 Ajustando parâmetros e impondo condições de contorno

Mais de 50 modelos foram estudados para estabelecer parâmetros como fator de amortecimento (μ), número de iterações e fator P (equação 42) e também para verificar a eficácia das condições de contorno implementadas. Uma análise reduzida dos modelos 1, 2, 3, 4 e 5 (Tabela 4), nessa seção, foi realizada e discutida para exemplificar os resultados gerais encontrados nos demais modelos.

Para definir o melhor fator de amortecimento (μ), foram realizadas, para todos os modelos estudados, inversões com diferentes valores de μ em função das REQMr geradas, como mostrado na Figura 75. O fator que ofereceu os melhores resultados para todos os modelos, simultaneamente, foi escolhido como valor padrão para o programa de inversão.

Figura 75 – Influência dos fatores de convergência para as REQMr dos modelos 1, 2, 3, 4 e 5.

Como observado na Figura 75, a região de fator de amortecimento entre 0,1 e 1 concentra, em geral, os melhores valores para uma inversão com menores valores de REQMr. Dentro dessa região, o valor que melhor ajustou as curvas de dispersão real e invertida para todos os modelos, simultaneamente, foi 0,8. O que não significa que para alguns casos, adotando um valor inferior ou superior a 0,8, a inversão de dados não seja mais eficiente. No entanto, com o valor de 0,8, a convergência dos dados foi garantida em todos os casos estudados.

Os baixos valores de μ indicam uma tendência do algoritmo de LM para o método de Gauss-Newton que possibilita uma convergência dos dados mais rápida, porém com maiores riscos de divergência em diversas circunstâncias, como pode ser observado nos baixos valores de μ na Figura 75 que normalmente apresentam altos valores de REQMr. Na Figura 76, pode ser observado o resultado de uma inversão do modelo 1 realizada com um fator de amortecimento igual a 0,001, na qual verifica-se a instabilidade das velocidades de onda S, principalmente nas profundidades menores que 10 m. A curva de dispersão invertida não converge para o modelo esperado e uma alta REQMr se estabelece.

Figura 76 – Inversão do modelo 1 para um fator de amortecimento igual a 0,001.

Por outro lado, quando se adota altos valores de μ , há uma tendência maior do método de LM para o método Gradiente, o que garante uma convergência mais segura, porém muito lenta. Os altos valores de REQMr verificados nos altos valores

de μ , como observado na Figura 75, é justamente devido à demora na convergência dos dados que tendem a ficar mais próximos da curva de dispersão inicial à medida que o valor de μ aumenta. Na Figura 77, observa-se esse comportamento em que para uma inversão, também do modelo 1, realizada com um fator igual a 100, a curva invertida se afasta muito pouco da curva inicial, mesmo sendo realizadas 5 iterações no algoritmo de inversão.

Figura 77 – Inversão do modelo 1 para um fator de amortecimento igual a 100.

Portanto, o fator de amortecimento satisfatório deve ser tal que garanta a convergência dos dados com um bom ajuste entre as curvas de dispersão real e invertida em um número satisfatório de iterações, como 5, por exemplo. O fator igual a 0,8 estimado nesse trabalho corresponde essas expectativas para as inversões realizadas no método de ondas superficiais com ondas R.

O ensaio realizado em função do número de iterações analisou a quantidade de iterações mínimas para que uma inversão apresente um resultado satisfatório. Quantitativamente, isso pode ser observado no momento em que o erro entre a curva de dispersão real e invertida se torna estável com o aumento das iterações, ou seja, o algoritmo não converge mais ou converge muito lentamente com o aumento das iterações. O gráfico da Figura 78 ilustra o comportamento da convergência dos modelos 1, 2, 3, 4 e 5 com o aumento do número de iterações que se verifica nos demais modelos estudados. Como há uma divergência grande entre os valores de

REQMr dos 5 modelos, esses erros foram normalizados impondo-se que a REQMr inicial de cada modelo fosse igual a 100%. O número de iteração igual à 0 representa a REQMr entre a curva de dispersão real e a curva referente ao modelo inicial implementado. As demais iterações representam a REQMr entre a curva de dispersão sintética e a invertida.

Figura 78 – Influência do número de iterações para os valores de REQMr normalizados nos modelos 1, 2, 3, 4 e 5.

Nota-se pela Figura 78 que a queda dos valores de REQMr é mais acentuada nas primeiras duas iterações e que a partir da quarta iteração o erro permanece praticamente estável, ou seja, 4 iterações é suficiente para uma boa inversão de dados. Com o intuito de se obter uma margem de segurança, foi definido no programa de inversão como padrão um número de 5 iterações, mas que pode ser modificado pelo usuário caso julgue necessário.

No estudo da implementação de um modelo inicial para se iniciar a inversão de dados foi verificado que na média, o parâmetro P igual a 0,5 é o melhor valor para gerar um modelo de camadas inicial próximo ao modelo de camadas real. No entanto, nem sempre esse valor tem como consequência uma inversão de dados satisfatória. A inversão do modelo 5 (Figura 79), por exemplo, mostra que apesar da realização de 5 iterações, o ajuste entre as curvas de dispersão invertida e sintética apresenta uma alta REQMr, apesar do bom modelo inicial gerado.

Figura 79 - Inversão do modelo 5 realizada com 5 iterações, $\mu=0,8$ e fator $P=0,5$.

Nota-se na Figura 79 um bom ajuste entre as curvas de dispersão referentes ao modelo inicial e sintético nas altas frequências (acima de 30Hz), o que não ocorre nas frequências inferiores. Quando o valor de P é alterado para valores inferiores a 0,5 a curva de dispersão referente ao modelo inicial tende a se deslocar na horizontal em direção às altas frequências. Isso pode ser observado na Figura 80, em que o parâmetro P do modelo 5 foi alterado para 0,3.

Figura 80 - Inversão do modelo 5 realizada com 5 iterações, $\mu=0,8$ e fator $P=0,3$.

Com a mudança do parâmetro P , o ajuste do modelo inicial melhora sensivelmente nas baixas frequências. Já nas frequências acima de 30Hz há uma leve piora do ajuste. Essa melhora geral no ajuste entre os modelos inicial e sintético do modelo 5 refletiu na inversão dos dados, cujos erros diminuíram aproximadamente de 8,7% para 3,9%.

O estudo dos demais modelos mostrou que a região de alta frequência da curva de dispersão sintética é melhor representada pelo modelo inicial quando se utiliza altos valores de P , já a região de baixa frequência é melhor representada quando se utiliza baixos valores de P . Fisicamente, isto significa que as componentes de onda com comprimentos de onda elevados penetram em subsuperfície proporcionalmente menos que as de pequenos comprimentos. Logo, a profundidade máxima de investigação do método não alcança 50% do valor do comprimento de onda máximo e em algumas das vezes a profundidade máxima de investigação se aproxima de 30% do comprimento de onda máximo, lembrando que o fator P representa um percentual de penetração em subsuperfície do pacote de ondas, de acordo com os seus comprimentos de onda. Portanto, aconselha-se que o modelo inicial seja gerado inicialmente com um fator P igual a 0,5 e a partir da avaliação gráfica entre a curva de dispersão real e a inicial teórica calculada, o usuário pode optar por modificar o parâmetro para um fator que ajuste melhor as duas curvas, ciente de que a modificação desse parâmetro tende a transladar a curva de dispersão inicial teórica. Esse procedimento tem um baixo custo computacional e ajuda a acelerar a convergência dos dados na etapa seguinte de inversão dos dados.

As condições de contorno implementadas no programa de inversão corrigem resultados indesejados a cada iteração. Seus efeitos influenciam na REQMr que é reduzida, caso alguma condição de contorno seja acionada durante a inversão de dados. Na Figura 81, observa-se a interferência na REQMr em função da presença ou ausência da implementação das condições de contorno para os modelos 1, 2, 3, 4 e 5.

Figura 81 – Influência das condições de contorno nas REQMr dos modelos 1, 2, 3, 4 e 5.

Em todos os casos em que as condições de contorno foram implementadas, as REQMr diminuíram ou ao menos se mantiveram constantes. Observamos esse comportamento para os 5 modelos (Figura 81) usados para exemplificar os demais e dentre eles nota-se que os modelos 1, 2 e 5 apresentam uma queda sensível nos valores de REQMr e que nos modelos 2 e 3, as condições de contorno praticamente não alteram os valores de REQMr. Em nenhum caso foi constatado um aumento de REQMr ao se implementar as condições de contorno. Isso ocorre porque as condições de contorno corrigem efeitos indesejados que venham a ocorrer a cada iteração do processo de inversão. Quando há a necessidade dessas correções e elas são feitas, a inversão apresenta um ajuste dos dados melhorado e quando não há necessidade dessas correções, as condições de contorno simplesmente não são acionadas pelo algoritmo. As correções são empregadas quando os limites mínimo e máximo da curva de dispersão são desrespeitados em que se emprega uma margem de erro de segurança de $\pm 30\%$ em cima desses valores, pois as curvas de dispersão são limitadas em um intervalo de frequência e a continuidade desses limites de frequência podem apresentar maiores ou menores valores de velocidade de fase. As condições de contorno também devem ser empregadas visando obedecer a razão de Poisson

mínima ($\gamma = 0$ ou $\frac{\alpha_n}{\beta_n} = \sqrt{2}$). Em uma inversão com os parâmetros velocidade de onda S totalmente livres e com os valores de velocidade de onda P definidos previamente, a razão de Poisson mínima pode não ser obedecida em algum momento e afetar a modelagem dos dados. Na Figura 82, esse problema é ilustrado quando a velocidade de onda S da primeira camada do modelo 5 que obedecia a razão de Poisson mínima ($\frac{\alpha_n}{\beta_n} = 1,7$) tem um aumento de 50% e a razão α_n/β_n cai para aproximadamente 1,13. A curva de dispersão referente ao modelo alterado é descontinuada abruptamente sem nenhum tipo de padrão, descaracterizando totalmente a curva de dispersão a partir de aproximadamente 14Hz. A imposição da condição de contorno referente à razão de Poisson mínima evita que o erro de modelagem ocorra na implementação do modelo inicial e em todas as iterações realizadas no processo de inversão, evitando que haja a convergência inadequada dos dados com ajuste insatisfatório entre as curvas de dispersão real e invertida.

Figura 82 – Curvas de dispersão referentes ao modelo 5 (linha preta) e ao modelo 5 com a velocidade de onda S da primeira camada aumentada em 50% (linha vermelha).

5.1.3.2 Programa de Pós Inversão

O programa de tentativa e erro denominado de pós inversão permite realizar um ajuste fino dos resultados da inversão com o objetivo principal de melhorar o ajuste

de regiões onde haja relevante discrepância entre os pontos da curva de dispersão real e invertida, podendo interferir sensivelmente no modelo de camadas gerado. A Figura 83 mostra o procedimento sendo aplicado para o modelo 4, em que são gerados inicialmente, as curvas de dispersão sintética e invertida (Figura 83a), o modelo de camadas invertido (Figura 83b), a dependência da curva de dispersão em função das 10 camadas invertidas (Figura 83c) e a tabela com os valores do número de camadas, espessuras de cada camada e velocidade de onda S de todas as camadas (Figura 83d).

Figura 83 – Programa de pós inversão (procedimento de tentativa e erro) aplicado ao modelo 4 com as curvas de dispersão sintética e invertida (a), modelo de camadas invertido (b), dependência da curva de dispersão em função das 10 camadas invertidas (c) e tabela com os valores do número de camadas, espessuras de cada camada e velocidade de onda S de todas as camadas (d).

