

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Dissertação de Mestrado

Ensaio sísmico na região de Termas de Ibirá/SP com
emprego dos métodos de tomografia sísmica de ondas P e de
análise multicanal de ondas Rayleigh

Departamento de Geofísica

Aluno: Thiago Fonseca Fraga

Orientador: Renato Luiz Prado

São Paulo

2016

Thiago Fonseca Fraga

Ensaio sísmico na região de Termas de Ibirá/SP com
emprego dos métodos de tomografia sísmica de ondas P e de
análise multicanal de ondas Rayleigh

Dissertação de mestrado apresentada ao
Instituto de Astronomia, Geofísica e
Ciências Atmosféricas como parte dos
requisitos para a obtenção do título de
mestre em ciências (área: Geofísica).

Versão corrigida. O original encontra-se
disponível na Unidade.

São Paulo

2016

Agradecimentos

Gostaria de agradecer meus pais e meu irmão por todo o apoio incondicional que me deram em todo esse período de mestrado, e também por todo o esforço para suprir todas as minhas necessidades em São Paulo. Agradeço também à todas as pessoas próximas por todo apoio e compreensão nessa fase final da dissertação do mestrado. Ao meu orientador Renato Luiz Prado, que me apoiou e colaborou muito para que esse trabalho fosse finalizado. Um agradecimento especial a todo o pessoal da Nova Geotec Geofísica, por toda compreensão quando necessitava passar mais tempo em São Paulo. Também gostaria de agradecer aos professores e colegas do IAG pelas horas momentos juntos, discussões, etc. Agradeço a compreensão de todos, os prazos de entrega estendidos, a paciência com as minhas viagens de campo e tudo isso que me permitiu também concluir esse trabalho. Agradeço também a toda minha família em Piracicaba ou em qualquer lugar.

Resumo

O trabalho apresenta a integração dos métodos de tomografia de refração sísmica e análise multicanal de ondas superficiais (MASW) em um levantamento realizado na região de Termas de Ibirá, estado de São Paulo, onde anteriormente foram feitos levantamentos com métodos elétricos visando à exploração de água subterrânea. Os diferentes campos de ondas elásticas analisados foram extraídos de um mesmo registro sísmico obtido em uma aquisição de sísmica de refração padrão. Também é analisado o evento de reflexão de uma das áreas investigadas. Os métodos sísmicos de refração e reflexão são bastante utilizados para o estudo do meio geológico. Ambos se baseiam na análise das ondas de corpo, porém os sismogramas obtidos usualmente contêm registros muito notáveis das ondas superficiais (*groundroll*), objeto de interpretação no método MASW. Os resultados obtidos da integração dos métodos sísmicos permitiram a obtenção de um modelo mais completo da subsuperfície mais rasa, visando estudos geotécnicos (modelos de V_p , V_s e coeficiente de Poisson), bem como forneceu subsídios para estudos geológicos (mapeamento dos estratos representativos dos solos, arenito e basalto) que não poderiam ser alcançados se somente um desses métodos sísmicos fosse empregado. O trabalho também mostrou, que se programada adequadamente, uma única aquisição pode permitir a extração e interpretação dos campos das ondas de corpo refratadas, refletidas e das ondas superficiais visando à obtenção de modelos de subsuperfície mais detalhados e unívocos.

Abstract

The present study shows the integration of tomography refraction method and multi-channel analyses of surface waves (MASW) in Termas de Ibirá, state of São Paulo, where previously was conducted an electrical methods survey aiming to hydrogeological studies. The different wave-fields were extracted from the same seismic records obtained on a 2D standard seismic acquisition. It was also analysed the reflection events of one of the test areas. The refraction/reflection seismic methods are quite used for geological studies, and both of them are based on analyses of body waves, however the records usually also have strong records of the surface waves, interpretation object of the MASW method. The results obtained from the integration of seismic methods allowed to obtain a more complete model of near surface, aiming at geotechnical studies (V_p , V_s model and Poisson rate), as well as geological studies (the stratigraphic model of soil, sandstone and basalt presents in the study area) which would not been attained if just one of these seismic methods was used. The present study also shows that a single acquisition allows to extract and interpretate all wave types, such as refracted, reflected and surface wave aiming to obtain a more complete subsurface model.

Lista de Figuras

Figura 1: Imagem de satélite com o posicionamento dos estudos geofísicos já realizados na área e poços com informação estratigráfica da CPRM (Modificado de Couto Jr, 2015) – pag5

Figura 2: Representação da Bacia do Paraná no continente sul-americano bem como sua presença nos diferentes estados brasileiros. Também apresenta as principais unidades geológicas e os limites geopolíticos (Modificado de Couto Jr., 2015) – pag6

Figura 3: Mapa geológico do estado de São Paulo com suas principais unidades geológicas e a localização do município de Ibirá (Modificado de Conego Jr, 2012) – pag9

Figura 4: Mapa de profundidade do basalto obtido através de correlação entre inversões conjuntas SEV/TDEM e poços da CPRM (Couto Jr, 2015) – pag10

Figura 5: Mapa com a localização dos ensaios sísmicos realizados na área 1 (esquerda) e na área 2 (direita). – pag11

Figura 6: Representação esquemática das propagações das ondas de corpo P e S em um meio – frente de onda e movimento de partículas (Shearer, 2009) – pag13

Figura 7: Representação esquemática das propagações das ondas de superfície Rayleigh e Love em um meio – frente de onda e movimento de partículas (Shearer, 2009) – pag14

Figura 8: Representação do raio incidente na interface de meios de diferentes velocidades e seus respectivos raios refletidos e refratados – pag15

Figura 9: Comparação de velocidade de grupo e velocidade de fase. (a) Definição da velocidade de grupo U . (b) A chegada da onda dispersiva em geofones consecutivos. (Telford, 1990) – pag16

Figura 10: Comportamento da velocidade de fase da onda Rayleigh para um meio homogêneo (C) e heterogêneo (D) em função do comprimento de onda representado em A e B (Strobbia, 2002) – pag18

Figura 11: (A) Diferentes comprimentos de onda para uma mesma frequência e (B) representação dos modos superiores em um gráfico de dispersão (Strobbia, 2002) – pag18

Figura 12: Ilustração do gráfico tempo x distância (figura superior esquerda), o princípio da refração crítica e outros eventos – reflexão e onda direta – para um arranjo convencional (figura inferior esquerda) e sismograma representativo dos eventos registrados (figura à direita) (Modificado de Lima Jr, 2007) – pag19

Figura 13: Modelo de três camadas estratigráficas e gráfico da curva de tempo respectivo (Modificado de Telford, 1990) – pag20

Figura 14: Representação da análise T_+ do método plus-minus. (Modificado de Dufour e Foltinik, 1996) – pag22

Figura 15 : Representação da análise T do método plus-minus – pag24

Figura 16: Representação esquemática do volume de Fresnel correspondente à uma fonte S e um receptor R (Watanabe, 1999) pag26

Figura 17: Representação das células com três tempos de viagem conhecidos (t_m , t_n e t_o) para encontrar o quarto tempo (t_p). Os segmentos MN e MO são estimadores. Em O e N, através do tempo de viagem é calculada a difração gerada entre M e duas superfícies – pag27

Figura 18: Relação entre as velocidades de ondas sísmicas em função do coeficiente de Poisson (Strobbia, 2002) pag32

Figura 19: Exemplo de dado no domínio do tempo processado para o domínio da frequência para uma fonte ativa no software Surfseis (Park et al, 2007) – pag35

Figura 20: Testes de influência dos parâmetros dos modelos na determinação das velocidades de fase das ondas Rayleigh (Xia et al, 1999) – pag36

Figura 21: Exemplo de inversão de curva (b1) e modelo da variação de velocidade de onda S em função da profundidade (b2) (Xia et al, 1999) – pag38

Figura 22: Localização geográfica da seção sísmica 01 (SS01) e da seção sísmica de Ruiz (2014) – pag39

Figura 23: Ilustração do arranjo utilizado na aquisição da seção sísmica 03 de Ruiz (2014) – pag 40

Figura 24: Tempos das primeiras chegadas das ondas extraídos dos registros sísmicos – pag41

Figura 25: Tempos das chegadas das ondas e ajustes de retas para análise de modelo geológico e velocidades. Linha vertical (preta) corresponde à posição aproximada de mudança de inclinação de reta de velocidade nos diversos tiros reversos. Linhas paralelas (verdes) mostram inclinação aproximada dos tiros 2, 3 e 6, tratando-se de uma mesma camada estratigráfica com velocidade aparente aproximada de 2240m/s – pag41

Figura 26: Tempos das chegadas das ondas e ajustes de retas para análise de modelo geológico e velocidades. Linha vertical (preta) corresponde à posição aproximada de mudança de inclinação de reta de velocidade nos diversos tiros diretos. Linhas paralelas (verdes) mostram inclinação aproximada dos tiros 12, 13 e 14, tratando-se de uma mesma camada estratigráfica com velocidade aparente aproximada de

2320m/s. A partir da posição 75 aproximadamente, a inclinação de reta (vermelha) é diferente com velocidade aparente aproximada de 4460m/s – pag42

Figura 27: Modelo geológico obtido da reanálise dos dados de Ruiz (2014) – pag43

Figura 28: Análise dos dados do sismograma do tiro 14 (à esquerda), comportamento da velocidade da onda P em função da profundidade (centro) e modelo estratigráfico interpretado (à direita) – pag44

Figura 29: Sismogramas concatenados com offset mínimo de 1m e offset máximo de 193m – pag45

Figura 30: Sismogramas concatenados com offset mínimo de 1m e offset máximo de 193 – pag46

Figura 31: Imagens de dispersão (à esquerda) obtidas dos sismogramas dos tiros 2, 3 e 6 concatenados com identificação das curvas de dispersão de 3 modos de propagação – círculos amarelos (fundamental), azuis (1º modo superior) e pretos (2º modo superior), e à direita dos sismogramas dos tiros 12, 13 e 14 concatenados com identificação das curvas de dispersão de 4 modos de propagação – círculos amarelos (fundamental), azuis (1º modo superior), pretos (2º modo superior) e verdes (3º modo superior) – pag47

Figura 32: A - Comportamento da velocidade da onda S em função da profundidade obtidos através da análise dos dados pelo método MASW. Em azul o modelo obtido dos sismogramas dos tiros 2, 3 e 6 e em vermelho dos sismogramas dos tiros 12, 13 e 14. B - Comportamento da velocidade da onda P em função da profundidade obtido da interpretação do sismograma do tiro 14 pelo método de refração sísmica – pag48

Figura 33: Figura representando o arranjo de campo com 96 canais com espaçamento de 2m. Pontos de tiro espaçados de 12m (a cada 6 geofones) e 2 tiros externos – pag51

Figura 34: Mapa de localização dos estudos realizados na área. Localização das seções sísmicas 01 e 02 identificados por meio dos círculos transparentes azuis – pag51

Figura 35: Arranjo utilizado na seção sísmica 01. Base única (96 geofones) com espaçamento de 2m entre geofones e 12m de espaçamento entre tiros para geofones de 14Hz. 2 bases (48 geofones) com espaçamento de 2m e tiros com offset de 1, 5, 10, 15 e 20m em relação ao primeiro e último geofone de cada base para geofones de 4,5Hz – pag52

Figura 36: Representação dos três deslocamentos de conjuntos de geofones e as 4 bases da seção sísmica 02. A primeira e segunda mudanças tiveram 48 geofones deslocados. A terceira mudança teve 24 geofones deslocados – pag53

Figura 37: Esquema empregado nas 4 bases de aquisição de registro sísmico para os geofones de 14Hz e as 2 bases para os geofones de 4,5Hz – pag54

Figura 38: Exemplo de sismograma adquirido com a “picagem” feita manualmente via Rayfract. Ponto de tiro dado na posição 47m e canal 1 na posição 0m.– pag55

Figura 39: Distribuição dos raios sísmicos (A) e das velocidades da onda P (B) ao longo da seção sísmica 01 obtidos através do software Rayfract – pag58

Figura 40: Distribuição das velocidades da onda para a primeira e segunda camadas sísmicas identificadas nos dados da seção sísmica – pag59

Figura 41: Comportamento do topo da interface sísmica identificada ao longo da seção sísmica 01 – pag59

Figura 42: Tempos das primeiras chegadas lidos nos sismogramas dos tiros externos à seção (T1 e T5 – Offset de 49m) e dos tiros próximos às extremidades da seção (T2 e T4 – Offset de 1m). Linhas pretas representam os melhores ajustes de retas que caracterizam a primeira camada e primeira interface. Linhas vermelhas

representam os melhores ajustes que caracterizam a segunda camada e segunda interface – pag60

Figura 43: Arranjo das duas bases de 48 geofones de 4,5Hz e agrupamento dos dados para comparação entre diferentes offsets. Grupo 1 e 2 (em azul) correspondem aos tiros de diferentes offsets da base 1. Grupo 3 e 4 (em verde) correspondem aos tiros de diferentes offsets da base 2 pag62

Figura 44: Curvas de dispersão para os offsets de 1 a 20m do grupo 1 da base 1 (A) e curvas de dispersão para os offsets de 1 a 20 do grupo 2 da base 1 (B) – pag63

Figura 45: Curvas de dispersão para os offsets de 1 à 20m do grupo 1 da base 2 (A) e curvas de dispersão para os offsets de 1 à 20 do grupo 2 da base 2 (B) – pag64

Figura 46: Comportamento da velocidade da onda S com a profundidade para os diferentes offsets dos grupos 1 (A) e 2 (B) – pag65

Figura 47: Comportamento da velocidade da onda S com a profundidade para os diferentes offsets dos grupos 3 (A) e 4 (B) – pag66

Figura 48: Imagem de dispersão do offset de 1m (A), imagem de dispersão do offset de 5m (B) e imagem de dispersão empilhada dos offsets de 1m e 5m (C) do grupo 2 – pag67

Figura 49: Imagem de dispersão empilhada dos offsets de 1m e 5m do grupo 2 e curvas de dispersão dos modos fundamental, primeiro, segundo e terceiro superior – pag68

Figura 50: Imagem de dispersão empilhada dos offsets de 15m e 20m do grupo 3 e curvas de dispersão dos modos fundamental, primeiro, segundo e terceiro superior – pag69

Figura 51: Resultados das inversões das curvas de dispersão obtidas por meio do método multimodal e resultados obtidos para os diferentes offsets pelo modo fundamental das bases 1(A) e base 2 (B) – pag70

Figura 52 - Imagem de dispersão empilhada de aquisição passiva (empilhamento de dois registros) e curva extraída do modo fundamental (Área 1 - primeira base) – pag71

Figura 53 - Imagem de dispersão empilhada de aquisição passiva (empilhamento de dois registros) e curva extraída do modo fundamental (Área 1 - segunda base) – pag72

Figura 54: Imagem de dispersão empilhada e seleção dos pontos para as curvas de dispersão do modo fundamental (pontos amarelos) e primeiro modo superior (pontos azuis) para a inversão multimodal (referente à Figura 53)– pag73

Figura 55 - Modelos de velocidades obtidos das inversões das curvas dos dados de fonte passiva – pag74

Figura 56: Esquematisação do processo de remoção de traços – pag75

Figura 57: Seção de velocidade da onda S gerada a partir da interpolação dos modelos obtidos com o método MASW –pag76

Figura 58: Seção integrada com os resultados das interpretações dos dados obtidos com os diferentes métodos geofísicos aplicados na área. Traço pontilhado tem continuidade inferida ao longo da seção.– pag77

Figura 59: Distribuição dos raios sísmicos (A) e velocidades da onda P ao longo da seção sísmica 02 (B) obtidos através do software Rayfract – pag79

Figura 60: Identificação dos pontos de inflexão entre os tempos da onda direta e do primeiro refrator (o gráfico apresenta, sobrepostos, os tempos de chegadas da

“picagem” e os tempos de percurso do modelo final determinado pela inversão dos dados da seção sísmica 02 – pag80

Figura 61: Distribuição das velocidades da onda P para a primeira e segunda camadas sísmicas identificadas nos dados da seção sísmica 02 (A). Comportamento do topo da interface sísmica identificada ao longo da seção sísmica 02 (B) – pag 81

Figura 62: Posicionamento dos tiros, identificação dos tiros e posicionamento das bases com geofones de 4,5Hz na SS02 – pag82

Figura 63: Imagens e curvas de dispersão obtidas dos dados dos tiros T1 da base 1 (A), T2 da base 2 (B) e T3 da base 2 (C) – pag83

Figura 64: Modelos de velocidades obtidos das curvas da Figura 63 – pag84

Figura 65: Exemplos de duas imagens de dispersão da Área 2 geradas a partir dos dados adquiridos com geofones de 14Hz, de boa razão sinal-ruído (A) e baixa razão sinal-ruído (B) – pag85

Figura 66: Seção de velocidade da onda S obtida a partir da inversão de diversas curvas e interpolação e gridagem entre os modelos para o primeiro (A) e segundo (B) trecho da seção 02 – pag86

Figura 67: Dois conjuntos de tiros consecutivos com indicação do evento de reflexão (o intervalo entre traços é de 2m e cada conjunto tem 96 traços) – pag87

Figura 68 - Seções empilhadas em tempo (superior) e em profundidade (inferior) – pag89

Figura 69: Seção integrada com os resultados das interpretações dos dados obtidos com os diferentes métodos geofísicos aplicados na área – pag91

Figura 70: Comportamento do coeficiente de Poisson para a seção sísmica 01 – pag92

Figura 71: Comportamento do coeficiente de Poisson para o primeiro e segundo trecho da seção 02 – pag93

Lista de Tabelas

Tabela 1: Parâmetros de aquisição dos dados sísmicos obtidos na área por Ruiz (2014) – pag40

Tabela 2: Intervalos de amostragem e janelas temporais utilizados na aquisição dos dados sísmicos com geofones de 14Hz e 4,5Hz com fontes ativa e passiva para a seção sísmica 01 – pag53

Tabela 3: Intervalos de amostragem e janelas temporais utilizados na aquisição dos dados sísmicos com emprego de geofones de 14Hz e 4,5Hz, e fontes ativa e passiva para a seção sísmica 02 – pag54

Tabela 4. Velocidades obtidas e profundidades calculadas para as posições 0 e 192m da seção sísmica 01 (Figura 42). – pag61

Sumário

Lista de Figuras

Lista de Tabelas

1. Introdução.....	1
2. Área de estudo.....	4
2.1. Contexto geológico regional.....	6
2.2. Geologia local.....	8
2.3 Localização dos ensaios sísmicos realizados.....	10
3. Fundamentos dos métodos sísmicos.....	12
3.1. Ondas elásticas.....	12
3.1.1. Ondas de corpo: P e S.....	12
3.1.2. Ondas de superfície: Love e Rayleigh.....	14
3.2. Reflexão e Refração.....	14
3.3. Velocidade de grupo, velocidade de fase e dispersão.....	16
3.4. Dispersão e comportamento multimodal das ondas Rayleigh.....	17
4. Metodologia.....	19
4.1. Sísmica de refração.....	19
4.1.1. Métodos recíprocos.....	22
4.1.2. Tomografia.....	24
4.2. Equipamentos dos métodos sísmicos.....	28
4.2.1. Receptores.....	28
4.2.2. Fontes sísmicas.....	29
4.3 Análise multicanal de ondas superficiais.....	31
4.3.1 Aquisição.....	32
4.3.2 Processamento.....	33
4.3.3 Inversão.....	35

5. Reanálise de dados adquiridos anteriormente.....	39
5.1 Sísmica de refração.....	40
5.2 MASW.....	45
6. Aquisição dos dados.....	50
7. Processamento dos dados e resultados.....	55
7.1 Área 1.....	55
7.1.1 Sísmica de refração.....	55
7.1.2 Análise multicanal das ondas Rayleigh (MASW).....	61
7.1.3 Integração dos resultados dos diferentes métodos geofísicos.....	76
7.2 Área 2.....	78
7.2.1 Sísmica de refração.....	78
7.2.2 Análise multicanal das ondas Rayleigh (MASW).....	82
7.2.3 Sísmica de reflexão.....	87
7.2.4 Integração dos resultados dos diferentes métodos geofísicos.....	90
7.3 Razão V_p/V_s e coeficiente de Poisson.....	92
8. Comentários finais e conclusões.....	94
9. Bibliografia.....	96

1. Introdução

O estudo da propagação das ondas elásticas através do meio geológico, seja em escala planetária, ou envolvendo porções mais rasas da crosta é considerado um dos mais importantes modos de investigação da subsuperfície (Fowler, 2005). bem como o mais importante em termos de número de geofísicos envolvidos (Telford et al, 1990). A razão disto é que o emprego das ondas elásticas na investigação geológica pode oferecer, dependendo do método escolhido, grande penetração de investigação, boa resolução e precisão nos resultados. Boa parte do conhecimento que se tem hoje do interior da Terra advém da sismologia, através do estudo da propagação das ondas elásticas, por exemplo. A boa resolução e a precisão dos resultados tornou os métodos sísmicos os mais empregados por grande parte da indústria de exploração de recursos naturais. Os métodos sísmicos são também amplamente utilizados em estudos geotécnicos de engenharia civil (Telford et al, 1990), como barragens, rodovias, ferrovias, etc.

Vários métodos, baseados na propagação das ondas elásticas, foram desenvolvidos, como os métodos de sísmica de refração (Hagedoorn, 1959; Palmer, 1980; Podvim & Lecomte 1991), sísmica de reflexão (Mayne, 1962; Yilmaz & Claerbout, 1980; Jager et al, 2001), sísmica entre furos - crosshole (Ballard, 1976; Butler & Curro, 1981), análise multicanal de ondas superficiais - MASW (McMechan & Yedlin, 1981, Park, 1998; Xia, 1999). Apesar da informação registrada ser comum para todos os métodos, ou seja, o tempo de percurso da onda, é possível determinar-se diferentes características do meio geológico. Por exemplo, a estratigrafia através dos métodos de refração, reflexão e MASW, ou propriedades elásticas dos materiais geológicos através da sísmica crosshole e análise espectral de ondas superficiais (SASW e MASW).

Em um ensaio sísmico, diferentes campos de ondas são registrados, e cada método, usualmente, foca em apenas um tipo de onda ou fenômeno, enquanto os demais campos registrados são considerados “ruídos coerentes”. Por exemplo, métodos sísmicos de refração utilizam majoritariamente apenas o campo das ondas P refratadas.

Ensaio de sísmica de reflexão se utilizam da reflexão de ondas P, majoritariamente, ou das ondas S (Guy et al, 2003; Bexfield et al, 2006) ou convertidas PS (Stewart et al., 2003).

O campo das ondas superficiais, através do estudo das ondas Rayleigh, pode ser analisado através do método MASW. Através desse método é possível mapear a distribuição das velocidades das ondas S com a profundidade (Park et al., 1998; Xia et al.; 2003).

Todos os métodos citados usam geometria de campo similar na aquisição dos dados, ou seja, a configuração dos geofones e pontos de tiro podem ser as mesmas ou bem similares. Algumas vezes, dependendo do campo de onda a ser estudado, podem ocorrer variações nos equipamentos utilizados, como por exemplo os geofones.

As características do meio também influenciam nos resultados obtidos por um determinado método, assim sendo, a integração de métodos sísmicos distintos pode resultar na obtenção de um modelo geológico mais completo ou com menor incerteza utilizando os diferentes campos de onda presentes nos registros sísmicos.

Esta é a motivação principal deste estudo, ou seja, a integração dos métodos sísmicos de refração e MASW aplicados aos registros sísmicos obtidos de uma única aquisição.

Apesar de existirem trabalhos que apresentam a integração de métodos sísmicos (Herzig, 2003; Sloan et al, 2013; Fabien-Ouellet e Fortier, 2014), essa abordagem não é recorrente, e parece ser uma tendência mais recente da sísmica de exploração rasa.

Este texto está organizado da forma descrita a seguir.

O capítulo 2 apresenta uma contextualização geológica da área de estudo, bem como resultados de alguns estudos realizados anteriormente.

O capítulo 3 apresenta os conceitos necessários para o entendimento dos métodos envolvidos: elementos de elasticidade, tipos de ondas sísmicas, propagação de ondas sísmicas, tipos de eventos sísmicos, velocidade de grupo, velocidade de fase, dispersão em meios heterogêneos e velocidade de ondas sísmicas no meio geológico.

Os capítulos 4, 5 e 6 descrevem os métodos de aquisição e processamento dos dados empregados nesse trabalho como também aspectos da

instrumentação. Também é apresentada uma breve reanálise dos dados de teste de ruído (*walkaway noise test*) realizado em projeto anterior e, em sequência, os procedimentos de campo realizados no âmbito deste projeto.

O capítulo 7 apresenta as etapas de processamento dos dados e interpretação. Para a fase de processamento foram utilizados os softwares Rayfract® para a tomografia sísmica de refração, e Surfseis® para o método MASW. Finalmente, o capítulo 8 traz as considerações finais e conclusões.

2. Área de estudo

Esta pesquisa se insere em um projeto maior que abrange a região de Termas de Ibirá e que visa ao mapeamento de zonas de fraturas em basaltos através do emprego de métodos sísmicos, elétricos e eletromagnéticos (Porsani, 2014). Essa proposta de integração de diferentes métodos geofísicos visa minimizar as ambiguidades inerentes ao processo de interpretação dos métodos geofísicos (Porsani, 2012) com vistas ao mapeamento de estruturas favoráveis à pesquisa hidrogeológica. Para tal interesse de estudo, os métodos sísmicos são pouco aplicáveis usualmente, porém podem colaborar para minimizar a ambiguidade presente nos processos de inversão das sondagens elétricas verticais (SEV's) ou de métodos eletromagnéticos no domínio do tempo (TDEM) através do fornecimento de informações mais detalhadas da estratigrafia das camadas mais próximas à superfície.

Foram realizadas na área uma série de sondagens elétricas e eletromagnéticas que foram processadas de forma conjunta (Couto Jr, 2015; Campaña, 2015). Esse estudo mostrou que a profundidade do topo da camada de basalto pode variar de 20 a 120 metros na região. Na área também foram realizados anteriormente alguns ensaios sísmicos de refração e sísmica multicomponente (Ruiz, 2014) para avaliação dos seus empregos no contexto dos objetivos do projeto de pesquisa hidrogeológica. No trabalho de Ruiz (2014), devido à limitação do arranjo, a profundidade do basalto estimada foi de 60 a 80m, porém de forma inconclusiva.

Além das informações desses estudos geofísicos, há também informações de uma série de poços realizados pela CPRM (Couto Jr, 2015). A Figura 1 apresenta as localizações dos estudos geofísicos citados e dos poços com informação estratigráfica da CPRM na área de estudo.

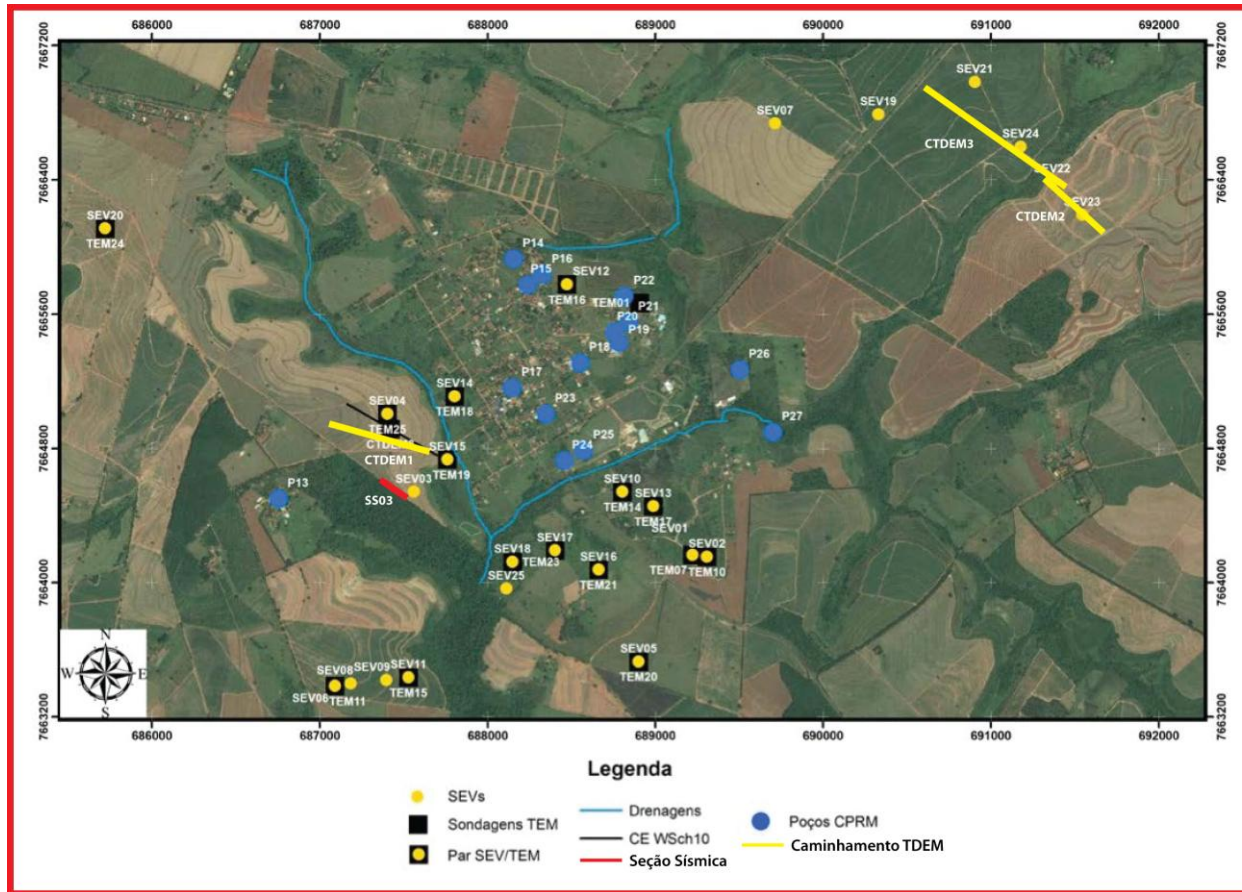


Figura 1: Imagem de satélite com o posicionamento dos estudos geofísicos já realizados na área e poços com informação estratigráfica da CPRM
(Modificado de Couto Jr, 2015)

2.1 Contexto geológico regional

A Bacia Sedimentar do Paraná abrange uma extensa região do continente sul-americano com área de aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados. Tem cerca de 1750km de comprimento e 900km de largura (Milani et al, 2007) com formato alongado na direção NNE-SSW (Figura 2). No Brasil compreende boa parte dos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, e ainda alguma parte de Minas Gerais, Mato Grosso e Goiás. Compreende um pacote sedimentar-magmático com espessura total máxima em torno de 7 mil metros (Milani et al., 2007).

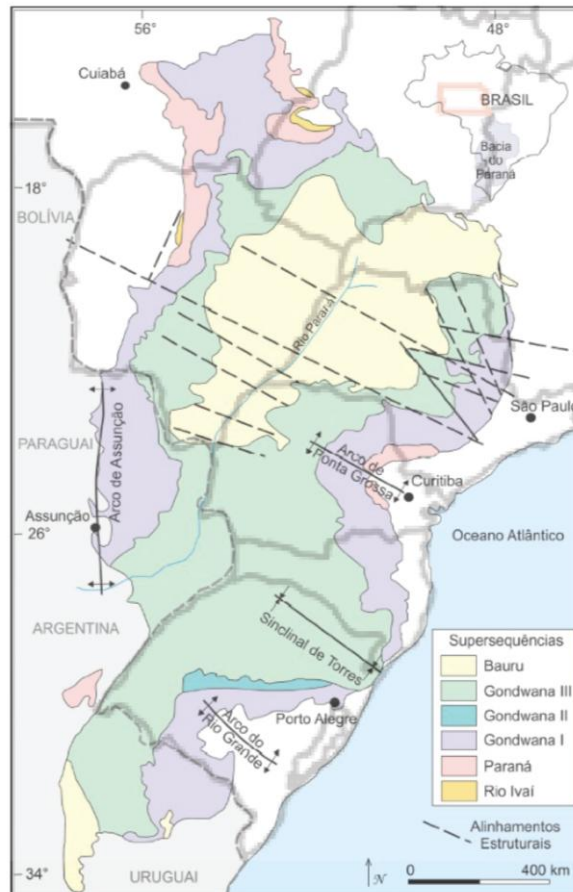


Figura 2: Representação da Bacia do Paraná no continente sul-americano bem como sua presença nos diferentes estados brasileiros. Também apresenta as principais unidades geológicas e os limites geopolíticos (Modificado de Couto Jr., 2015)

Apesar de muitos estudos sobre a origem e evolução da Bacia (Milani et al., 2007, Zalán et al, 1990, Silva et al, 2003) não se tem um consenso a respeito da sua estratigrafia. Para Milani (2007), seis unidades estratigráficas ou supersequências podem ser identificadas: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. Silva et al. (2003) relaciona a supersequência Gondwana III à bacia Serra Geral caracterizando as seis supersequências como três bacias distintas, das quais as quatro primeiras correspondem à Bacia do Paraná e a última correspondendo à Bacia Bauru.

A história evolutiva da bacia do Paraná se remete a uma área de sedimentação que primitivamente se abria para o oceano Phantalassa a oeste (Silva et al., 2003). Desde seu início no interior cratônico do Gondwana, uma série de episódios orogênicos na margem sudoeste do paleocontinente é reconhecida durante o período fanerozóico. Esses, confrontados a análise integrada da subsidência da bacia, revelaram ter relação com os ciclos deposicionais na área cratônica (Milani et al, 2007).

Após a acomodação da primeira unidade cratônica, Supersequência Rio Ivaí, de ciclo transgressivo a subsidência foi retomada e acumulou-se a supersequência Paraná. Esse pacote Devoniano de ciclo transgressivo-regressivo (Silva et al, 2003) também é marcado por uma porção superior extremamente esculpida por processos erosivos deixando uma importante lacuna em sua história tectono-sedimentar. O último ciclo transgressivo formou a supersequência subsequente, Gondwana I, reiniciado com a migração do paleocontinente para o norte e encerrando com a sua acumulação acompanhada por um progressivo fechamento da Bacia do Paraná às incursões marinhas provenientes do oeste (Milani et al, 2007).

A Supersequência Gondwana II se insere em um contexto de sedimentação acumulada em bacias tipo gráben devido a uma distensão generalizada na porção sul do paleocontinente no início do Triássico. Nessa supersequência ocorre a mais pronunciada lacuna de seu registro estratigráfico devido às fortes condições de erosão ligadas à abrasão eólica durante o Mesozóico, deixando assim extensos campos de dunas a partir do final do Jurássico. Estes foram sucedidos pelas rochas magmáticas eocretácicas relacionadas aos momentos iniciais de ruptura do paleocontinente, e esse conjunto compõe a Supersequência Gondwana III (Milani et al, 2007).

Após o rompimento do megacontinente com magmatismos basálticos de proporções sem similares iniciou-se a evolução do Atlântico Sul no período Eocretácio e o magmatismo Serra Geral marcou o fim de eventos de sedimentação extensiva na área do interior do megacontinente. Com o encerramento das atividades vulcânicas e promovidos os ajustes isostáticos, originou-se uma nova depressão sobre o pacote basáltico onde, no Neocretácio, acumulou-se a última supersequência da Bacia do Paraná. A Supersequência Bauru ocorreu em condições semi-áridas, mais úmidas nas margens e desérticas no seu interior (Milani et al, 2007).

2.2. Geologia local

Os últimos eventos geológicos, caracterizados pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral e pela deposição dos Grupos Bauru e Caiuá pertencentes à Supersequência Bauru são de grande importância para esse trabalho, pois é nesse contexto geológico que se encontra a região de Termas de Ibirá.

A região de Termas de Ibirá pertence ao município de Ibirá, localizado a noroeste da capital do estado de São Paulo. Na região predominam rochas pertencentes às Supersequências Gondwana III e Bauru como mostrado na Figura 3 (Couto Jr., 2015).