Nessa interface inicial, o usuário selecionará na curva de dispersão, o ponto que ele pretende alterar. Utilizando a estimativa da equação 42 (convertendo frequência em comprimento de onda pela equação 5), o programa oferece uma sugestão de camada a ser alterada para que o usuário ajuste indiretamente o ponto escolhido. O usuário pode alterar a camada sugerida ou qualquer outra tendo como referência a dependência da curva de dispersão em função das 10 camadas (Figura 83c) e a tabela com os parâmetros de inversão (Figura 83d).

A dependência da curva de dispersão em função das 10 camadas (Figura 83c) é extremamente útil para mostrar em que regiões de frequência e com qual

intensidade a curva de dispersão se sensibiliza ao se alterar o valor da velocidade de onda S de uma determinada camada. É importante realizar essa análise para cada modelo estudado, pois as dependências das velocidades de onda S em função da frequência para cada camada modifica-se totalmente em diferentes modelos, como pode ser observado nos modelos ajustados da Figura 84.

Figura 84 - Dependência das curvas de dispersão ao longo de 10 camadas para a) modelo 1, b) modelo 3 e c) modelo 5.

Note que as camadas mais superficiais tendem a sensibilizar a curva de dispersão em um intervalo de frequência maior, ou seja, quando a velocidade de onda S da primeira camada é modificada, não só os últimos pontos da curva de dispersão são influenciados, como visto na Figura 34, mas também os que se encontram nas

frequências intermediárias e até mesmo nas baixas frequências. Já as últimas camadas concentram suas influências nas baixas frequências (Figuras 35 e 84) e, portanto, não afetam as maiores frequências da curva de dispersão. Essas informações são importantes, pois indicam que o ajuste fino deve ser realizado modificando as velocidades de ondas S das camadas mais superficiais para as mais profundas, pois o ajuste das velocidades de onda S das camadas superficiais alteram os pontos de alta, intermediária e baixa frequência, mas a recíproca não é verdadeira e portanto, ao alterar, por último, as velocidades das camadas mais profundas o ajuste realizado nas baixas frequências não alterará os ajustes já realizados nas altas frequências.

A tabela com os parâmetros invertidos (Figura 83d) estão presentes para que o usuário tenha um acesso fácil às informações da inversão e do próprio ajuste fino, pois ao se alterar a velocidade de onda S de alguma camada, a tabela será atualizada com a novas informações do ajuste. O mesmo ocorre com a REQMr que é calculada para toda alteração realizada no programa, como pode ser visto na Figura 85. A atualização do ajuste fino é apresentada em verde (curva ajustada, modelo ajustado e REQMr atualizada) e a atualização anterior é apresentada em vermelho para servir como comparação. Observa-se, nesse caso (Figura 85), que a primeira camada foi alterada, já que o modelo ajustado sobrepõe o invertido em todas as camadas, exceto na primeira.

Figura 85 – Atualização do ajuste realizado na primeira camada do modelo 3 com a nova curva e o valor da nova REQMr em verde.

O procedimento de tentativa e erro iniciado nas primeiras camadas e finalizado nas últimas pode ser executado várias vezes refinando cada vez mais o ajuste entre as curvas de dispersão. Abaixo segue o modelo 3 invertido (Figura 86a) e o seu ajuste fino (Figura 86b) para fins de comparação:

Figura 86 - Influência do procedimento de pós inversão nos dados do modelo 3: a) somente a etapa de inversão dos dados e b) etapas de inversão e pós inversão dos dados.

No caso em que temos um modelo real/sintético simples com aumento gradual da velocidade de onda S com a profundidade, como o modelo 3 (Figura 86), a melhora no ajuste final dos dados é levemente presenciada nos ajustes das curvas de dispersão e do modelo de camadas, mas com pouca interferência no resultado final, já que nessa situação a inversão em si já é suficiente para gerar um bom ajuste de dados, dispensando, muitas vezes, o uso do procedimento de pós inversão. Já nos casos em que temos um modelo real/sintético mais complexo, com inversão de camadas, por exemplo, ou com alguma mudança brusca na curva de dispersão, o algoritmo de inversão não consegue fazer um bom ajuste nessas regiões de mudança

brusca ou ondulação gerando ajustes com grandes valores de REQMr entre as curvas de dispersão real/sintética e invertida. Dessa forma, o procedimento de pós inversão melhora sensivelmente esse ajuste. Como consequência, o modelo de camadas final se aproxima do modelo real/sintético destacando, por exemplo, uma inversão de velocidades e aproximando as velocidades de onda S do modelo final às velocidades de onda S do modelo conhecido. O modelo 4 se enquadra nessa situação, em que devido a inversão de velocidade da segunda camada, nota-se a presença de uma ondulação nas frequências intermediárias da curva de dispersão. Sua inversão e ajuste fino podem ser observados na Figura 87 em que a diferença entre os ajustes da curva de dispersão nos dois procedimentos é bem pronunciada.

Figura 87 - Influência do procedimento de pós inversão nos dados do modelo 4: a) somente a etapa de inversão dos dados e b) etapas de inversão e pós inversão dos dados.

Note, pela Figura 87, que a melhora no ajuste entre as curvas de dispersão, caindo de aproximadamente 3,63 para 1,21%, reflete positivamente no modelo de camadas ajustado, no qual a inversão de velocidades é muito bem delimitada.

Portanto, em uma curva de dispersão com tendências de mudanças bruscas de velocidade ou mesmo ondulações que podem caracterizar inversão de velocidades no modelo de camadas, o procedimento de tentativa e erro pode auxiliar muito bem o algoritmo de inversão fazendo com que a curva de dispersão ajustada siga todas as tendências da curva real. No entanto, deve-se tomar cuidado, pois uma pequena variação da velocidade pode corresponder a uma interferência de ruído na curva de dispersão e essas pequenas oscilações de velocidade no decorrer da curva não devem ser consideradas no ajuste, pois não representam nenhuma informação ao modelo de camadas. Para evitar confusão entre essas pequenas oscilações e as tendências ocasionadas por informações geológicas, sugere-se a escolha do máximo possível de pontos para a geração da curva de dispersão, caso contrário essas oscilações bem espaçadas entre frequências podem provocar uma tendência falsa de informação.

O procedimento de pós inversão pode substituir o processo de inversão, ou seja, ser a própria inversão de dados como um todo. No entanto, aconselha-se realizar, anteriormente, a inversão de dados por meio de um algoritmo de inversão, como o de LM, para que o procedimento de pós inversão seja mais simples e rápido, já que o processo se inicia a partir de um bom ajuste de dados.

6.2 Tratamento dos dados de campo de Taubaté

Todos os dados adquiridos em campo no formato SGY foram organizados, normalizados e convertidos em formatos como SU e DAT no programa *Seismic Unix*. O programa *Geopsy* foi utilizado para converter o formato SGY em SEG2 para possibilitar o processamento dos dados de sísmica de refração no programa *Pickwin/Plotrefa*, da empresa Geometrics, com o objetivo de estimar as velocidades de onda P a serem inseridas no algoritmo de inversão dos dados de ondas superficiais.

As aquisições com diferentes offsets de cada ponto de aquisição foram pré-processadas e a que apresentou a maior quantidade de informações e melhor qualidade da imagem foi escolhida para a realização do processamento completo das ondas superficiais e inversão dos dados. Nas localizações P2, P5, e P6, foram

escolhidas as aquisições com offset de 4 metros, em P1 e P7, offset de 8 metros, em P3, offset de 16 metros e P4, offset de 12 metros.

A realização simultânea das aquisições sísmicas com geofones de 1 Hz e 4,5 Hz na segunda campanha de Taubaté permitiu uma comparação consistente do processamento entre aquisições com sensores de diferentes frequências, já que o pacote de ondas registrado por ambos os sensores foi exatamente o mesmo. Surpreendentemente os resultados nos processamentos foram muito semelhantes, como podemos observar na Figura 88 exemplificados nas aquisições com offsets de 4 metros, sugerindo que o pacote de ondas gerados pela marreta não contém uma região de baixas frequências suficiente para que somente os geofones de 1 Hz sejam capazes de registrá-la. Além disso, a semelhança nas imagens de processamento nas demais regiões de frequência mostra que os geofones de 1 Hz possuem uma boa resposta em altas frequências. Devido a essas grandes semelhanças, somente as aquisições com geofones de 1 Hz foram utilizadas para a realização das inversões, já que as curvas de dispersão a serem invertidas seriam praticamente as mesmas na utilização dos dois tipos de geofones.

Figura 88 - Pré-processamento dos dados adquiridos na localização P5 com offset de 4 m em que a) é o pré-processamento dos dados adquiridos com geofones de 1 Hz e b) com geofones de 4,5 Hz.

As aquisições com fontes passivas foram prejudicadas devido aos posicionamentos das linhas sísmicas e da qualidade das próprias fontes sísmicas disponíveis. Normalmente, as fontes foram registradas um pouco distante das linhas sísmicas e em direções indesejadas. Um pré-processamento dessas aquisições mostrou que não seria possível aproveitar esses dados, pois as regiões de alta amplitude são bem dispersas (espessa região de espalhamento) ou em alguns casos são inexistentes (Figura 89). Utilizá-las, se possível, seria inserir uma grande incerteza na análise dos dados e prejudicaria sensivelmente nos resultados de suas inversões.

Figura 89 – Pré-processamentos com fontes passivas na localização P6. Em (a) é possível observar o modo fundamental de propagação, mas com grandes regiões de espalhamento nas baixas frequências e em (b) as informações referentes a eventos dispersivos são praticamente inexistentes.

6.2.1 Processamento dos dados

Em acordo com os estudos da seção 6.1.3.1, os dados adquiridos em Taubaté foram submetidos simultaneamente aos processamentos $f-k$ (normalizado) e df . Os pontos de alta amplitude selecionados em $f-k$ foram espelhados no processamento df servindo como referência para a seleção dos novos pontos. Além disso, o ponto de

máxima amplitude para cada frequência em df foi identificada com uma linha tracejada, tornando-se mais uma referência para a escolha dos pontos da curva de dispersão.

Os processamentos de todos os pontos de estudo (P1 a P7) podem ser observados nas Figuras 90 a 96 em que as curvas de dispersão referentes aos processamentos $f-k$ e df são amostradas, respectivamente, por meio dos símbolos de X (branco) e de círculo (preto). A linha tracejada branca representa o ponto médio de máximo para cada frequência na imagem df .

Figura 90 – Processamento simultâneo ($f-k$ e df) dos dados adquiridos na localização P1 (offset de 8 metros) com geofones de 4,5 Hz. Os símbolos X (branco) e círculo (preto) representam, respectivamente, as seleções do processamento $f-k$ e df e a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento.

O processamento dos dados na localização P1 (Figura 90) é caracterizado por fornecer informações coerentes dos eventos dispersivos do local de estudo entre as frequências de 6 Hz (560 m/s) e 42 Hz (180 m/s) com uma queda acentuada da velocidade nos primeiros pontos selecionados. Nas altas frequências os modos superiores de dispersão convergem para a região do modo fundamental prejudicando sua identificação com uma maior precisão. O mesmo ocorre devido ao destaque dos modos superiores que passa a ser comparável ao modo fundamental nas altas

frequências. Em 30 Hz, por exemplo, a linha de máximos deixa de acompanhar o modo fundamental para identificar o máximo referente a um dos modos superiores.

Figura 91 – Processamento simultâneo ($f-k$ e df) dos dados adquiridos na localização P2 (offset de 4 metros) com geofones de 4,5 Hz. Os símbolos X (branco) e círculo (preto) representam, respectivamente, as seleções do processamento $f-k$ e df e a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento.