A Supersequência Bauru, unidade litológica mais superficial da bacia do Paraná, tem espessura máxima preservada de 300m e é formada por dois grupos cronocorrelatos: Bauru e Caiuá (Milani et al, 2007). Porém para a região de Termas de Ibirá verifica-se apenas a ocorrência dos arenitos do Grupo Bauru, arenitos característicos de deposição eólica em ambiente desértico flúvio/lacustre (Couto Jr, 2015). A espessura desses arenitos é variável por toda região, sendo os menores valores, entre 20 e 35 metros, encontrados na porção sudeste da região urbana de Termas de Ibirá e os maiores valores, atingindo até 125 metros, na porção sul da região (Couto Jr, 2015).

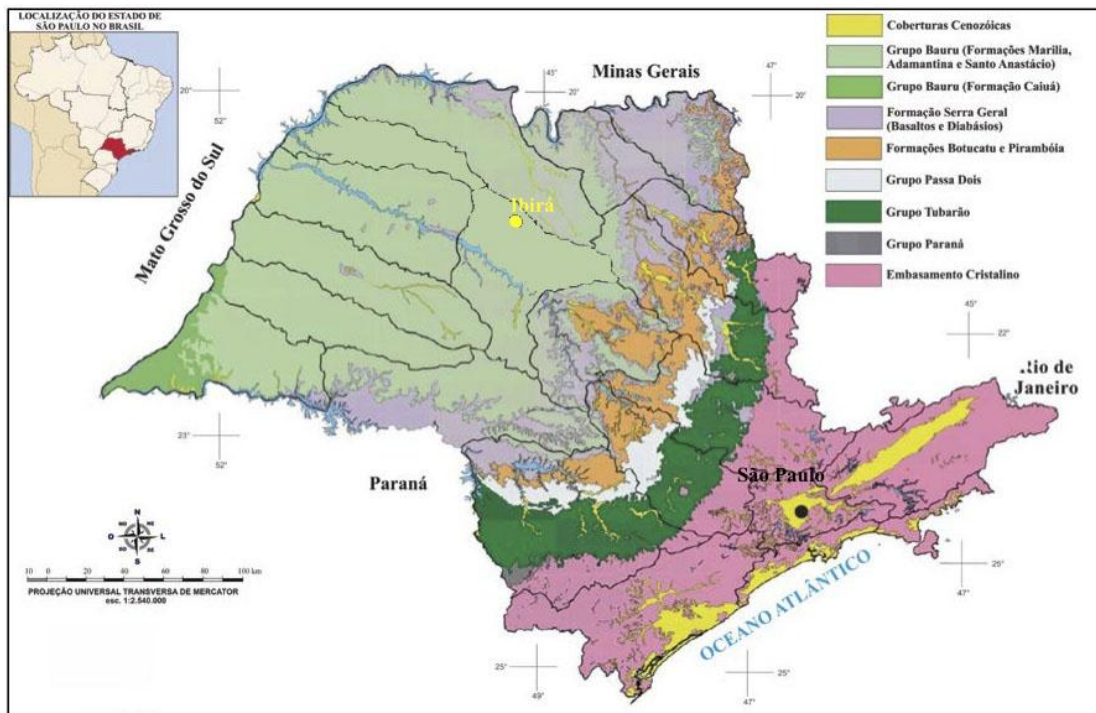


Figura 3: Mapa geológico do estado de São Paulo com suas principais unidades geológicas e a localização do município de Ibirá (Modificado de Conego Jr, 2012)

O embasamento da Supersequência Bauru corresponde aos derrames basálticos da Formação Serra Geral pertencentes à Supersequência Gondwana III (Milani et al, 2007). Silva (et al, 2003) inclui esses derrames à Bacia Bauru. O basalto na região também possui profundidade bastante variável, sendo este mais raso na zona urbana de Ibirá – com profundidades do topo variando entre 20 e 45 metros e até menores que 20 metros na porção S-SW – e mais profundos em regiões mais afastadas – com profundidades de até 100 metros na região NE e superiores à 120 metros na região sul (Couto Jr, 2015). O mapa de profundidade do basalto obtido através de métodos de inversão – TDEM e SEVs – conjuntamente com informações de poços da CPRM é apresentado na Figura 4.

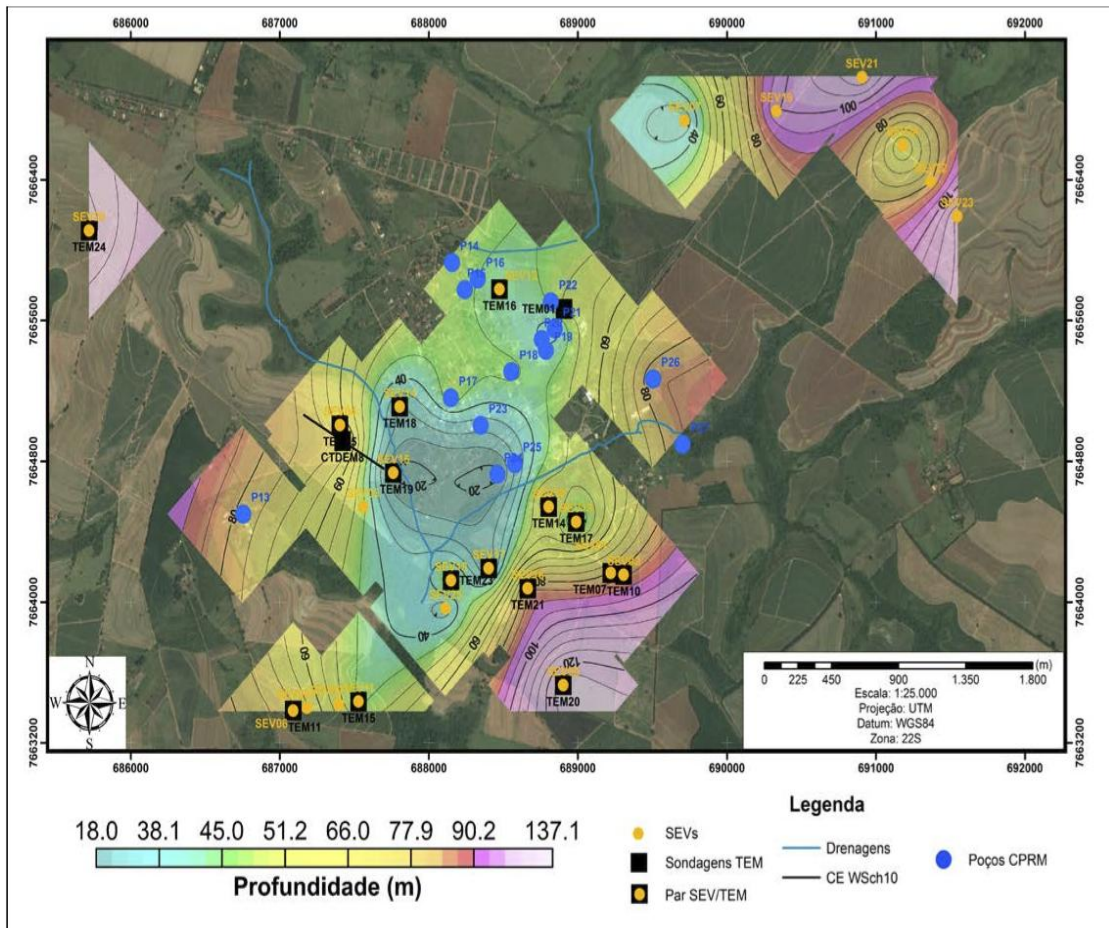


Figura 4: Mapa de profundidade do basalto obtido através de correlação entre inversões conjuntas SEV/TDEM e poços da CPRM (Couto Jr, 2015)

2.3 Localização dos ensaios sísmicos realizados

Os ensaios sísmicos no âmbito deste projeto foram realizados em duas áreas diferentes, denominadas Área 1 (também referida como seção sísmica 01 ou SS-01) e Área 2 (também referida como seção sísmica 02 ou SS-02). Os locais são indicados na Figura 5. Em ambos os casos, os arranjos de campo e procedimentos na aquisição foram os mesmos e são descritos no Capítulo 6 deste trabalho. A seção sísmica 3 (ou SS-03) presente na figura corresponde ao levantamento feito anteriormente na área 1 e a análise desses dados é apresentada no Capítulo 5 deste trabalho.

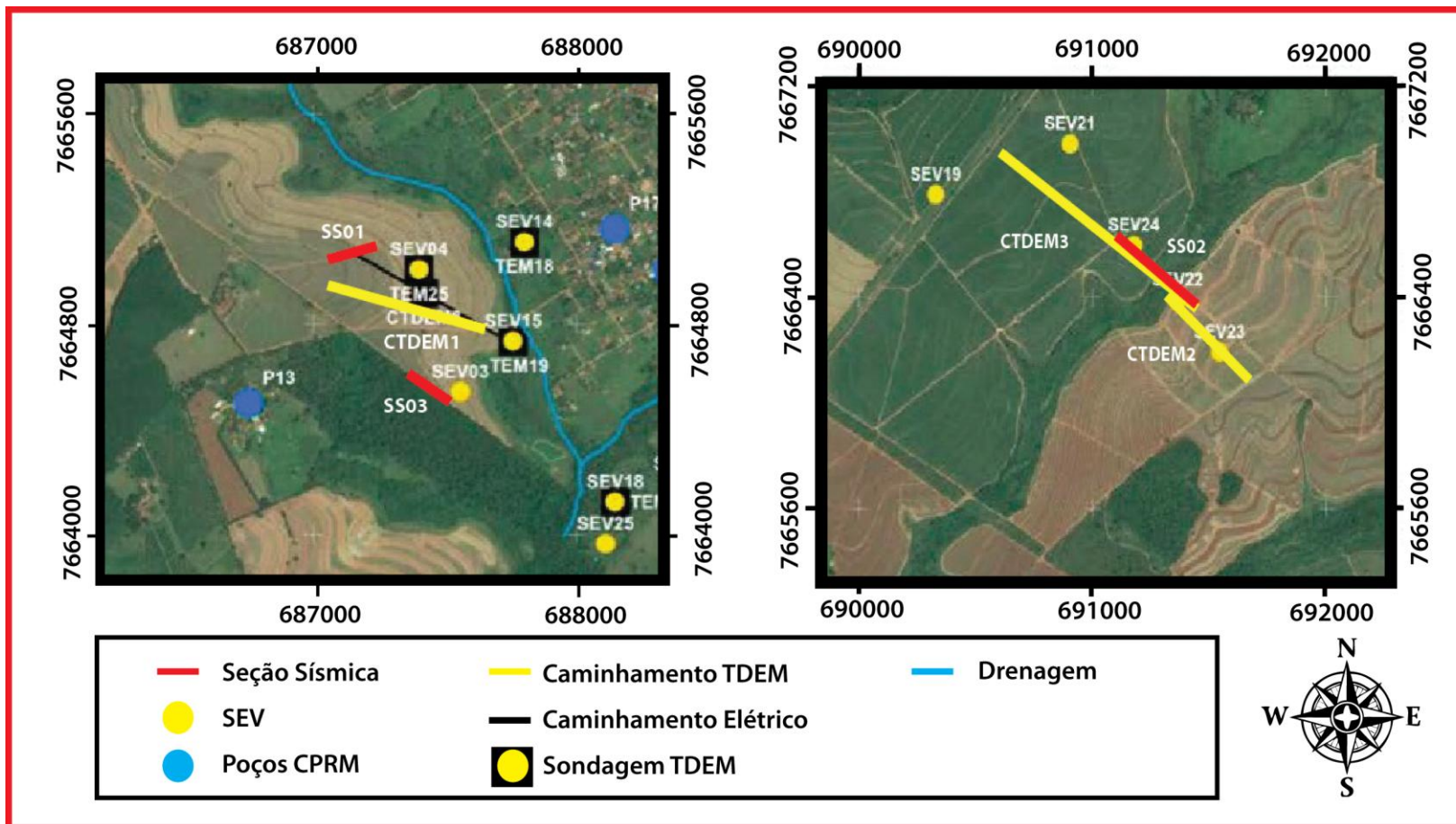


Figura 5: Mapa com a localização dos ensaios sísmicos realizados na área 1 (esquerda) e na área 2 (direita).

3. Fundamentos dos métodos sísmicos

3.1. Ondas elásticas

Os métodos sísmicos se baseiam na propagação das ondas sísmicas através da terra, seja de forma profunda como no caso dos terremotos ou mesmo relativamente mais rasa como na detonação de uma pedreira por exemplo. Essa propagação depende das propriedades elásticas das rochas, que assim como qualquer corpo sólido ou fluído, pode ser alterado quando forças externas são aplicadas na superfície desse corpo. Forças internas reagem às forças externas de forma a resistir às mudanças de tamanho ou forma tendendo a recuperar o seu formato original quando removidas as forças externas.

A força externa aplicada em um corpo provoca uma deformação capaz de se transmitir partícula a partícula sob a forma de ondas elásticas (Telford et al, 1990) de diferentes tipos dependendo de suas características de propagação. As ondas elásticas que se propagam nos meios estratigráficos são denominadas ondas sísmicas e são classificadas em dois grupos: ondas de corpo e ondas superficiais.

3.1.1. Ondas de Corpo: P e S

As ondas de corpo são aquelas que se propagam no meio homogêneo em todas as direções como frentes de ondas esféricas e são de dois tipos: ondas P e ondas S (Telford et al, 1990). A primeira delas, as ondas P (primárias), se propagam por meio da dilatação e compressão das partículas do meio na direção da propagação da onda e representa o primeiro evento em um registro de abalo sísmico. Já as ondas S (secundárias) se propagam através da deformação das partículas do meio em uma ou mais componentes perpendiculares à direção de propagação da onda e representam o segundo evento observado em um registro de abalo sísmico. Uma representação esquemática da propagação das ondas de corpo é apresentada na Figura 6.

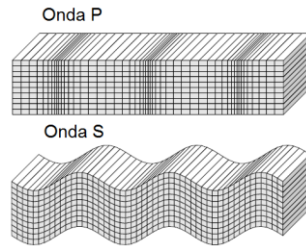


Figura 6: Representação esquemática das propagações das ondas de corpo P e S em um meio – frente de onda e movimento de partículas (Shearer, 2009)

As velocidades de propagação das ondas de corpo podem ser expressas em função dos módulos de elasticidade apropriados e das densidades dos materiais (Kearey, 2002). As velocidades das ondas P (v_p) e S (v_s) são dadas por:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

onde K é módulo de volume, μ é o módulo de cisalhamento e ρ é a densidade de massa. A relação entre elas independe da densidade do material, apenas do Coeficiente de Poisson (σ) e é expressa por:

$$\frac{v_s}{v_p} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{2 - \sigma}} \quad (3)$$

Considerando sempre valores positivos para as constantes elásticas, o Coeficiente de Poisson necessariamente terá valores que variam entre 0 e 0,5, assim quanto mais rígido o material menor será o coeficiente de Poisson, já os materiais menos consolidados terão os maiores coeficientes (Telford et al, 1990). A razão entre as velocidades da onda P e onda S depende do Coeficiente de Poisson do meio. Para rochas cristalinas, cujo Coeficiente é da ordem de 0,25, essa razão é da ordem de 1,7 (V_p/V_s).

3.1.2. Ondas de Superfície: Love e Rayleigh

Em meios homogêneos e isotrópicos, apenas as ondas P e S existem. Porém quando o meio não se estende ao infinito em todas as direções outros tipos de ondas podem ser geradas (Telford et al, 1990). Essas ondas que se propagam ao longo de uma superfície livre são chamadas de ondas de superfície.

Dois tipos de ondas de superfície são as ondas Love e Rayleigh (Figura 7). Enquanto a onda Love – resultante da energia das reflexões da onda SH – só pode existir na presença de um meio onde o semi-espço seja mais rígido que o material que lhe sobrepõe, a onda Rayleigh é gerada onde existe uma superfície livre em um meio contínuo (Shearer, 2009).

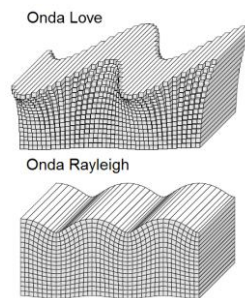


Figura 7: Representação esquemática das propagações das ondas de superfície Rayleigh e Love em um meio – frente de onda e movimento de partículas (Shearer, 2009)

Observando o movimento de uma partícula específica na propagação da onda Rayleigh, verifica-se um comportamento elíptico retrógrado paralelo à superfície terrestre (Telford et al, 1990; Kearey, 2002). Este tipo de onda, geralmente associada ao ground-roll observado nos sismogramas da sismica de reflexão, é formado pela interação entre as ondas P e a componente vertical cisalhante (SV) e corresponde a dois terços da energia gerada pelo impacto de uma fonte pontual vertical em uma aquisição sísmica (Richart et al., 1970).

3.2. Reflexão e Refração

Quando uma onda, ao se propagar em um meio com determinadas propriedades elásticas, incide em uma interface com outro meio de propriedades

elásticas distintas parte da energia sofrerá reflexão e permanecerá no mesmo meio de origem (Telford et al, 1990). Uma outra parte da energia será refratada para o outro meio com uma diferença em sua direção inicial de propagação (Figura 8).

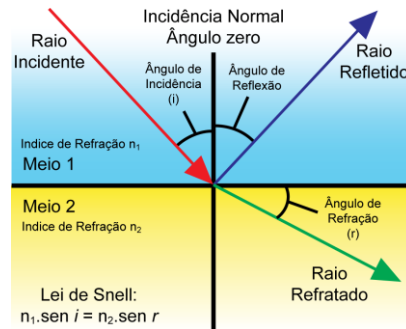


Figura 8: Representação do raio incidente na interface de meios de diferentes velocidades e seus respectivos raios refletidos e refratados

Se a incidência for normal não ocorrerá mudança de direção, sendo parte da energia refletida para a camada de origem enquanto outra parte será transmitida para a segunda camada. O total da energia refletida e transmitida será igual à energia do raio incidente, porém sua proporção será determinada pelo contraste de impedância acústica entre as interfaces, sendo que mais energia será refletida quanto maior o contraste (Kearey, 2002). Para casos com incidência oblíqua, junto à variação de velocidade ocorrerá também a mudança de direção no raio refratado definido pela Lei de Snell:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (4)$$

Consideração à geração da onda na superfície de um terreno, com existência de uma interface em profundidade com camadas de diferentes propriedades elásticas, se a camada inferior tiver velocidade maior que a da camada superior, existirá um ângulo de incidência tal que o ângulo de refração será de 90°. O ângulo de incidência nesse caso é chamado de ângulo crítico θ_c e é definido por:

$$\theta_c = \sin^{-1}(v_1/v_2) \quad (5)$$

Para esse ângulo de incidência a onda refratada viajará ao longo da interface de contato entre os meios (Telford et al, 1990). Essa onda ao se transmitir

na camada inferior junto à interface gera uma onda de choque conhecida como *head wave* ou onda frontal que poderá ser registrada na superfície do terreno.

3.3. Velocidade de grupo, velocidade de fase e dispersão

Um pulso de energia é composto pelos vários tipos de ondas elásticas que se interagem. Esse pulso viaja em um meio com uma velocidade U conhecida como velocidade de grupo, que corresponde à velocidade do envelope composto pelo trem de onda (Telford et al, 1990), como apresentado na Figura 9.

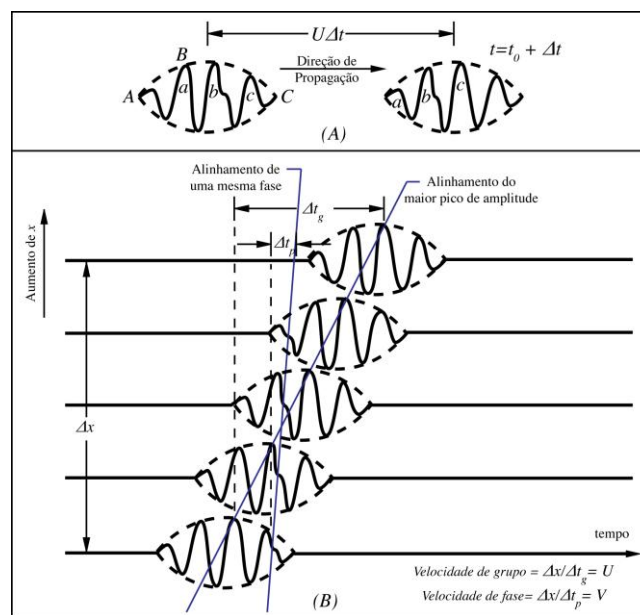


Figura 9: Comparação de velocidade de grupo e velocidade de fase. (a) Definição da velocidade de grupo U . (b) A chegada da onda dispersiva em geofones consecutivos. (Telford, 1990)

Essa velocidade é obtida pela distância que o máximo de amplitude do envelope percorreu por unidade de tempo. A distância percorrida por um ponto de fase constante, como um pico, é conhecida como velocidade de fase (V).

Decompondo esse pulso em suas componentes de frequência através de análise de Fourier, obtém-se seu espectro de frequência. Se a velocidade for a mesma para todas as frequências o formato do pulso será o mesmo em todo o percurso, e sua velocidade de grupo será a mesma que a velocidade de fase. Se para

diferentes frequências a velocidade variar, significa que o meio é dispersivo (Telford et al, 1990).

Na dispersão as ondas se "espalham" à medida que se propagam devido à variação da velocidade em função da frequência. O mais conhecido dos efeitos dispersivos é a passagem da luz branca atravessando um prisma onde ocorre a separação das componentes de cor devido às diferentes frequências que viajam com diferentes velocidades no respectivo material dispersivo.

Em meios geológicos estratificados esse fenômeno também ocorre, ou seja, pode-se observar a dispersão das ondas de superfície.

3.4. Dispersão e comportamento multimodal das ondas Rayleigh

Em um semi-espaco sólido e homogêneo a onda Rayleigh não é dispersiva e para um meio com coeficiente de Poisson de 0,25, por exemplo, sua velocidade de propagação é aproximadamente 0,92 da velocidade de propagação da onda S (Telford, 1990). No entanto, em um meio com várias camadas de propriedades elásticas distintas, cada comprimento de onda propagar-se-á com diferentes velocidades de fase dependendo das propriedades dessas camadas (Figura 10).

Com base na relação entre velocidade de fase, frequência e comprimento de onda ($V_f = \lambda f$) deriva-se outra relação funcional que depende das características geológicas do meio que é dada pela curva de dispersão (Figura 10-C e 10-D). Essa função é representada graficamente no campo das velocidades de fase em função do comprimento de onda. Para altas frequências a velocidade de fase corresponde à velocidade da onda Rayleigh nas camadas mais superiores. Já para as frequências mais baixas as velocidades de fase tendem para as velocidades da onda Rayleigh nas camadas mais inferiores (Strobbia, 2002).

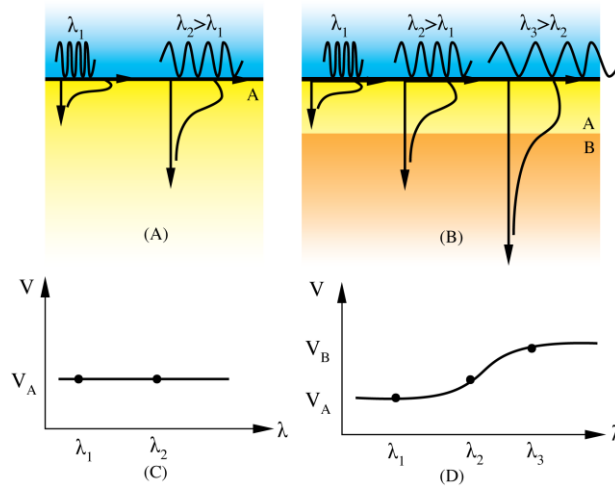


Figura 10: Comportamento da velocidade de fase da onda Rayleigh para um meio homogêneo (C) e heterogêneo (D) em função do comprimento de onda representado em A e B (modificado de Strobbia, 2002)

Além da característica dispersiva da onda Rayleigh em meios heterogêneos, sua propagação também é um fenômeno multimodal, ou seja, para uma mesma frequência podem existir diferentes comprimentos de onda e conseqüentemente, diferentes velocidades de fase. Cada uma delas corresponderá a diferentes modos de vibração como apresentado na Figura 11 (Strobbia, 2002).

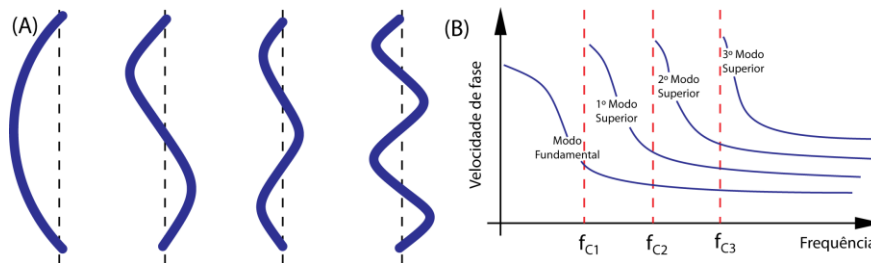


Figura 11: (A) Diferentes comprimentos de onda para uma mesma frequência e (B) representação dos modos superiores em um gráfico de dispersão (modificado de Strobbia, 2002)

Com exceção do primeiro modo, ou modo fundamental, todos os outros modos só existem para valores acima de suas frequências de corte (f_c) e o número de modos é limitado de acordo com o número de camadas e ao finito espectro de frequência (Strobbia, 2002).

4. Metodologia

4.1. Sísmica de Refração

O método sísmico de refração é comumente utilizado na engenharia e mineração, em grande parte para mapeamento de topo rochoso. A aquisição e interpretação são relativamente rápidas e não requer fontes de grande energia (para pequenos arranjos) ou instrumentação complexa (Telford et al., 1990). O método utiliza a energia sísmica que refrata criticamente nas interfaces entre materiais geológicos que apresentam contraste significativo de velocidades de propagação de ondas de corpo (Kearey, 2002).

Através da identificação da primeira chegada de energia sísmica nos diferentes receptores acoplados ao solo, o método sísmico de refração relaciona os tempos de percurso das ondas diretas e refratadas em função da distância dos receptores à fonte. E a partir da análise desses dados são determinadas as velocidades de propagação em cada estrato sísmico e suas espessuras (Figura 12).

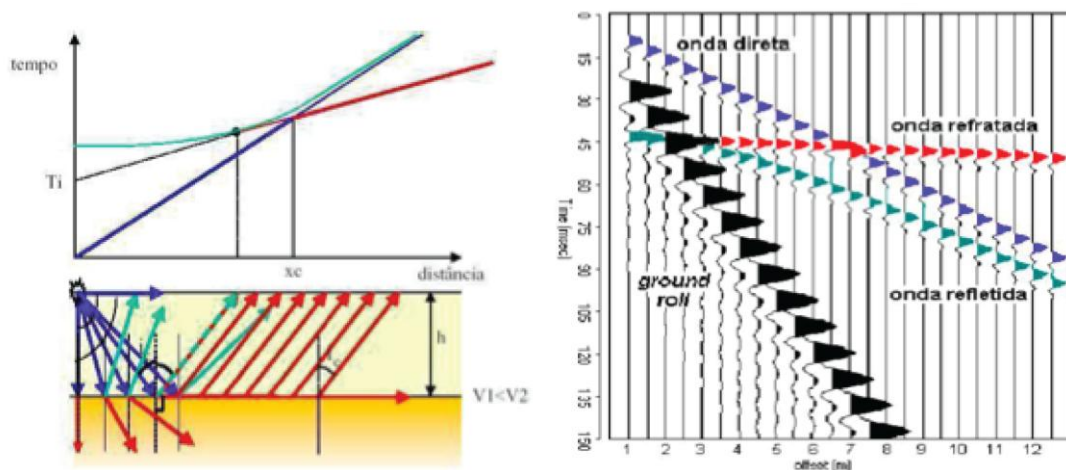


Figura 12: Ilustração do gráfico tempo x distância (figura superior esquerda), o princípio da refração crítica e outros eventos – reflexão e onda direta – para um arranjo convencional (figura inferior esquerda) e sismograma representativo dos eventos registrados (figura à direita) (Modificado de Lima Jr, 2007)

Quanto maior a diferença entre as velocidades, mais perceptível será a diferença angular entre as retas de velocidade das ondas diretas e refratadas no gráfico de distância por tempo. Para todo modelo geológico as primeiras chegadas

serão sempre relacionadas à onda direta até uma distância x_c conhecida como distância de cruzamento.

Em um modelo de três camadas (Figura 13-A) plano paralelas e considerando que a velocidade no meio aumenta com a profundidade, as primeiras chegadas nos geofones a partir da distância de cruzamento (x_c) corresponderão aos tempos de chegada da onda que foi refratada na primeira interface. Os tempos obtidos a partir de uma segunda distância de cruzamento (x_{c2}) corresponderão aos tempos de chegada da onda que foi refratada em uma segunda interface (Figura 13-B).

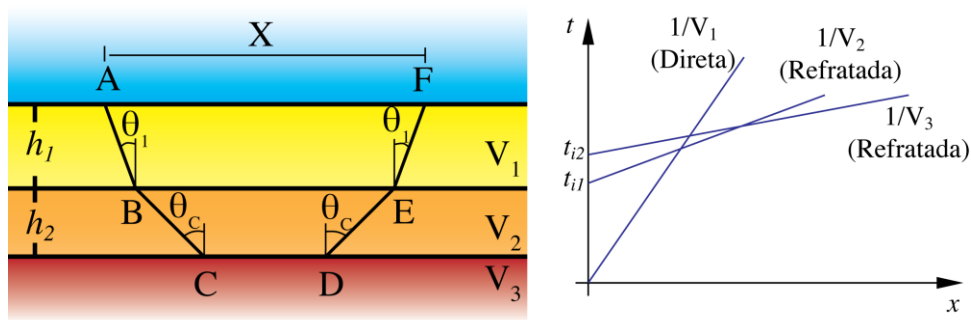


Figura 13: Modelo de três camadas estratigráficas e gráfico da curva de tempo respectivo (Modificado de Telford, 1990)

Para um modelo com três camadas, utilizando a Lei de Snell para os raios refratados e relações entre as diferentes velocidades (v_1 , v_2 e v_3) e os trechos percorridos (AB, BC, CD, DE e EF), as expressões que relacionam suas velocidades com ângulos de incidência e para curva do tempo de viagem são dadas por:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_c}{v_2} = \frac{1}{v_3} \quad (6)$$

e

$$t = \frac{AB+EF}{v_1} + \frac{BC+DE}{v_2} + \frac{CD}{v_3} \quad (7)$$

Através da manipulação algébrica relacionando os trechos com os ângulos de incidência para cada camada e suas respectivas velocidades, a equação do tempo de viagem para um modelo de três camadas corresponde à

$$t = \frac{x}{v_3} + \frac{2h_2}{v_2} \cos \theta_c + \frac{2h_1}{v_1} \cos \theta_1 = \frac{x}{v_3} + t_2 \quad (8)$$

O tempo de viagem de diferentes camadas pode ser obtido a partir da soma de termos na forma $(2h_i/V_i) \cdot \cos \theta_i$, Sendo que cada camada horizontal contribuirá com um novo termo (Telford et al, 1990). Assim podemos obter uma equação geral para o tempo de viagem que será

$$t = \frac{x}{v_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i}{v_n} \cos \theta_i \quad (9)$$

onde $\theta_i = \sin^{-1}(V_i/V_n)$ só será crítico para a última camada. Esta equação pode ser usada para a obtenção das várias espessuras em um modelo de multicamadas. As velocidades podem ser obtidas através da inclinação da reta na curva de distância por tempo bem como seu respectivo tempo de interceptação.

Para situações reais, as camadas geralmente apresentam variações de topografia ou em subsuperfície com irregularidades ao longo de toda seção sísmica. Para esses casos diversos métodos foram apresentados buscando obter a melhor representação do modelo geológico estratigráfico. Telford (et al 1990) e Kearey (2002) introduzem vários desses métodos, como a aplicação das funções apresentadas, métodos recíprocos como o plus-minus (Hagedoorn, 1959), utilizando o tempo de atraso também conhecido como delay time (Gardner, 1939, Barthelmes, 1946, Tarrant, 1956, Barry, 1967 e Palmer, 1980), métodos que utilizam a reconstrução da frente de onda (Thornburgh, 1930, Gardner, 1949, Hales, 1958) e mais recentemente a tomografia (White, 1989, Podvim e Lecomte, 1991, Stefani, 1995, Osypov, 1999 e Taillandier et al, 2011), que pode ser baseada em traçado de raios (ray tracing) ou na waveform, em português, forma da onda (Almeida, 2013).

Para este trabalho serão utilizados tanto a tomografia sísmica de refração como o método plus-minus, já que o software utilizado no trabalho permite tais opções. Ambos os métodos são descritos detalhadamente abaixo.

4.1.1. Métodos Recíprocos

Os métodos interpretativos mais empregados na sismica de refração rasa são os chamados métodos recíprocos. Um dos mais conhecidos é o método *plus-minus*, ou T+T-, desenvolvido por Hagedoorn em 1959.

Baseado na reciprocidade dos tempos de percurso da onda criticamente refratada considerando um dado arranjo linear de geofones (tempos de percurso a partir dos tiros direto e reverso), o método desenvolvido por Hagedoorn (1959) se divide em duas etapas de análises. Para entender essas etapas é necessário também a apresentação do conceito de tempo de atraso introduzidos por Gardner (1939 e 1967) e desenvolvidos mais tarde por Hawkins (1961) e Barry (1967).

Dufour e Foltinik (1996) apresentam uma boa descrição da análise *Plus-Minus*.

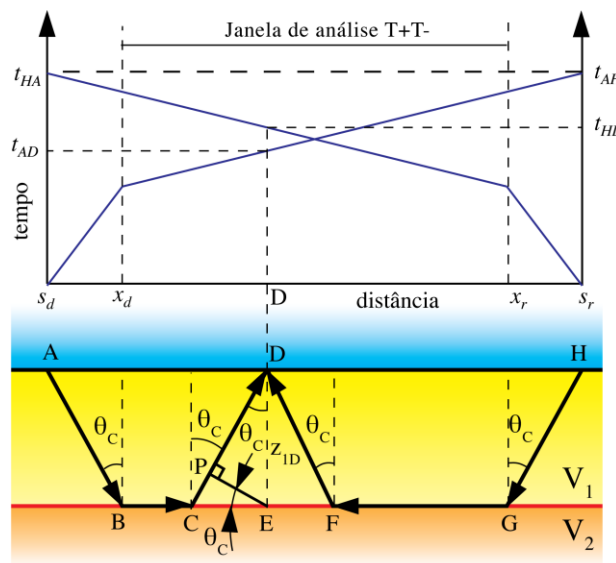


Figura 14: Representação da análise T_+ do método *plus-minus*. (Modificado de Dufour e Foltinik, 1996)

O tempo de atraso da onda corresponde ao tempo de percurso do trecho CD menos o tempo que a onda levaria pra percorrer o trecho CE (Figura 14). A janela de tempo da análise T+T- corresponde à distância de cruzamento dos tiros direto (x_d) e reverso (x_r). Assim a primeira parte da análise diz que o valor T+ (*plus time*) é definido como a soma dos tempos de viagem até um mesmo receptor a partir

de cada extremo do arranjo de geofones (posição das fontes geradoras das ondas) menos o tempo recíproco, ou seja, o tempo de viagem de um extremo ao outro do arranjo (Hagedoorn, 1959).

$$T_+ = T_{AD} + T_{HD} - T_{AH} \quad (10)$$

Decompondo cada um dos tempos em função dos vários pequenos trechos possíveis ficaremos com as seguintes equações para os sentidos direto e reverso:

$$T_{AD} = T_{AB} + T_{BC} + T_{CD} \quad (11)$$

$$T_{HD} = T_{HG} + T_{GF} + T_{FD} \quad (12)$$

Também é possível decompor o tempo de um extremo a outro por

$$T_{AH} = T_{AB} + T_{BG} + T_{GH} = T_{AB} + T_{BC} + T_{CE} + T_{EF} + T_{FG} + T_{GH} \quad (13)$$

Substituindo as equações 11, 12 e 13 em 10 e também utilizando a relação do tempo de percurso com velocidades e distâncias respectivas para cada trecho, temos que

$$T_+ = T_{CD} - T_{CE} + T_{FD} - T_{EF} = \frac{CD}{v_1} - \frac{CE}{v_2} + \frac{FD}{v_1} - \frac{EF}{v_2} \quad (14)$$

Observa-se porém, que os tempos correspondentes aos trechos CE e EF são os tempos de atraso do tiro direto e reverso e são dados respectivamente por:

$$\delta_1 = \frac{(CP+PD)}{v_1} - \frac{CE}{v_2} \quad (15) \quad \text{e} \quad \delta_2 = \frac{FD}{v_1} - \frac{EF}{v_2} \quad (16)$$

Note que o trecho CD foi escrito na forma de soma dos trechos (Figura 14), assim, pela lei de Snell, é possível afirmar que $CP/v_1 = CE/v_2$, deixando para o tempo de atraso a relação PD/v_1 . Com isso é possível relacionar o tempo de atraso com a espessura através de relações trigonométricas onde

$$\delta_1 = \frac{PD}{v_1} = \frac{Z_{1D} \cos \theta_c}{v_1} \quad (17) \quad \text{e} \quad \theta_c = \sin^{-1} \frac{v_1}{v_2} \quad (18)$$

O tempo de atraso do tiro reverso pode ser obtido da mesma forma demonstrada anteriormente, e a relação será igual a do tiro direto. Assim, para todo ponto do arranjo teremos uma relação entre o T_+ e a espessura da camada para esse ponto que corresponde a

$$T_+ = 2 \cdot Z_{1D} \cos \theta_c / v_1 \quad (19)$$

A velocidade da primeira camada pode ser obtida através da primeira inclinação de reta das chegadas da onda direta em um gráfico de tempo por distância. Já a velocidade da segunda camada será derivada através da análise T- (Figura 15).

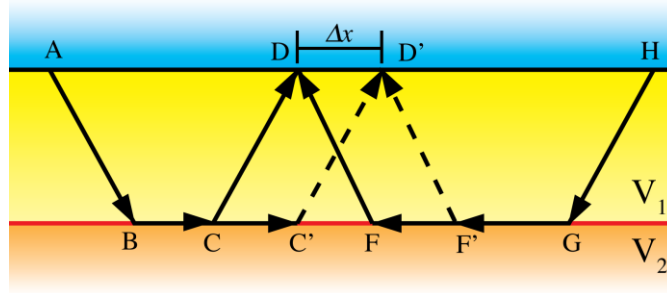


Figura 15 : Representação da análise T- do método plus-minus

Utilizando a segunda definição de Hagedoorn (1959), o T- é dado pela diferença entre os tempos de viagem até um mesmo receptor considerados a partir dos tiros direto (T_{AD}) do tiro e reverso (T_{HD}), menos o tempo de viagem entre as duas posições de tiro (T_{AH}).

$$T_{-D} = T_{AD} - T_{HD} - T_{AH} \quad (20)$$

Utilizando um novo receptor, separado por uma distância Δx desse primeiro receptor, na análise de velocidade T-, temos que

$$T_{-D'} = T_{AD'} - T_{HD'} - T_{AH} \quad (21)$$

Subtraindo as equações obtidas pelo tempo de análise T- resulta na seguinte equação:

$$\Delta T_{-D} = T_{-D'} - T_{-D} = T_{AD'} - T_{AD} + T_{HD} - T_{HD'} \quad (22)$$

Note que $T_{AD'} - T_{AD}$ e $T_{HD} - T_{HD'}$ são iguais a $\Delta x/V_2$, então a velocidade da segunda camada é igual a

$$V_2 = \frac{2\Delta x}{\Delta T_{-D}} \quad (23)$$

4.1.2. Tomografia

Os métodos recíprocos são muito utilizados devido à praticidade tanto na aquisição como no processamento dos dados. Porém, tais métodos partem de modelos de velocidades simplificados que conflitam muitas vezes com o que se

observa na subsuperfície rasa, tais como heterogeneidades laterais (litologias/estruturas) e gradientes verticais contínuos de velocidades (Sheehan et al, 2005). O método que lida melhor com os aumentos gradativos e as variações laterais de velocidade é o método de tomografia sísmica de refração.

Esse método é baseado na discretização da subsuperfície, ou seja, na divisão do modelo estratigráfico em um alto número de células ou nós ao qual são associados valores de velocidades (Sheehan et al, 2005). Utilizando essas células, uma inversão iterativa é feita por programas computacionais envolvendo, na maioria das vezes, os traçados de raios através de um modelo inicial, ajustando-se esse modelo até que os tempos de percurso para os receptores sejam compatíveis aos tempos de percurso obtidos em campo.

O software Rayfract@, empregado neste trabalho, utiliza duas maneiras distintas para gerar os modelos de velocidades. Uma das formas é através do método Delta-t-V desenvolvido por Gebrande e Miller (1985). Esse método cria um modelo inicial pseudo-2D com a distribuição de velocidades em subsuperfície (Jansen, 2010).

Outra forma é através do algoritmo de inversão suave, ou *Smooth Inversion*, que cria um modelo 1-D baseado nos resultados do modo Delta-t-V. O modelo 1-D é então estendido para cobrir toda seção 2-D do levantamento.

O software Rayfract@ baseia-se no método de inversão Wavepath Eikonal Traveltime (Podvin e Lecomte, 1991). A solução Eikonal de primeira ordem é considerada uma ferramenta eficiente e robusta para calcular tanto os tempos de propagação como trajeto de raio de onda (Lecomte, 2000).

Para a utilização do método de inversão WET, o algoritmo usa a aproximação do volume de Fresnel representado esquematicamente na Figura 16 (Watanabe et al., 1999). Em seu artigo, Watanabe et al. (1999) propõe que a propagação da onda não é afetada apenas pelas estruturas ao longo do trajeto mas também por estruturas próximas ao raio de onda. Baseado no princípio de Huygens, onde cada partícula afetada por uma frente de onda se comporta como uma fonte pontual de emissão de ondas esféricas, o volume de Fresnel fisicamente representa a propagação de onda de modo mais realista (Watanabe et al., 1999).

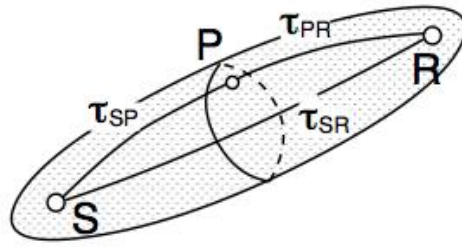


Figura 16: Representação esquemática do volume de Fresnel correspondente à uma fonte *S* e um receptor *R* (Watanabe et al., 1999)

O volume de Fresnel é formado pelos diversos raios entre fonte e geofone que possuem tempo de percurso atrasado em até metade do período da onda quando comparado ao menor tempo possível (Watanabe et al., 1999). Assim, o volume de Fresnel é formado por qualquer ponto *P* que satisfaça a seguinte inequação:

$$\tau_{SP} + \tau_{PR} - \tau_{SR} \leq \frac{1}{2f} \quad (24)$$

cujos primeiros termos são definidos na Figura 16 e *f*=frequência da onda.

Os métodos que utilizam caminhos de raios partem do pressuposto de que a frequência da fonte é infinita, e, portanto, o comprimento de onda é zero. Isto significa que apenas as propriedades das porções do modelo através do qual os raios passam diretamente afetam os resultados. Porém, na realidade, as ondas têm um comprimento de onda finito e será afetada por partes adjacentes do modelo nas imediações do caminho do raio. A abordagem através do volume de Fresnel aborda esta questão, tendo em conta caminhos do raio com tempos de viagem ligeiramente mais longos. (Sheehan et al, 2005).

O potencial da inversão WET em sismica de refração é demonstrado por Aldridge e Oldenburg (1992). Os autores demonstram como aplicar o método ao princípio de imageamento do refrator proposto por Hagedoorn (1959), que requer técnicas de tempo de percurso para calcular a propagação da volta da onda refratada registradas ao longo de uma linha (Lecomte, 2000).

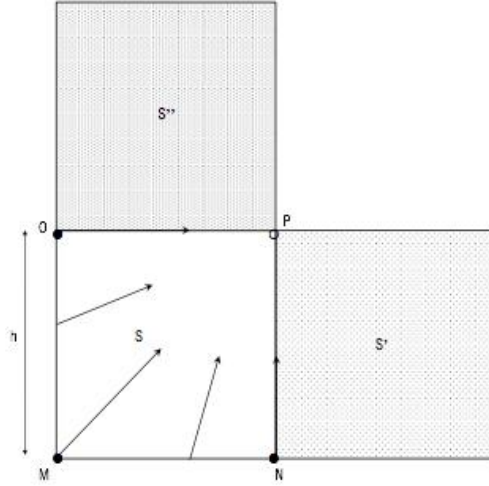


Figura 17: Representação das células com três tempos de viagem conhecidos (t_m , t_n e t_o) para encontrar o quarto tempo (t_p). Os segmentos MN e MO são estimadores. Em O e N , através do tempo de viagem é calculada a difração gerada entre M e duas superfícies.

No método de inversão WET, Podvin e Lecomte (1991) dividem o modelo em células quadradas de retardo (s) constante (Figura 17). Sendo conhecidos os tempos de percurso dos pontos O , M e N , e aplicando o princípio de Huygens sistematicamente para as estruturas, podem ser obtidas cinco funções para estimar o tempo de percurso:

$$se \left(0 \leq t_N - t_M \leq \frac{hs}{\sqrt{2}} \right) \rightarrow t_P = t_N \pm \sqrt{(hs)^2 - (t_N - t_M)^2} \quad (25)$$

$$se \left(0 \leq t_O - t_M \leq \frac{hs}{\sqrt{2}} \right) \rightarrow t_P = t_O \pm \sqrt{(hs)^2 - (t_O - t_M)^2} \quad (26)$$

$$t_P = t_M \pm \sqrt{2}hs \quad (27)$$

$$t_P = t_N \pm hmin(s, s') \quad (28)$$

$$t_P = t_O \pm hmin(s, s') \quad (29)$$

onde t_n é o tempo de percurso do ponto N , t_m é o tempo de percurso do ponto M , hs a largura do quadrado s , t_p o tempo à ser calculado.

Apenas o menor tempo de viagem obtido por essas estimativas é mantido.

4.2 Equipamentos dos métodos sísmicos

Em termos gerais, os equipamentos utilizados para os diversos métodos sísmicos são basicamente os mesmos, ocorrendo variações específicas para obter um melhor resultado em determinado método utilizado. Os itens principais para uma aquisição sísmicas são:

- receptores sísmicos, que registram a movimentação do solo devido a passagem da onda;
- sismógrafo, capaz de converter o pulso gerado pelo receptor sísmico para a forma digital além de gravá-lo;
- fonte geradora da onda sísmica, que pode ser do tipo passiva ou ativa.

4.2.1 Receptores

As vibrações do solo são detectadas por transdutores de velocidade eletromecânicos, comumente chamados de geofones, capazes de converter as vibrações horizontal ou vertical do solo em sinal elétrico. Em geral, esse sensor consiste em uma massa magnetizada presa à uma mola e uma bobina que desloca-se em relação ao sistema massa-mola. Quando uma onda elástica atinge o sensor, o movimento relativo entre a massa e a bobina geram uma tensão elétrica que será convertida para a forma digital através do conversor analógico-digital do sismógrafo.

Um aspecto importante a ser considerado na escolha dos geofones é a frequência natural. Esta pode ser entendida como a frequência ressonante do sistema massa-mola-estrutura (Bokhonok, 2010).

É possível encontrar geofones de diversas frequências naturais, sendo que para a sísmica rasa, as mais empregadas são as de 4,5, 10, 14, 28, 40 e 100Hz. A largura de banda de maior sensibilidade dos geofones é, em geral, de aproximadamente 10 vezes sua frequência natural, sendo assim escolhidos de acordo com as frequências dominantes da fonte, resposta do meio, e objetivo do trabalho (Bokhonok, 2010).

Usualmente, para métodos de análise de ondas superficiais, emprega-se geofones de 4,5Hz, dependendo da profundidade de estudo desejada. Essa escolha é justificada devido à relação entre a profundidade e comprimento de onda desses métodos.

Na sismica de refração ou na sismica de reflexão rasa, a escolha do geofone se dá principalmente de acordo com a fonte utilizada e profundidade do alvo de interesse. De maneira geral, as fontes ativas da sismica rasa apresentam frequências dominantes em torno de 30-120Hz, e os alvos não ultrapassam os 100m de profundidade, justificando assim a escolha de geofone de frequência natural de 28 ou 40Hz.

Pensando-se na programação de um ensaio sísmico cujos registros possam ser usados para a aplicação dos métodos MASW e refração, como aqui proposto, será necessário, eventualmente, abrir-se mão da frequência ideal indicada para cada método. Assim, a escolha de geofones na faixa de frequências intermediária (8-14 Hz) pode ser a mais interessante.

4.2.2 Fontes sísmicas

Ao longo das décadas diversas fontes de levantamentos sísmicos terrestres foram desenvolvidas e muitas delas continuam em uso até hoje, fato que só comprova que não há uma fonte sísmica ideal, na investigação rasa, que seja utilizável em qualquer condição geológica (Wardell, 1970). Portanto, a decisão de qual fonte é a mais adequada para um caso particular deve ser tomada pelo próprio geofísico.

Em uma aquisição sísmica deve-se definir os equipamentos a ser empregados com base na profundidade e resolução necessárias para o alvo de estudo em questão. Assim sendo, a escolha da fonte sísmica a ser utilizada é de extrema importância, já que elas devem ter energia suficiente para gerar um sinal mensurável com boa relação sinal/ruído e gerar um pulso com menor duração possível para garantir uma boa resolução.

Cada tipo de fonte sísmica tem diferentes fatores diretamente ou indiretamente associados a ela, tais como custo, características espectrais, eficiência, praticidade, quantidade de energia liberada, segurança e características

do local de execução do ensaio. Dessa maneira, esses fatores devem ser considerados na escolha da fonte. Além das características da própria fonte, as características do meio estudado devem também serem consideradas, já que o desempenho de uma fonte sísmica é fortemente sítio-dependente. Na literatura há diversos trabalhos que discutem as diferentes características das fontes sísmicas utilizadas nos trabalhos de sísmica rasa (Feroci et al., 2000; Herbst et al, 1998; Knapp & Steeples, 1986; Miller et al., 1986, 1992, 1994; Pullan & MacAulay, 1987; Keiswetter & Steeples, 1995; Doll et al., 1998).

Outros dois fatores importantes para escolha da fonte sísmica é a repetibilidade, em casos onde a soma dos sinais de um mesmo ponto de tiro é necessária (Bokhonok, 2010), e também o tipo de onda que será estudado. A primeira se torna necessária para melhorar a relação sinal-ruído, porém sem saturar o sinal, tendo os melhores resultados quando o sinal emitido pela fonte tem a mesma fase e características espectrais.

Em termos de tipo de pulso, as fontes podem ser classificadas em três grupos: a) Explosivos: banda larga, ou seja, pulsos com acentuado e amplo espectro de frequência, b) Fontes de impacto superficial: um grupo com relativamente baixa frequência (picos entre 20-30Hz) e c) vibratórias: vibroseis ou compactador (Wardell, 1970). Em termos do tipo de onda desejado, as fontes sísmicas podem ser divididas em duas categorias: fontes não invasivas – superficiais – que geram muito mais ondas superficiais, e invasivas – fontes subsuperficiais – que geram majoritariamente ondas de corpo. Outra característica das fontes superficiais é a presença da onda aérea que tem interferência negativa na relação sinal/ruído.

Neste trabalho adotou-se uma classificação genérica considerado a fonte de origem da energia sísmica, ou seja, fontes do tipo ativa e passiva.

As fontes ativas são aquelas que, por meio de uma força ou ativação externa, geram o evento que será observado no registro sísmico. Tanto explosivos como fontes de impacto são consideradas fontes ativas, pois o início da gravação ou tempo zero do registro está associado ao momento da explosão ou da geração do impacto. Fontes vibratórias também são consideradas fontes ativas para esse fim já que utilizam a assinatura da fonte e frequências conhecidas para determinar também o tempo de percurso entre a fonte e o tempo de chegada no geofone.

Já as fontes passivas são aquelas que não precisam necessariamente de um tempo inicial determinado para registro ou que são geradas por eventos naturais. Dentre as fontes passivas podemos citar os terremotos, a movimentação de veículos ou qualquer ruído ambiental que seja passível de registro pelo geofone. Ruídos ambientais geralmente estão associados às frequências mais baixas de um registro sísmico.

Considerando o principal objetivo deste trabalho, a integração de métodos sísmicos de um mesmo levantamento, fontes subsuperficiais como os explosivos não são interessantes pois apesar da maior variedade de frequências, geram relativamente menos ondas superficiais que as fontes superficiais.

Neste trabalho optou-se pelo emprego da fonte ativa do tipo marreta principalmente pela praticidade e menor custo comparativamente ao uso de explosivos ou fontes de queda de peso. Esse tipo de onda permitiu o registro das ondas refratadas e das ondas superficiais no seu espectro de frequências mais altas. Para cada posição de arranjo de geofones também foi registrado o ruído ambiental, neste caso para aplicação do método MASW somente, visando à análise do espectro das mais baixas frequências das ondas superficiais.

4.3 Análise Multicanal das Ondas Superficiais (MASW)

O método começou a ganhar grande impulso no início dos anos 1990 devido especialmente à divulgação dos trabalhos dos pesquisadores do Serviço Geológico de Kansas, EUA, que desenvolveram o software Surfseis® (Xia et al, 1999). Denominaram então o método de MASW, acrônimo para Multichannel Analysis of Surface Waves. No Brasil, trabalhos com diferentes aplicações do método foram realizados mais recentemente (Lima Jr, 2007; Ardito, 2013).

O método é baseado no fenômeno da dispersão das ondas superficiais, e visa à obtenção de modelos 1D da distribuição vertical das velocidades da onda cisalhante no subsolo (Strobbia, 2002). O modelo de velocidades é obtido da inversão da curva de dispersão extraída a partir do processamento dos sismogramas obtidos. Existe mais de uma técnica para obtenção da curva de dispersão e inversão (McMechan e Yedlin, 1981; Stokoe et al., 1994).

Para este método, o uso das ondas Rayleigh é muito mais difundido em comparação ao das ondas Love, principalmente devido à facilidade na aquisição, considerando o seu registro por meio de geofones de componente vertical amplamente utilizados em investigações de sismica de refração e reflexão. A relação entre as velocidades da onda Rayleigh e da ondas S depende do coeficiente de Poisson (Figura 18), ou seja, $0,87V_S < V_R < 0,96V_S$ para valores de Poisson de $0 < \sigma < 0,5$, respectivamente (Foti, 2000; Strobbia, 2002).

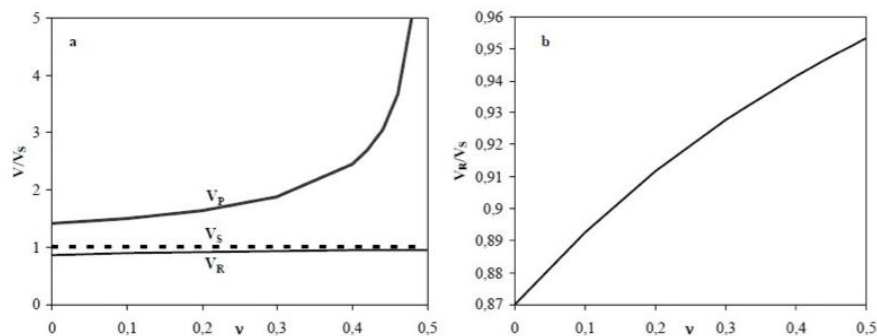


Figura 18: Relação entre as velocidades de ondas sísmicas em função do coeficiente de Poisson (Strobbia, 2002)

A análise multicanal de ondas superficiais, em termos gerais, envolve três etapas: a da aquisição, processamento e inversão (Strobbia, 2002; Lima Jr, 2007; Ardito, 2013). As três etapas são descritas separadamente a seguir.

4.3.1 Aquisição

Mesmo com a predominância das ondas superficiais em um registro sísmico obtido com o emprego de fontes superficiais, é importante a escolha de parâmetros de aquisição de modo a se obter boa razão sinal-ruído (Ardito, 2013). Um dos efeitos indesejados que pode afetar essa razão é o afastamento entre a fonte e a geometria do arranjo. Para que se tenha boa resposta do método, é necessário que as ondas Rayleigh sejam tratadas como ondas planas viajando horizontalmente, e isso só ocorre a partir de uma determinada distância do arranjo de geofones, conhecida como distância de afastamento mínimo ideal (Richart et al, 1970; Strobbia, 2002; Lima Jr, 2007; Ardito, 2013). Stokoe (et al, 1994) estabelecem que o afastamento mínimo (*offset* x1) necessário deve ser maior que metade do

comprimento de onda máximo desejado (λ_{max}) sendo que esse efeito se manifesta como falta de coerência linear em fase nas baixas frequências (Lima Jr, 2007).

$$x1 \geq \frac{\lambda_{max}}{2} \quad (30)$$

Para *offsets* muito longos, um outro efeito indesejado pode ocorrer. Se a distância for muito longa e as velocidades das ondas superficiais forem altas o suficiente para aproximarem-se da velocidade da onda direta, ocorrerá uma atenuação mais rápida das altas frequências das ondas superficiais, deixando de ser predominantes no espectro de energia. Esse efeito, conhecido como efeito de campo remoto, possibilita a contaminação do registro sísmico com a energia associada às ondas de corpo (Ardito, 2013), prejudicial para extração/análise da curva de dispersão na faixa das frequências mais altas.

Em relação aos limites de profundidade de investigação, a relação mais aceita é que o alcance máximo é aproximadamente igual ao seu maior comprimento de onda registrado (Park et al, 1999), estando relacionado também com a distância (D) entre o primeiro e último geofone. Enquanto a profundidade mínima é determinada pelo espaçamento (dx) entre os geofones (Ardito, 2013).

$$D \approx Z_{max} = \lambda_{max} \quad (31) \quad \text{e} \quad dx \approx Z_{min} \approx \lambda_{min} \quad (32)$$

onde dx é o intervalo entre geofones, Z_{max} é a profundidade máxima de investigação, Z_{min} é a profundidade mínima de investigação, λ_{max} o comprimento máximo de onda registrado e λ_{min} o comprimento mínimo de onda registrado.

Outro parâmetro de aquisição a ser considerado é o arranjo de geofones. Existem diversos tipos de arranjos, das mais variadas formas geométricas, quando se utilizam fontes passivas (Ardito, 2013). Com o emprego de fontes ativas o arranjo empregado é o linear. O arranjo linear também é uma possibilidade mesmo como emprego de fontes passivas nas situações onde a fonte de ondas está situada em um azimute (em relação ao arranjo de geofones) preferencial. Park e Miller (2008) apresentam essa possibilidade e na modalidade de aquisição chamada pelos autores de *roadside*.

4.3.2 Processamento

O processamento consiste em extrair dos registros as velocidades de fase da onda Rayleigh em função das frequências, a chamada curva de dispersão.

Antes da extração da curva é necessário realizar uma mudança de domínio do sismograma registrado, e existe mais de uma maneira para realizar essa operação, como através da transformada em duas dimensões (Strobbia, 2002), através da diferença de fase (Park et al, 1998) e também transformada ρ -tau (Louie 2001). Um dos processos possíveis para a transformação dos dados do domínio tempo versus distância para o domínio da frequência-número de onda é o da diferença de fase (Park et al, 1998), calculando primeiramente a velocidade aparente e depois transformando o dado para o domínio da frequência (Ardito, 2013).

Ardito (2013) e Lima Jr (2007) descrevem detalhadamente a formalização do algoritmo utilizado pelo software *Surfseis*® utilizado nesse trabalho.

No método da diferença de fase (Park et al, 1998), aplica-se a transformada de Fourier para o domínio do tempo representado por $u(x,t)$, obtendo-se $U(x,w)$:

$$U(x, w) = \int u(x, t) e^{iwt} dt \quad (33)$$

onde $U(x,w)$ também pode ser escrito como multiplicação de dois termos:

$$U(x, w) = P(x, w). A(x, w) \quad (34)$$

sendo que $P(x,w)$ é o espectro de fase e $A(x,w)$ o espectro de amplitude. Separando-se cada componente de frequência em $U(x,w)$, a informação do tempo de chegada é preservada no espectro de fase $P(x,w)$.

Dessa forma, $P(x,w)$ mantém toda informação sobre as propriedades de dispersão enquanto $A(x,w)$ contem a informação de outras propriedades como atenuação e divergência esférica.

Expressando $U(x,w)$ como:

$$U(x, w) = e^{-i\Phi x} A(x, w) \quad (35)$$

onde $\Phi = w/c_w$, c_w é velocidade de fase para a frequência w , sendo a frequência dada em radianos.

Integrando $U(x,w)$ temos

$$\begin{aligned} V(w, \phi) &= \int e^{i\phi x} \left[\frac{U(x,w)}{|U(x,w)|} \right] dx = \\ &= \int e^{-i(\Phi-\phi)x} [A(x, w)/|A(x, w)|] dx \end{aligned} \quad (36)$$

sendo $A(x, w)$ real e positivo.

Podemos entender essa função como “um somatório sobre os offsets dos campos de onda para cada frequência após a aplicação de um deslocamento de fase dependente do afastamento e determinado pela velocidade de fase c_w assumida” (Lima Jr, 2007). A velocidade de fase c_w pode ser determinada sempre que haja um pico de $V(w, \phi)$ para um certo valor de ϕ . E quando houver mais de um pico, implica na presença de modos superiores de energia.

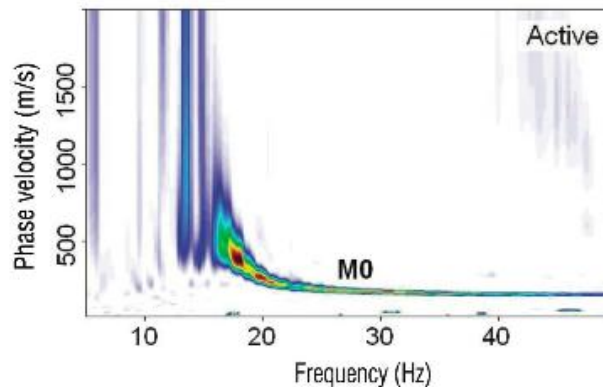


Figura 19: Exemplo de dado no domínio do tempo processado para o domínio da frequência para uma fonte ativa no software Surfseis (Park et al, 2007)

Essa transformação para obtenção da imagem de dispersão (Figura 19) é realizada pelo Surfseis, utilizado nesse trabalho. Através do Surfseis também é possível realizar algumas filtragens ou ganhos nos sismogramas de campo, anteriormente à mudança de domínios para a extração da curva de dispersão. Operações úteis são as de filtro mute (para eliminação dos eventos referentes às ondas diretas e refratadas) e filtro passa-banda.

4.3.3 Inversão

A inversão, terceira fase do método MASW, consiste em obter-se, de forma iterativa a partir da curva extraída, os modelos estratigráficos de espessura, velocidade da onda S, e densidades (Xia et al, 1999). No caso do Surfseis, essa iteração se repete até que atinja o número máximo de iterações permitido ou através do erro mínimo (RMSE) de ajuste entre a curva teórica representativa do modelo final obtido e a experimental.

Xia (et al, 1999), através de testes empíricos, apresentaram dados de estudo sobre os parâmetros do modelo (velocidades P e S, espessuras, densidades)

que mais influenciam na velocidade de fase das ondas Rayleigh, e consequentemente nas características da curva de dispersão. Seus testes demonstraram que variações de 25% na velocidade da onda S resultaram em diferença máxima de mais de 250m/s para certas frequências (Figura 20).

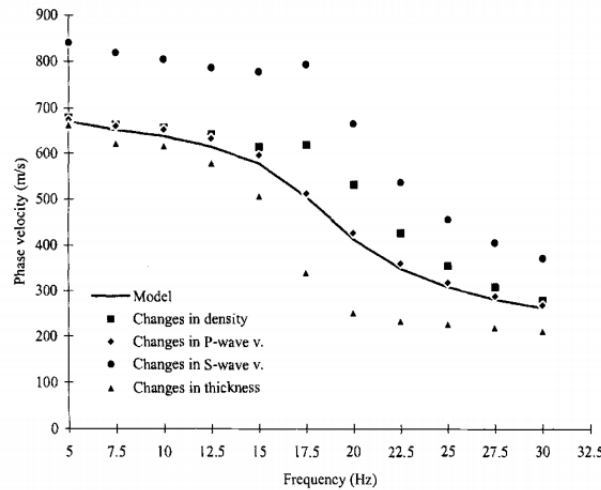


Figura 20: Testes de influência dos parâmetros dos modelos na determinação das velocidades de fase das ondas Rayleigh (Xia et al, 1999)

Para os outros parâmetros testados não se observou mudanças significativas no comportamento Xia (et al, 1999).

O *software* Surfseis inicia o processo de inversão com a linearização de uma equação dependente dos parâmetros da terra (v_p , v_s , densidade e espessura) e da frequência, e também da função objetivo e da matriz de peso (Lima Jr, 2007; Ardito, 2013).

$$F(f_j, \mathbf{v}_{rj}, \mathbf{v}_s, \mathbf{v}_p, \boldsymbol{\rho}, \mathbf{h}) = \mathbf{0} \quad \mathbf{j} = (\mathbf{0}, \mathbf{1}, \mathbf{2}, \mathbf{3}, \dots, \mathbf{m}) \quad (37)$$

onde f_j é a frequência em Hertz, v_{rj} é a velocidade de fase da onda Rayleigh na frequência f_j , \mathbf{v}_s o vetor velocidade da onda S ($\mathbf{v}_s = (v_{s1}, v_{s2}, \dots, v_{sn})^T$) com v_{si} a velocidade da onda S na camada i e n o número de camadas, \mathbf{v}_p o vetor velocidade da onda P ($\mathbf{v}_p = (v_{p1}, v_{p2}, \dots, v_{pn})^T$) com v_{pi} a velocidade da onda P na camada i e n o número de camadas, $\boldsymbol{\rho}$ o vetor densidade ($\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n)^T$) e \mathbf{h} o vetor espessura ($\mathbf{h} = (h_1, h_2, \dots, h_n)^T$).

Para tal função, a matriz Jacobiana do modelo J_s para diferentes frequências pode ser escrito por:

$$J_S = \left[\left| -\frac{\partial F / \partial v_{sf}}{\partial F / \partial c_R} \right|_{f=f_i} \right] \quad (38)$$

Partindo do pressuposto que as velocidades da onda S fundamentalmente controlam a velocidade da onda Rayleigh, expressa-se as velocidades da onda S em um vetor X de comprimento n ($x=(v_{s1}, v_{s2}, \dots, v_{sn})^T$) e os dados da onda Rayleigh para diferentes frequências m por um vetor b de comprimento m ($b = (b_1, b_2, \dots, b_n)^T$). Assim a função não linear representada por $F(f_j, v_{rj}, v_s, v_p, \rho, h) = 0$, pode ser linearizada pela série de Taylor expandida e empregada a matriz teórica

$$J\Delta X = \Delta b \quad (39)$$

onde J é a matriz Jacobiana com m linhas e n colunas, ΔX a modificação da estimativa inicial, e $\Delta b = b - C_R(X_0)$ a diferença entre o dado medido e o perfil de velocidades de onda S, no qual $C_R(X_0)$ é o modelo inicial para estimativa de velocidades da onda S.

A partir disso, a função objetivo é definida por:

$$\phi = \|J\Delta x - \Delta b\|_2 W \|J\Delta x - \Delta b\|_2 + \alpha \|\Delta x\|_2^2 \quad (40)$$

sendo $\| \cdot \|_2$ a norma do vetor, α um fator de suavização e W a matriz peso.

A busca é iterativa até que se encontre o melhor modelo para curva modificando o mínimo possível seus parâmetros. Após as diversas iterações, a curva inicial e final serão mostradas em gráfico de velocidade de onda S por profundidade (Figura 21).

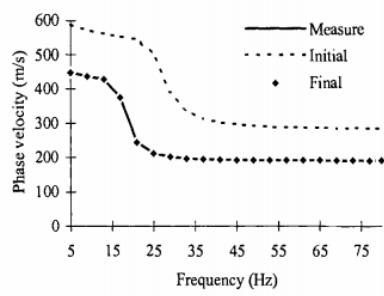
Xia (et al, 1999) basearam-se em diversas observações experimentais para estabelecer critérios de determinação para velocidade da onda S para o modelo inicial, chegando em três funções para camada inicial, semi-espço e número de camadas, respectivamente:

$$v_{s1} = c_R(\text{alto})/\beta \quad (41)$$

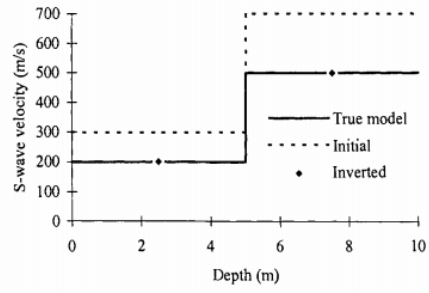
$$v_{sn} = c_R(\text{baixo})/\beta \quad (42)$$

$$v_{si} = c_R(f_i)/\beta \quad i = (1, 2, 3, \dots, n - 1) \quad (43)$$

onde β varia entre 0,874 e 0,955 para coeficientes de Poisson entre 0 e 0,5 (Stokoe et al, 1994). Já os valores c_R alto e baixo relacionados às alta e baixa frequências, respectivamente, são tomados por aproximações do início e fim da curva de dispersão (Lima Jr, 2007).



b1



b2

Figura 21: Exemplo de inversão de curva (b1) e modelo da variação de velocidade de onda S em função da profundidade (b2) (Xia et al, 1999)

5. Reanálise de dados adquiridos anteriormente

A reanálise de dados sísmicos que haviam sido adquiridos em levantamento anterior (Ruiz, 2014) auxiliou na construção de um modelo geológico preliminar da área e principalmente para a definição da configuração de campo ideal que propiciasse bons registros dos campos da onda refratada e de superfície a partir de um arranjo de geofones e tiros comum.

A localização desses ensaios é apresentada na Figura 22, juntamente com a posição de um dos ensaios (SS01) realizados no âmbito dessa pesquisa.

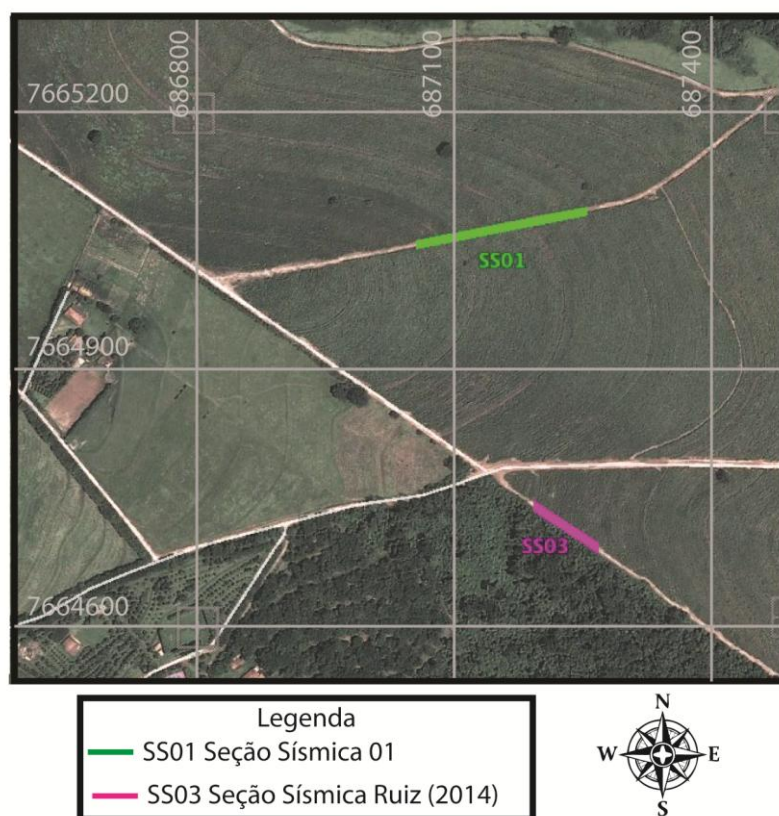


Figura 22: Localização geográfica da seção sísmica 01 (SS01) e da seção sísmica de Ruiz (2014)

A partir dessa análise é que os parâmetros espaçamento entre receptores, distância mínima e máxima de tiros (*offset* mínimo e máximo), janela de aquisição e intervalo de amostragem foram escolhidos, de forma a obter-se a melhor razão sinal-ruído possível para os novos dados a serem adquiridos.