Em P2 (Figura 91), as informações do evento dispersivo se concentram entre 3 Hz (615 m/s) e 26 Hz (132 m/s) com uma queda bem acentuada da velocidade nos três primeiros pontos da curva de dispersão. Após a frequência de 26 Hz as amplitudes do modo fundamental perdem destaque, sendo possível observar com clareza somente os eventos de alta amplitude dos modos superiores.

Figura 92 – Processamento simultâneo ($f-k$ e $d-f$) dos dados adquiridos na localização P3 (offset de 16 metros) com geofones de 4,5 Hz. Os símbolos X (branco) e círculo (preto) representam, respectivamente, as seleções do processamento $f-k$ e $d-f$ e a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento.

O processamento realizado em P3 (Figura 92) mostra que as informações de interesse referentes às ondas superficiais se encontram entre 6 Hz (506 m/s) e 78 Hz (183 m/s). O modo fundamental se destaca em praticamente todo intervalo de frequência, facilitando a seleção dos pontos de alta amplitude que darão origem à curva de dispersão a ser invertida. Esse destaque permitiu que os pontos de alta amplitude do modo fundamental fossem escolhidos até 78 Hz sem que houvesse confusão na distinção desse modo com os outros modos de propagação.

Figura 93 – Processamento simultâneo ($f-k$ e df) dos dados adquiridos na localização P4 (offset de 12 metros) com geofones de 4,5 Hz. Os símbolos X (branco) e círculo (preto) representam, respectivamente, as seleções do processamento $f-k$ e df e a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento.

O intervalo de frequência compreendido pela seleção de pontos de alta amplitude do modo fundamental no processamento P4 (Figura 93) limitou-se entre 5 Hz (464 m/s) e 30 Hz (188 m/s) sendo que a partir de 23 Hz o destaque das altas amplitudes das curvas dos modos superiores, constatadas pelo deslocamento da linha de máximos, prejudicam a identificação do modo fundamental tornando-a menos precisa nessa região. A partir de 30 Hz, as informações de alta amplitude do modo fundamental atingem uma intensidade comparável ao ruído dos dados e a seleção dos pontos da curva de dispersão é interrompida.

Figura 94 – Processamento simultâneo ($f-k$ e df) dos dados adquiridos na localização P5 (offset de 4 metros) com geofones de 1 Hz. Os símbolos X (branco) e círculo (preto) representam, respectivamente, as seleções do processamento $f-k$ e df e a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento.

No processamento P5 (Figura 94), o intervalo de frequência escolhido para gerar a curva de dispersão a ser invertida ficou compreendido entre 3,5 Hz (394 m/s) e 15,75 Hz (138 m/s) e assim como em P2, o modo fundamental apresenta uma queda bem acentuada das velocidades nos primeiros pontos selecionados. A seleção dos pontos de alta amplitude via processamento $f-k$ ficou estendida até 48 Hz, no entanto não foi seguida pela seleção final porque nas altas frequências os modos superiores ganham um destaque muito superior ao modo fundamental praticamente ocultando-o na imagem de processamento. Além disso, os modos superiores convergem para o modo fundamental e possivelmente interferem no deslocamento da curva de dispersão. Note que por volta de 15 Hz, o limite inferior do primeiro modo superior está encostando no limite superior do modo fundamental coincidindo com uma aparente inversão de velocidades na região, o que sugere uma possível influência do primeiro modo superior para deslocar suavemente o modo fundamental para velocidades mais altas.

Figura 95 – Processamento simultâneo ($f-k$ e df) dos dados adquiridos na localização P6 (offset de 4 metros) com geofones de 1 Hz. Os símbolos X (branco) e círculo (preto) representam, respectivamente, as seleções do processamento $f-k$ e df e a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento.

O processamento da localização P6 (Figura 95) apresenta uma queda suave da curva de dispersão compreendendo o intervalo de frequência entre 5 Hz (410 m/s) e 41,5 Hz (100 m/s). As baixas regiões de espalhamento a partir de 10 Hz possibilitaram uma boa precisão na definição dos pontos de alta amplitude do modo fundamental. A seleção só foi um pouco prejudicada a partir de por volta de 33 Hz em que os modos superiores passam a dominar a imagem de processamento em função de suas altas amplitudes.

Figura 96 – Processamento simultâneo ($f-k$ e df) dos dados adquiridos na localização P7 (offset de 8 metros) com geofones de 1 Hz. Os símbolos X (branco) e círculo (preto) representam, respectivamente, as seleções do processamento $f-k$ e df e a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento.

Por último, os dados da localização P7 (Figura 96) foram submetidos ao processamento dos dados e o intervalo de frequência para a seleção dos pontos de alta amplitude foi compreendido entre 6 Hz (461 m/s) e 25 Hz (212 m/s). A partir de 18 Hz, um dos modos superiores apresenta um destaque de altas amplitudes muito superior ao modo fundamental e prejudica sensivelmente a seleção dos pontos da curva de dispersão. Ainda assim, até 25 Hz foi possível uma seleção bem consistente dos pontos de alta amplitude, o que não ocorreu a partir dessa frequência em que as altas amplitudes do modo fundamental decaem muito influenciando negativamente na relação sinal/ruído.

Os processamentos referentes às aquisições em todas as localizações demonstram uma boa consistência dos dados quando comparados em função das proximidades de suas aquisições. As aquisições (observe suas localizações na Figura 39 e seus processamentos entre as Figuras 90 e 96) próximas entre si apresentam processamentos com semelhantes curvas de dispersão (modo fundamental) em que os gradientes de queda das curvas são semelhantes, assim como as suas posições (nas coordenadas frequência x velocidade) na imagem de processamento.

Os pré-processamentos dos dados dos demais offsets de cada ponto não utilizados no processamento completo serviram como fonte de informações para os casos de dúvidas na seleção das curvas de dispersão. Essas dúvidas surgiram principalmente nos pontos de baixa frequência em que a região de espalhamento é maior e a precisão na determinação dos pontos de alta amplitude é menor. Em todos os pontos estudados, observa-se que o espalhamento dos pontos de alta amplitude vai diminuindo com o aumento da frequência, como previsto pelo estudo da seção 6.1.3.1.1, ou seja, a precisão na escolha dos pontos aumenta com o aumento da frequência. Essa variação da precisão é reforçada pela observação dos pré-processamentos dos distintos offsets de um mesmo ponto de estudo em que os dados são bem consistentes nas altas frequências apresentando valores semelhantes entre si e são bem dispersos nas baixas frequências, como pode ser observado nos pré-processamentos dos dados da localização P5 da Figura 97.

Figura 97 – Pré-processamentos df na localização P5 com offsets 4 m (a), 8 m (b) e 12 m (c) em que a linha tracejada branca representa a amplitude máxima média em cada frequência da imagem de processamento. Em d) foram plotadas as três curvas de máximos (círculos azuis) referentes aos pré-processamentos de (a), (b) e (c), a curva de máximos média (círculos vermelhos) e seus desvios padrões (barras vermelhas).

A Figura 97 ilustra as semelhanças e diferenças de três pré-processamentos resultados de três aquisições com offsets distintos em P5. Com o aumento da frequência, as regiões de espalhamento vão se tornando cada vez menores resultando em uma precisão maior na definição dos pontos que comporão a curva de dispersão. Nas frequências abaixo de 5 Hz, as regiões de espalhamento aumentam significativamente e as escolhas dos pontos de alta amplitude devem levar em consideração, além da amplitude média máxima de cada frequência, a tendência da curva de dispersão nas baixas frequências e a comparação entre todos os processamentos das aquisições de dados realizadas em uma mesma localização. No gráfico da Figura 97d foram plotadas as três curvas de máximos referentes aos pré-processamentos das Figuras 97a-c, a curva média e seus desvios padrões reafirmando que a precisão aumenta com o aumento da frequência, já que os desvios padrões, representados pelas barras de erro, diminuem com o aumento da frequência. Essa análise serve como mais uma fonte de informações, principalmente durante a seleção dos pontos de alta amplitude das regiões de baixa frequência. No ANEXO B (Figuras B1 a B7), são mostrados os pontos médios de alta amplitude da curva de dispersão e seus desvios padrões para cada aquisição realizada, todas apresentando comportamentos similares aos descritos acima para a aquisição P5.

6.2.2 Inversão dos dados de Taubaté e interpretação de seus modelos de camada

A inversão de dados em cada ponto de aquisição foi realizada inicialmente por um procedimento iterativo de busca local por meio do algoritmo de LM e posteriormente por um procedimento de tentativa e erros visando um ajuste fino entre a curva de dispersão invertida e a curva real.

Os parâmetros físicos considerados conhecidos e inseridos no algoritmo de inversão para cada ponto de aquisição são mostrados nas Tabelas 7 a 13 em que os parâmetros de velocidade de onda P foram obtidos por meio do método sísmico de refração, os parâmetros de densidade foram escolhidos em função de um valor médio que compromettesse o mínimo possível a inversão dos dados e os parâmetros de

espessura de camada foram estimados a partir das informações dos comprimentos de onda da curva de dispersão. O modelo inicial definido pela metodologia da seção 5.1.3.2 foi calculado no próprio script de inversão de dados com o propósito de iniciar posteriormente o procedimento iterativo de busca local.

O processamento das velocidades de onda P pela sísmica de refração apresentou altas velocidades de onda P (α) quando comparadas às velocidades de onda S (β) do modelo inicial gerado antes da inversão dos dados. Como consequência os valores de α_n/β_n foram bem altos o que tornou as inversões dos dados mais confiáveis, pois como visto no estudo da sensibilidade das curvas de dispersão (seção 6.1.4.1), quando temos altas razões de α_n/β_n , a curva de dispersão se torna pouco sensível à variação do parâmetro α , ou seja, sua estimativa não precisa ser muito precisa para que uma boa inversão dos dados seja realizada.

Os resultados das inversões via procedimento iterativo de busca local para todos os pontos de aquisição podem ser visualizados nas Figuras 99, 101, 103, 105, 107, 109 e 111. Já os resultados do procedimento de tentativa e erro podem ser observados nas Figuras 100, 102, 104, 106, 108, 110 e 112. Nesse último procedimento, os erros foram reduzidos, porém com a preocupação de melhorar os ajustes das tendências provocadas pela geologia local e não visando a melhora dos ajustes das oscilações dos pontos da curva de dispersão provocadas por ruídos. Isso pode ser observado em um exemplo real representado pela Figura 98, em que temos um fragmento de uma curva de dispersão real (preta) e suas respectivas curvas invertida (azul) e ajustada pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha). A curva invertida não oferece um bom ajuste nas frequências abaixo de 20 Hz e acima de 35 Hz. Já a curva ajustada corrige esses desvios e se aproxima da curva real nesses dois intervalos de frequência cujas tendências das curvas são provocadas pela geologia local. Por outro lado, os pontos da curva ajustada não coincidem com todos os pontos da curva real, porém isso é originado pelas oscilações ponto a ponto da curva de dispersão real que, em sua maioria, são provocadas pelos ruídos adquiridos durante a aquisição de dados e também pelas incertezas nas escolhas dos pontos de alta amplitude na etapa de processamento.

Figura 98 - Fragmento de uma curva de dispersão real (preta) e os resultados de suas inversões via procedimento de busca local (curva Invertida/ curva azul) e via procedimento de tentativa e erro (curva ajustada/curva vermelha).

A seguir são mostrados e discutidos os resultados das inversões dos dados em função das localizações dos pontos de aquisição nas três regiões da área de estudo (Figura 35 e 39).

6.2.2.1 Região 1

A região 1 é composta pelos pontos de aquisição P1 e P4 distantes 180 m entre si. Os parâmetros físicos conhecidos inseridos nos algoritmos de inversão podem ser visualizados, respectivamente, nas Tabelas 7 e 8, as inversões dos dados pelo procedimento iterativo, nas Figuras 99 e 101 e as inversões pelo procedimento de tentativa e erro, nas Figuras 100 e 102.