Os dados de Ruiz (2014) foram obtidos utilizando-se o arranjo ilustrado na Figura 23, e os parâmetros de aquisição adotados são apresentados na Tabela 1.

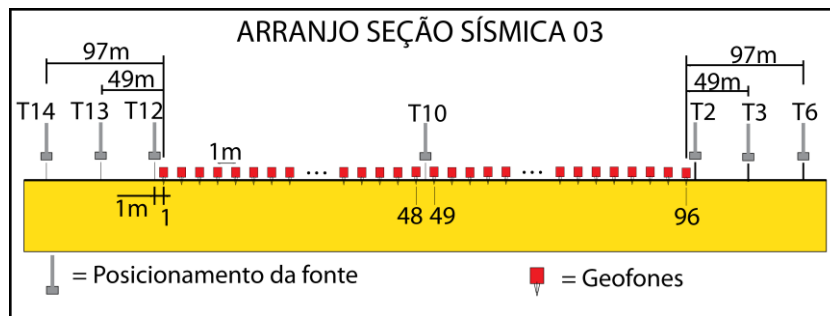


Figura 23: Ilustração do arranjo utilizado na aquisição da seção sísmica 03 de Ruiz (2014).

Tabela 1: Parâmetros de aquisição dos dados sísmicos obtidos na área por Ruiz (2014).

Offsets dos tiros externos	1, 49 e 97 metros
Offsets dos Tiros internos	48,5 metros
Espaçamento entre receptores	1 metro
Número de receptores	96 canais
Equipamento utilizado	Geode (4 unidades)
Tipo de geofone	Vertical de 40 Hz
Fonte	Marreta sísmica
Janela temporal dos registros	1,5s – 1,1s
Intervalo de amostragem	0,5ms

Esses dados foram reprocessados visando a interpretação dos eventos de refração e o das ondas superficiais.

5.1 Sísmica de refração

Tendo como base a configuração apresentada na Figura 23, nesta análise foram considerados tiros diretos os tiros 12, 13 e 14 dados à 1m, 49m e 97m de distância do primeiro geofone do arranjo (Figura 23) e tiros reversos os tiros 2, 3 e 6, correspondentes às posições 1m, 49m e 97m de distância do último geofone do

arranjo (Figura 23). O tiro 10 foi dado no centro do arranjo entre os geofones 48 e 49 (Figura 23).

Os tempos das primeiras chegadas de ondas lidos dos sismogramas foram plotados em um gráfico de distância por tempo como apresentado na Figura 24.

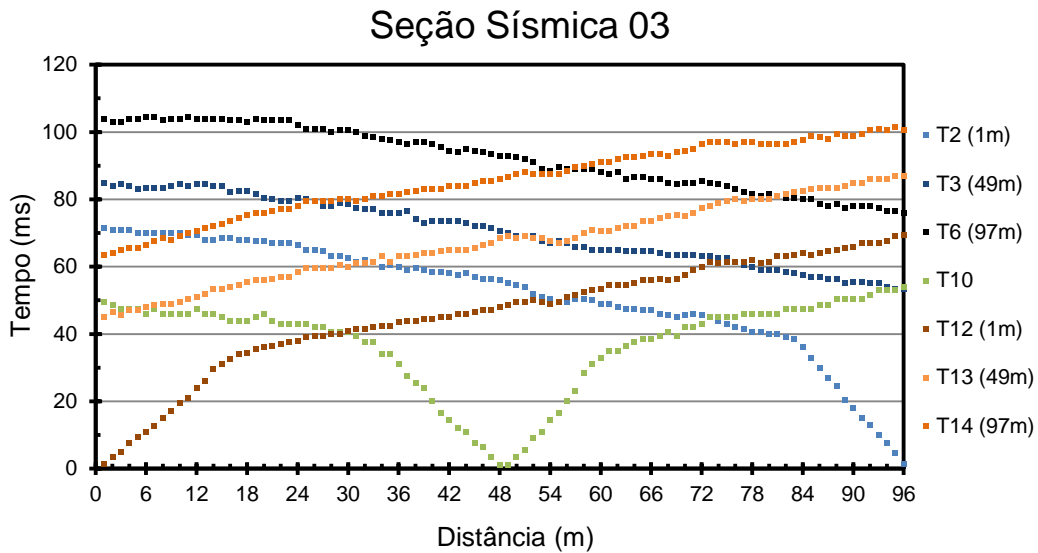


Figura 24: Tempos das primeiras chegadas das ondas extraídos dos registros sísmicos.

Na Figura 25 apenas os tempos obtidos dos sismogramas dos tiros reversos são apresentados.

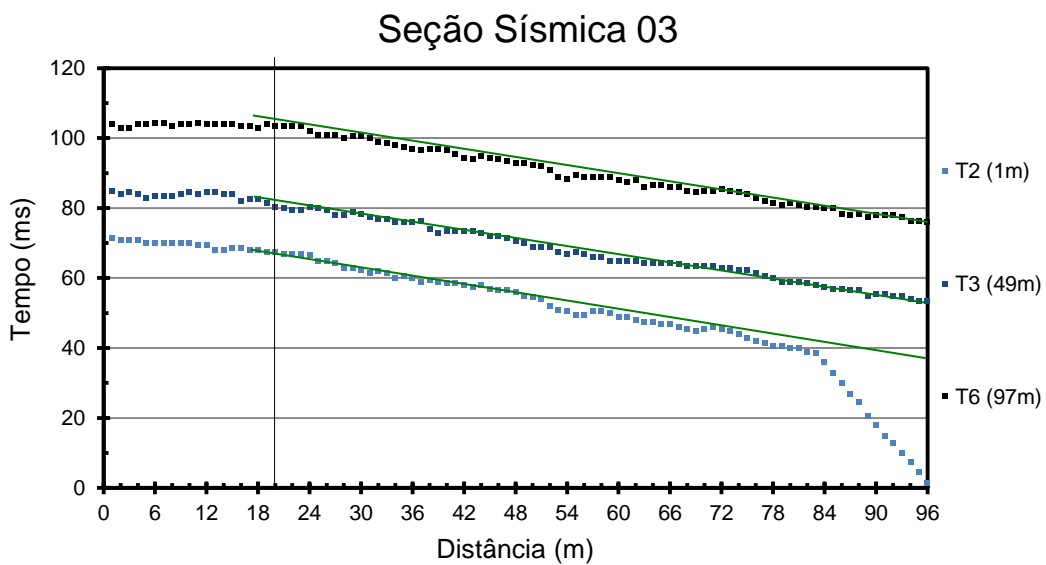


Figura 25: Tempos das chegadas das ondas e ajustes de retas para análise de modelo geológico e velocidades. Linha vertical (preta) corresponde à posição aproximada de

mudança de inclinação de reta de velocidade nos diversos tiros reversos. Linhas paralelas (verdes) mostram inclinação aproximada dos tiros 2, 3 e 6, tratando-se de uma mesma camada estratigráfica com velocidade aparente aproximada de 2240m/s.

O modelo geológico que melhor se ajusta a esses dados é o de duas camadas (assim interpretado pois observando o "paralelismo" entre os tempos dos diferentes tiros reversos observa-se um ponto de inflexão na mesma coordenada do terreno - linha vertical preta).

Na Figura 26 apenas os tempos obtidos dos sismogramas dos tiros diretos (12, 13 e 14) são apresentados.

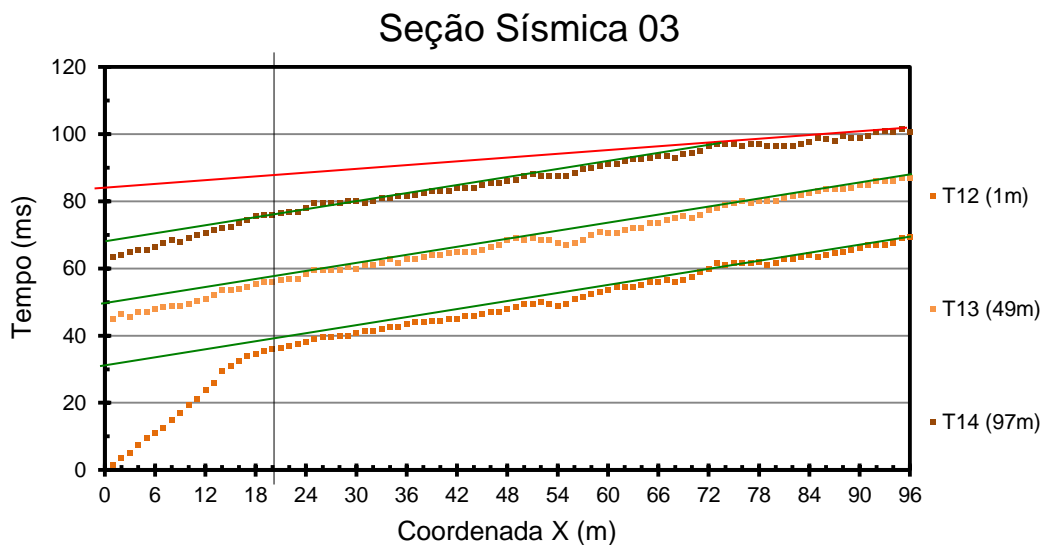


Figura 26: Tempos das chegadas das ondas e ajustes de retas para análise de modelo geológico e velocidades. Linha vertical (preta) corresponde à posição aproximada de mudança de inclinação de reta de velocidade nos diversos tiros diretos. Linhas paralelas (verdes) mostram inclinação aproximada dos tiros 12, 13 e 14, tratando-se de uma mesma camada estratigráfica com velocidade aparente aproximada de 2320m/s. A partir da posição 75 aproximadamente, a inclinação de reta (vermelha) é diferente com velocidade aparente aproximada de 4460m/s.

Para os tiros diretos (Figura 26), o modelo geológico de 3 camadas parece ser o mais adequado, devido ao paralelismo das retas de melhor ajuste (verde) e à mudança de inclinação observada a partir da coordenada de 75m (vermelha) nos dados obtidos do sismograma do tiro T14 de maior *offset*. Essa

inflexão só é observada nesses dados, sugerindo assim a existência de uma segunda interface.

Os dados dos sismogramas obtidos com os tiros 2 e 12 foram interpretados pelo método T+T- que gerou o modelo de espessuras e velocidades apresentado na Figura 27. Neste caso, assumindo-se apenas a existência de duas camadas.

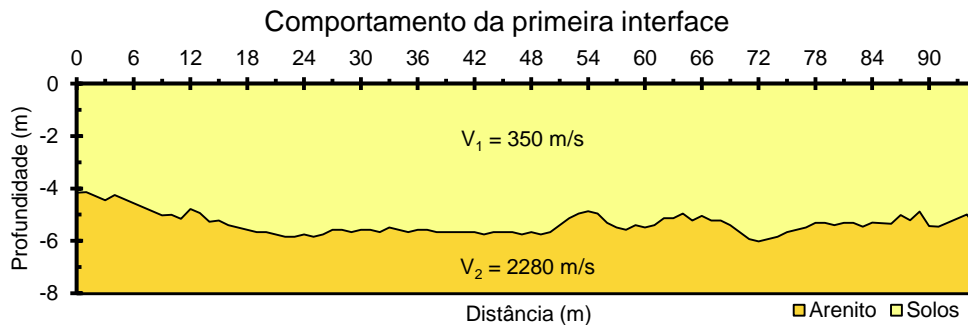


Figura 27: Modelo geológico obtido da reanálise dos dados de Ruiz (2014).

Diversos autores apresentam tabelas correlacionando as velocidades de onda P e S com os materiais geológicos (Telford et al, 1990; Kearey, 2002; Reynolds, 2011). Para essa região as velocidades obtidas devem ser correlacionadas com os arenitos e/ou basaltos do Grupo Bauru e à Formação Serra Geral, respectivamente, presentes na região.

A velocidade da primeira camada, da ordem de 350m/s, é compatível com a da onda P em solos, neste caso, um solo superficial, pouco compactado. A velocidade de 2280m/s pode estar associada aos arenitos do Grupo Bauru. Neste caso, é possível que se trate de um arenito mais fraturado ou com maior alteração, dada sua baixa velocidade comparativamente aos valores máximos observados para arenitos, que podem chegar até a 5000m/s.

Como observado anteriormente, outro modelo geológico que pode representar a geologia local é o de 3 camadas, como parece indicar os tempos observados no sismograma do tiro 14 (Figura 28).

O dado analisado resultou em um modelo 1D na posição do tiro não podendo estender-se para todo o arranjo pois o refrator não é identificado nos sismogramas dos demais tiros. Através do cruzamento das retas de velocidades aproximadas (laranja) e o eixo do tempo na posição da fonte obteve-se o tempo de

interceptação (*intercept time*) para cada camada. Utilizando-se os tempos respectivos com as velocidades obtidas através das equações das retas de ajustes chegou-se ao modelo de camadas apresentado na Figura 27.

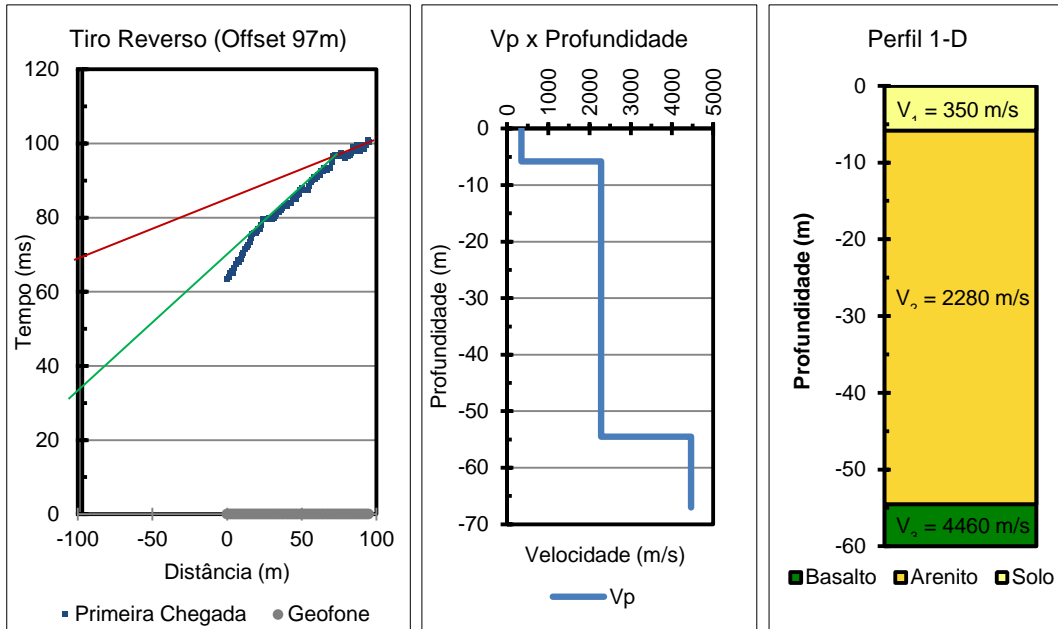


Figura 28: Análise dos dados do sismograma do tiro 14 (à esquerda), comportamento da velocidade da onda P em função da profundidade (centro) e modelo estratigráfico interpretado (à direita).

Para o modelo estratigráfico apresentado foram utilizadas as mesmas velocidades do modelo de duas camadas (350m/s e 2280m/s), a velocidade obtida pela reta de velocidade do segundo refrator (4460m/s) e os tempos de interceptação. Geologicamente, as duas primeiras camadas podem ser as mesmas citadas anteriormente, ou seja, o solo superficial e o arenito. A terceira camada, com velocidade de onda P aproximada de 4460m/s também poderia ser correlacionada ao arenito, se considerarmos os valores apresentados nas tabelas genéricas de velocidades, entretanto, na área, os arenitos do Grupo Bauru ocorrem sobrepostos aos basaltos da Formação Serra Geral, que em geral possuem velocidades próximas e/ou superiores à 5000m/s. Nessa região através da inversão conjunta de SEV e TDEM, Couto Jr (2014) obteve como profundidade estimada do topo da camada de basalto valores próximos à 65m. Esse valor de velocidade de velocidade inferior a 5000 m/s pode ser em razão da presença de fraturas ou vesículas (Christensen et al, 1980).

5.2 MASW

Para a análise dos dados através do método MASW foram feitas operações com os arquivos, aproveitando também os sismogramas dos tiros externos ao arranjo, ou seja, os dados dos tiros diretos (12, 13 e 14) foram concatenados formando um único arquivo com 192 traços como apresentado na figura 29.

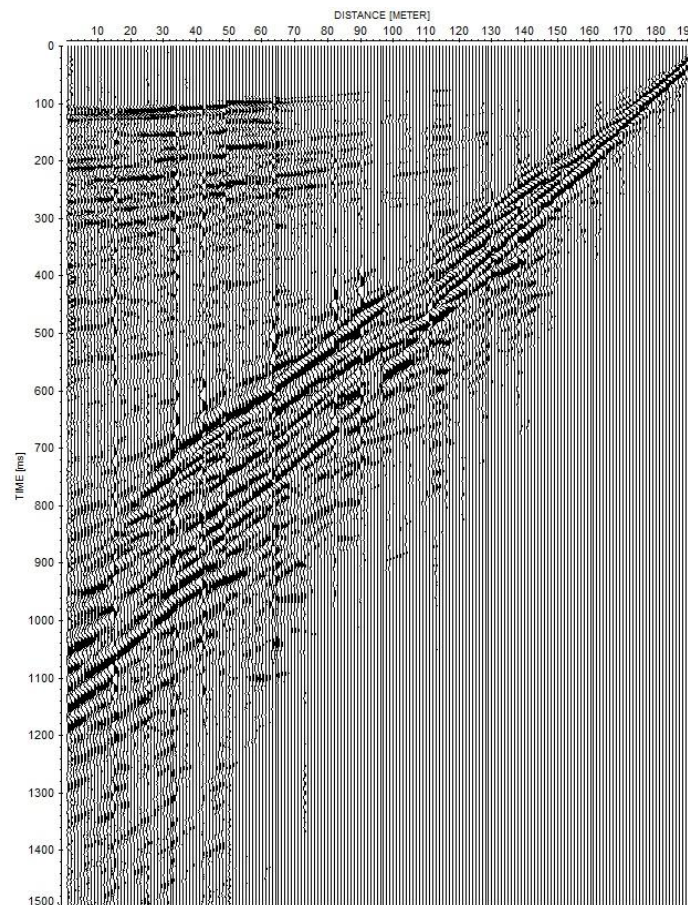


Figura 29: Sismogramas concatenados com offset mínimo de 1m e offset máximo de 193m.

O objetivo foi amostrar em um único sismograma os traços de mínimo até de máximo *offset*. Como, considerando o método MASW, a profundidade máxima de investigação tem relação com o comprimento máximo do arranjo, esse procedimento em tese permite a obtenção de modelos geológicos mais profundos. Da análise de todos os sismogramas, levando-se em conta o critério da melhor razão sinal-ruído, foram utilizados 96 traços do sismograma do tiro 12 (relacionados aos

offsets de 1 m a 97 m), 48 traços do tiro 13 (relacionados aos *offsets* de 98 m a 145 m) e 48 traços do tiro 14 (relacionados aos *offsets* de 146 m a 193 m).

O mesmo procedimento foi utilizado para os sismogramas dos tiros reversos (2, 3 e 6 na Figura 30) gerando um único arquivo com 96 traços do sismograma do tiro 2 (relacionados aos *offsets* de 1 m a 97 m), 48 traços do tiro 3 (relacionados aos *offsets* de 98 m a 145 m) e 48 traços do tiro 6 (relacionados aos *offsets* de 146 m a 193 m).

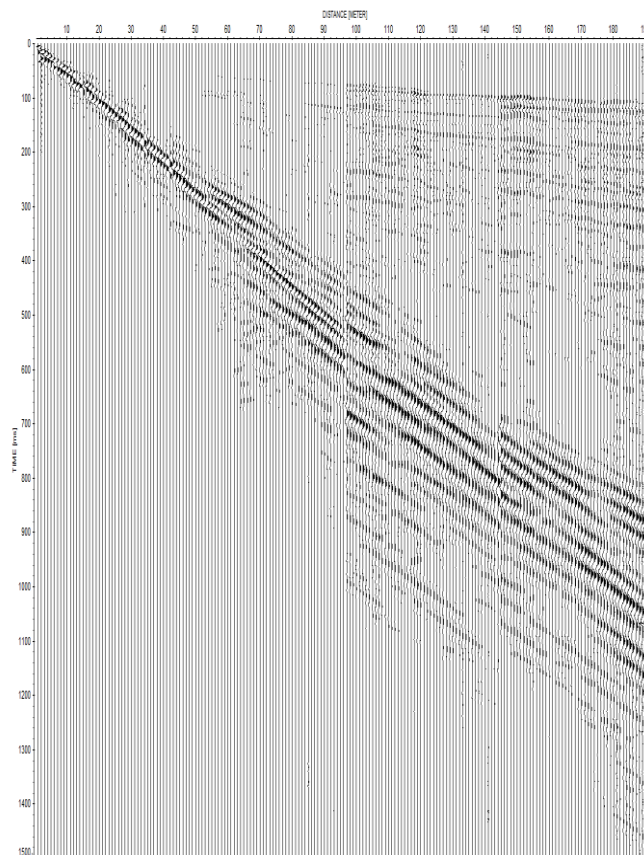


Figura 30: Sismogramas concatenados com *offset* mínimo de 1m e *offset* máximo de 193m.

Após a filtragem do campo da onda da refração (filtro *mute*), os sismogramas foram transformados do domínio tempo-distância para o domínio frequência-velocidade de fase através do *software* Surfseis. A Figura 31 apresenta as imagens de dispersão dos tiros reversos (à esquerda) como dos tiros diretos (à direita).

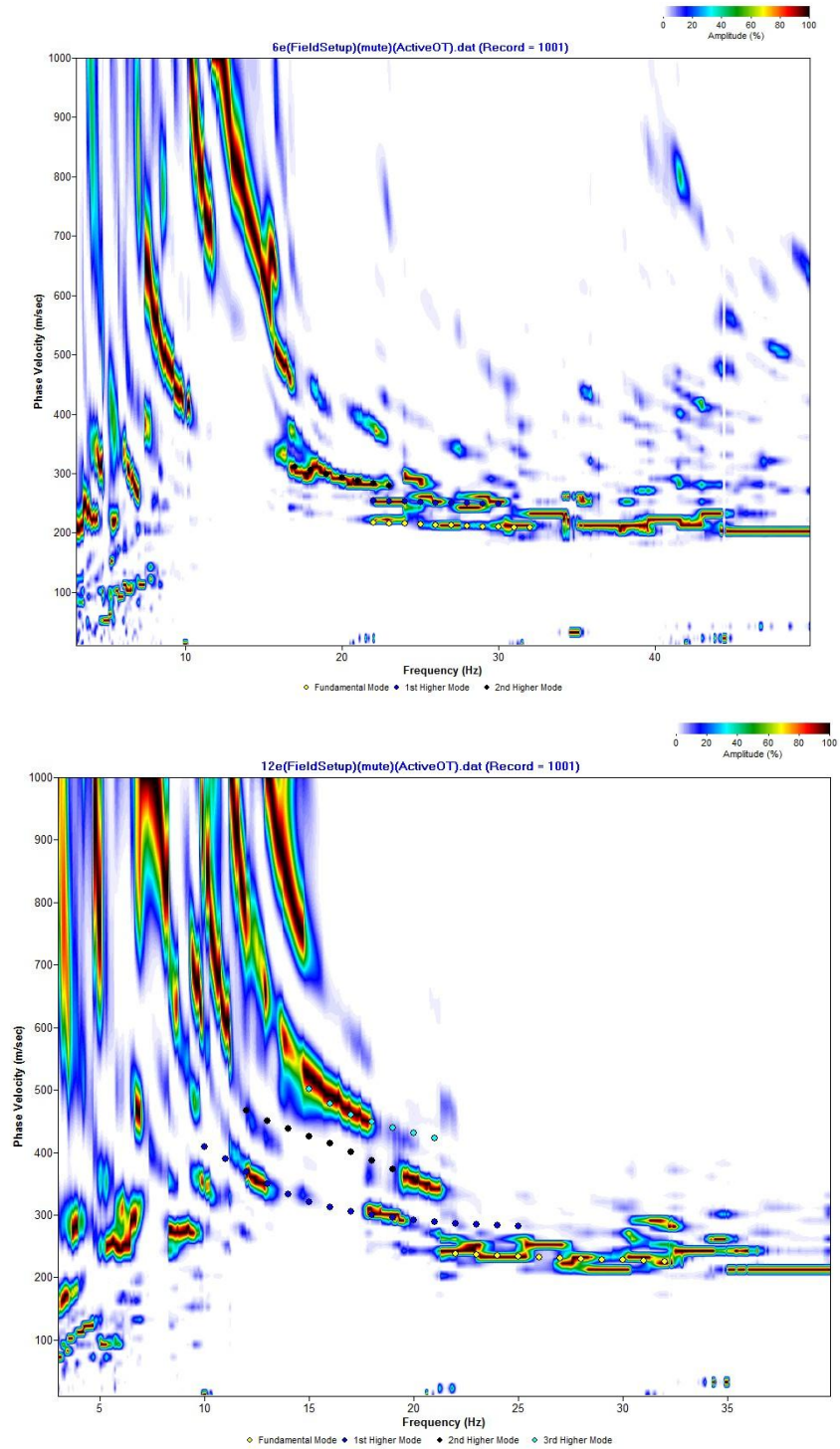


Figura 31: Imagem de dispersão (A) obtida dos sismogramas dos tiros 2, 3 e 6 concatenados com identificação das curvas de dispersão de 3 modos de propagação – círculos amarelos (fundamental), azuis (1º modo superior) e pretos (2º modo superior), e imagem de dispersão (B) dos sismogramas dos tiros 12, 13 e 14 concatenados com identificação das curvas de dispersão de 4 modos de propagação – círculos amarelos (fundamental), azuis (1º modo superior), pretos (2º modo superior) e verdes (3º modo superior).

O modelo geológico obtido através do método MASW resultou da inversão conjunta de todas as curvas de dispersão (todos os modos de propagação). Esse procedimento foi adotado buscando-se um aumento da profundidade de investigação, visto que a frequência natural dos geofones utilizados (40Hz) não foi a mais apropriada para esse fim.

Os resultados são apresentados na Figura 32A. A Figura 32B apresenta o modelo de velocidades obtido da interpretação dos eventos de refração do sismograma do tiro 14.

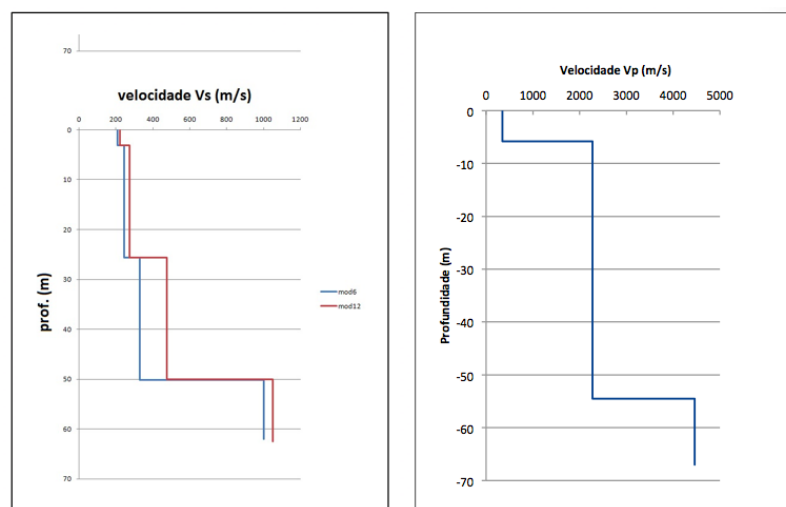


Figura 32: A - Comportamento da velocidade da onda S em função da profundidade obtidos através da análise dos dados pelo método MASW. Em azul o modelo obtido dos sismogramas dos tiros 2, 3 e 6 e em vermelho dos sismogramas dos tiros 12, 13 e 14. B - Comportamento da velocidade da onda P em função da profundidade obtido da interpretação do sismograma do tiro 14 pelo método de refração sísmica.

As primeiras interfaces, em ambos os casos, são equivalentes, ou seja, representam o contato solo-arenito. A velocidade da onda P de 350m/s e a velocidade de onda S de aproximadamente 200m/s encontradas para a primeira camada são compatíveis para esse tipo de material geológico. A terceira interface obtida através do método MASW corresponde à segunda interface obtida pelo método de refração sísmica. A velocidade da onda S da última camada encontrada pelo método MASW não é confiável (devido ao processo de inversão, e se tratar da velocidade da camada mais profunda do modelo), porém permite supor (já que a análise através do método MASW considera a propagação ao longo de todo arranjo de geofones, e atribui o resultado ao centro do arranjo) que essa camada seja

contínua ao longo de toda seção sísmica. Lembrando que essa interface só foi identificada na análise do tiro externo do ensaio de sísmica de refração.

Através da análise pelo método MASW foi possível identificar uma outra interface com velocidade de onda S entre 300m/s e 500m/s e a uma profundidade aproximada de 25m.

6. Aquisição dos dados

Nos ensaios sísmicos foram empregados:

- 4 sismógrafos, modelo Geode da Geometrics Inc que formaram um sistema integrado com 96 canais de aquisição;
- Geofones de componente vertical de 4,5Hz (48 unidades) e 14Hz (96 unidades);
- Fonte sísmica do tipo marreta;
- Fonte passiva (ruído cultural local)

A aquisição de dados foi feita em uma única etapa, em abril de 2015.

Visando ao emprego de um arranjo único para o registro dos dados e posterior interpretação pelos métodos de refração e MASW, foi definido um arranjo linear (geofones e fonte) com espaçamento de 2m entre geofones.

A escolha do espaçamento entre geofones e comprimento do arranjo buscou satisfazer as diferentes características dos métodos, como a necessidade de espaçamentos menores para o MASW, porém sem perder o alcance de profundidade necessário para a sísmica de refração, considerando os levantamentos prévios, tanto sísmico (Ruiz, 2014) como geométricos (Couto Jr, 2015), realizados na área. A fonte marreta representou uma limitação em termos de energia liberada (para ambos os métodos), mas foi a única opção disponível. Idealmente poderia ser empregada uma fonte tipo queda de peso, de maior potência.

Os pontos e quantidades de tiros também foram planejados de forma a satisfazer o uso de mais de um método. Devido a necessidade de um número maior de dados (sismogramas) para o emprego do método tomográfico, comparativamente aos necessários com o emprego do método recíproco, a partir da posição -1m do arranjo, foram realizados tiros a cada 12m, ou seja, a cada 6 estações receptoras (geofones), como apresentado na Figura 33. Tanto para o método recíproco como para a tomografia sísmica de refração, alguns tiros foram dados fora do arranjo, e esses também foram analisados através do método MASW.

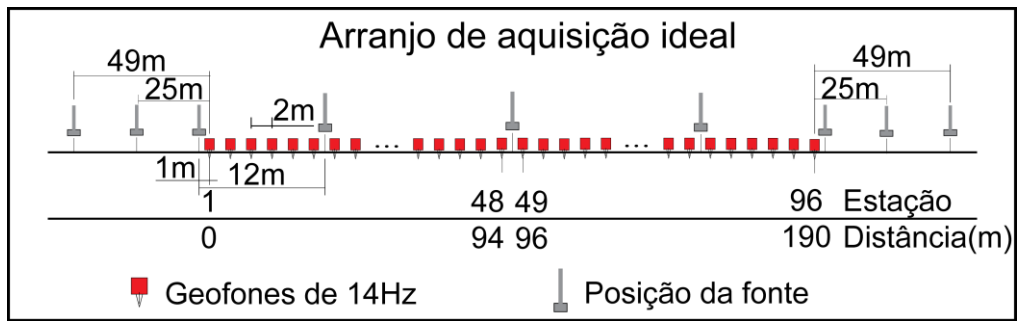


Figura 33: Figura representando o arranjo de campo com 96 canais com espaçamento de 2m. Pontos de tiro espaçados de 12m (a cada 6 geofones) e 2 tiros externos.

O arranjo apresentado permitiu que os dados obtidos fossem utilizados tanto para os métodos sísmicos de refração (tomográfico e recíprocos) como para o MASW.

Visando à interpretação conjunta dos resultados, as aquisições de dados sísmicos da seção sísmica 01 (SS01) e seção sísmica 02 (SS02) foram realizadas nos mesmos locais dos levantamentos elétricos e eletromagnéticos de Couto Jr (2014) e Campaña (2015) como apresentado na Figura 34.

A seção sísmica 01 não pôde ser feita seguindo o alinhamento da seção de caminhamento elétrico de Couto Jr (2014) em razão da existência de plantação de cana no local, por isso foi realizada em uma área vizinha.

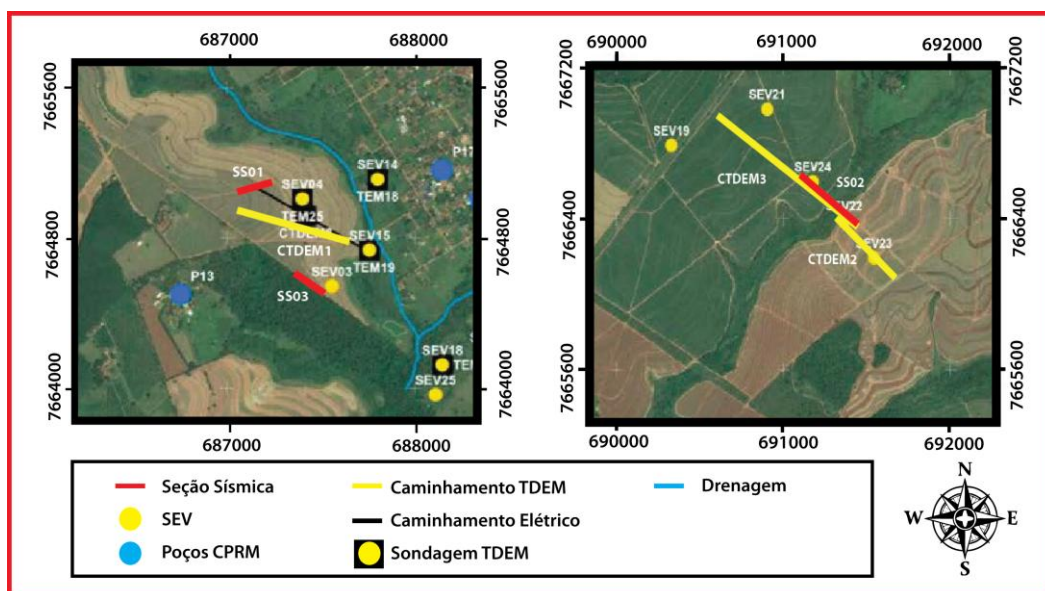


Figura 34: Mapa de localização dos estudos realizados na área. Localização das seções sísmicas 01 e 02 identificados por meio dos círculos transparentes azuis.

Tabela 2: Intervalos de amostragem e janelas temporais utilizados na aquisição dos dados sísmicos com geofones de 14Hz e 4,5Hz com fontes ativa e passiva para a seção sísmica 01.