Os dados de α_n e ρ_n da localização P1 (Tabela 7) foram submetidos à metodologia da seção 5.1.3.2 para que os valores de d_n das 10 camadas fossem

definidos, assim como o modelo inicial a ser inserido no algoritmo de inversão iterativo (Figura 99). O melhor Modelo Inicial encontrado cuja curva de dispersão inicial apresentou um melhor ajuste em função da curva real foi o com o parâmetro P ajustado em 0,4. Esse valor do parâmetro P , normalmente regulado entre 0,33 e 0,55, fornece um indicativo de baixo poder de penetração das componentes de ondas geradas pela fonte sísmica nessa localização de estudos, ou seja, o baixo valor de P tem como consequência uma menor profundidade de investigação.

Tabela 7 – Parâmetros físicos considerados conhecidos utilizados nas inversões dos dados pelo procedimento iterativo de busca local e pelo procedimento de tentativa e erro no ponto de aquisição P1 em que d_n , α_n e ρ_n representam, respectivamente, os valores das espessuras das camadas, velocidades de onda P e densidades das 10 camadas consideradas.

$d_n(m)$	$\alpha_n (m/s)$	$\rho_n (kg/m^3)$
1,7	417,5	2000
0,9	1400	2000
1,4	1490	2000
2,2	1490	2000
3,4	1490	2000
5,2	1490	2000
8,1	1600	2000
12,5	1900	2000
19,3	1900	2000
29,8	1900	2000

Figura 99 – Inversão dos dados da localização P1 utilizando o procedimento iterativo de busca local com o algoritmo de LM em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), inicial (azul) e invertida (vermelha) e no lado direito os modelos de camada inicial (azul) e invertido (vermelho).

A inversão de dados em P1 com o melhor ajuste das curvas de dispersão foi realizada com um fator de amortecimento (μ) igual a 0,8 (Figura 99). O modelo de camadas final invertido apresenta um aumento gradual das velocidades de onda S entre 164 m/s e 706 m/s com duas inversões de velocidades devido as oscilações da velocidade de fase nas altas frequências da curva de dispersão. Essas inversões de velocidades não são tão precisas, pois a curva de dispersão final invertida não se ajusta adequadamente com as tendências de oscilação da curva real entre 8 e 18 Hz. Visando uma melhora nesse ajuste, o procedimento de tentativa e erro foi aplicado aos dados invertidos, como pode ser visto na Figura 100.

Figura 100 - Inversão dos dados da localização P1 utilizando o procedimento de tentativa e erro em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), invertida pelo procedimento iterativo (azul) e invertida (ajustada) pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha) e no lado direito os modelos de camada relativos aos procedimento de inversão iterativa (azul) e por tentativa e erro (vermelho).

Com a aplicação do procedimento de tentativa e erro (Figura 100), a REQMr caiu de aproximadamente 3,6% para 2,4%. Essa queda é consequência da melhora do ajuste entre as curvas de dispersão real e invertida principalmente nas frequências abaixo de 18 Hz em que a curva ajustada se aproxima da real na região de ondulação implicando em uma razoável mudança em uma das inversões de velocidade no modelo de camadas. Além disso, a velocidade de onda S da última camada do modelo de camadas aumenta para 810 m/s provocada pela melhora no ajuste dos primeiros pontos da curva de dispersão.

O melhor Modelo Inicial (Figura 101) referente à curva de dispersão gerada durante o processamento do ponto P4 foi estimado a partir dos parâmetros considerados conhecidos α_n , ρ_n e d_n , da Tabela 8, e do fator P regulado em 0,38, sugerindo, como uma estimativa inicial, uma baixa eficiência de penetração do pacote de ondas gerado pela fonte sísmica, ou seja, menor profundidade de exploração.

Tabela 8 – Parâmetros físicos considerados conhecidos utilizados nas inversões dos dados pelo procedimento iterativo de busca local e pelo procedimento de tentativa e erro no ponto de aquisição P4 em que d_n , α_n e ρ_n representam, respectivamente, os valores das espessuras das camadas, velocidades de onda P e densidades das 10 camadas consideradas.

d_n (m)	α_n (m/s)	ρ_n (kg/m ³)
2,1	350	2000
0,9	355	2000
1,2	360	2000
1,7	380	2000
2,4	1000	2000
3,4	1500	2000
4,8	1700	2000
6,8	1760	2000
9,5	2000	2000
13,5	2000	2000

Figura 101 – Inversão dos dados da localização P4 utilizando o procedimento iterativo de busca local com o algoritmo de LM em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), inicial (azul) e invertida (vermelha) e no lado direito os modelos de camada inicial (azul) e invertido (vermelho).

A menor REQMr na inversão de dados via procedimento iterativo no ponto P4 (Figura 101) foi alcançado com um fator de amortecimento (μ) igual a 0,3, cujo modelo de camadas apresentou velocidades de onda S entre 191 m/s e 572 m/s em cerca de 45 m de profundidade. Nas profundidades entre 8,3 m e 16,4 m foi identificada uma suave inversão de velocidades que deveria ser identificada com um contraste maior, já que na curva de dispersão real é possível observar uma ondulação com grande

amplitude entre 16 Hz e 20 Hz, porém o deficiente ajuste da curva invertida nessa região de frequência implica em uma ondulação bem mais suave, quase inexistente.

A inversão complementar via procedimento de tentativa e erro (Figura 102) melhorou os ajustes entre a curva de dispersão real e invertida por todo intervalo de frequências, principalmente nas regiões aonde se encontram algumas oscilações das velocidades de fase. Essa melhora na REQMr, com uma queda de aproximadamente 2,2% para 1,2%, teve como consequência a mudança da forma do modelo invertido de camadas e permitiu a identificação da inversão de velocidades S com um maior contraste entre as profundidades de 5,8 m e 16,5 m.

Figura 102 - Inversão dos dados da localização P4 utilizando o procedimento de tentativa e erro em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), invertida pelo procedimento iterativo (azul) e invertida (ajustada) pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha) e no lado direito os modelos de camada relativos ao procedimento de inversão iterativa (azul) e por tentativa e erro (vermelho).

Observando os modelos de camadas finais referentes às aquisições dos pontos P1 e P4 (Figuras 100 e 102) nota-se algumas semelhanças, como era de se esperar, por serem aquisições realizadas na mesma região de estudos apesar de suas distâncias não serem tão próximas. Essas semelhanças implicam em uma maior confiabilidade nas inversões realizadas. Ambos modelos de camadas sugerem que as velocidades das primeiras camadas apresentam velocidades inferiores a 200 m/s e aumentam até uma velocidade limite (na profundidade de 4,7 m para P1 e 5,9 m para P4) aonde passa a ocorrer uma sensível inversão de velocidades entre 4,7 m e

6,8 m para P1 e 5,9 m e 8,3 m para P2. Em seguida, a camada posterior retoma o aumento de velocidade dos modelos, porém uma nova inversão de velocidades é identificada entre 10 m e 14,7 m para P1 e 11,7 m e 16,5 para P4. Após as duas inversões de velocidades, as velocidades dos dois modelos voltam a aumentar apresentando um deslocamento brusco da velocidade na profundidade de 21,5 m para P1 e não tão brusco para P4, em torno de 23,2 m.

Baseado nas semelhanças da análise das duas sondagens da região 1 e da geologia local conhecida, podemos afirmar que as primeiras camadas (até uma profundidade de aproximadamente 3,5 m) dessas localizações são compostas de solos seguidos por materiais inconsolidados alternando entre argila e areia, o que explicaria as inversões de velocidades, entre aproximadamente 3,5 m e 22 m de profundidade. O aumento mais acentuado da velocidade por volta de 22 m pode representar o contato geológico entre os depósitos de sedimentos e a primeira rocha sedimentar, ou seja, a partir de aproximadamente 22 m de profundidade os modelos de camadas sugerem o início de uma rocha sedimentar da Formação Pindamonhangaba, provavelmente um arenito devido à sua baixa velocidade entre as rochas sedimentares e também por sabermos que é uma rocha comum nessa Formação.

6.2.2.2 Região 2

A região 2 é composta pelos pontos de aquisição P2, P5 e P6 em que os pontos P2 e P5 estão bem próximos entre si (distantes 33 m) e bem distantes do ponto P6 (aproximadamente 242 m). Os parâmetros físicos conhecidos inseridos nos algoritmos de inversão de todos os pontos são mostrados nas Tabelas 9, 10 e 11, as inversões dos dados pelo procedimento iterativo, nas Figuras 103, 105 e 107 e as inversões finais pelo procedimento de tentativa e erro, nas Figuras 104, 106 e 108.

O Modelo Inicial (Figura 103) com melhor ajuste da curva de dispersão gerada durante o processamento do ponto P2 foi estimado a partir dos parâmetros considerados conhecidos α_n , ρ_n e d_n , da Tabela 9, e do fator P regulado em 0,55 sugerindo, como uma estimativa inicial, uma alta eficiência de penetração do pacote de ondas gerado pela fonte sísmica, ou seja, maior profundidade de exploração.

Tabela 9 – Parâmetros físicos considerados conhecidos utilizados nas inversões dos dados pelo procedimento iterativo de busca local e pelo procedimento de tentativa e erro no ponto de aquisição P2 em que d_n , α_n e ρ_n representam, respectivamente, os valores das espessuras das camadas, velocidades de onda P e densidades das 10 camadas consideradas.

d_n (m)	α_n (m/s)	ρ_n (kg/m ³)
1,7	417	2000
0,9	1400	2000
1,4	1490	2000
2,2	1490	2000
3,4	1490	2000
5,2	1490	2000
8,1	1600	2000
12,5	1900	2000
19,3	1900	2000
29,8	1900	2000

Figura 103 – Inversão dos dados da localização P2 utilizando o procedimento iterativo de busca local com o algoritmo de LM em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), inicial (azul) e invertida (vermelha) e no lado direito os modelos de camada inicial (azul) e invertido (vermelho).

Um fator de amortecimento igual a 0,8 foi configurado na etapa de inversão via procedimento iterativo para alcançar a menor REQMr na inversão de dados do ponto P2 (Figura 103). O modelo de camadas apresenta variação de velocidade S entre 136 m/s e 529 m/s apresentando uma suave inversão de velocidades a partir da profundidade de 10 m. Essa identificação da inversão de velocidades é um indicativo

um pouco suspeito, já que a curva de dispersão invertida não segue as tendências mais sutis de aumento e redução de velocidade de fase da curva real.

A inversão dos dados por tentativa e erro melhora sensivelmente o ajuste entre a curva de dispersão real e invertida a partir de 4 Hz e a REQMr é reduzida em 4,24% (Figura 104). Mesmo com a redução, a última inversão de dados apresenta um alto valor de REQMr que é resultado do grande erro entre as duas curvas na frequência de 3Hz, próximo de 300 m/s, e não reflete o excelente ajuste alcançado nas demais frequências. A melhora no ajuste das curvas de dispersão torna a identificação da inversão de velocidades entre as profundidades de 6,2 m e 14,8 m mais confiável e precisa que na inversão de dados via procedimento iterativo abordado inicialmente.

Figura 104 - Inversão dos dados da localização P2 utilizando o procedimento de tentativa e erro em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), invertida pelo procedimento iterativo (azul) e invertida (ajustada) pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha) e no lado direito os modelos de camada relativos ao procedimento de inversão iterativa (azul) e por tentativa e erro (vermelho).

A estimativa do modelo inicial (Figura 105) no ponto P5 realizada com os parâmetros considerados conhecidos α_n e ρ_n da Tabela 10 foi realizada com o parâmetro P melhor ajustado em 0,55 tendo como consequência os valores das espessuras das camadas d_n . Assim como em P2, o alto valor de P ajustado em P5 indica uma maior profundidade de investigação nessa localização.