Frequência do Geofone	Tipo de fonte	Intervalo de amostragem (ms)	Janela de amostragem (s)
14Hz	Ativa	0,5	1
4,5Hz	Ativa	0,5	2
	Passiva	2,0	30
	Passiva	4,0	60

A seção sísmica 02 (SS02), localizada a nordeste da zona urbana de Termas de Ibirá, teve um comprimento de 430m. Instalado o primeiro arranjo de 96 geofones espaçados de 2m, foram feitos deslocamentos de 96 metros, ou seja, 48 geofones a cada encerramento do ciclo de tiros, exceto para última mudança, onde o deslocamento foi de 48 metros, ou 24 geofones (Figura 36).

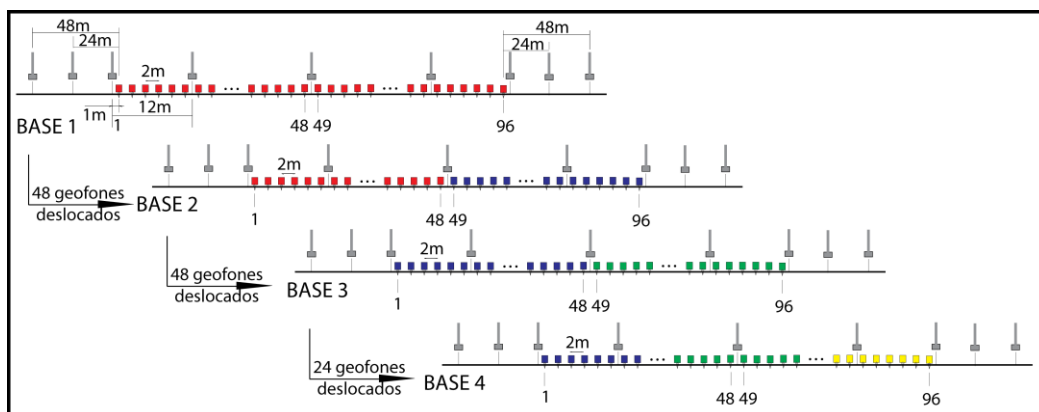


Figura 36: Representação dos três deslocamentos de conjuntos de geofones e as 4 bases da seção sísmica 02. A primeira e segunda mudanças tiveram 48 geofones deslocados. A terceira mudança teve 24 geofones deslocados.

Na aquisição dos dados dessa seção por duas vezes foram trocados parte dos geofones, substituindo os de frequência natural de 14Hz por outros de 4,5Hz, como apresentado na Figura 37.

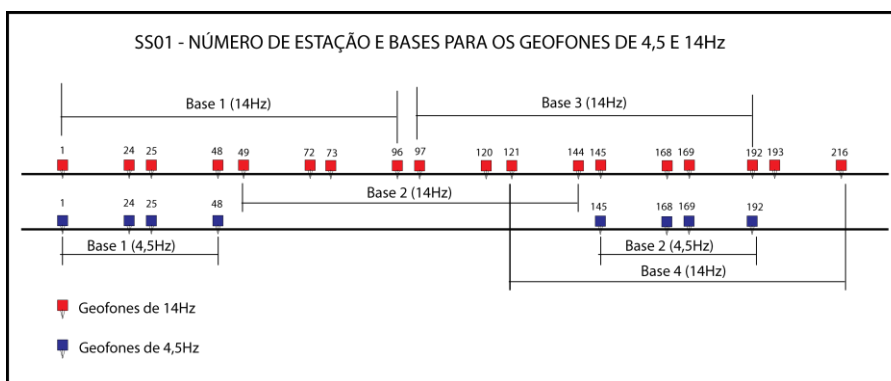


Figura 37: Esquema empregado nas 4 bases de aquisição de registro sísmico para os geofones de 14Hz e as 2 bases para os geofones de 4,5Hz.

Foram também gravados alguns registros utilizando o ruído local (fonte passiva), tanto com o emprego de geofones de 14Hz quanto com os de 4,5Hz, com intervalos de amostragem e janela de amostragem diferentes em relação aos dados adquiridos com fonte ativa. Os intervalos de amostragem e as janelas de aquisição utilizados são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3: Intervalos de amostragem e janelas temporais utilizados na aquisição dos dados sísmicos com emprego de geofones de 14Hz e 4,5Hz, e fontes ativa e passiva para a seção sísmica 02.

Frequência do Geofone	Tipo de fonte	Intervalo de amostragem (ms)	Janela de aquisição (s)
14Hz	Ativa	0,5	1
	Passiva	2,0	30
	Passiva	4,0	60
4,5Hz	Ativa	0,5	2
	Passiva	2,0	30
	Passiva	4,0	60

7. Processamento dos dados e resultados

Para melhor entendimento do processamento dos dados e resultados, este capítulo está dividido por área de estudo. A área denominada como Área 1 corresponde ao local de levantamento da seção sísmica 1 (Figura 34), enquanto a Área 2 corresponde à aquisição da seção sísmica 2 (Figura 34).

7.1 Área 1

7.1.1 Sísmica de refração

Os dados de refração foram interpretados utilizando o *software* Rayfract. Na fase inicial de edição foram inseridos os parâmetros de aquisição. A seguir foram feitas as leituras das primeiras chegadas das ondas (chamada “picagem”) de todos sismogramas. A “picagem” dos tempos (Figura 38) no Rayfract pode ser feita tanto manualmente como de forma automatizada, porém esta última sempre exige a checagem geral para correções das determinações incorretas.

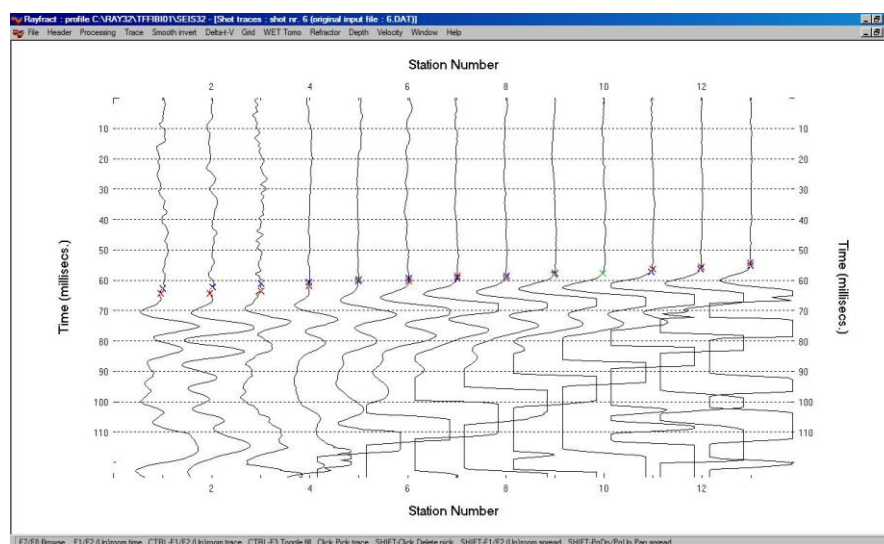


Figura 38: Exemplo de sismograma adquirido com a “picagem” feita manualmente via Rayfract. Ponto de tiro dado na posição 47m e canal 1 na posição 0m.

A relação sinal/ruído dos dados obtidos, de maneira geral, foi alta como pode ser verificado no sismograma da Figura 38, onde a identificação das primeiras chegadas das ondas P é clara e precisa.

Após a “picagem” dos dados passou-se à fase da inversão, que pode ser feita de duas maneiras. A primeira pelo método de inversão Delta-t-V gerando um modelo inicial pseudo-2D. Utilizando esse método falhas e zonas de baixa velocidade, ou seja, variações laterais, podem ser melhor identificadas, porém pode também gerar artefatos que o algoritmo da tomografia é incapaz de “resolver” completamente em casos onde houver forte variação lateral de velocidade (Jansen, 2011).

A outra forma é a inversão suavizada (*Smooth*), onde o algoritmo cria um modelo 1D de velocidades baseado no resultado Delta-t-V. Desta forma, os eventuais artefatos são eliminados e obtém-se um resultado para as estimativas de velocidade mais confiável (Jansen, 2011).

Outras opções de trabalhar os dados através da tomografia é modificando parâmetros globais ou do método de inversão Delta-t-V ou do WET tomo. Jansen (2011) apresenta detalhadamente a função de cada opção inicial e outras opções possíveis da inversão Delta-t-V, tais como forçar linearmente o aumento de velocidade das camadas com a profundidade, combinar velocidade e profundidade da inversão com a velocidade medida, suprimir a geração de variações não realísticas de velocidade, utilização da média das velocidades da interface ao invés da mínima (padrão), entre outras.

Também é possível modificar alguns parâmetros no painel *Interactive Delta-t-V*, por exemplo limitar o máximo valor de velocidade, opções de correção estática, estimar automaticamente V_0 (padrão) e método de regressão (mínimos quadrados é o padrão) para dar mais ou menos importância a um determinado dado.

As opções de inversão da tomografia WET também podem ser modificadas. Dentre opções globais estão a criação de grids para todas as iterações para checar o “passo a passo” do processo, atualização do grid de profundidade imageado, ajustar a largura do caminho de onda que pode melhorar a resolução e suavizar a presença de anomalias na velocidade (o padrão é 5.5%), deixar em branco a região de menor cobertura de traços após a última ou cada iteração, deixar em branco a região abaixo da seção após a última (padrão) ou a cada iteração.

Assim como na inversão Delta-t-V, também é possível modificar alguns parâmetros no painel *Interactive WET tomography*, como por exemplo o número de iterações (o padrão é 10), a frequência central da *Ricker wavelet*, utilizado para

modular desajustes no caminho de onda (o padrão é 50Hz), largura do caminho de onda (o padrão é 0.0%) e o maior valor de velocidade utilizada para a inversão.

Jansen (2011) apresentou testes modificando os diversos parâmetros citados anteriormente e comparando o erro RMS para cada caso. Os testes em modelos sintéticos e até em um caso real buscando obter um aumento no contraste de velocidades concluiu não existir uma combinação de parâmetros ideal para um dado qualquer. Concluiu também que o emprego das opções padrão para a inversão suavizada resultará em uma imagem com erro RMS semelhante aos melhores ajustes de parâmetros testados. Vale ressaltar que alterando determinados parâmetros é possível obter menores valores de erro RMS em relação às opções padrão, porém deve ser analisado caso a caso.

Os resultados da seção sísmica 01 (Figura 39) são apresentados abaixo e foram obtidos através da opção *Smooth*.

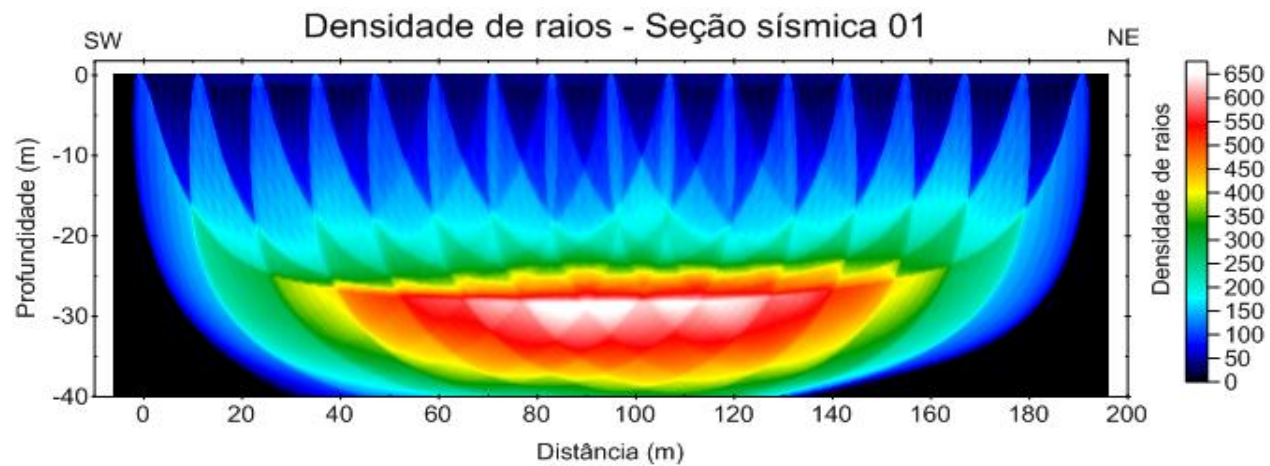
A Figura 39 apresenta a distribuição/densidade de raios (39.A) e o comportamento da velocidade da onda P da seção sísmica 01 (39.B) obtidas pelo processo de inversão.

A interpretação da seção em termos das velocidades de propagação da onda P foi feita segundo 3 faixas de velocidades:

- 400m/s a 1000m/s: engloba solos coluviais e residuais, com seu limite inferior situando-se por volta de 13 metros de profundidade;
- 1000m/s a 2400/s: engloba solos saprolíticos e/ou arenitos bastante alterados (saprolitos) e arenitos com aumento crescente de velocidade com a profundidade.
- Velocidades superiores a 2400m/s, por volta de 23 metros de profundidade, devem estar relacionadas ao arenito são.

Nessa seção de sísmica de refração não há indícios da presença do basalto da Formação Serra Geral.

(A)



(B)

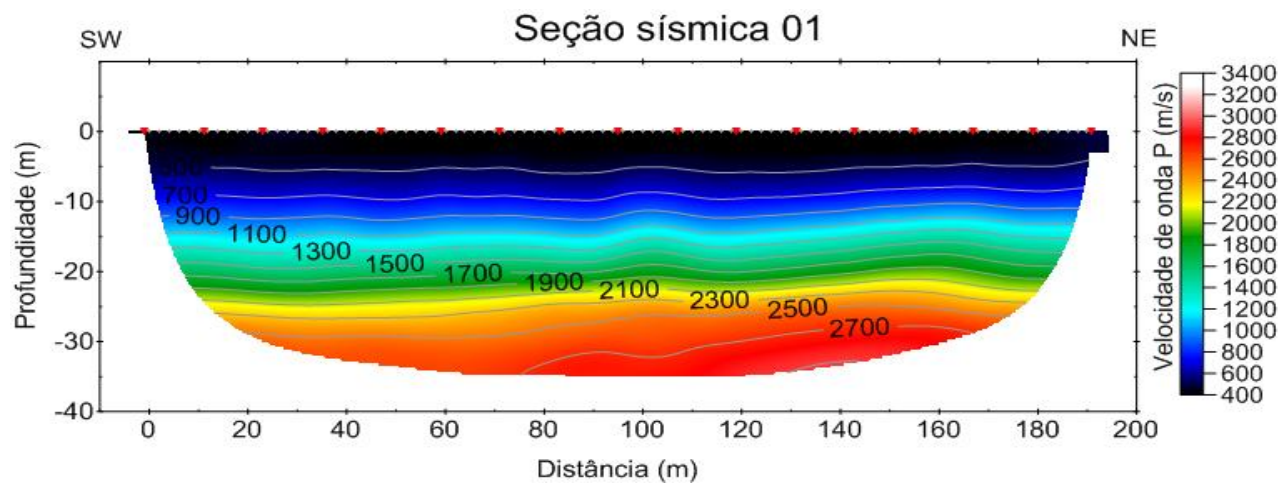


Figura 39: Distribuição dos raios sísmicos (A) e das velocidades da onda P (B) ao longo da seção seção sísmica 01 obtidos através do software Rayfract.

O *software* Rayfract também permite processar os dados através do método recíproco (T+T-), mas para isso é necessário identificar os pontos de inflexão das “retas” de ajuste dos tempos de refração. O *software* limita essa interpretação até no máximo dois refratores.

Esse procedimento foi realizado, mas como os dados só permitiram a análise da reciprocidade para os eventos referentes ao primeiro refrator, o modelo final obtido pelo método T+T- ficou restrito somente ao mapeamento da primeira interface sísmica.

As Figuras 40 e 41 apresentam a distribuição das velocidades das ondas P do primeiro e segundo estratos sísmicos ao longo da seção e também o comportamento da interface.

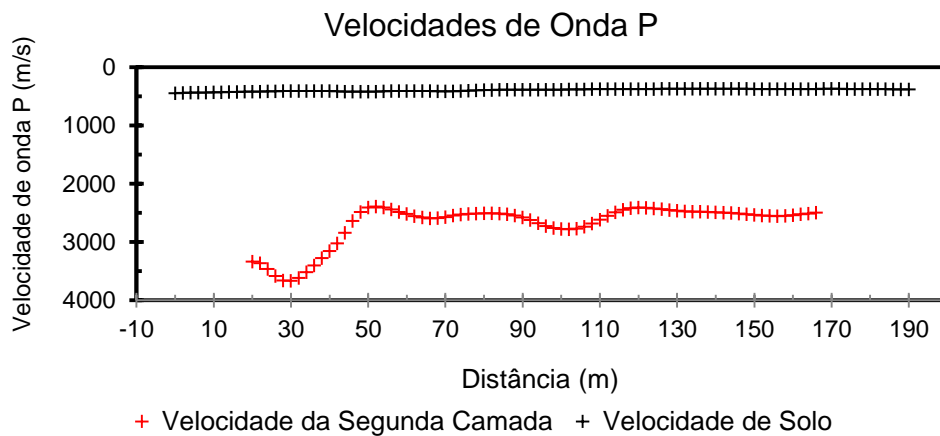


Figura 40: Distribuição das velocidades da onda para a primeira e segunda camadas sísmicas identificadas nos dados da seção sísmica.

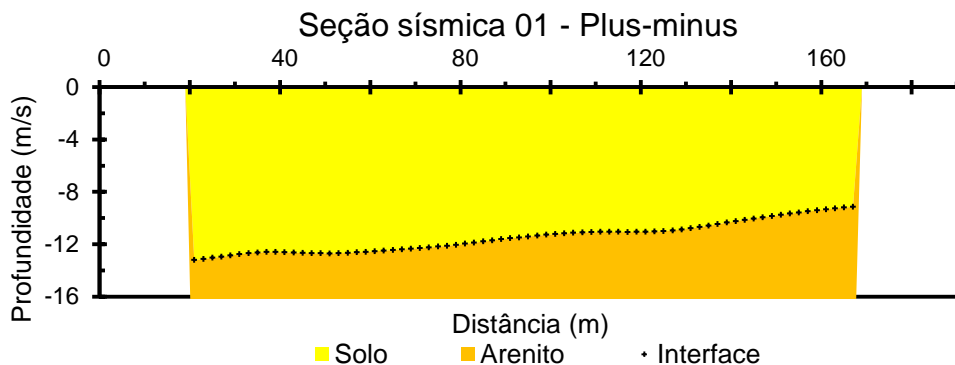


Figura 41: Comportamento do topo da interface sísmica identificada ao longo da seção sísmica 01.

A velocidade obtida através do método T+T- apresenta valores compatíveis com às de arenito – com média de 2700m/s – mesmo para a primeira interface identificada na tomografia sísmica de refração. Essa interpretação condiz com a geologia local e a interface também está presente na tomografia sísmica de refração.

Os sismogramas relacionados aos tiros externos também foram analisados (Figura 42).

A interpretação dos tempos de primeira chegada através de ajuste de reta no gráfico tempo-*offset* sugere um modelo geológico de 3 camadas (Figura 42). As velocidades obtidas, os tempos de interceptação e as profundidades calculadas para a seção através da análise da Figura 42 estão apresentados na tabela 4.

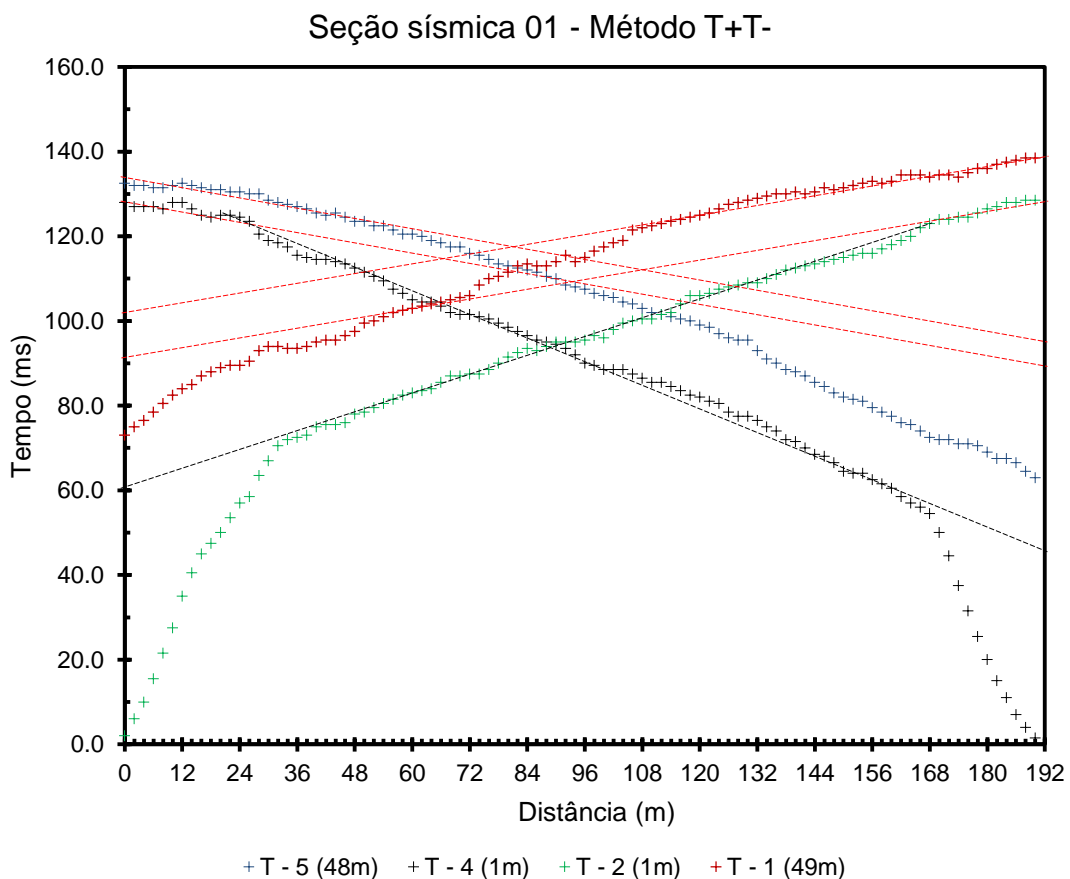


Figura 42: Tempos das primeiras chegadas lidos nos sismogramas dos tiros externos à seção (T1 e T5 – Offset de 49m) e dos tiros próximos às extremidades da seção (T2 e T4 – Offset de 1m). Linhas pretas representam os melhores ajustes de retas que caracterizam a primeira camada e primeira interface. Linhas vermelhas representam os melhores ajustes que caracterizam a segunda camada e segunda interface.

Na figura 42, as linhas pretas representam os melhores ajustes de retas de cujos coeficientes angular e linear foram obtidas as velocidades da primeira camada e profundidades da primeira interface. Da mesma forma, linhas vermelhas representam os melhores ajustes que caracterizam a segunda camada e segunda interface.

Tabela 4. Velocidades obtidas e profundidades calculadas para as posições 0 e 192m da seção sísmica 01 (Figura 42).

Posição (m)	Vel. 1ª camada (m/s)	Vel. 2ª camada (m/s)	Vel. 3ª camada (m/s)	TI - 1ª Interface (ms)	TI - 2ª Interface (ms)	Prof. 1ª Interface (m)	Prof. 2ª Interface (m)
0	450	2710	5280	60.5	92.8	13.8	63.8
192	440	2200	5050	45	90	10.1	64.2

Essa análise pode ser associada a posições próximas às extremidades do arranjo, não podendo ser extrapoladas para todo o arranjo pois o refrator não é identificado na análise dos sismogramas dos demais tiros. As velocidades da primeira (~450m/s) e segunda camadas (~2500m/s) podem representar as mesmas litologias citadas anteriormente, ou seja, o solo superficial e o arenito. A terceira camada, com velocidade de onda P aproximada de 5100m/s corresponde, provavelmente, aos basaltos da Formação Serra Geral, que em geral possuem velocidades próximas e/ou superiores à 5000m/s. A profundidade estimada (~65m) é compatível com as obtidas dos dados dos ensaios SEV e TDEM (Couto Jr, 2015) realizados próximas à região.

7.1.2 Análise multicanal das ondas Rayleigh (MASW)

Para o tratamento dos dados através do método MASW seguiu-se uma série de procedimentos. O primeiro procedimento foi a mudança do formato SEG-2 do dado para um formato do software SurfSeis. Além desse procedimento é necessário inserir a geometria de aquisição (coordenadas dos tiros e geofones).

Como os dados foram adquiridos sem qualquer tipo de filtragem, para o processamento dos dados pelo método MASW é necessário minimizar ao máximo as energias relacionadas ao campo de onda da refração. Utilizando a filtragem *mute* (silenciamento) elimina-se boa parte desse campo de onda.

O dado já filtrado é então transformado do domínio do tempo e distância para o domínio da frequência e velocidade de fase, gerando-se as imagens de dispersão.

Geradas as imagens de dispersão busca-se os máximos de energia relacionados ao modo fundamental de propagação para se obter a curva de dispersão deste modo. A inversão é feita iterativamente via software. A partir da curva de dispersão obtida, é feita uma busca de modelos de velocidades de onda S e espessuras de até 10 camadas que se ajustem melhor à curva extraída da imagem. Os limites de velocidades (mínimo e máximo) são obtidos automaticamente da curva extraída, ou seja, são considerados a partir dos valores de frequência e velocidade de fase dos extremos da curva.

Depois de gerado o perfil de velocidades com a profundidade (considerando 10 camadas) cabe ao intérprete, eventualmente, simplificar o modelo considerando outras informações do local de ensaio. Velocidades próximas podem ser tratadas como uma única camada, de modo que o modelo final tenha entre 2 e 4 camadas estratigráficas, algo geologicamente mais realista considerando os níveis de profundidade atingidos pelo método.

Como ondas de menores frequências trazem informações mais profundas a respeito do modelo estratigráfico, foram analisadas primeiramente as aquisições com geofones de 4,5Hz agrupados de acordo com suas posições em relação ao arranjo, como apresentado na Figura 43.

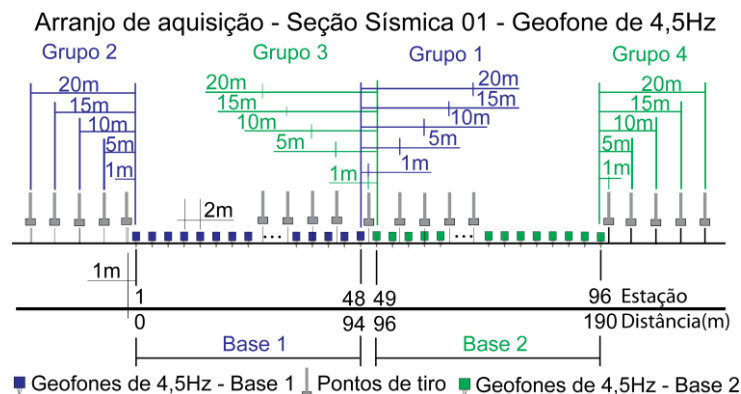


Figura 43: Arranjo das duas bases de 48 geofones de 4,5Hz e agrupamento dos dados para comparação entre diferentes offsets. Grupo 1 e 2 (em azul) correspondem aos tiros de diferentes offsets da base 1. Grupo 3 e 4 (em verde) correspondem aos tiros de diferentes offsets da base 2.

Essa variação de *offset* e de agrupamentos se deu com o intuito de se avaliar qual o *offset* mínimo ideal para aquisição de dados com o método MASW na área. As curvas de dispersão extraídas das imagens de dispersão dos dados obtidos com diferentes *offsets* foram plotadas em gráficos de acordo com seu agrupamento e são apresentadas na Figura 44.

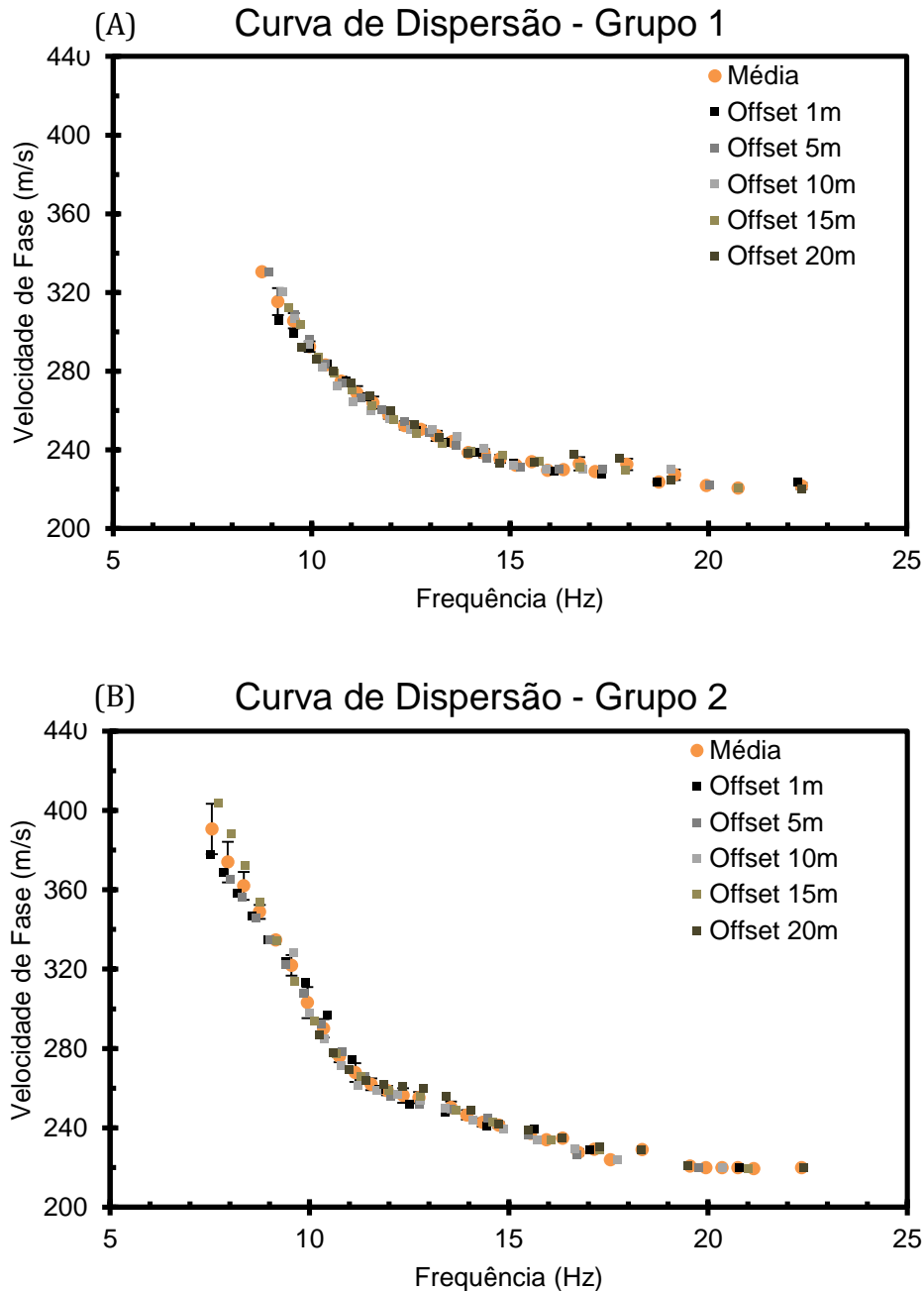


Figura 44: Curvas de dispersão para os offsets de 1 a 20m do grupo 1 da base 1 (A) e curvas de dispersão para os offsets de 1 a 20 do grupo 2 da base 1 (B).

Observa-se na Figura 44 que a variação do *offset* mínimo na aquisição não influenciou significativamente nos resultados da curva de dispersão, que são

muito semelhantes. Vale também ressaltar que as curvas de dispersão do segundo grupo (Figura 44B) apresentam dados até frequência mais baixas que às do primeiro grupo, ou seja, em tese esses dados permitem uma investigação mais profunda da subsuperfície. Suas imagens de dispersão também tiveram melhor qualidade, provavelmente devido aos locais de geração da onda.

A figura 45 apresenta as curvas de dispersão para os diferentes offsets da base 2 da seção.

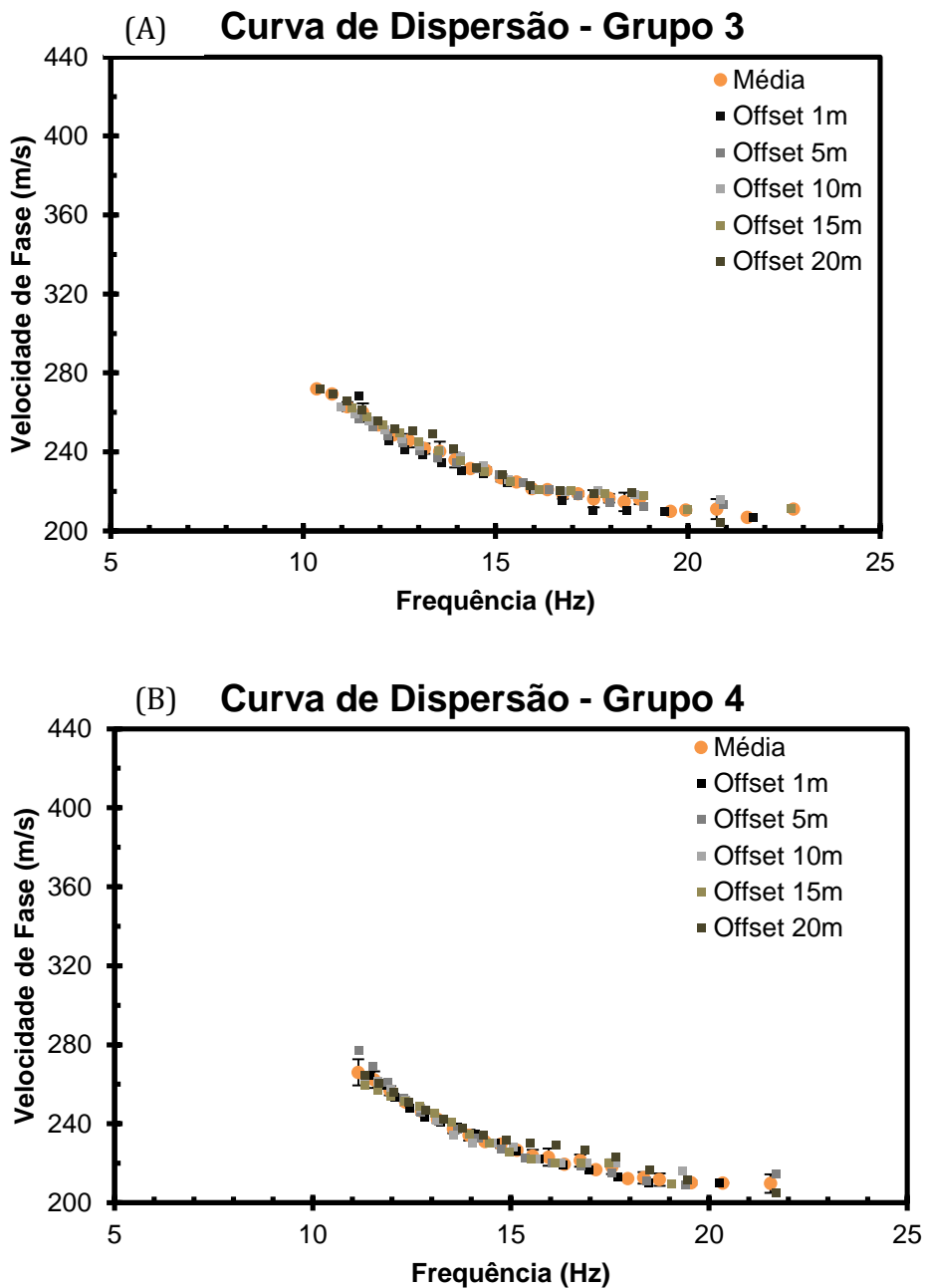


Figura 45: Curvas de dispersão para os offsets de 1 à 20m do grupo 1 da base 2 (A) e curvas de dispersão para os offsets de 1 à 20 do grupo 2 da base 2 (B).

Nas Figuras 45A e 45B também não são observadas diferenças entre as diversas curvas extraídas em relação às variações de *offset* mínimo. Assim como observado nas curvas da Figura 44 dos dados da primeira base, aqui também há variações da faixa de frequências amostrada de acordo com a região dos tiros, ou seja, em parte a qualidade das curvas de dispersão é dependente do local de geração das ondas.

Os resultados das inversões das diferentes curvas de dispersão apresentadas nas Figuras 44 e 45 (ou seja, os modelos de velocidades das ondas S versus profundidade) são apresentados nas Figuras 46 e 47 junto com as médias das velocidades de Vs e desvios padrões a cada 0,5m de profundidade.

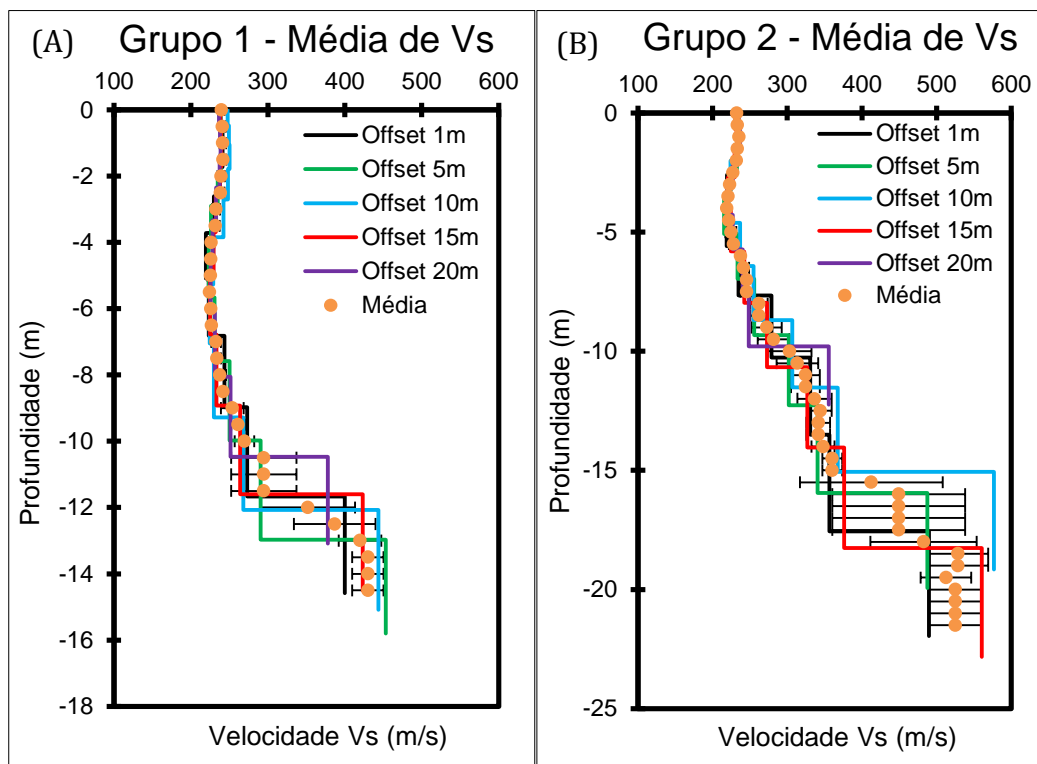


Figura 46: Comportamento da velocidade da onda S com a profundidade para os diferentes offsets dos grupos 1 (A) e 2 (B).

Observa-se na Figura 46A que a série de curvas obtidas a partir de dados registrados com o emprego de diferentes *offsets* resultou em modelos de velocidades bem similares, ou seja, um material com pouca variação de velocidade até aproximadamente 10m de profundidade. A partir de 10m ocorre um aumento

gradativo de velocidade com maior variação de incerteza devido à variação da velocidade do semi-espaço.

A série de curvas obtidas a partir de dados registrados com o emprego de diferentes *offsets* (Figura 46B) também resultou em modelos similares, exceto pela curva correspondente ao *offset* de 20m que apresenta um padrão diferente de velocidade no semi-espaço e na profundidade da interface. Todas as curvas apresentam um material de pouca variação até a profundidade de 8m aproximadamente. A partir de 8m de profundidade ocorre um aumento gradativo da velocidade até aproximadamente 17m, sendo essa possivelmente uma segunda interface.

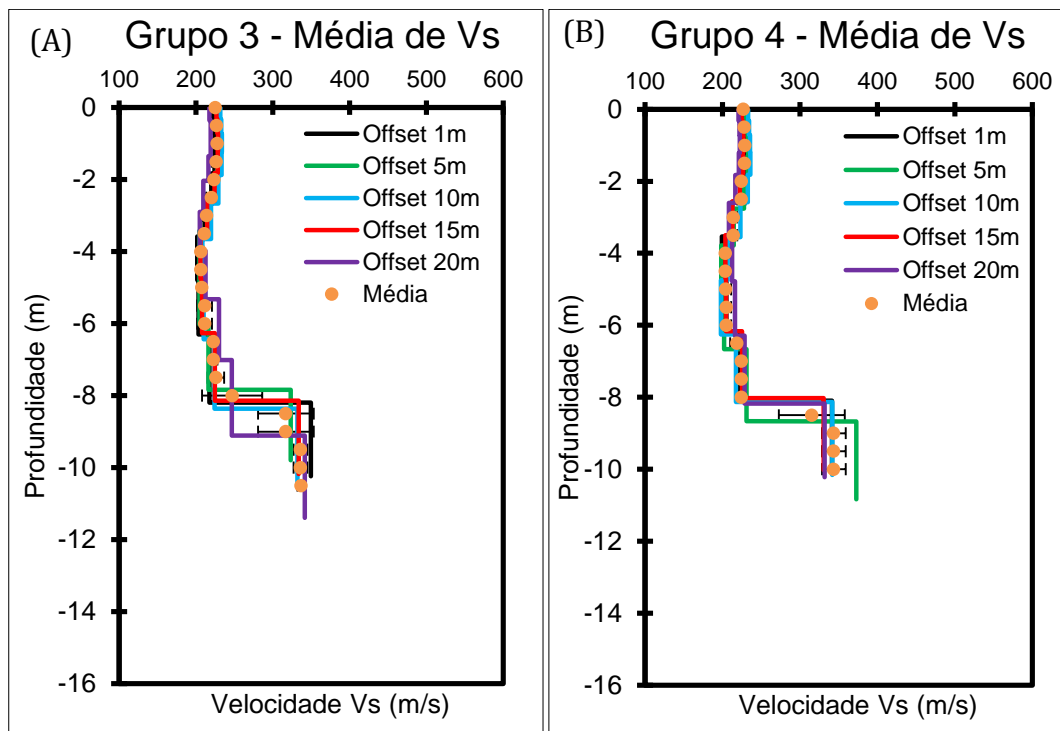


Figura 47: Comportamento da velocidade da onda S com a profundidade para os diferentes *offsets* dos grupos 3 (A) e 4 (B).

As curvas de velocidades apresentadas nas Figuras 47A e 47B (grupo 3 e grupo 4), mesmo que resultantes de dados oriundos de agrupamentos de fontes diferentes, apresentam comportamento muito semelhante entre eles. Todos os modelos de inversão resultaram em uma interface por volta de 8m, sendo que até essa profundidade a velocidade da onda S pouco varia.

A Figura 48 apresenta duas imagens de dispersão de *offsets* diferentes e o empilhamento entre elas.

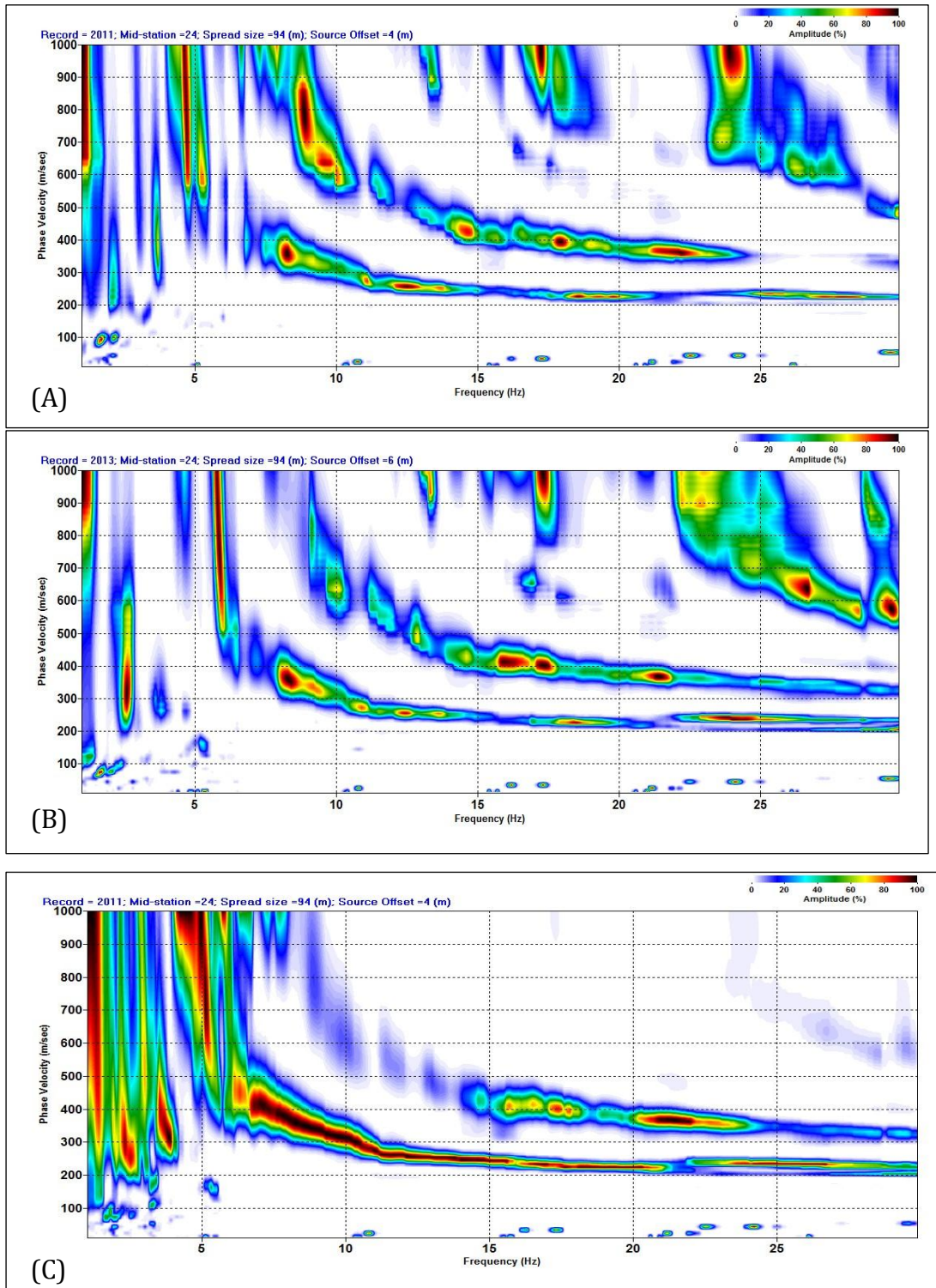


Figura 48: Imagem de dispersão do offset de 1m (A), imagem de dispersão do offset de 5m (B) e imagem de dispersão empilhada dos offsets de 1m e 5m (C) do grupo 2.

Levando-se em conta que teoricamente a variação do *offset* mínimo inicial tem influência no campo de onda registrado e também o fato de que a qualidade do registro também depende do acoplamento entre fonte e meio, buscou-se o empilhamento das imagens de dispersão obtidas a partir dos registros feitos com os diferentes *offsets* com vistas à obtenção de uma imagem de dispersão de melhor qualidade e resolução, eventualmente.

Comparativamente, não se observou melhora significativa no empilhamento de todas as imagens indistintamente. Assim, optou-se por empilhar somente as duas melhores imagens obtidas correspondentes aos *offsets* de 1m e 5m. Por apresentar dados em mais baixas frequências, optou-se em utilizar as duas melhores imagens de dispersão do grupo 2.

O empilhamento resultou em melhora significativa na identificação do modo fundamental e modos superiores, assim, nessa imagem de dispersão foi empregado o método Monte-Carlo para a inversão multimodal das curvas obtidas (Figura 49).

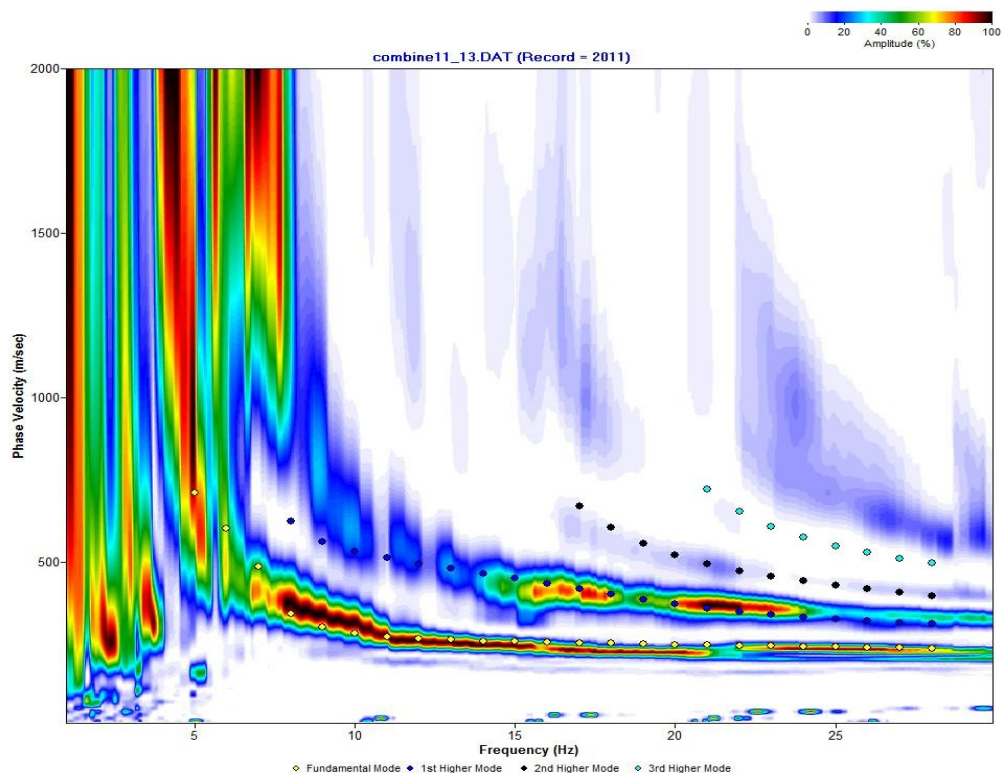


Figura 49: Imagem de dispersão empilhada dos *offsets* de 1m e 5m do grupo 2 e curvas de dispersão dos modos fundamental, primeiro, segundo e terceiro superior.

O mesmo procedimento foi utilizado nas imagens de dispersão de offsets 15 e 20 metros do grupo 3 (Figura 50). Nesse caso também foi empregado o método para inversão multimodal das curvas obtidas.

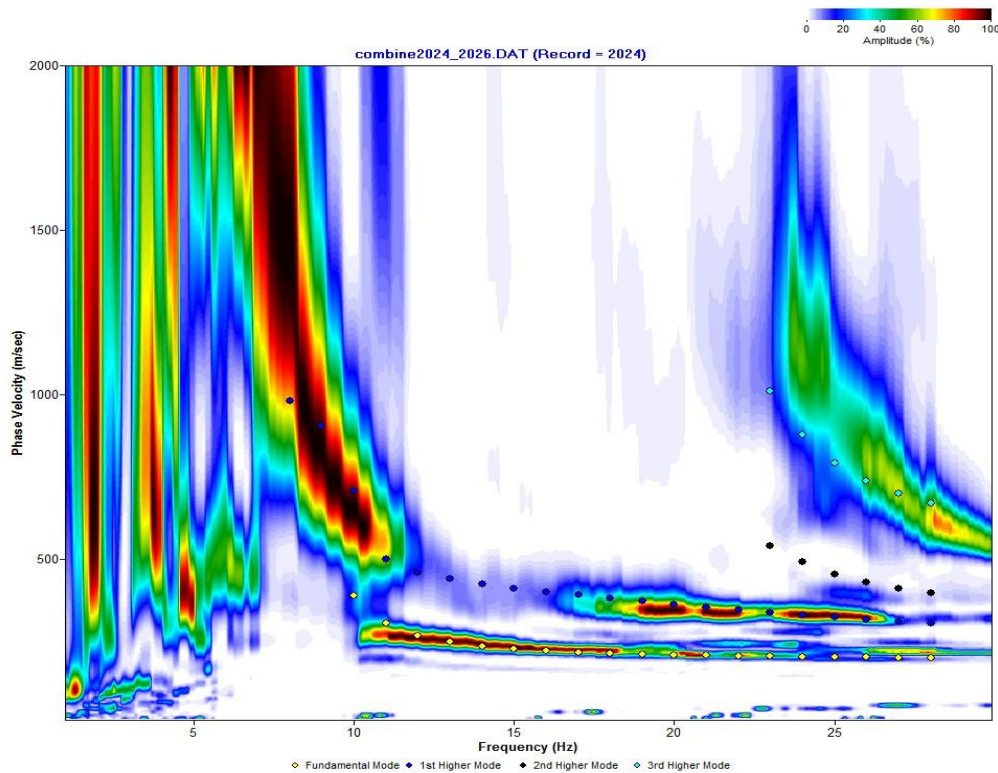


Figura 50: Imagem de dispersão empilhada dos offsets de 15m e 20m do grupo 3 e curvas de dispersão dos modos fundamental, primeiro, segundo e terceiro superior.

O resultado das inversões das curvas obtidas das curvas empilhadas (Figuras 49 e 50), foram plotados junto aos resultados obtidos pela inversão do modo fundamental de cada grupo (2 e 3) e são apresentados na Figura 51. Observa-se na Figura 51B que o resultado da inversão multimodal da imagem empilhada é bastante semelhante ao obtido das inversões das curvas dos dados registrados com diferentes *offsets*, porém possibilitou o mapeamento de interfaces mais profundas. No resultado apresentado na Figura 51A entretanto, a primeira interface identificada através da inversão somente do modo fundamental não está presente no modelo da inversão multimodal, porém este indicou a existência de uma outra interface mais profunda (aproximadamente a 25m).

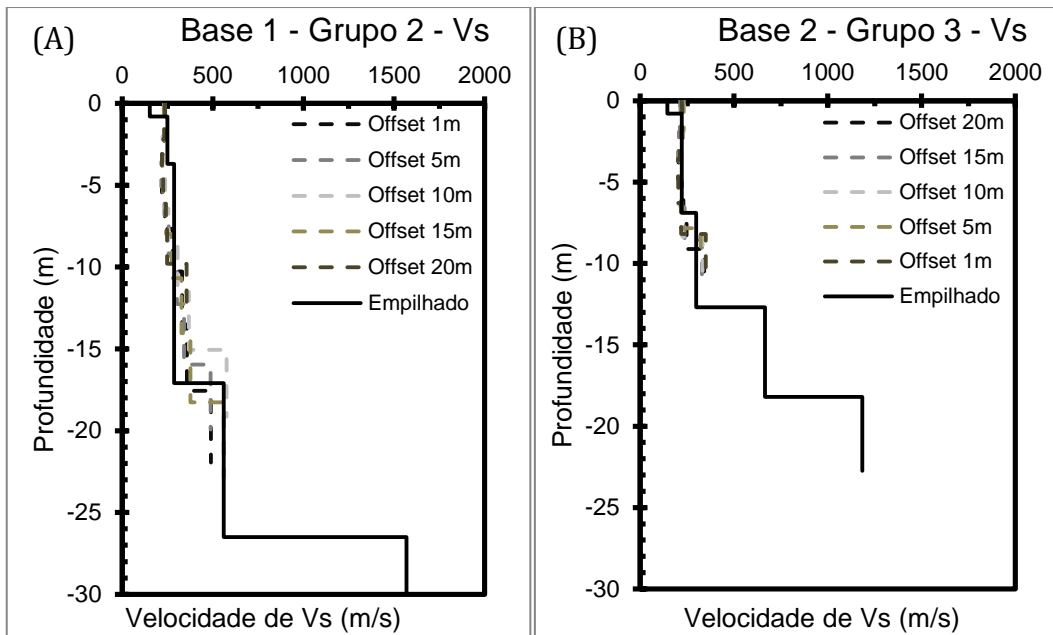


Figura 51: Resultados das inversões das curvas de dispersão obtidas por meio do método multimodal e resultados obtidos para os diferentes offsets pelo modo fundamental das bases 1(A) e base 2 (B).

Durante a aquisição dos dados optou-se também por fazer registros dos ruídos ambientais, especialmente os ruídos gerados pelo tráfego de veículos na área. Posteriormente, fez-se a análise desses dados, mesmo considerando o aspecto restritivo do emprego de arranjos unidirecionais em levantamentos MASW que se utilizam de fontes passivas quando as origens dos ruídos podem estar distribuídas aleatoriamente na área de estudo. O arranjo linear para medidas de fontes passivas, no entanto, traz vantagens quando se considera a aquisição simultânea com fonte ativa, como foi o caso deste estudo.

É importante ressaltar, no entanto, que na existência de múltiplos pontos geradores de ondas, o arranjo linear registrará a projeção do campo em apenas uma das direções, podendo gerar resultados falsos (Foti et al. 2014).

Também no caso dos registros de fontes passivas, para a inversão da(s) curva(s) foram empregados os dois algoritmos disponíveis no Surfseis (método do gradiente para inversão das curvas do modo fundamental e método Monte-Carlo para inversão multimodal considerando a imagem de dispersão).

Para a inversão multimodal (método Monte-Carlo) foi obtida uma imagem "empilhada" de duas aquisições distintas visando ao aumento da razão sinal-ruído.

As Figuras 52 e 53 apresentam as imagens de dispersão "empilhadas" (dois registros) obtidas dos dados da Área 1 e as curvas extraídas do modo fundamental. A Figura 52 foi obtida através dos dados da primeira base enquanto a Figura 53 foi obtida através dos dados da segunda base da seção sísmica 01.

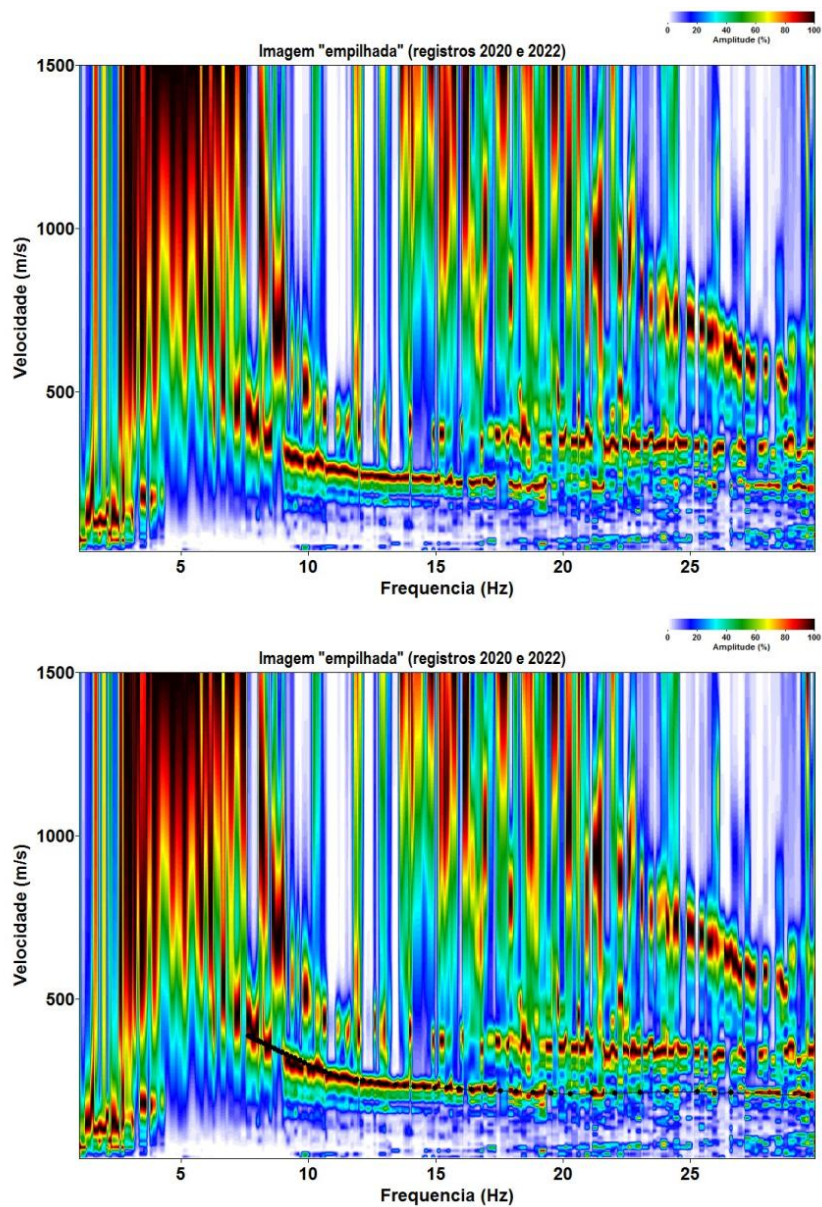


Figura 52 - Imagem de dispersão empilhada de aquisição passiva (empilhamento de dois registros) e curva extraída do modo fundamental (Área 1 - primeira base)

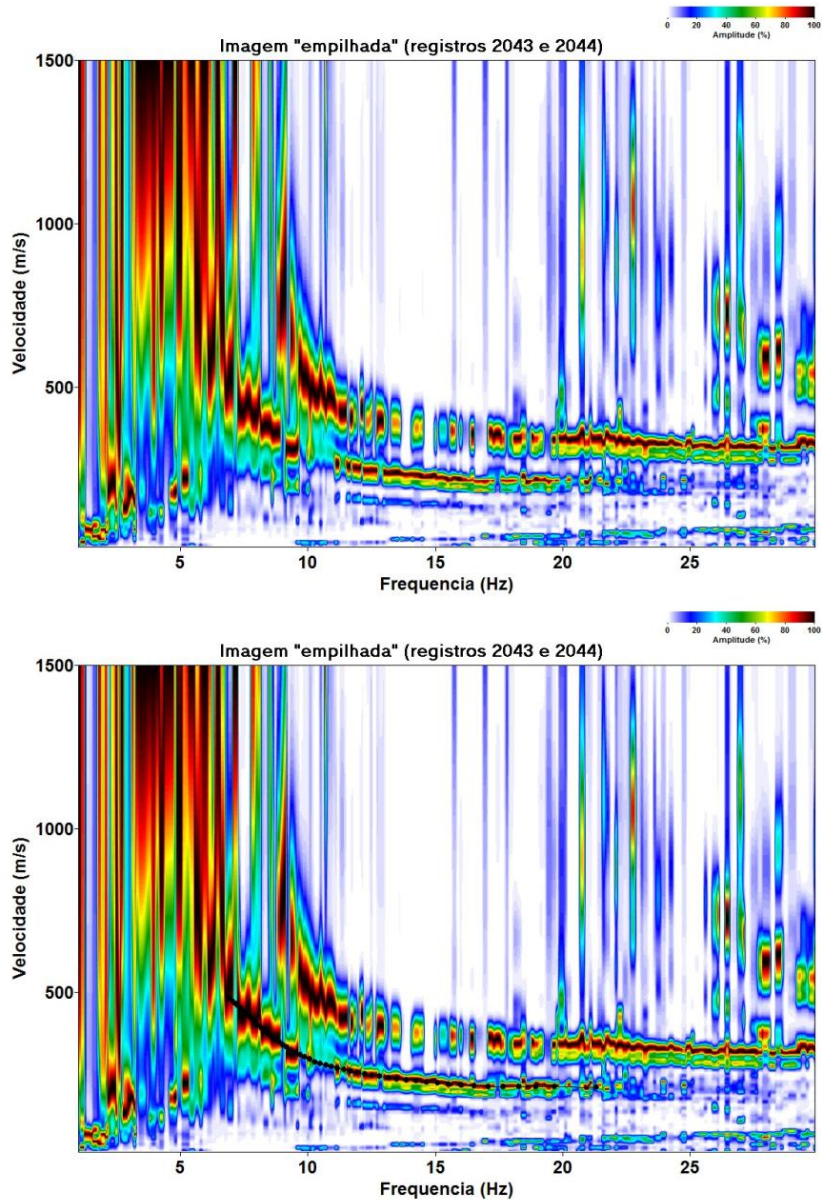


Figura 53 - Imagem de dispersão empilhada de aquisição passiva (empilhamento de dois registros) e curva extraída do modo fundamental (Área 1 - segunda base).

Como pode ser observado na imagem da Figura 53, há clara distinção do primeiro modo superior, assim fez-se também a inversão multimodal (inversão conjunta do modo fundamental mais primeiro modo superior). O resultado do ajuste final é apresentado na Figura 54.

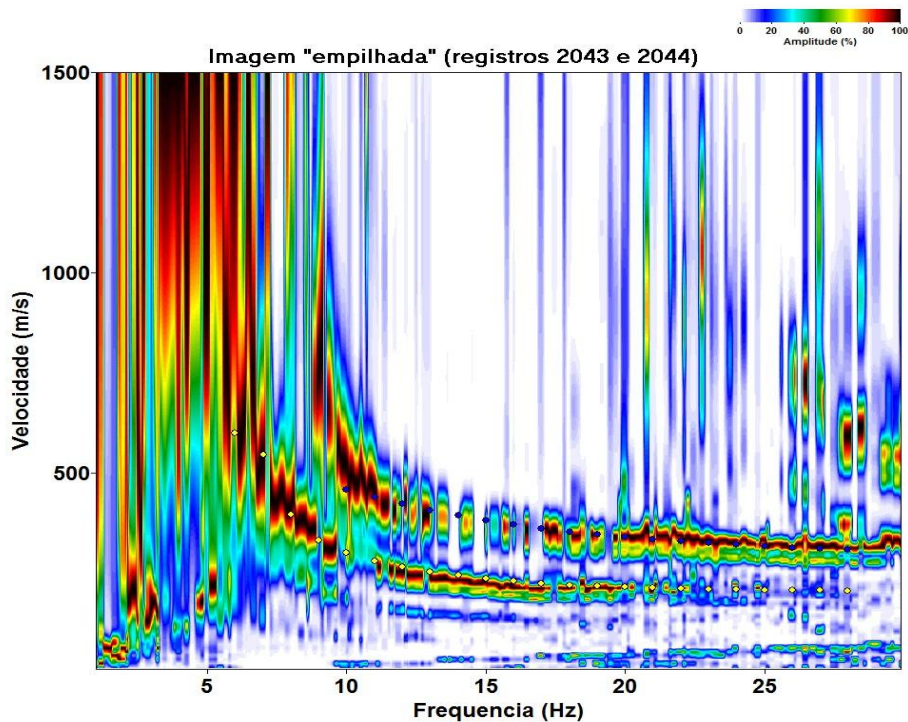


Figura 54: Imagem de dispersão empilhada e seleção dos pontos para as curvas de dispersão do modo fundamental (pontos amarelos) e primeiro modo superior (pontos azuis) para a inversão multimodal (referente à Figura 53).

Os resultados das inversões das curvas das Figuras 52, 53 e 54 são apresentados na Figura 55. Como correspondem às aquisições das bases 1 e 2 da seção sísmica 01, os resultados são apresentados com os resultados dos grupos 2 (base 1) e 3 (base 2). Para a base 1, o resultado obtido da inversão da curva do modo fundamental do dado de passiva é bastante semelhante aos obtidos das curvas dos dados de fonte ativa e com diferentes *offsets*, ou seja, apresenta pequena variação da velocidade até aproximadamente a profundidade de 10m, onde ocorre um aumento da velocidade até a segunda interface, por volta de 17m.

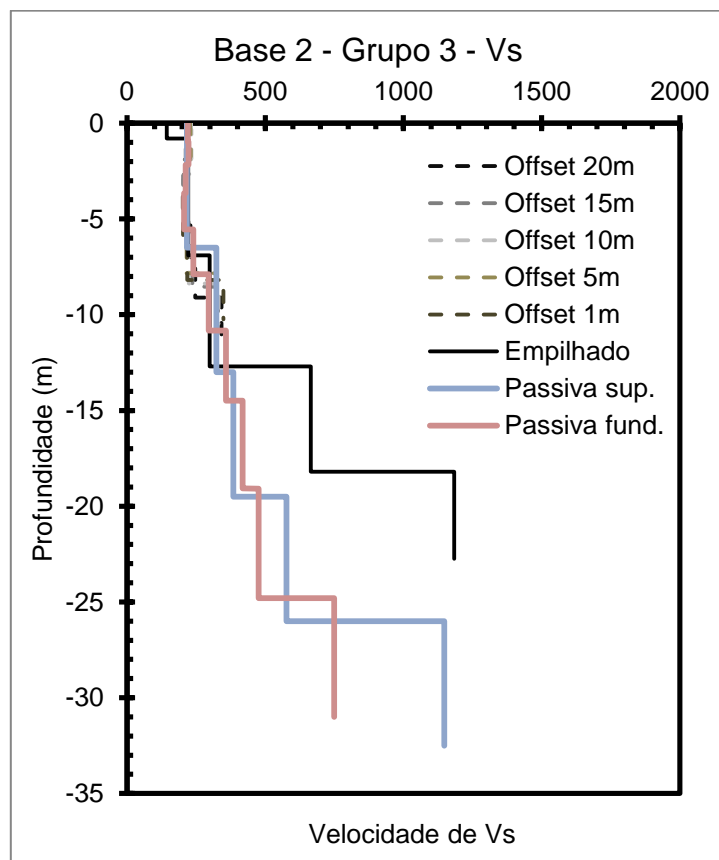
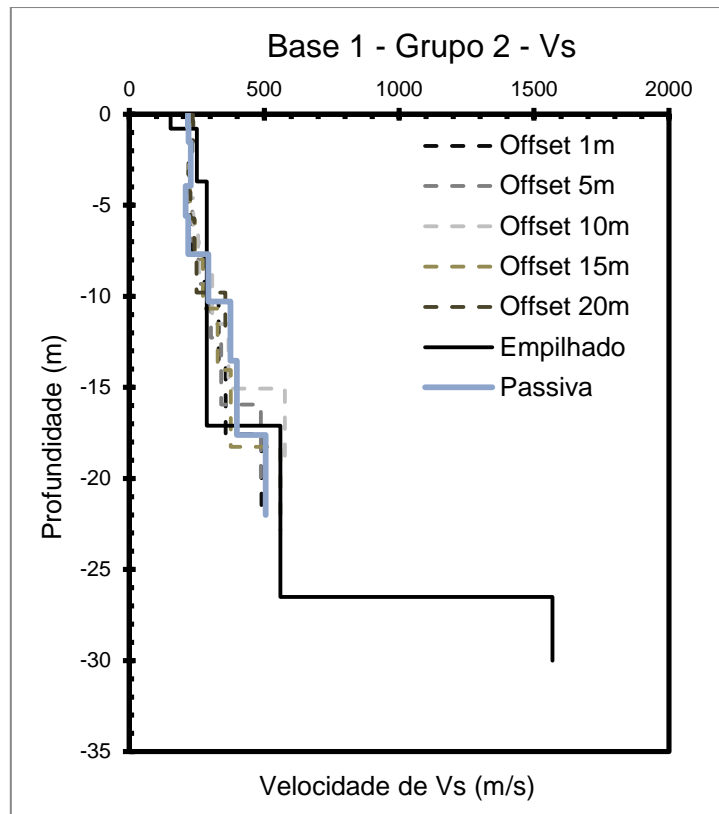


Figura 55 - Modelos de velocidades obtidos das inversões das curvas dos dados de fonte passiva.