Tabela 10 – Parâmetros físicos considerados conhecidos utilizados nas inversões dos dados pelo procedimento iterativo de busca local e pelo procedimento de tentativa e erro no ponto de aquisição P5 em que d_n , α_n e ρ_n representam, respectivamente, os valores das espessuras das camadas, velocidades de onda P e densidades das 10 camadas consideradas.

d_n (m)	α_n (m/s)	ρ_n (kg/m ³)
2,9	360	2000
1,1	360	2000
1,6	800	2000
2,2	1120	2000
3,1	1120	2000
4,3	1600	2000
5,9	2000	2000
8,2	2100	2000
11,5	2100	2000
15,9	2100	2000

Figura 105 – Inversão dos dados da localização P5 utilizando o procedimento iterativo de busca local com o algoritmo de LM em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), inicial (azul) e invertida (vermelha) e no lado direito os modelos de camada inicial (azul) e invertido (vermelho).

A inversão de dados via procedimento iterativo foi realizada com muita dificuldade na localização P5 (Figura 105). As matrizes jacobianas presentes no algoritmo de LM apresentaram uma grande quantidade de zeros indicando uma marcante insensibilidade da curva de dispersão com a variação dos parâmetros β_n ,

ou seja, várias derivadas numéricas da função secular em função do parâmetro β_n estavam apresentando valores iguais a zero e a curva de dispersão invertida apresentava os valores exatamente iguais aos da curva inicial. Para amenizar o problema, o “infinitesimal” das derivadas numéricas precisou ser aumentado para que as matrizes jacobianas apresentassem valores diferentes de zero e o procedimento iterativo passasse a funcionar, porém com o efeito colateral de distorcer as derivadas numéricas. Além disso, o fator de amortecimento foi ajustado em 0,2 para que o método LM já tendesse inicialmente para o método de Gauss-Newton e a convergência dos dados fosse intensificada, mesmo correndo o risco de os dados convergirem para uma direção errada (o que não ocorreu). A execução desse procedimento melhorou a convergência dos dados, porém a curva de dispersão invertida apresentou um ajuste pobre em função da curva real e a correção desse problema foi transferida à inversão via tentativa e erro (Figura 106).

Figura 106 - Inversão dos dados da localização P5 utilizando o procedimento de tentativa e erro em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), invertida pelo procedimento iterativo (azul) e invertida (ajustada) pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha) e no lado direito os modelos de camada relativos ao procedimento de inversão iterativa (azul) e por tentativa e erro (vermelho).

A inversão via tentativa e erro (Figura 106) resultou em uma queda da REQMr de 7,35% para 6,67% e teve como consequência uma melhora considerável no ajuste da curva de dispersão nas frequências a partir de 4 Hz, ou seja, a alta REQMr restante

se concentra na frequência de 3,5 Hz, o que implica em um maior erro na definição das velocidades de onda S nas últimas camadas. As velocidades de onda S do modelo de camadas se concentram entre 140 m/s e 665 m/s e é possível notar uma sutil inversão de camadas entre as profundidades de 7,8 m e 10,9 m

Assim como entre P1 e P4, podemos identificar várias semelhanças entre as inversões de dados finais das localizações P2 e P5 (Figuras 104 e 106, respectivamente), muito próximas entre si. Ambas mostram que as velocidades de onda S das camadas superficiais são, em média, por volta de 142 m/s e que há uma inversão de velocidades sutil entre as profundidades de 6,2 m e 14,8 m para P2 e entre 7,8 m e 10,9 m para P5. Após a inversão de velocidades, as velocidades de onda S voltam a aumentar e um deslocamento abrupto das velocidades é identificado na profundidade de 22,9 m para P1 e de 21,1 m para P5.

Geologicamente, os dois modelos de camadas referentes à primeira porção da região 2 (Quaternário) sugerem que os primeiros 22 m de profundidade se associam a materiais geológicos com baixíssimas velocidades de onda S (entre 136 m/s e 188m/s), como era de se esperar por ser um material depositado recentemente com baixo grau de compactação e litificação. Essas velocidades indicam que há materiais geológicos como solo e areia seca nas menores velocidades e argilas nas maiores que se associam aos depósitos esperados do Quaternário (depósitos argilo-arenosos e aluviais arenosos). Em aproximadamente 22 m, o abrupto aumento de velocidade indica um contato geológico que estaria associado à passagem dos depósitos do Quaternário para os depósitos da Formação Pindamonhangaba, esperado pelo modelo da Figura 37.

Os dados de P6 adquiridos a Leste de P2 e P5 (Figura 39), ou seja, mais próximos do limite entre os depósitos do Quaternário e do Grupo Taubaté, marcado por um córrego, foram também submetidos à geração de um modelo inicial de camadas (Figura 107) a partir dos parâmetros presentes na Tabela 11 com o intuito de iniciar o algoritmo de inversão dos dados. O melhor ajuste da curva de dispersão inicial em relação à curva real foi alcançado com um valor de $P=0,5$, indicando uma boa penetração do pacote de ondas gerado pela fonte sísmica.

Tabela 11 – Parâmetros físicos considerados conhecidos utilizados nas inversões dos dados pelo procedimento iterativo de busca local e pelo procedimento de tentativa e erro no ponto de aquisição P6 em que d_n , α_n e ρ_n representam, respectivamente, os valores das espessuras das camadas, velocidades de onda P e densidades das 10 camadas consideradas.

d_n (m)	α_n (m/s)	ρ_n (kg/m ³)
0,8	442	2000
0,4	442	2000
0,7	442	2000
1,1	460	2000
1,6	1000	2000
2,5	1324	2000
3,9	1324	2000
6,1	1500	2000
9,4	1750	2000
14,5	1750	2000

Figura 107 – Inversão dos dados da localização P6 utilizando o procedimento iterativo de busca local com o algoritmo de LM em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), inicial (azul) e invertida (vermelha) e no lado direito os modelos de camada inicial (azul) e invertido (vermelho).

A inversão dos dados realizada por meio do algoritmo de LM com um fator de amortecimento igual a 0,2 apresentou um bom ajuste da curva de dispersão com uma REQMr de 3,31% (Figura 107). O modelo de camadas invertido até uma profundidade de aproximadamente 40 m apresentou velocidades de onda S entre 75 m/s e 465 m/s indicando uma suposta inversão de velocidades na segunda camada e um posterior aumento gradual das velocidades até a última camada. Visando a melhora do modelo

de camadas invertido, o procedimento de inversão via tentativa e erro foi aplicado, o que amenizou a REQMr para 2,59% (Figura 108).

Figura 108 - Inversão dos dados da localização P6 utilizando o procedimento de tentativa e erro em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), invertida pelo procedimento iterativo (azul) e invertida (ajustada) pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha) e no lado direito os modelos de camada relativos ao procedimento de inversão iterativa (azul) e por tentativa e erro (vermelho).

A inversão via tentativa e erro corrigiu um ajuste equivocado do deslocamento da curva de dispersão invertida via algoritmo de LM nas frequências acima de 33 Hz e, conseqüentemente, neutralizou a inversão de velocidades na segunda camada do modelo de camadas. Dessa forma, as velocidades de onda S se concentraram entre 100 m/s e 480 m/s por toda escala de profundidade em que nas primeiras 6 camadas (aproximadamente 7,1 m) as velocidades ficaram confinadas entre 100 m/s e 155 m/s com uma pequena inversão de velocidades na terceira camada, em cerca de 1,3 m. A partir de 7,1 m de profundidade, a velocidade de onda S aumenta abruptamente para aproximadamente 300 m/s persistindo até a profundidade de 17,1 m quando ocorre um novo aumento abrupto da velocidade para 480 m/s persistindo até o fim da escala da profundidade.

O modelo de camadas do ponto P6 (Figura 108) mais as informações geológicas conhecidas da região sugerem a presença de materiais geológicos inconsolidados, como solos e areia seca (característico dos depósitos do Quaternário), nos primeiros 7,1 m de profundidade, devido às baixíssimas velocidades

encontradas até essa profundidade. Entre 7,1 m e 17,1 m, com o aumento da velocidade para aproximadamente 300 m/s, há um indicativo de materiais geológicos mais consolidados, como areia e argila saturadas, ou ainda uma rocha sedimentar de baixa velocidade, alterada por intemperismo, como, por exemplo, um arenito. O aumento abrupto mais uma vez da velocidade, a partir de 17,1 m de profundidade, é um indicativo da presença de materiais ainda mais consolidados, podendo representar uma rocha sedimentar de baixa velocidade, como é o caso do arenito seco ou saturado característico da Formação Resende (Grupo Taubaté).

Podemos interpretar as discussões do modelo de camadas de P6 acima em função de dois modelos geológicos simplificados. No primeiro, os materiais geológicos dos 17,1 m de profundidade iniciais comporiam os depósitos do Quaternário, ou seja, os primeiros 7,1 m seriam compostos de solo e areia seca e os próximos 10 m seriam compostos de areia e argila secas e/ou saturadas ou ainda de depósitos coluviais e de talus, esses últimos devido ao posicionamento de P6 em desnível com a região 3 em ocasião da suposta falha presente entre as regiões 2 e 3. A partir de 17,1 m teríamos os depósitos da Formação Resende (Grupo Taubaté), caracterizado possivelmente pela presença de um arenito. No segundo modelo, os depósitos do Quaternário estariam concentrados nos primeiros 7,1 m de profundidade com a presença de solo e areia seca. Entre 7,1 m e 17,1 m, teríamos a presença de uma rocha alterada (arenito), marcando o início da Formação Resende em que a partir de 17,1 m essa rocha se encontraria em um estado são. Logo, a diferença principal entre os dois modelos é a posição do contato geológico entre os depósitos do Quaternário e Terciário, estando no primeiro modelo a uma profundidade de 7,1 m e no segundo a uma profundidade de 17,1 m.

6.2.2.3 Região 3

Compondo a Formação Resende do Grupo Taubaté, a região 3 foi povoada com duas aquisições, P3 e P7 (Figura 39), distantes 76 m uma da outra. Os parâmetros conhecidos para a geração dos modelos iniciais e realização das inversões de dados desses dois pontos de aquisição podem ser visualizados nas Tabelas 12 e 13, seus modelos invertidos pelo procedimento de busca local podem ser observados nas Figuras 109 e 111 e suas inversões pelo procedimento de tentativa e erro podem ser observadas nas Figuras 110 e 112.

O modelo de camadas inicial de P3 foi gerado por meio dos parâmetros considerados conhecidos da Tabela 12 com um fator $P=0,55$, indicando grande eficiência de penetração do pacote de ondas gerado pela fonte sísmica empregada e, como consequência, uma maior profundidade de investigação.

Tabela 12 – Parâmetros físicos considerados conhecidos utilizados nas inversões dos dados pelo procedimento iterativo de busca local e pelo procedimento de tentativa e erro no ponto de aquisição P3 em que d_n , α_n e ρ_n representam, respectivamente, os valores das espessuras das camadas, velocidades de onda P e densidades das 10 camadas consideradas.

d_n (m)	α_n (m/s)	ρ_n (kg/m ³)
0,8	300	2000
0,4	310	2000
0,7	315	2000
1,1	340	2000
1,6	700	2000
2,6	1000	2000
4,0	2000	2000
6,2	2000	2000
9,7	2165	2000
15,1	2165	2000

Figura 109 – Inversão dos dados da localização P3 utilizando o procedimento iterativo de busca local com o algoritmo de LM em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), inicial (azul) e invertida (vermelha) e no lado direito os modelos de camada inicial (azul) e invertido (vermelho).

A inversão dos dados via algoritmo de LM foi realizada com um fator de amortecimento igual a 0,8 resultando no modelo invertido da Figura 109. A baixa REQMr (3,03%) indica um bom ajuste entre as curvas de dispersão real e invertida. No entanto, em algumas regiões de frequência, como entre 18 Hz e 32 Hz e após 48 Hz, há um afastamento da curva invertida em função da curva real. As velocidades de onda S do modelo de camadas invertido se concentram entre 174 m/s e 601 m/s ao longo de 40 m de profundidade com indicação de inversão de velocidades entre as profundidades de 11,1 m e 17,4 m. Porém, essa inversão de velocidades deve ser questionada, já que a inversão de dados realizada possui um deficiente ajuste na região da curva de dispersão aonde se encontra uma ondulação nas tendências das velocidades de fase (entre 18 Hz e 30 Hz), ondulação essa que é característica de uma inversão de velocidades.

A inversão via tentativa e erro (Figura 110) foi realizada visando melhorar os ajustes aonde a inversão via procedimento de busca local foi deficiente. Como consequência, a REQMr caiu de 3,03% para 0,79%.

Figura 110 - Inversão dos dados da localização P3 utilizando o procedimento de tentativa e erro em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), invertida pelo procedimento iterativo (azul) e invertida (ajustada) pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha) e no lado direito os modelos de camada relativos ao procedimento de inversão iterativa (azul) e por tentativa e erro (vermelho).

Nos primeiros 2,9 m de profundidade do modelo de camadas da inversão via tentativa e erro (Figura 110), a velocidade de onda S aumenta gradativamente entre 190 m/s e 238 m/s e, a partir de então, é registrado o primeiro aumento brusco de velocidade para 350 m/s. Entre as profundidades de 2,9 m e 27 m, a velocidade de onda S se estabiliza em torno de 370 m/s e uma zona de inversão de velocidades é identificada entre 7,1 m e 11,1 m, provavelmente associada à ondulação da curva de dispersão entre 20 Hz e 32 Hz. A profundidade de 27 m marca novamente um aumento brusco de velocidade e a velocidade de onda S se desloca dessa vez de 399 m/s para 700 m/s.

O melhor modelo inicial de camadas (Figura 111) em P7 foi gerado com os parâmetros da Tabela 13 e com o parâmetro P ajustado em 0,42, indicando uma baixa eficiência de penetração do pacote de ondas gerados pela fonte sísmica.

Tabela 13 – Parâmetros físicos considerados conhecidos utilizados nas inversões dos dados pelo procedimento iterativo de busca local e pelo procedimento de tentativa e erro no ponto de aquisição P7 em que d_n , α_n e ρ_n representam, respectivamente, os valores das espessuras das camadas, velocidades de onda P e densidades das 10 camadas consideradas.

d_n (m)	α_n (m/s)	ρ_n (kg/m ³)
2,8	350	2000
0,9	350	2000
1,3	450	2000
1,7	1000	2000
2,3	1450	2000
3,0	1450	2000
4,0	1700	2000
5,4	1925	2000
7,2	1925	2000
9,7	2000	2000

Figura 111 – Inversão dos dados da localização P7 utilizando o procedimento iterativo de busca local com o algoritmo de LM em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), inicial (azul) e invertida (vermelha) e no lado direito os modelos de camada inicial (azul) e invertido (vermelho).

A inversão dos dados de P7 via algoritmo LM foi realizada com um fator de amortecimento igual a 0,2 resultando na curva de dispersão invertida e modelo de camadas invertido da Figura 111. Foi alcançado um bom ajuste dos dados com uma REQMr igual a 1,37% em que um deficiente ajuste é observado somente entre 16 Hz e 20 Hz, região essa que caracteriza uma inversão de velocidades. O modelo de camadas invertido apresenta um aumento gradual das velocidades de onda S da primeira (211 m/s) até a última (605 m/s) camada, com exceção à quarta camada, entre 4,9 m e 6,7 m de profundidade, que apresenta uma redução de velocidade, ou seja, é resultado de uma inversão de velocidades.

O emprego da inversão de dados via tentativa e erro (Figura 112) visou corrigir o mal ajuste do procedimento via busca local na região de inversão de velocidades da curva de dispersão observada entre 16 Hz e 20 Hz e teve como consequência uma melhora na REQMr (0,82%) e uma mudança global do modelo de camadas invertido, já que essas ondulações de velocidade de fase na curva de dispersão influencia nas velocidades de onda S do modelo de camadas das camadas associadas às velocidades de fase das frequências inferiores aos eventos de ondulação. Com isso, o modelo de camadas converteu o aumento gradual de velocidades em alguns

deslocamentos bruscos da velocidade de onda S (o primeiro de 204 m/s a 340 m/s na profundidade de 3,7 m, o segundo de 288 m/s a 430 m/s na profundidade de 11,9 m e o terceiro de 463 a 613 m/s na profundidade de 28,6 m) e gerou e/ou intensificou a inversão de velocidades em duas regiões de profundidade (a primeira entre 6,7 m e 11,9 m e a segunda entre 16,0 m e 21,4 m).

Figura 112 - Inversão dos dados da localização P7 utilizando o procedimento de tentativa e erro em que no lado esquerdo se encontram as curvas de dispersão real (preta), invertida pelo procedimento iterativo (azul) e invertida (ajustada) pelo procedimento de tentativa e erro (vermelha) e no lado direito os modelos de camada relativos ao procedimento de inversão iterativa (azul) e por tentativa e erro (vermelho).

As aquisições P3 e P7 (Figuras 110 e 112) apresentam algumas semelhanças que ajudam a estimar a litologia referente aos modelos de camadas. As primeiras camadas (até uma profundidade média de 3,3 m) apresentam baixas velocidades que podem estar associadas a presença de solo, areia seca e talvez argila saturada mais próximo de 3,3 m. O aumento abrupto da velocidade nessa profundidade indica, além da mudança da litologia, uma compactação maior do material geológico podendo ser representado por uma areia saturada intercalada de argila saturada até uma profundidade média de 15 m, o que explicaria também a inversão de velocidades presente nesse intervalo de profundidade. Após a profundidade média de 15 m, o aumento não tão brusco da velocidade para aproximadamente 415 m/s pode estar associado apenas à compactação do material geológico dos mesmos materiais das

camadas antecessoras se estendendo até uma profundidade média de 27,7 m aonde a velocidade aumenta abruptamente (700 m/s para P3 e 613 m/s para P7), o que pode representar o contato entre os sedimentos da camada sobrejacente e a rocha sedimentar, provavelmente um arenito, da camada posterior, todos associados à Formação Resende do Grupo Taubaté.

6.2.3 Interpretação conjunta das inversões de dados

As 7 inversões pontuais dos dados na região de estudo permitiram suas associações com o modelo simples de perfil esboçado na Figura 37. Os modelos de camadas de cada ponto de aquisição e suas localizações forneceram informações analíticas do posicionamento dos depósitos terciários e quaternários, bem como dos contatos geológicos sugeridos por alterações bruscas das velocidades de onda S. Essas aquisições foram projetadas em um plano com direção A-B, de acordo com a Figura 36, e suas interpretações foram correlacionadas com o modelo da Figura 37. Essa associação originou dois perfis com direção A-B em escala (topografia e contatos geológicos nos pontos de aquisição), como pode ser observado na Figura 113. Os dois modelos de perfil gerados (Figuras 113a e 113b) são devido a dupla interpretação dos dados adquiridos no ponto P6 em que seu modelo de camadas invertido (Figura 108) fornece dois aumentos bruscos de velocidade (em aproximadamente 7 m e 17 m de profundidade). Em uma das interpretações, o primeiro aumento de velocidade seria resultado de uma mudança litológica dentro dos depósitos do próprio Quaternário e o segundo aumento representaria o contato entre o Quaternário e Terciário. Já na segunda interpretação, o primeiro aumento de velocidades seria resultado do contato entre os depósitos do Quaternário e os depósitos alterados por intemperismo do Terciário com o segundo aumento de velocidades representando o encontro da rocha sã do Terciário.

Figura 113 – Perfis geológicos na direção A-B (Figura 36) da área de estudos com os pontos de aquisição projetados no plano x-z do perfil em que em a) o contato geológico em P6 entre os depósitos Quaternários e Terciários está a 17 m de profundidade e em b) esse mesmo contato se encontra a 7 m de profundidade.

Os perfis gerados na Figura 113 são resultados de observações geomorfológicas da área de estudos, mapa geológico da região, informações geológicas globais e locais dos movimentos tectônicos da região (hemi gráben com mergulho para SE) e das informações geofísicas fornecidas por esse trabalho. A contribuição da geofísica foi fazer as estimativas locais das profundidades dos contatos geológicos de cada ponto de aquisição e como consequência, a interpolação dos modelos de camadas associados às informações geológicas estruturais permitiu acompanhar a variação lateral desses contatos geológicos. As informações geofísicas confirmaram que os contatos entre os depósitos Quaternários e Terciários vão ficando mais profundos na medida em que nos afastamos do córrego (Figura 113), no sentido B-A.

Os modelos de camadas das 7 aquisições foram associados a um modelo estrutural simples com uma falha normal no perfil adotado devido a uma baixa concentração de aquisições realizada na área de estudos. Um aumento na densidade de aquisições, que pode ser realizado futuramente, pode resultar em uma interpretação mais complexa da estrutura geológica provocada pelo neotectonismo ou confirmar a interpretação realizada nesse trabalho.

7 CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

Neste trabalho foram concluídas todas as etapas necessárias para o funcionamento pleno do programa implementado em Matlab que modela, processa e inverte os dados das ondas superficiais Rayleigh.

A etapa de processamento de dados foi dividida em quatro metodologias de processamento: f-k, p-tau, df e conjunta (f-k e df). Todas elas foram implementadas e testadas em diversos dados reais e sintéticos com resultados satisfatórios. Além disso, um estudo desenvolvido sobre as diferentes metodologias de processamento mostrou as vantagens e desvantagens de cada metodologia, bem como as restrições globais presentes no processamento de dados de ondas Rayleigh. Nesse estudo, concluiu-se que a eficiência do processamento pode ser aumentada quando as metodologias f-k e df são aplicadas em conjunto, pois algumas deficiências de uma metodologia podem ser corrigidas pela outra.

A etapa de modelagem das ondas Rayleigh consistiu em implementar o algoritmo de Dunkin (1965) e em estudar o produto dessa modelagem, a curva de dispersão teórica. O algoritmo foi implementado adequadamente, revisado e aperfeiçoado diversas vezes, e as curvas de dispersão de diversos modelos foram comparadas com as geradas por outros autores. A implementação do algoritmo de modelagem possibilitou um estudo de sensibilidade das curvas de dispersão em que foi demonstrado que parâmetros como velocidade de onda S e espessura de camada não podem ser desprezados como parâmetros de inversão devido à alta sensibilidade das curvas de dispersão ao se variar os valores desses parâmetros, principalmente aos da velocidade de onda S. Já os parâmetros velocidade de onda P e densidade podem ser considerados conhecidos, desde que seja respeitado um erro de variação percentual dos parâmetros e alguns cuidados que devem ser considerados de acordo com o substrato real estudado. Nesse aspecto, as informações a priori discutidas no decorrer do trabalho podem ajudar a amenizar efeitos indesejáveis e ausências de informação do método em si.