Os resultados das inversões dos dados de passiva da base 2, tanto do modo fundamental quanto multimodal (fundamental mais primeiro superior), são semelhantes, com aumento crescente de velocidade de onda S a partir de 8m de profundidade. Apesar da diferença de valores de velocidades em relação aos da inversão dos dados empilhados anteriormente (offsets de 15m e 20m) é possível identificar a interface por volta de 17m. Também é possível verificar a compatibilidade com a interface por volta de 25m, presente nos resultados do grupo 2 – primeira base da seção sísmica.

Aproveitando-se dos diversos registros obtidos ao longo do arranjo de geofones que visaram ao tratamento tomográfico, fez-se a inversão das diversas curvas obtidas a partir de cada registro feito ao longo do arranjo (neste caso utilizando os dados obtidos com geofones de 14Hz). Através de interpolação e gridagem entre os modelos de velocidades obtidos chegou-se a uma seção de variação de velocidade das ondas S.

Os testes com o emprego de diferentes *offsets* já haviam mostrado que a variação desse parâmetro, para a área, não resultou em qualidades de imagens ou resultados de inversão discrepantes, assim optou-se por manter um *offset* mínimo de 13m por motivação teórica (Park et al, 2002), ou seja, para cada registro processado manteve-se este *offset* mínimo para a obtenção das curvas de dispersão através da eliminação de traços, apenas deixando variável os *offsets* máximos. A Figura 56 esquematiza a maneira como foi efetuado esse tratamento de dado.

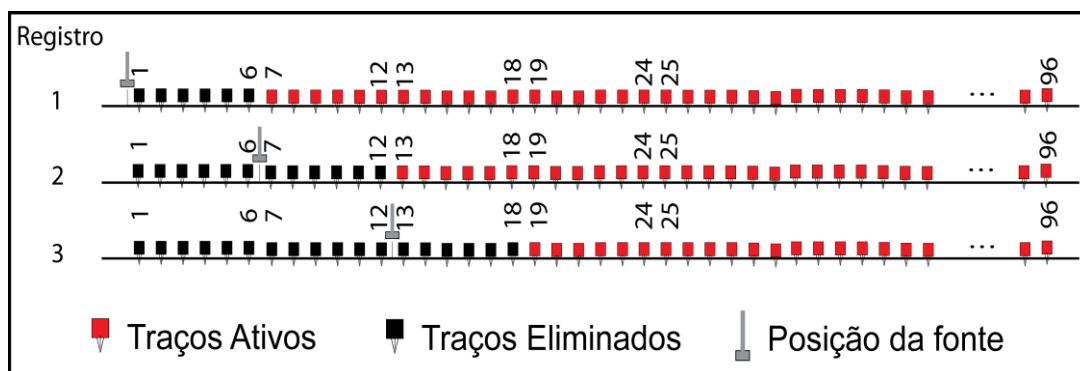


Figura 56: Esquematização do processo de remoção de traços.

O resultado dos modelos de Vs por profundidade obtidos da inversão e agrupados para compor uma seção 2D é apresentado na Figura 57.

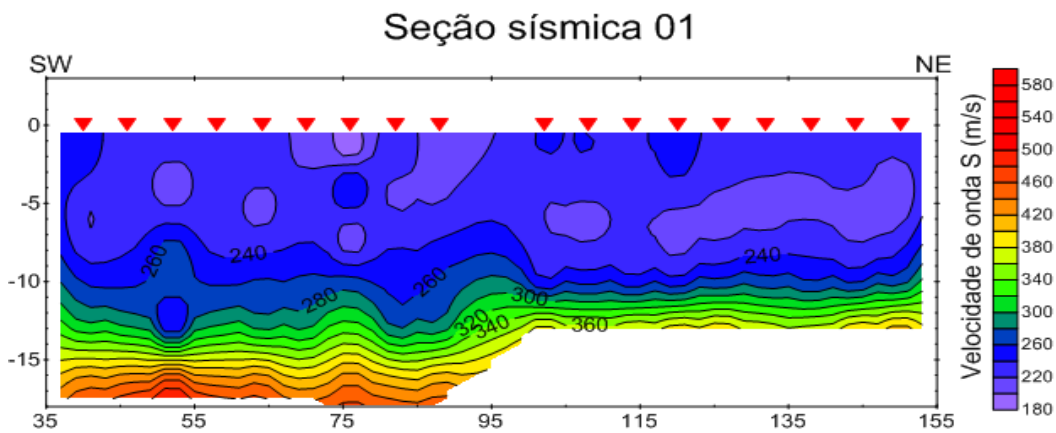


Figura 57: Seção de velocidade da onda S gerada a partir da interpolação dos modelos obtidos com o método MASW.

Pode-se observar a mudança clara na densidade das isolinhas de velocidades aproximadamente a 10m de profundidade que está associada à mudança de litologia, ou seja, à interface solo/arenito.

7.1.3 Integração dos resultados dos diferentes métodos geofísicos

A Figura 58 apresenta a integração de todos os resultados obtidos para a Área 1. A seção integrada permite um mapeamento mais completo do local. Algumas das informações são coincidentes entre os métodos, como por exemplo o mapeamento da primeira interface obtida através do método recíproco, o contorno de velocidade 1000m/s da tomografia e o trecho do perfil MASW com geofones de 14Hz. Também foram coincidentes as informações da segunda interface por volta de 25m, tanto com a tomografia como com o método MASW de 4,5Hz, marcando a presença do arenito mais são.

O método recíproco permitiu estimar a profundidade do basalto por volta de 65m, compatível com os resultados obtidos por métodos elétricos e eletromagnéticos (Couto Jr, 2015) nas proximidades da seção. Entretanto não foi possível mapear o comportamento do topo rochoso ao longo da seção.

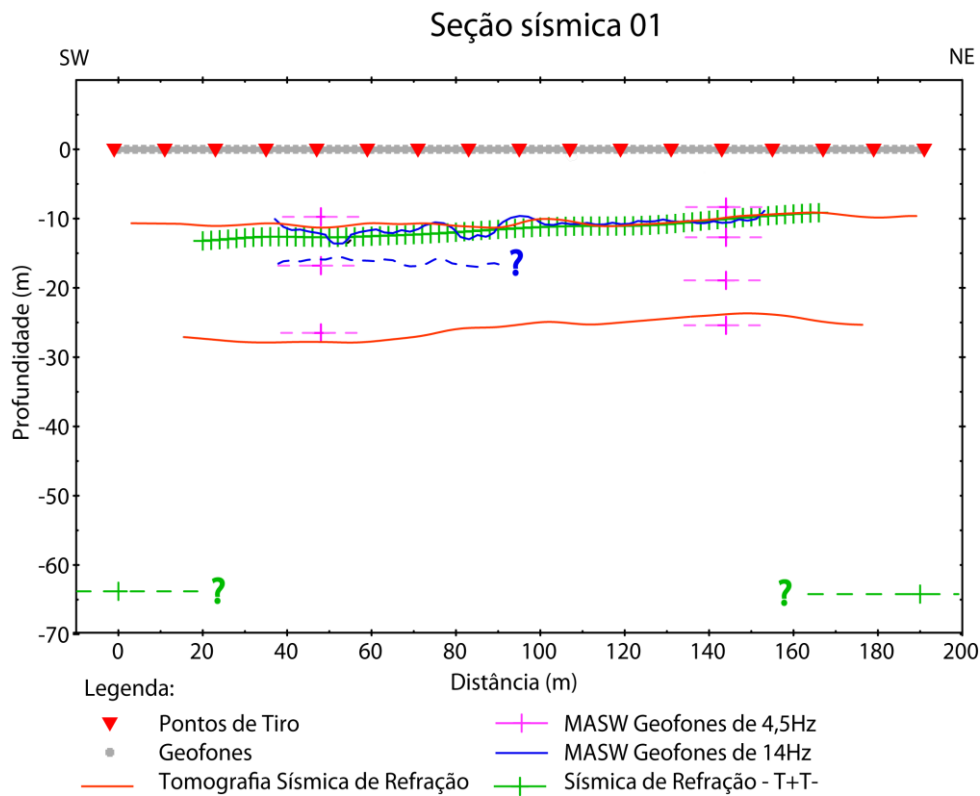


Figura 58: Seção integrada com os resultados das interpretações dos dados obtidos com os diferentes métodos geofísicos aplicados na área. Traço pontilhado tem continuidade inferida ao longo da seção.

Através do método MASW com geofones de 4,5Hz, foi possível mapear uma interface no pacote de arenito. Possivelmente associada à variações nas características petrofísicas do material, possíveis de caracterizar através do estudo da velocidade da onda S, porém não caracterizadas através do estudo da velocidade da onda P.

7.2 Área 2

7.2.1 Sísmica de refração

A seção sísmica 02 foi executada em uma área com variação de relevo, porém neste trabalho não foi aplicada nenhuma correção topográfica aos resultados, pois não foi realizado levantamento topográfico da linha sísmica. Na Figura 59A é apresentada a distribuição de raios (densidade de raios em cada célula do tratamento tomográfico) referentes à cada posição dos tiros dados ao longo da linha. Através da densidade de raios define-se quais os trechos onde o resultado da inversão deve ser mais confiável (maior densidade), ou seja, os valores de velocidades e as estruturas apresentadas.

A Figura 59B apresenta a distribuição das velocidades em subsuperfície. O aumento de velocidade nos horizontes mais superficiais, próximo a posição 240m está associado ao riacho que cruza a seção.

Assim como na seção sísmica 01, a interpretação da seção em termos das velocidades de propagação da onda P foi feita segundo 3 intervalos de velocidades:

- 400m/s à 1000m/s: engloba solos coluviais e residuais, com seu limite inferior variando entre 5 e 15 metros de profundidade ao longo da seção;
- 1000m/s à 2400m/s: engloba solos saprolíticos e/ou arenitos bastante alterados (saprólitos) e arenitos com aumento crescente de velocidade com a profundidade.
- Velocidades superiores à 2400m/s, de profundidade variável entre 12 e 25 metros, relacionadas ao arenito são.

Apesar de não identificar a interface do basalto da Formação Serra Geral, nota-se no início da seção uma tendência de aumento de velocidade que pode estar associada à presença do basalto nesta posição.

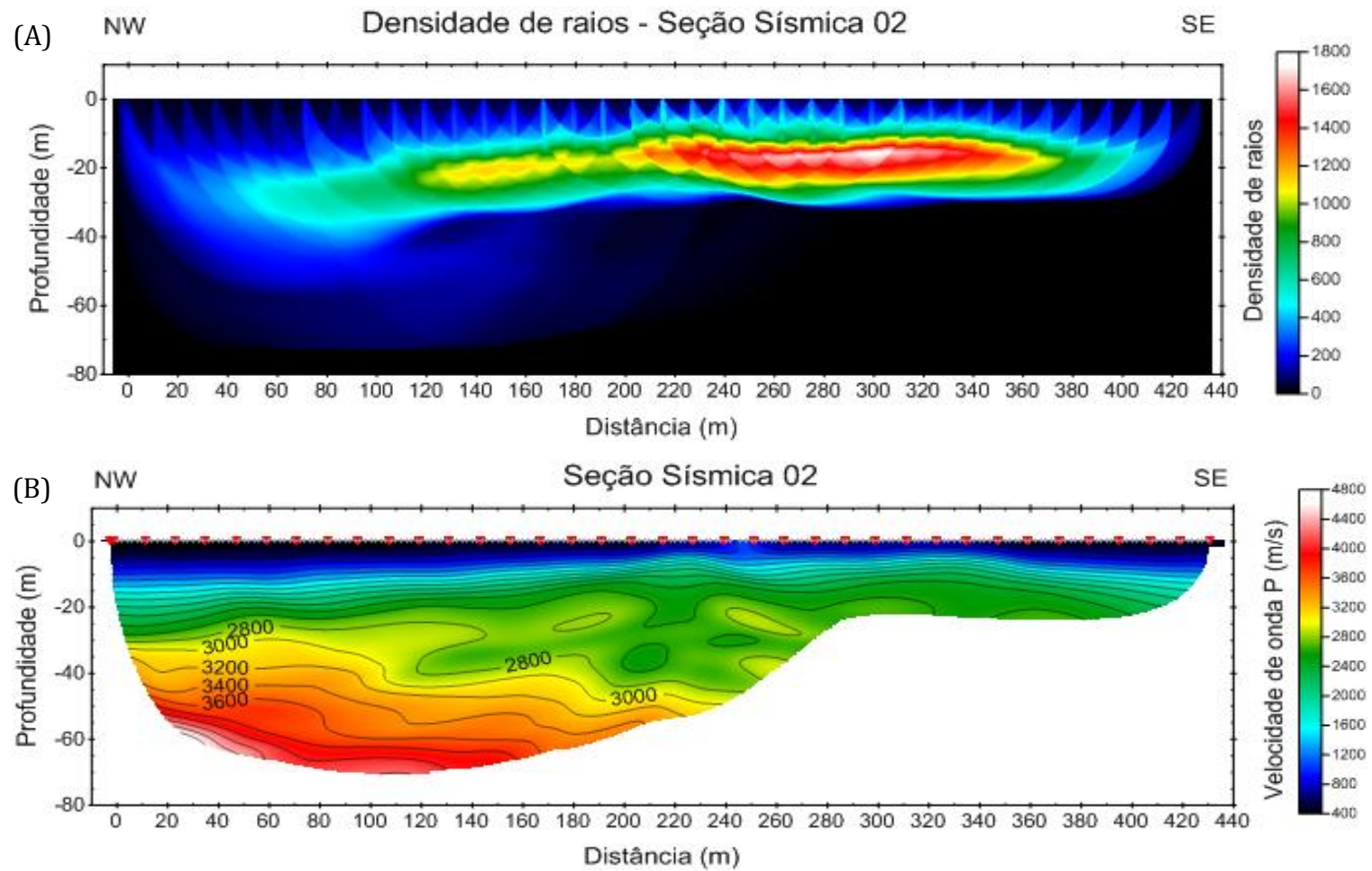


Figura 59: Distribuição dos raios sísmicos (A) e velocidades da onda P ao longo da seção sísmica 02 (B) obtidos através do software Rayfract

A Figura 60 apresenta o conjunto dos tempos de chegadas lidos (“picagem”) para os dados da seção sísmica 02 e os tempos de percursos calculados através da inversão desses dados. Foi possível notar a presença de um segundo refrator em alguns dos tiros, porém é necessário um conjunto maior de tiros para o emprego do método T+T- do segundo refrator.

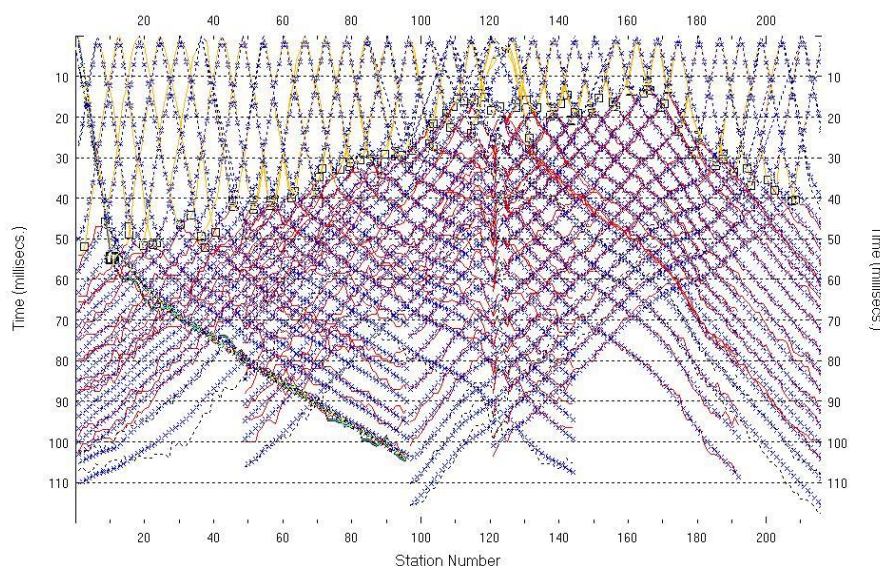


Figura 60: Identificação dos pontos de inflexão entre os tempos da onda direta e do primeiro refrator (o gráfico apresenta, sobrepostos, os tempos de chegadas da “picagem” e os tempos de percurso do modelo final determinado pela inversão dos dados da seção sísmica 02.

A Figura 61 apresenta a seção de distribuição de velocidades e as profundidades obtidas através do software Rayfract por meio do método T+T- (somente a profundidade da primeira interface).

Os resultados obtidos pelo método T+T- apresentam similaridade com a interface identificada no perfil da tomografia sísmica para essa profundidade, porém as velocidades se diferem. É possível observar clara diferença entre a velocidade obtida através do método T+T- e a velocidade obtida através da tomografia. A velocidade obtida para o método recíproco é mais verossímil dada a sua compatibilidade com o arenito – velocidades entre 2000m/s e 3000m/s – sendo assim compatível com a litologia da região. A diferença decorre do tratamento dado na inversão tomográfica, que considera sempre um aumento gradativo da velocidade com a profundidade.

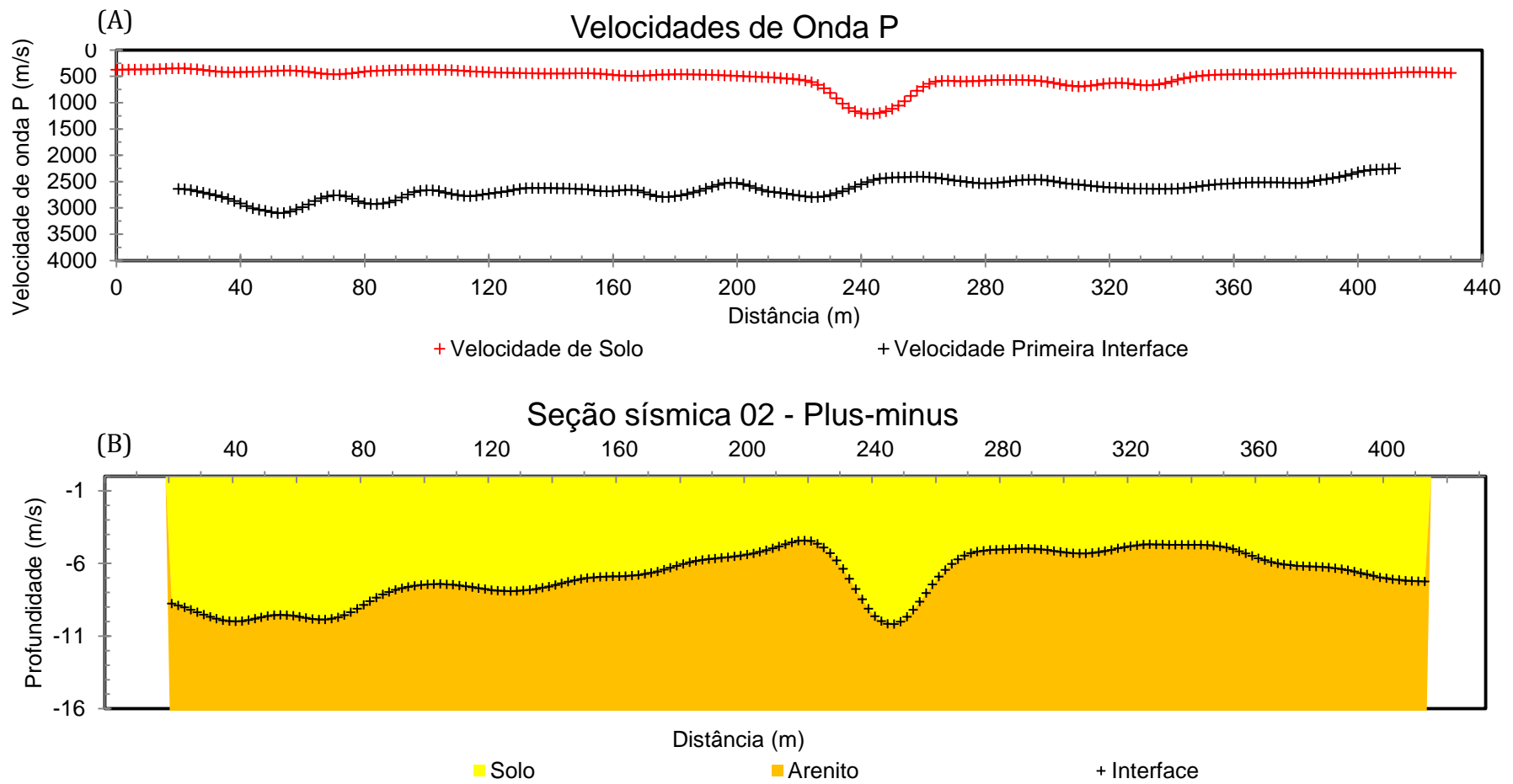


Figura 61: Distribuição das velocidades da onda P para a primeira e segunda camadas sísmicas identificadas nos dados da seção sísmica 02 (A).
 Comportamento do topo da interface sísmica identificada ao longo da seção sísmica 02 (B).

7.2.2 Análise multicanal das ondas Rayleigh (MASW)

A Figura 62 apresenta a posição dos tiros e das bases sísmicas para a aquisição com os geofones de 4,5Hz. Todos os pontos de tiro dessas bases (1 e 2) foram executados com *offset* mínimo de 20m. Foram executados ao todo três pontos de tiro, sendo um único tiro para a base 1 (T1) e dois para a base 2 (T2 e T3) situados em cada extremo da mesma.

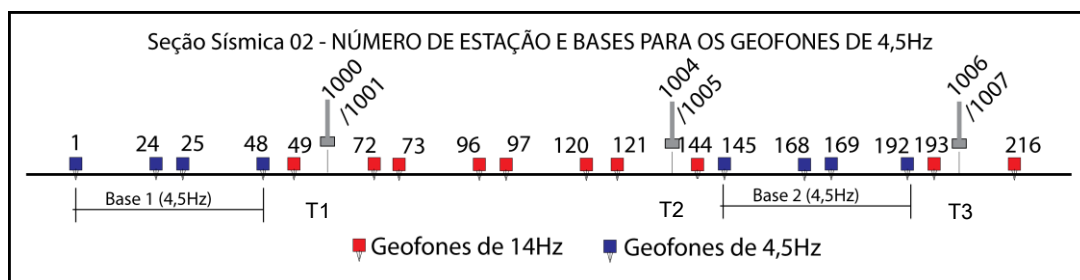


Figura 62: Posicionamento dos tiros, identificação dos tiros e posicionamento das bases com geofones de 4,5Hz na SS02

Em um levantamento ideal teríamos tiros externos ao primeiro e último geofones, porém no caso da seção sísmica 02, devido a limitações impostas pelo local (plantação de cana), o tiro externo em relação ao primeiro geofone não pode ser realizado.

As imagens de dispersão com as curvas de dispersão do modo fundamental extraídas para cada ponto de tiro são apresentadas na Figura 63. De modo geral, as imagens de dispersão da seção sísmica 02 apresentaram pior qualidade em relação às imagens de dispersão da seção sísmica 01, tanto para geofones de 4,5Hz como para os de 14Hz. Na ausência de fatores externos que poderiam interferir na qualidade do sinal, provavelmente essa piora seja em função das próprias características litológicas de cada local. Como pode ser observado na Figura 63A, entre os máximos de energia na faixa de frequências de 6Hz a 13Hz aproximadamente, existe uma lacuna de sinal (energia) para o modo fundamental. Neste trecho a curva foi inferida. Desta forma, na inversão obteve-se um modelo de velocidades que alcançou maiores profundidades, mas seu resultado deve ser analisado com restrição.

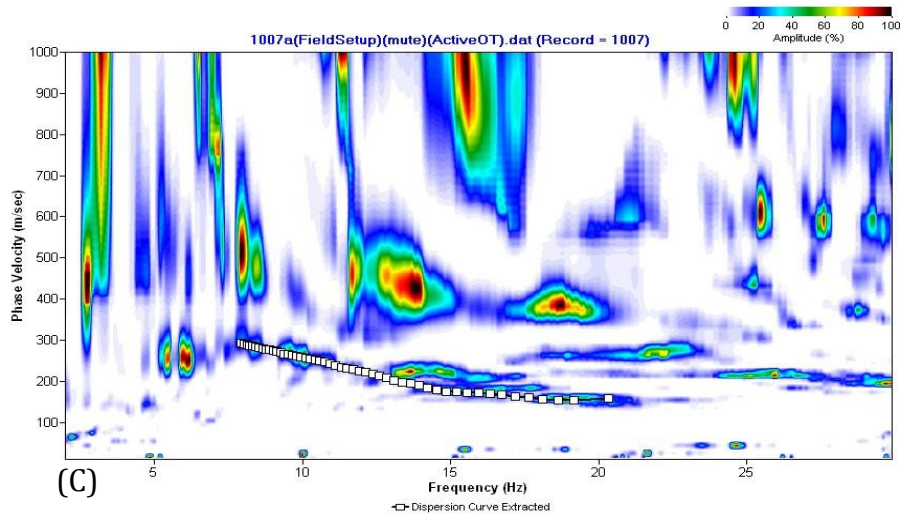
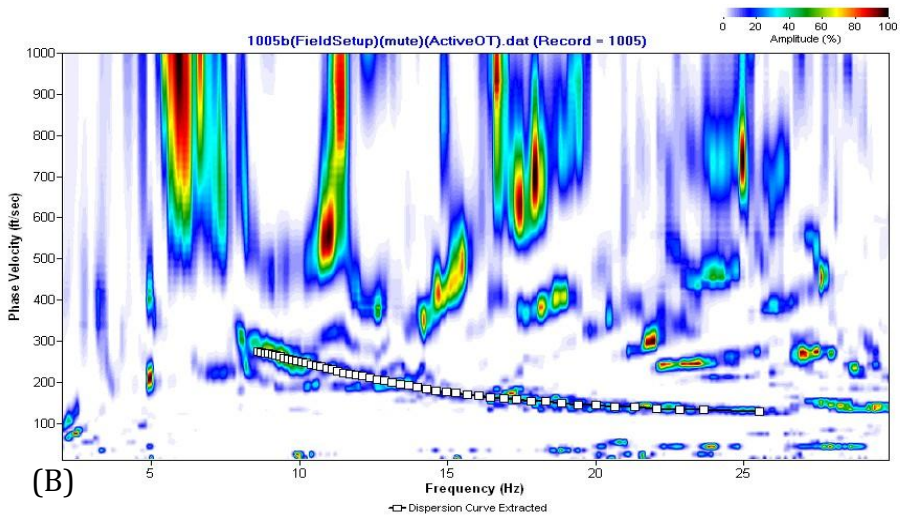
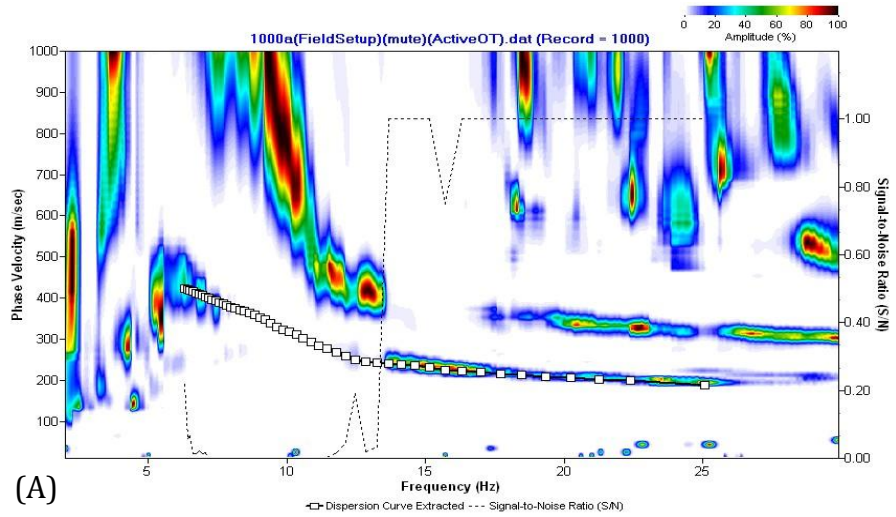


Figura 63: Imagens e curvas de dispersão obtidas dos dados dos tiros T1 da base 1 (A), T2 da base 2 (B) e T3 da base 2 (C).

Os modelos de velocidades obtidos das inversões das curvas da Figura 64 são apresentados na Figura 64.

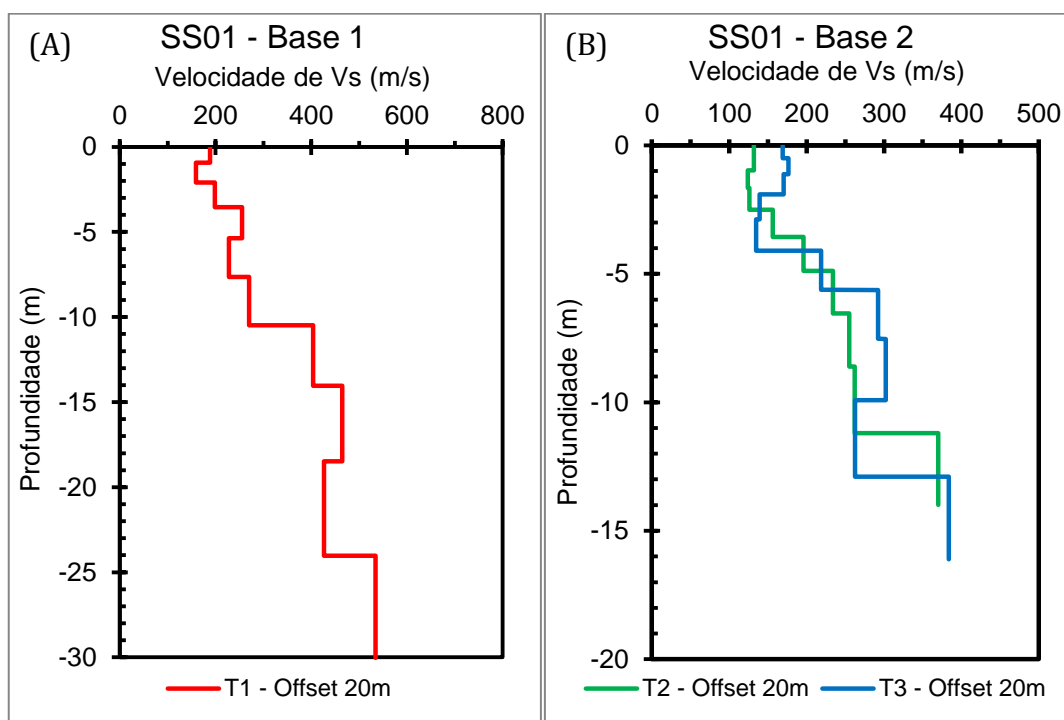


Figura 64: Modelos de velocidades obtidos das curvas da Figura 63.

O modelo geológico obtido possui 10 camadas. Porém, observando as velocidades obtidas nota-se que algumas dessas camadas tem velocidade da onda S muito semelhantes, ou seja, correspondem ao mesmo material geológico. Os resultados referentes à T2 e T3 (Figura 65B) correspondem a mesma base e ao mesmo ponto – posição 335m da seção sísmica 02 – local do centro do arranjo dessa base.

O modelo de velocidades da base 1 (Figura 65A) apresenta camadas mais profundas com velocidades menores que suas camadas superiores, porém essa inversão deve ser resultante do processo de ajuste da inversão e não a um aspecto litológico. Desse modo duas interfaces de variação de litologia podem ser definidas através da análise desse resultado:

- Solos coluviais e residuais até 10m aproximadamente com velocidades de V_s inferiores à 300m/s;
- Solos saprolítico e/ou arenitos bastante alterados (saprólitos) com velocidade por volta de 400m/s;

- Arenito são a partir de 23m de profundidade dada a imprecisão da velocidade do semi-espaço.

Os resultados da base 2 mostram um modelo de velocidades de menor profundidade do que o obtido para a base 1. Apresenta a interface entre solos residuais e solos saprolíticos e/ou arenitos bastante alterados por volta de 6m.

Assim como na seção sísmica 01, os dados obtidos na aquisição com geofones de 14Hz foram utilizados para obtenção de um perfil MASW. Porém na região central da seção os dados obtidos não apresentaram boa qualidade nas imagens de dispersão (Figura 65). Assim, apenas os dados que resultaram em boas imagens é que foram utilizados para a extração das curvas e inversão.

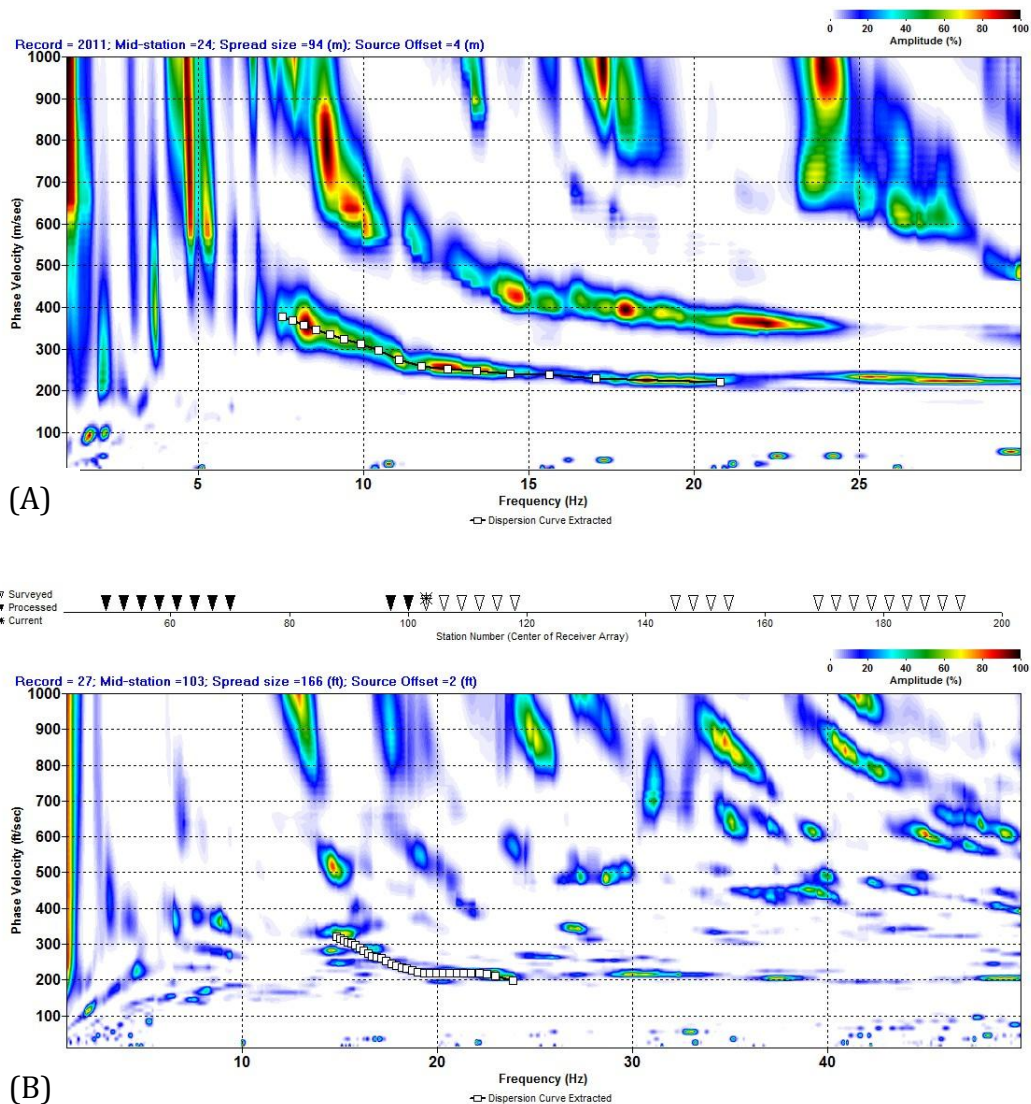


Figura 65: Exemplos de duas imagens de dispersão da Área 2 geradas a partir dos dados adquiridos com geofones de 14Hz, de boa razão sinal-ruído (A) e baixa razão sinal-ruído (B).

Com as boas imagens de dispersão foram obtidos dois trechos da distribuição de velocidade da onda S na seção. O resultado obtido é apresentado na Figura 66.

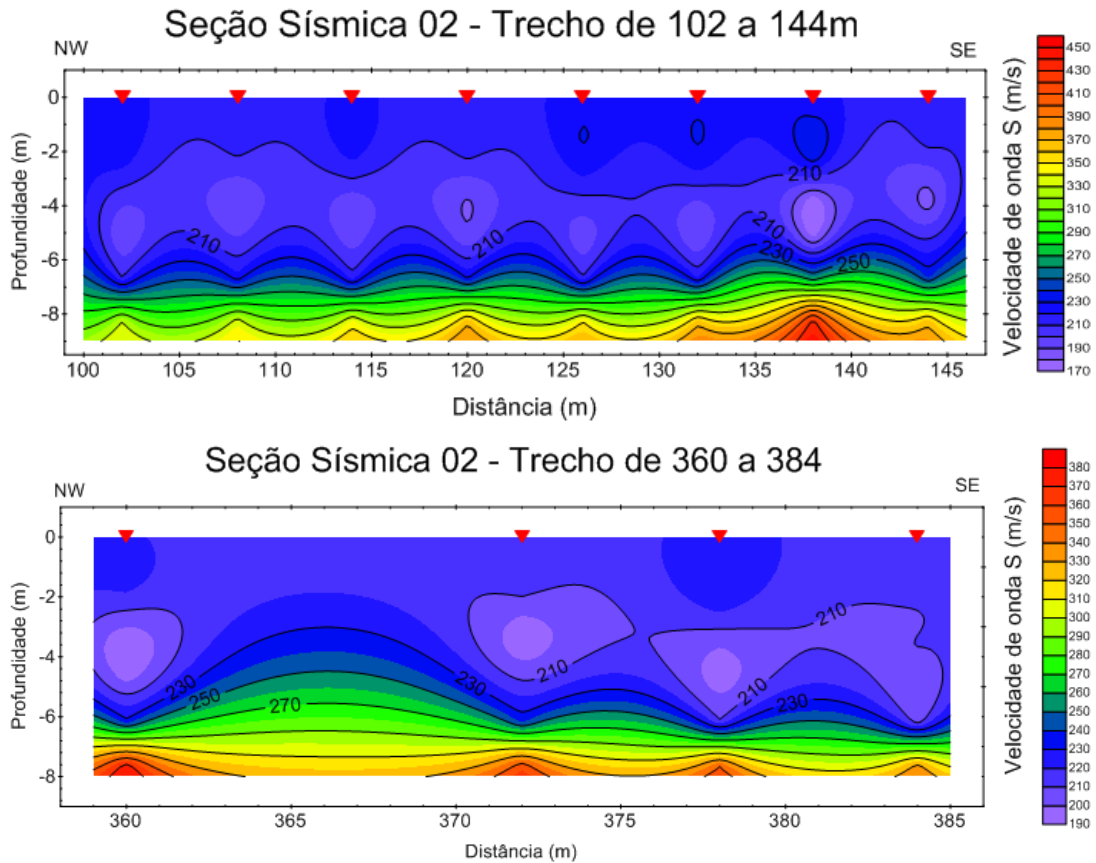


Figura 66: Seção de velocidade da onda S obtida a partir da inversão de diversas curvas e interpolação e gridagem entre os modelos para o primeiro (A) e segundo (B) trecho da seção 02.

Mesmo considerando a baixa densidade de dados para gerar a seção interpolada, nas duas seções obtidas somente é possível observar uma interface rasa, ainda associada a camada de solos. Nota-se um aumento significativo na densidade de linhas de isovalores de velocidades a partir de 6m de profundidade, o que deve representar uma alteração na compactação do solo nessa profundidade.

7.2.3 Sísmica de reflexão

A análise dos sismogramas de tiro da aquisição da Área 2 mostrou a ocorrência de um evento de reflexão, como indicado nos sismogramas da Figura 67.

Embora a análise de eventos de reflexão não estivesse no escopo deste projeto de pesquisa, essa observação levou à interpretação desse evento e à tentativa de se gerar uma seção empilhada para essa área. Nesse processo foi empregado o *software* Seismic Unix (COHEN & STOCKWELL, 2015).

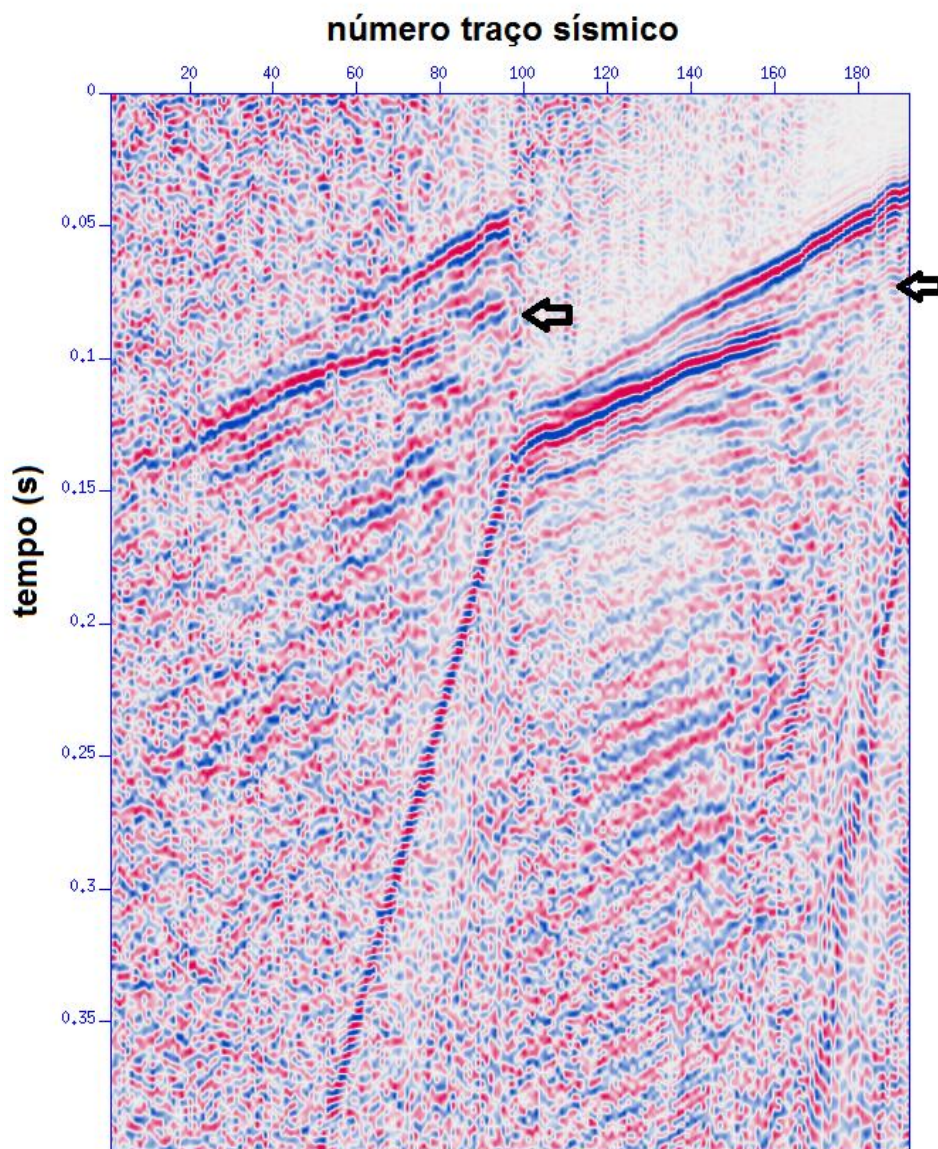


Figura 67: Dois conjuntos de tiros consecutivos com indicação do evento de reflexão (o intervalo entre traços é de 2m e cada conjunto tem 96 traços).

As etapas de processamento foram bem básicas. Na edição dos dados foram inseridas as informações de *offset* e valor CMP, este último associado à coordenada distância da linha sísmica, considerando-se a primeira posição da fonte sísmica como a de coordenada igual a zero.

O fluxograma de processamento compreendeu inicialmente o emprego de filtro f-k em todos os conjuntos de tiro visando à atenuação das ondas superficiais, mas os testes não deram bons resultados. Optou-se, então, pelo emprego de filtros passa-banda (30 Hz a 250 Hz) e em seguida filtro de silenciamento (*mute*) para eliminação dos eventos referentes as ondas superficiais que não foram filtrados.

Também foi aplicada a deconvolução *spiking* para melhoria da resolução do evento de reflexão.

A análise de velocidades foi realizada com o emprego de painel CVS (*Constant Velocity Stacking*), sendo que a melhor velocidade de empilhamento foi a de 2100 m/s.

As seções empilhadas (multiplicidade máxima de 31) em tempo e em profundidade são apresentadas na Figura 68. O evento indicado pelas setas vermelhas na Figura 68 está relacionado ao topo do basalto na área, cuja profundidade varia de 70 a 105 metros, aproximadamente. O "evento" mais raso e grosseiramente empilhado está relacionado às ondas refratadas, que não foram eliminadas dos conjuntos de tiro.

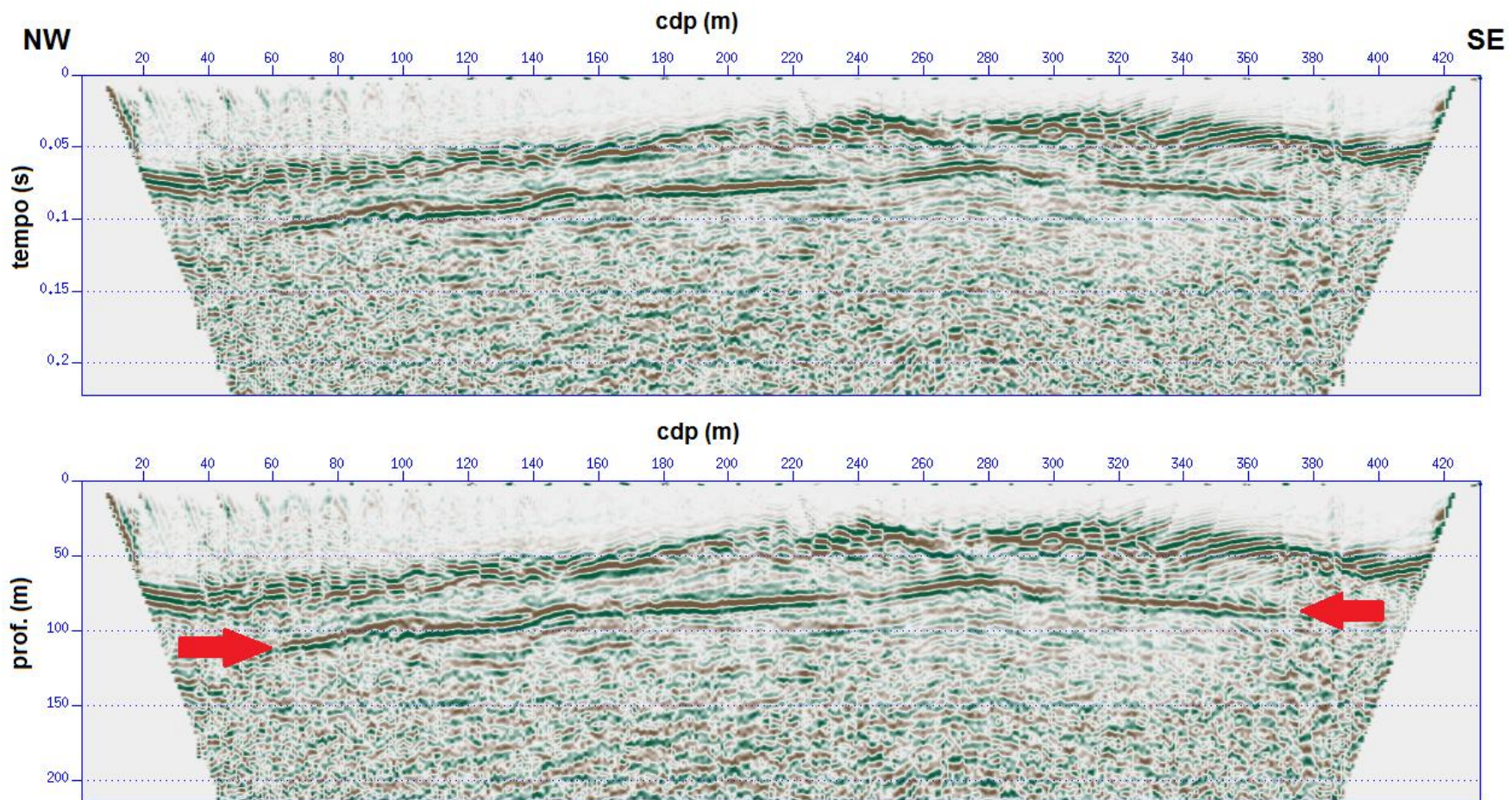


Figura 68 - Seções empilhadas em tempo (superior) e em profundidade (inferior).

7.2.4 Integração dos resultados dos diferentes métodos geofísicos

Assim como na seção sísmica 01, as informações dos diferentes métodos geofísicos, inclusive as de duas sondagens elétricas verticais (Couto Jr, 2015), foram integradas em uma única imagem (Figura 69).

A seção integrada permite um mapeamento mais completo do local. Algumas das informações são coincidentes entre os métodos como, por exemplo, a interface obtida através do método recíproco, o contorno de velocidade 1000m/s da tomografia e os dois trechos do perfil MASW com geofones de 14Hz. Nota-se também que o MASW gerou informações de interfaces tão rasas quanto às obtidas pelas SEV's (por volta de 4,5m de profundidade). A presença do arenito mais são também é marcada tanto com o MASW como através da tomografia.

O dado de reflexão permitiu a identificação do topo do basalto de forma contínua na seção. A SEV da posição 380 também foi capaz de identificar o topo do basalto, compatível com o resultado obtido pela sísmica de reflexão, mas de forma pontual.

Uma das interfaces mapeadas, porém, merece uma investigação geofísica mais detalhada. O adensamento das linhas de isovelocidades da onda P (Figura 59) por volta de 50m de profundidade sugerem uma interface que é incompatível com o topo do basalto (considerando o dado de reflexão). A sondagem elétrica vertical executada na posição 80m identificou também essa interface, interpretada como sendo a do basalto, incompatível, portanto, com o resultado da sísmica.

7.3 Razão V_p/V_s e Coeficiente de Poisson

Como o método da tomografia permite o estudo do comportamento da onda P em subsuperfície e o método MASW o estudo do comportamento da onda S, é possível obter a relação V_p/V_s e verificar o seu comportamento com a profundidade. A informação obtida para os horizontes mais rasos constitui uma importante ferramenta para estudos geotécnicos e de estabilidade de terreno.

Extraindo os valores da onda P da tomografia sísmica e com os valores obtidos através do método MASW com geofones de 14Hz, foi possível obter a razão V_p/V_s e conseqüentemente uma imagem do comportamento de Poisson tanto para seção sísmica 01 como para os trechos de velocidade da onda S da seção sísmica 02. O comportamento do coeficiente de Poisson obtido para seção sísmica 01 é apresentado na figura 70.

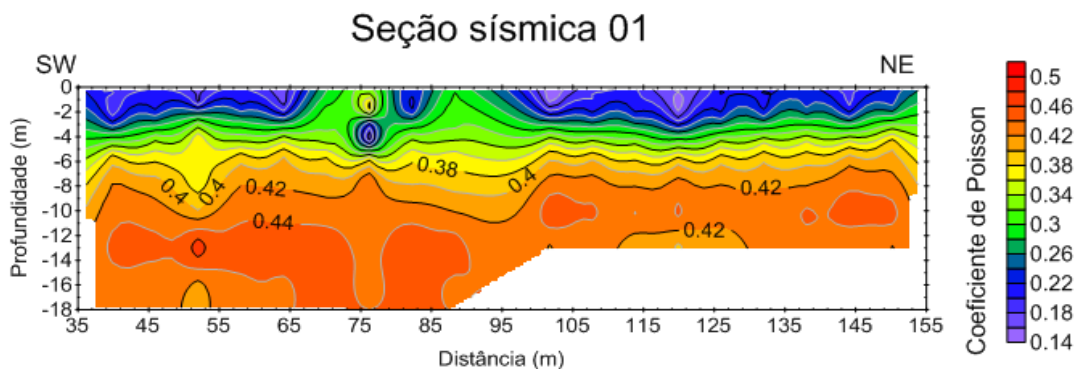


Figura 70: Comportamento do coeficiente de Poisson para a seção sísmica 01.

O mesmo procedimento foi adotado para os trechos da distribuição da velocidade da onda S da seção 2 e os resultados são apresentados na figura 71.

Teixeira & Godoy (2009), em discussão sobre fundações rasas, apresentam tabela com valores típicos do coeficiente de Poisson de solos brasileiros. Consideram valor de 0,2 para areias pouco compactas e 0,4 para areias compactas. Assim, podemos inferir neste estudo que a seção apresenta o contacto entre esses dois materiais, uma vez que os solos da região são tipicamente solos arenosos.

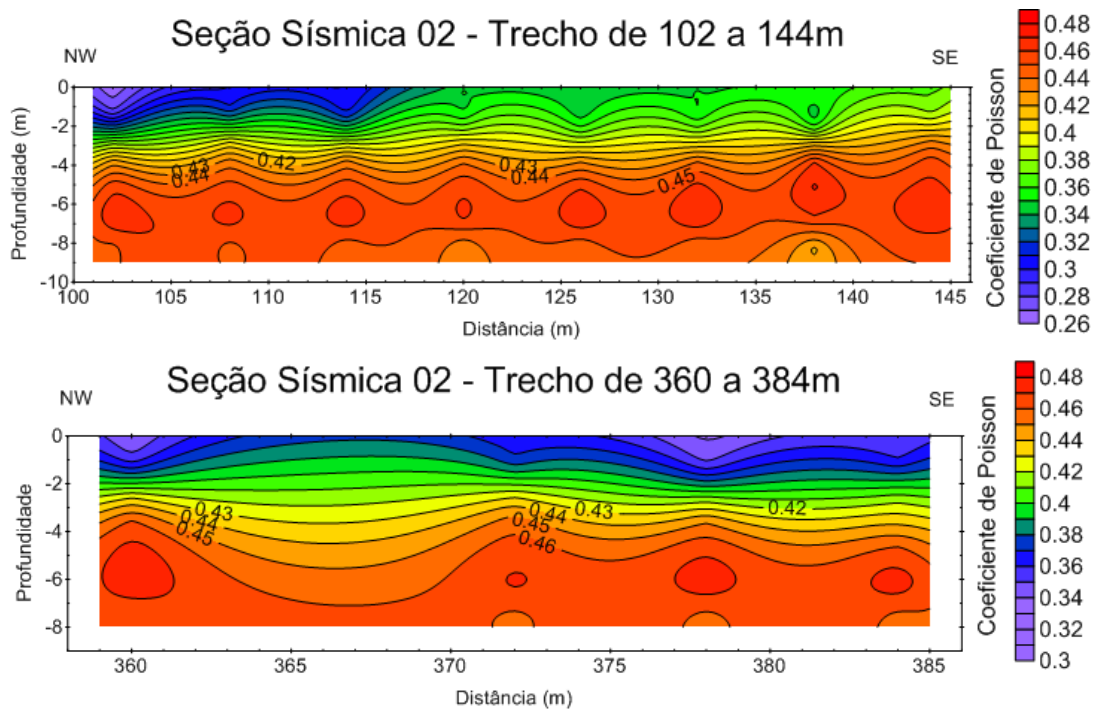


Figura 71: Comportamento do coeficiente de Poisson para o primeiro e segundo trecho da seção 02.

8. Comentários finais e conclusões

O emprego dos diferentes métodos sísmicos através de uma mesma aquisição tanto é possível como se mostra uma ferramenta importante na obtenção de um modelo de subsuperfície mais completo. Da experiência deste projeto de pesquisa, informações mais rasas obtidas pelo MASW, de profundidades intermediárias obtidas através da sísmica de refração e também mais profundas (como no caso da sísmica de reflexão na Área 2) se confirmaram e/ou se complementaram, dependendo do caso.

Esta pesquisa também pode ser classificada como importante no aspecto metodológico, uma vez que a integração de métodos de uma mesma aquisição é pouco difundida no Brasil.

Em termos de equipamentos, os geofones de 14Hz se mostraram eficazes, obtendo bons registros para o emprego dos métodos de sísmica de refração, MASW e também de reflexão. Com o emprego dos geofones de 4,5Hz, o método MASW permitiu o mapeamento de maiores profundidades, porém ainda inferiores às obtidas com a sísmica de refração, atestando a importância da integração dos métodos.

Sobre os aspectos específicos dos métodos utilizados, vale ressaltar a importância de se testar diferentes *offsets* para a aquisição MASW. No âmbito dessa pesquisa, não houve influência clara em relação a um *offset* específico, porém nota-se que para determinadas regiões a razão sinal/ruído foi comprometida.

O método MASW através de fonte passiva se mostrou muito interessante, pois propiciou a obtenção de modelos de velocidades que alcançaram maiores profundidades comparativamente aos obtidos com fonte ativa. Mesmo que o arranjo linear em alguns casos gere resultados falsos por considerar a projeção do campo em uma única direção, a aquisição simultânea permite uma análise completa e integrada obtendo resultados coerentes no mapeamento das interfaces.

A tomografia sísmica de refração mostrou-se eficaz também na identificação de interfaces e suas profundidades, mas apresenta maior incerteza na determinação das reais velocidades. Os métodos recíprocos apresentam maior confiabilidade nesse sentido, auxiliando até mesmo na identificação de interfaces e suas correlações com a litologia.

A integração da tomografia de ondas P e MASW permite também a análise e mapeamento das variações do coeficiente de Poisson dos horizontes mais rasos, importante ferramenta para a geotecnia em projetos de fundações rasas.

9. Referências Bibliográficas

ALDRIDGE, D.F., OLDENBURG, D.W., 1992 – Refractor imaging using an automated wavefront reconstruction method. *Geophysics* 57, 378-385.

ALMEIDA, V.T.X., 2013 – Tomografia sísmica de superfície: modelagem direta calculando as trajetórias de ondas refratadas. Dissertação de mestrado. Universidade Federal Fluminense. Pp.1-98.

ARDITO, J. C., 2013. – O uso do método de análise de ondas superficiais empregando fontes passivas e ativas. Dissertação de mestrado. Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Pp. 1-98.

BALLARD JR, R.F. 1976. Method for Crosshole Seismic Testing. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, v.102, n.12, p.1261-1273

BARRY, K.M., 1967 – Delay time and its application to refraction profile interpretation. In *Seismic Refraction Prospecting*, A. W. Musgrave, pp. 348-62. Tulsa: Society of Exploration Geophysics.

BARTHELMES, A.J., 1946. Application of continuous profiling to refraction shooting. *Geophysics* 11, p24-42.

BEXFIELD, C.E., MCBRIDE, J.H., PUGIN, A.J.M., RAVAT, D., BISWAS, S., NELSON, W.J., LARSON, T.H., SARGENT, S.L., FILLERUP, M.A., TINGEY, B.E., WALD, L., NORTHCOTT, M.L., SOUTH, J.V., OKURE, M.S., CHANDLER, M.R., 2006. Integration of P- and SH-wave high-resolution seismic reflection and micro-gravity techniques to improve interpretation of shallow subsurface structure: New Madrid seismic zone. *Tectonophysics*. v.20, p5-21.

BOKHONOK, O., 2010 – Sísmica de reflexão rasa multicomponente: Aquisição e inversão de tempos de trânsito e amplitudes. Dissertação de Mestrado. Instituto de

Astromia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Pp.1-162.

BUTLER, D.K, CURRO JR, J.R., 1981. Crosshole seismic testing—Procedures and pitfalls. *GEOPHYSICS*,v.46, n.1, p23-29.

CAMPAÑA, J.D.R., 2015. Mapeamento de aquíferos sedimentares e fraturados na Bacia do Paraná por meio da técnica de caminhamento TDEM, usando Tx-fixo e Rx-móvel. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Pp.1-158.

CHRISTENSEN, N.I., WILKENS, R.H., BLAIR, S.C., CARLSON, R.L., 1980 – Seismic velocities, densities, and elastic constants of volcanic breccias and basalt from deep sea drilling project leg 59. *Initial reports of the deep sea drilling project*, v.LIX. p.515.

COHEN, J.K., STOCKWELL, J.W., 2015 – Seismic Unix project. Colorado School of Mines.

CONEGO Jr., D., 2012. Estudo hidrogeológico na região de Urupês-SP por meio do Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM). Trabalho de Graduação. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

COUTO Jr., M.A., 2015. Caracterização hidrogeológica na região de Termas de Ibirá, Bacia do Paraná, por meio de inversão conjunta 1D de sodagens TDEM/SEVs. Dissertação de mestrado. Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Pp.1-166.

DOLL, W.E., MILLER, R.D., XIA, J. 1998 – A noninvasive shallow seismic source comparison on the Oak Ridge Reservation, Tennessee. *Geophysics*, v.63, n.4, p. 1318-1331.

DUFOUR, J., FOLTINEK, D.S., 1996 – The plus-minus time analysis method and

its implementation. Crewes research report, v.8, 34p.

FABIEN-OUELLET, G., FORTIER, R., 2014. Using all seismic arrivals in shallow seismic investigations. *Journal of Applied Geophysics*. v.103. p.31-42.

FEROCI, M.; ORLANDO, L.; BALIA, R.; BOSMAN, C.; CARDARELLI, E.; DEIDDA, G. 2000 – Some considerations on shallow seismic reflection surveys. *Journal of Applied Geophysics*, v.45, p.127-139.

FOTI, S., 2000 – Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves. Tese de doutorado. Politecnico de Torino. Pp. 1-229

FOTI, S., 2003 – Surface wave methods for soil characterisation. UPC Barcelona. Pp 1-45.

FOTI, S., LAI, C.G., RIX, G.J., STROBBIA, C., 2014 – Surface wave methods for near-surface site characterization. CRC Press, 487pp.

FOWLER, C. M. R., 2005 – The solid earth: An introduction to global geophysics. Cambridge University Press, 2ed, 685p.

GARDNER, L.W., 1939 – An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting. *Geophysics* 14, p.29-38.

GARDNER, L.W., 1949 – Seismograph determination of salt-dome boundary using well detector deep one dome flank. *Geophysics* 14, 29-38.

GARDNER, L.W., 1967 – Refraction seismograph profile interpretation, in Musgrave, A.W., *Seismic refraction prospecting*. SEG, 338-347.

GEBRANDE, H., MILLER, H., 1985 – Refraktionssesmik (in German). In *Angewandte Wissenschaften II*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, pp.226-260. In Jansen, S., 2010.

GUY, E.D., NOLEN-HOEKSEMA, R.C., DANIELS, J.J., LEFCHIK, T., 2003. High-resolution SH-wave seismic reflection investigations near a coal mine-related roadway collapse feature. *Journal of Applied Geophysics*. v.54. p.51-70.

HAGEDOORN, J. G., 1959 – The plus minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting*, 25p.

HALES, F.W., 1958 – An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines. *Geophysical Prospecting* 6, 285-314.

HAWKINS, L.V., 1961 – The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations. *Geophysics*, v.26, p.806-819.

HERBST, R.; KAPP, I.; KRUMMER, H.; LÜCK, I. 1998 – Seismic sources for shallow investigations: A field comparison from Northern Germany. *Journal of Applied Geophysics*, v. 38, p. 301-317.

HERZIG, R.L., 2003. Integração das técnicas de refração e reflexão sísmica rasa aplicada aos estudos de barragens – UHE Piraju II. Dissertação de mestrado. Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

JAGER, R., MANN, J., HÖCHT, G., HUBRAL, P., 2001. Common-reflection-surface stack: Image and attributes. *Geophysics*, v.66, n.1, p.97–109.

JANSEN, S. 2010. Parameter investigation for subsurface tomography with refraction seismic data. Dissertação de mestrado – Faculty of Science University of Compenhagen. p 123

KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. 2002 – An introduction to geophysical exploration, Oxford. Blackwell Publishing, 262 f.

KEISWETTER, D.A., STEEPLES, D.W. 1995 – A field investigation of source parameters for the sledgehammer. *Geophysics*, v.60, n.4, p. 1051-1057.

KNAPP, R.W., STEEPLES, D.W. 1986- High-resolution common depth point seismic reflection profiling: instrumentation. *Geophysics*, v.51, n.2, p.276-282.

LECOMTE, I., GJOYSTDAL, H., DAHLE, A., PEDERSEN, O.C. 2000. Improving modelling and inversion in refraction seismics with a first-order Eikonal solver. *Geophysical Prospecting*, vol.48, pp 437-454.

LIMA Jr., S. B., 2007. O emprego das ondas Rayleigh visando a caracterização geotécnica de solos superficiais de encosta em uma área teste em Ubatuba, Dissertação de Mestrado na Universidade de São Paulo, pp 1-26.

LIMA Jr., S.B., PRADO, R.L., MENDES, R.M., 2012. Application of multichannel analysis of surface waves method (MASW) in an area susceptible to landslide at Ubatuba city, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, vol 30, pp 214-224.

LOPES, I., STROBBIA, C., SANTOS, J., ALMEIDA, I., 2000. O estudo das ondas sísmicas superficiais como método de caracterização dinâmico de solos. Pp 1-4.

LOUIE, J.N., 2001 – Faster, better: Shear wave velocity to 100m depth from refraction microtremor arrays: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v.9, 347-364.

MAYNE, W.H. (1962). Common reflection point horizontal data stacking techniques, *Geophysics* 27, 6, 927–938

MCMECHAN, G.A., YEDLIN, M.J., 1981. Analysis of dispersive by wave field transformation. 13p.

MILANI, E.J., MELO, J.H.G., SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *BGP*, vol.15, no.2, pp 265-287.

MILLER, R.D., PULLAN, S.E., WALDNER, J.S., HAENI, F.P. 1986 – Field comparison of shallow seismic sources. *Geophysics*, v.51, n.11, p. 2067-2092.

MILLER, R.D., PULLAN, S.E., STEEPLES, D.W., HUNTER, J.A. 1992 – Field comparison of shallow seismic sources near Chino, California. *Geophysics*, v.57, n.5, p. 693-709.

MILLER, R.D., PULLAN, S.E. STEEPLES, D.W., HUNTER, J.A. 1994. Field Comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas. *Geophysics*, v.59, n.11, p. 1713-1728.

OSYPOV, K., 1999 – Refraction tomography without ray tracing. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*. SEG, v.18, n.1, p.1283-1286.

PALMER, D., 1980. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics*, v.46, n.11, p.1508-1518.

PARK, C.B, MILLER, R.D., 2008 – Roadside passive multichannel analysis of surface waves (MASW). *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v.13, n.1, pp.1-11.

PARK, C.B., MILLER, R.D., MIURA, H., 2002 – Optimum field parameters of an MASW survey [Expanded Abstract]. *SEG-J*, Tokyo.

PARK, C. B., MILLER, R. D., XIA, J., 1998 – Imaging dispersion curves of surface waves on mult-channel record.

PARK, C.B, MILLER, R.D., XIA, J., IVANOV, J. 2007. Multichannel analysis of surface waves (MASW) – active and passive methods. *The Leading Edge*. European Association of Geophysics Exploration. Pp. 1-6.

PODVIN, P., LECOMTE, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysics J. Int*, 105, p. 271-284.

PORSANI, J.L., 2012. Mapeamento de zonas de fraturas em basaltos da formação Serra Geral, Bacia do Paraná, através da integração de dados geofísicos (eletrorresistividade, sondagens TDEM, sísmica multicomponente e GPR): Aplicação em hidrogeologia. Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Pp. 1-23.

PORSANI, J.L., 2014 – CNPq – Projeto PVE – Pesquisador Visitante Especial – Processo 406653/2013-5 – Inversão de dados sísmicos e eletromagnéticos visando ao aprimoramento da caracterização da subsuperfície rasa.

PRADO, R.L. 2000 – A sísmica de reflexão rasa e o radar de penetração no solo na investigação geológico-geotécnica em ambientes urbanos. Um estudo na cidade de São Paulo-SP, Brasil. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 177 p.

PULLAN S.E., MacAULAY, H.A. 1987 – An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. *Geophysics*, v.52, n.7, p.985-996.

REYNOLDS, J., 2011 – An introduction to applied and environmental Geophysics, Wiley & Sons, 712p.

RICHART, F. E., HALL, J. R., WOODS, R. D. 1970 – Vibrations of soils and Foundations. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 414 p.

RUIZ, D.M.G., 2014. Ensaio de sísmica rasa multicomponente em Termas de Ibirá/SP. Trabalho de Graduação. Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Pp 1-47.

SHEARER, P. M., 2009 – Introduction to seismology. Cambridge University Press, 2ed, 396p.

SHEEHAN, J.R, DOLL, W.E, MANDELL, W.A., 2005. An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. *JEEG*, vol. 10, pp 21-34.

SILVA, A.J.P., LOPES, R.C., VASCONCELOS, A.M., BAHIA, R.B.C., 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. Em: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, 2003.

SLOAN, S. D., NOLAN, J. J., BROADFOOT, S.W., MCKENNA, J.R., METHENY, O. M., 2013. Using near-surface seismic refraction tomography and multichannel analysis of surface waves to detect shallow tunnels: A feasibility study. *Journal of Applied Geophysics* 99, pp 60-65.

STEFANI, J., 1995 – Turning ray tomography. *Geophysics*, v.60, n.6, p. 1917-1929.

STEWART, R.R, GAISER, J.E., BROWN, J., LAWTON, D.C., 2003.”Converted-wave seismic exploration: Applications.” *GEOPHYSICS*,v.68, n.1, p.40-57.

STOKOE, K.H., WRIGHT, S.G., BAY, J.A., ROESSET, J.M., 1994 – Characterization of geotechnical sites by SASW method. Technical Review: Geophysical Characterization of Sites, ISSMFE Technical Committee 10, Oxford Publishers, New Delhi, 15-25.

STROBBIA, C. 2002 – Surface waves methods. Acquisition, processing and inversion. Politecnico de Tornio. 317p.

TARRANT, L.H., 1956 – A rapid method of determining the form of a seismic refractor from line profile results. *Geophysics Prospection* 4, 131-9.

TAILLANDIER, C., DELADERRIÈRE, N., THEROND, A., MEUR, D.L., 2011 – First arrival travelttime tomography – when simpler is better. 73rd EAGE Conference and Exhibition. Extended abstract.

TELFORD, W. M., GELDART,L. P., SHERIFF, R. E., 1990 – Applied geophysics. Cambridge University Press, 2ed, 744p.

TEIXEIRA, A.H., GODOY, N.S., 1998 – Análise, projeto e execução de fundações rasas. Cap. 7 em HACHICH, W., FALCONI, F. F., SAES, J. L., FROTA, R. G. Q., CARVALHO, C. S., NIYAMA, S. Fundações teoria e prática. Editora Pini. 2ª Edição. 758p.

THORNBURGH, H.R., 1930 – Wavefront diagrams in seismic interpretation. Bull A.A.P.G. 14, 185-200.

WARDELL, J., 1970 – A comparison of land seismic sources. Geoexploration, v.8, p.205-229.

WATANABE, T., MATSUOKA, T., ASHIDA, Y. 1999. Seismic traveltime tomography using Fresnel volume approach. Society of Exploration Geophysics. Pp. 1-4.

WHITE, D.J., 1989 – Two-dimensional seismic refraction tomography. Geophysical Journal International, v.97, n.2, 223-245.

XIA, J., MILLER, R.D., PARK, C.B., 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. Geophysics, v.64, n.3; p.691-700.

XIA, J. H., MILLER, R. D., PARK, C. B., TIAN, G., 2003. Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes: Journal of Applied Geophysics. v.52, p.45-57.

YILMAZ, O., CLAERBOUT, J.F., 1980. Prestack partial migration. Geophysics, 45(12), 1753-1779.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. Em: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). Interior cratonic basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 681-708.