A implementação de um modelo inicial para a velocidade de onda S e para uma escala de profundidade baseada em um modelo de várias camadas ameniza alguns problemas encontrados no estudo da sensibilidade das curvas de dispersão e fornece um modelo inicial relativamente próximo ao modelo real tornando a convergência do

algoritmo de inversão via busca local mais rápida e confiável. Portanto, fica claro que a etapa de pré-inversão de dados de ondas superficiais é de vital importância para que a convergência do algoritmo de inversão a um modelo final seja bem-sucedida. Os estudos realizados demonstraram características próprias dos parâmetros considerados conhecidos e desconhecidos e que, associados à metodologia de implementação de um modelo inicial para a inversão e as informações a priori, gerarão condições iniciais favoráveis para uma posterior inversão de dados.

O programa de inversão dos dados via busca local com o algoritmo implementado de Levenberg-Marquardt também apresentou resultados satisfatórios reduzindo as REQMr das inversões de todos os dados empregados (sintéticos ou reais), ou seja, melhorando o ajuste entre a curva de dispersão teórica e a real/sintética. A implementação aberta do algoritmo de inversão permite sua flexibilização ao usuário que o utiliza, já que diversos parâmetros que estão diretamente ligados à convergência dos dados podem ser regulados de acordo com os interesses e dificuldades encontrados durante o processo de tratamento dos dados. Além disso, foi realizado um estudo desses parâmetros mais importantes visando a obtenção de seus valores médios que melhor se ajustaram a todos os dados testados com o objetivo de inseri-los como valores padrões (*default*) no *script* implementado.

No procedimento de inversão implementado foi constatado que, apesar da redução das REQMr em todos os dados invertidos, os ajustes entre as curvas de dispersão teóricas e reais são dificultados na presença de inversões de velocidades no modelo de camadas ou de variações bruscas de velocidade na curva de dispersão. Para amenizar esse problema, foi implementado um procedimento complementar de inversão dos dados via tentativa e erro por meio de ajustes manuais realizados nos modelos de camadas já invertidos. Esse procedimento é apoiado em informações teóricas do método de ondas superficiais e em ferramentas que facilitam as escolhas de mudanças das velocidades das camadas por parte do usuário tornando a metodologia rápida e eficiente.

Por último, os dados adquiridos nas duas campanhas realizadas na Bacia de Taubaté foram processados e invertidos com as implementações geradas nesse trabalho. As inversões dos dados permitiram estimar as profundidades locais dos contatos geológicos de cada ponto de aquisição e por meio da interpolação dos modelos de camadas associados às informações geológicas estruturais (esboçadas

em um modelo inicial) foi possível acompanhar a variação lateral desses contatos geológicos. Essas informações permitiram a geração de um perfil analítico com duas interpretações geológicas confirmando as suspeitas de neotectônica na região em que os contatos geológicos entre os depósitos Terciários e Quaternários foram identificados e se encaixaram no modelo inicial gerado a partir de informações geológicas e geofísicas adquiridas na literatura.

O MASW e ReMi são métodos relativamente recentes e que merecem ainda estudos mais amplos e profundos em suas etapas de aquisição, modelagem, processamento e inversão de dados. Nas aquisições de campo, estudos na área instrumental (diferentes geofones e fontes sísmicas) e de logística de campo são necessários para melhorar a qualidade dos dados (relação sinal/ruído) e aumentar a profundidade de investigação. Essa necessidade pode ser exemplificada na dificuldade encontrada em campo, nesse trabalho, em se gerar ondas de baixa frequência com o intuito de explorar maiores profundidades, em que foi constatado que há a necessidade de se estudar mais a fundo a diversidade de fontes sísmicas disponíveis para a aquisição de ondas superficiais, pois não basta empregar geofones de baixíssima frequência, como os de 1 Hz também empregados nas aquisições de Taubaté, se não houver o emprego de fontes que gerem essas baixas frequências de interesse. Já o tratamento dos dados pode ser explorado ainda mais por meio do uso dos modos superiores de propagação das ondas Rayleigh durante o processamento dos dados visando uma associação mais precisa entre os dados e a geologia local e através de diferentes metodologias de inversão de dados, como, por exemplo, as inversões realizadas via busca global, que possibilitam novas formas de convergência dos dados e dessa forma, melhora no modelo de camadas gerado.

Estudos das ondas Love vêm sendo empregados em um maior número de trabalhos ultimamente e pode servir como um bom complemento dos métodos que utilizam as ondas Rayleigh. Seus usos em conjunto ajudam a gerar um número maior de informações da geologia do local de estudo, bem como diminuir a quantidade de dúvidas na interpretação de um determinado problema geológico. Para esse estudo em conjunto, as ondas Love precisam ser modeladas e a instrumentação sísmica para seus registros precisa ser complementada por meio do emprego de geofones de componente horizontal utilizados para registrar a componente horizontal desse tipo de onda.

Já os estudos na Bacia de Taubaté podem ser melhorados com a redução na malha de aquisições dos dados. Um número maior de aquisições trará maiores confiança e precisão na estimativa dos contatos geológicos e pode enriquecer o perfil analítico gerado nesse trabalho tornando-o mais complexo e completo ou confirmando sua simplicidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS⁶

- ABBISS, C.P. **Shear wave measurements of the elasticity of the ground.** Geotechnique, 1981. v. 31: no.1. p. 91-104.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. **The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazon River.** In: A. E. Nairn, F. G. Stehli (eds) The ocean basins and margins. Plenum Publ., New York, N. Y., 1973. v. 1. p. 411-446.
- BRIGHAM, E. O. **The Fast Fourier Transform.** Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 1974. 252 p.
- CARMICHAEL, R. S. **Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals.** CRC Press, Second Printing, Boca Raton, Florida, 1990. 741 p.
- CARNEIRO, C. D. R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, F. D. **Estrutura da Bacia de Taubaté na região de São José dos Campos.** In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, 1976. v. 4. p. 247-256.
- CHAIM, J. P.; JORGE A. R. O.; TAKENORY S.; ROY B. **New Approach to Interpretation of Noninvasive Surface Wave Measurements for Soil Profiling.** Transportation Research Record 1526, Emerging Technologies in Geotechnical Engineering, 1996. p. 157-165.
- COIMBRA, A. M.; RICCOMINI, C.; MELO, M. S. **A Formação Itaquaquacetuba: evidências de tectonismo no quaternário paulista.** In: SBG, Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. p. 253-266.
- DOURADO, J. C. **Métodos Sísmicos: Ondas Sísmicas.** Universidade Estadual Paulista – UNESP (Rio Claro), 2009. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/DIDATICOS/DOURADO/3-ondass%C3%ADsmicas.pdf>> Acesso em: 28 Jan. 2016.
- DUNKIN, J.W. **Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies.** Bulletin of Seismological Society of America, 55, 1965. p. 335-358.
- FERNANDES, F. L. **Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté – SP.** Ouro Preto, EM-UFOP, Dissertação de Mestrado, 1993. 147 p.
- FERNANDES F. L.; CHANG H. K. **Modelagem gravimétrica da Bacia de Taubaté – Vale do Rio Paraíba do Sul, leste do Estado de São Paulo.** Ver. Bras. Geof., 2001. p. 131-144.
- FERNANDES, F. L.; CHANG H. K. **Arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté – SP.** In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 9, International Symposium on Tectonics, 3, Armação de Búzios, 2003. p. 367-370.

⁶ De acordo com a Associação Brasileira de Normas Técnicas. NBR 6023.

FERRARI, A.; SILVA, M. A. M. **Bacia do Macacú (RJ): proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil**. In.: SBG, Simp. Geol. SE, 5, Penedo, Itatiaia, 1997. p. 32-34.

FOTI, S. **Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves**. Phd Thesis. Politecnico di Torino, 2000. 229p.

FRANDSEN, P.E. et al. **Unconstrained optimization: informatics and mathematical modelling**. Technical University of Denmark, 1999. 86 p.

GABRIELS, P., SNIEDER, R., NOLET, G. **In situ measurement of shear wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves**. Geophysical Prospecting, 35, 1987. pp. 187-196.

GLANGEAUD, F., MARI, J.L., LACOUME, J.L., MARS, J., NARDIN, M. **Dispersive seismic waves in geophysics**. Environ. Eng. Geophys., 3, 1999. p. 265-306.

HASKELL, N.A. **The dispersion of surface waves on Multilayered Media**. Bulletin of the Seismological Society of America, 43, 1953. p. 17-34.

HASUI, Y.; PONÇANO, W. L. **Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté**. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. v. 1. p. 368-381.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL I. **Geofísica de exploração**. Oficina de Textos. São Paulo, SP. Tradução: Coelho, M., C., M. 2009. 438 p.

KUMAR, B. S.; ANBAZHAGAN, P.; SITHARAM, T. G. **Development of theoretical dispersion curves and comparison with Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)**. 13th Symposium on Earthquake Engineering, Indian Institute of Technology. Paper No. 15, 2006. p. 1-10.

LAMB, H. **On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid**. Philosophical Transactions of the Royal Society. London, 1904. v. 203. p. 1-42.

LIMA Jr, S. B. **Emprego das ondas Rayleigh visando à caracterização geotécnica de solos superficiais de encosta numa área teste em Ubatuba/SP**. Dissertação de Mestrado. SP, São Paulo, IAG - Universidade de São Paulo, 2007. 81 p.

LOPES, I. et al. **O estudo das ondas sísmicas superficiais como método de caracterização dinâmica de solos**. VI Congresso Nacional de Geologia, Ciências da Terra (UNL), Monte de Caparica, nº esp. V, CD-ROM: G38-G41, 2003.

LOPES, I. M. F. **Caracterização geotécnica de solos no domínio das pequenas deformações**. Aplicação do Método das Ondas Superficiais. Dissertação de Doutorado. Universidade de Lisboa - Faculdade de Ciências/Departamento de Geologia, 2005. 369p.

LOUIE, J. N. **Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays**. Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA), 91, 2001. p. 347-364.

LOWRIE, W. **Fundamental of geophysics**. Cambridge, University Press. Second Edition. New York, 2007. 381 p.

LUCENA, R.F., TAIOLI, F., 2014. **Rayleigh wave modeling: A study of dispersion curve sensitivity and methodology for calculating an initial model to be included in an inversion algorithm**. Journal of Applied Geophysics 108, p. 140–151.

MADSEN, K.; NIELSEN, H.B.; TINGLEFF O. **Methods for non-linear least squares problems. Informatics and Mathematical Modelling**. Technical University of Denmark. 2nd Edition, 2004. 57 p.

MANCINI, F. **Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté**. Dissertação de Mestrado. SP, São Paulo, IGc - Universidade de São Paulo, 1995. 107 p.

MARCHIORETO, A. **Implementação, testes e avaliação do método SASW (Spectral Analysis of Surface Waves)**. Tese de Doutorado. SP, São Paulo, IGc - Universidade de São Paulo, 2002. 106 p.

MARQUES, A. **Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté**. São Paulo, Brasil. B. Geoci. Petrobrás, 1990. p. 221-340.

MCMECHAN, G. A.; Ottolini, R. **Direct observation of a ρ - τ in a slant stacked wavefield**. Bulletin of the Seismological, Society of America, June, 1980. v. 70. p. 775-789.

MCMECHAN, G. A.; YEDLIN, M. J. **Analysis of dispersive waves by wave field transformation**. Geophysics, 1981. v. 46. p. 869-874.

MELO, M. S. et al. **Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende**. Rio de Janeiro, Na. Acad. Brasil. Ciênc., 1985. p. 467-479.

MENDONÇA, C. A. **Notas de aula da disciplina “Teoria da inversão em geofísica”**. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/Universidade de São Paulo-São Paulo-2013.

MIRANDA, J. M., COSTA, P. T., LUIS, J. F., MATIAS, L., SANTOS, F. M. **Fundamentos de Geofísica: Capítulos 2 – Sismologia**. Instituto Dom Luiz, 2013. Disponível em: <http://idl.ul.pt/sites/idl.ul.pt/files/docs/Cap2_Sismologia_2013.pdf> Acesso em: 28 Jan. 2016.

MORO, G. D., PIPAN, M., FORTE, E., Finetti, I. **Determination of Rayleigh wave dispersion curves for near surfasse applications in unconsolidated sediments**. Technical Program with Biographies, SEG, Annual Meeting, Dallas, 2003. Pp. 1247-1250.

NAZARIAN, S.; STOKOE II, K. H. **In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves**. Proceedings of the World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, Calif., July, 1984. v. 8. p. 21-28.

NAZARIAN, S.; DESAI, M. R. **Automated surface wave method: field testing.** Journal Geotechnical Engineering, ASCE, 119(7), 1993. p. 1094-1111.

NETO, J.F. **Aplicação da Transformada de Fourier no processamento digital de imagens.** Aracaju-Se, Novembro de 1999. <http://www.cin.ufpe.br>. Consultado em 3 de Julho de 2015.

PAN, Y. et al. **Calculation of Rayleigh-wave phase velocities due to models with a high-velocity surface layer.** Journal of Applied Geophysics, v. 96, 2013. p. 1-6.

PARK, C. B., XIA, J., and MILLER, R. D. **Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record:** 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1998. p. 1377–1380.

PARK, C. B.; MILLER, R. D.; AND XIA, J. **Multi-channel analysis of surface waves.** Geophysics, v. 64, 1999. p. 800-808.

PARK, C. B.; MILLER, R. D.; LAFLEN, D.; NEB, C; IVANOV, J.; BENNETT, B.; HUGGINS, R. **Imaging dispersion curves of passive surface waves.** SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004. p. 1357-1360.

PARK, C. B. **Imaging dispersion of MASW Data – Full vs. Selective Offset Scheme.** Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Volume 16, 2011. p. 13-23.

PEI, D., LOUIE, J. N., PULLAMMANAPPALLIL, S. K. **Inversion of phase velocities of higher-frequency fundamental-mode Rayleigh waves using simulated annealing approach.** 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2005. p. 1172-1175.

PRESS, W. H. et al. **Numerical recipes in C.** Cambridge Univ. Press., 1992. 994 p.

RAYLEIGH, L. **On waves propagated along the plane surface of an elastic solid.** London Mathematical Society Proc., 17, 1885. p. 4-11.

RICCOMINI, C. et al. **Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro.** In: SBG, Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. p. 23-24.

RICCOMINI, C., **O Rift Continental do Sudeste Brasileiro.** Tese de Doutorado. SP, São Paulo, IGc - Universidade de São Paulo, 1989. 256 p.

RICCOMINI, C. et al. **Nova unidade litoestratigráfica cenozóica da Bacia de Taubaté, SP.: Formação Pindamonhangaba.** Bol. IG, 1991. p. 141-147.

RICCOMINI, C. et al. **Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil).** Rev. Bras. Geoc., 1996. p. 167-180.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. **Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Capítulo XXIII. In: Neto V. M., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Neves B. B. B. 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, II, Primeira edição, São Paulo, Editora Beca, 2004. 647 p.

RICHART, F. E.; WOODS, R. D.; HALL, J. R., **Vibrations of Soils and Foundations**. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1970. 414 p.

RIX, G. J.; LEIPSKI, A. E. **Accuracy and resolution of surface wave inversion: Recent Advances in Instrumentation**. Data Acquisition and Testing in Soil Dynamics, Geotechnical Special Publication No. 29, ASCE, 1991. p. 17-23.

RYDEN, N., PARK, C. B. **Fast simulated annealing inversion of surface waves on pavement using phase-velocity spectra**. Geophysics, 71, 2006. p. R49-R58.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. **Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz**. SP-RJ, Brasil. Ver. Bras. Geoc., 25, 1995. p. 151-164.

SAMBUELLI, L., DEIDDA, G. P., ALBIS, G., GIORCELLI, E., TRISTANO, G. **Comparison of standard horizontal geophones and newly designed horizontal detectors**. Geophysics V. 66, No 6, 2001. pp. 1827-1837.

STOKOE, K.H., II, WRIGHT, S.G., BAY, J., & ROËSSET, J. **Characterization of geotechnical sites by SASW method**. Geophysical Characterization of Sites New Delhi, Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Lt, 1994. p. 15-25

STROBBIA, C. **Surface Wave Method Acquisition, processing and inversion**. Phd Thesis. Politecnico di Torino, 2003. 317p.

STROBBIA, C. **Love wave analysis for the dynamic characterization of sites**. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. Vol. 46, 2005. p. 135-152.

THOMSON, W.T. **Transmission of elastic waves through a stratified solid medium**. Journal of Applied Physics, 21, 1950. p. 89-93.

VUOLO, J. H. **Fundamentos da teoria de erros**. Editora Edgard Blücher LTDA, 2ª edição, São Paulo, 1996. 240 p.

WATHELET, M., JONGMANS, D., OHRNBERGER, M. **Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibrations measurements**. Near Surf. Geophys., 2, 2004. P. 211-221.

WATHELET, M. **Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion**. Thesis for the degree of Doctor of Applied Sciences. Faculté des Sciences Appliquées/ Université de Liège, 2005. 161 p.

XIA, J.; MILLER, R. D.; PARK, C. B. **Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave**. Geophysics, v. 64, 1999. p. 691-700.

YAMANAKA, H., ISHIDA, H. **Application of genetic algorithm to na inversion of surface-wave dispersion data.** Bull. Seismol. Soc. Am., 86, 1996. p. 436-444.

ANEXO A – Expressões para a modelagem das ondas Rayleigh baseadas na teoria de Dunkin (1965).

Subdeterminantes (T_{abcd}) calculadas da matriz T_n^{-1} (equação 17), referentes ao semiespaço homogêneo infinito (última camada) do meio:

$$T_{1212} = \frac{\beta_n^4}{4\omega^4} \left(\frac{l_n^2}{h_n k_n} - \frac{4\omega^2}{c^2} \right) \quad (\text{A.1})$$

$$T_{1213} = -\frac{1}{4\rho_n k_n \omega^2} \quad (\text{A.2})$$

$$T_{1214} = i \frac{\beta_n^2}{4\rho_n \omega^3 c} \left(\frac{l_n}{h_n k_n} - 2 \right) \quad (\text{A.3})$$

$$T_{1223} = i \frac{\beta_n^2}{4\rho_n \omega^3 c} \left(\frac{l_n}{h_n k_n} - 2 \right) \quad (\text{A.4})$$

$$T_{1224} = \frac{1}{4\rho_n h_n \omega^2} \quad (\text{A.5})$$

$$T_{1234} = \frac{1}{4\rho_n^2 \omega^4} \left(\frac{\omega^2}{c^2 h_n k_n} - 1 \right) \quad (\text{A.6})$$

Abaixo, seguem as expressões para o cálculo das subdeterminantes da matriz G, referentes as camadas $n - 1, n - 2, \dots, 1$:

$$G_{1212} = G_{3434} = -p_2 + (p_2 + 1)C_H C_K - [p_3 + y_n^2 \tilde{h}_n^2 \tilde{k}_n^2] S_H S_K$$

$$G_{1213} = G_{2434} = m^{-1}(-C_H S_K + \tilde{h}_n^2 S_H C_K)$$

$$G_{1214} = G_{1223} = G_{1434} = G_{2334} = -im^{-1}[p_4(1 - C_H C_K) + [p_1 + y_n \tilde{h}_n^2 \tilde{k}_n^2] S_H S_K]$$

$$G_{1224} = G_{1334} = m^{-1}(S_H C_K - \tilde{k}_n^2 C_H S_K)$$

$$G_{1234} = -m^{-2}[2(1 - C_H C_K) + (1 + \tilde{h}_n^2 \tilde{k}_n^2) S_H S_K]$$

$$G_{1312} = G_{3424} = -m[y_n^2 \tilde{k}_n^2 C_H S_K - p_3 S_H C_K]$$

$$G_{1313} = G_{2424} = C_H C_K$$

$$G_{1314} = G_{1323} = G_{1424} = G_{2324} = i[p_1 S_H C_K - y_n \tilde{k}_n^2 C_H S_K]$$

$$G_{1324} = -\tilde{k}_n^2 S_H S_K$$

$$G_{1412} = G_{2312} = G_{3414} = G_{3423} = -im \left\{ \frac{p_2}{2} p_4(1 - C_H S_K) + [p_1^3 + y_n^3 \tilde{h}_n^2 \tilde{k}_n^2] S_H S_K \right\}$$

$$G_{1413} = G_{2313} = G_{2414} = G_{2423} = -i[p_1 C_H S_K - y_n \tilde{h}_n^2 S_H C_K]$$

$$\begin{aligned}
G_{1414} &= G_{2323} = 1 + p_2(1 - C_H C_K) + [p_3 + y_n^2 \tilde{h}_n^2 \tilde{k}_n^2] S_H S_K \\
G_{1423} &= G_{2314} = G_{1414} - 1 \\
G_{2412} &= G_{3413} = -m[p_3 C_H S_K - y_n^2 \tilde{h}_n^2 S_H C_K] \\
G_{2413} &= -\tilde{h}_n^2 S_H S_K \\
G_{3412} &= -m^2 \left\{ \frac{p_2}{2} (1 - C_H C_K) + [p_3^2 + y_n^4 \tilde{h}_n^2 \tilde{k}_n^2] S_H S_K \right\}
\end{aligned} \tag{A.7}$$

Em que:

$$\begin{aligned}
\tilde{h}_n &= \frac{(h_n c)}{\omega} \\
\tilde{k}_n &= \frac{(k_n c)}{\omega} \\
S_H &= \frac{(\sinh(h_n d_n))}{\tilde{h}_n} \\
C_H &= \cosh(h_n d_n) \\
S_K &= \frac{(\sinh(k_n d_n))}{\tilde{k}_n} \\
C_K &= \cosh(k_n d_n) \\
y_n &= \frac{-2\beta_n^2}{c^2} \\
p_1 &= y_n + 1 \\
p_2 &= 2y_n(y_n + 1) \\
p_3 &= (y_n + 1)^2 \\
p_4 &= 2y_n + 1 \\
m &= -\rho_n c \omega
\end{aligned}$$

ANEXO B – Curvas de dispersão experimentais com tratamentos estatísticos resultadas dos processamentos dos dados dos 7 pontos de aquisição da área de estudos.

Figura B1 – Curva de dispersão experimental originada por tratamento estatístico (média representada pelos círculos e desvio padrão representado pelas barras de erro) referente à localização P1 com um número amostral igual a 5.

Figura B2 – Curva de dispersão experimental originada por tratamento estatístico (média representada pelos círculos e desvio padrão representado pelas barras de erro) referente à localização P2 com um número amostral igual a 3.

Figura B3 – Curva de dispersão experimental originada por tratamento estatístico (média representada pelos círculos e desvio padrão representado pelas barras de erro) referente à localização P3 com um número amostral igual a 6.

Figura B4 – Curva de dispersão experimental originada por tratamento estatístico (média representada pelos círculos e desvio padrão representado pelas barras de erro) referente à localização P4 com um número amostral igual a 3.

Figura B5 – Curva de dispersão experimental originada por tratamento estatístico (média representada pelos círculos e desvio padrão representado pelas barras de erro) referente à localização P5 com um número amostral igual a 3.

Figura B6 – Curva de dispersão experimental originada por tratamento estatístico (média representada pelos círculos e desvio padrão representado pelas barras de erro) referente à localização P6 com um número amostral igual a 3.

Figura B7 – Curva de dispersão experimental originada por tratamento estatístico (média representada pelos círculos e desvio padrão representado pelas barras de erro) referente à localização P7 com um número amostral igual a 3.