



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências - IG

**Monitoramento de barragens utilizando sísmica passiva:
um estudo a partir de modelos sintéticos**

Guilherme Zakarewicz de Aguiar

Orientadora: Susanne Tainá Ramalho Maciel

Brasília, 21 de Maio de 2021

Guilherme Zakarewicz de Aguiar

**Monitoramento de barragens utilizando sísmica passiva:
um estudo a partir de modelos sintéticos**

Monografia submetida ao curso de graduação em Geofísica da Universidade de Brasília como requisito para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Orientadora: Susanne Tainá Ramalho Maciel

Brasília, 21 de Maio de 2021

Agradecimentos

Agradeço a Deus e a todo o maior que me acompanha pelas oportunidades, pela saúde e pela vida que me foi dada. Não posso deixar de demonstrar minha gratidão a todos que contribuíram para que eu pudesse chegar aqui.

Agradeço à minha família, que sempre me apoiou e incentivou o estudo acima de tudo. À minha mãe, Maria Elisabeth Zakarewicz, por sempre me ensinar os melhores valores de honestidade, humildade e amor a Deus. Por ter aberto mão dos seus próprios sonhos para cuidar dos seus filhos. Ao meu pai, Farid Wilson de Aguiar, por ter instigado desde cedo minha curiosidade. Por ter trabalhado durante muito tempo em três turnos diários para garantir a estabilidade em seu lar. Ao meu irmão, Mateus Zakarewicz de Aguiar, por ser meu anjo da guarda, mesmo em um país do outro lado do mundo. *In memoriam* a Paulo Roberto Zakarewicz, a quem guardo profundo carinho, respeito e saudade.

À minha companheira de curso e de vida, Luísa Lins, por toda a cumplicidade, por iluminar minha rotina durante todo este caminho. Pessoa com quem compartilho meus planos e sonhos. Por todas as vezes que me fez sorrir e superar as dificuldades. Te amo!

Agradeço por todas as amizades que fiz e que me ajudaram a alcançar este objetivo. Em especial, não posso deixar de citar nomes como Pedro Simon Antonius, primo que me acompanha como melhor amigo desde meus 22 dias de vida; Gabriel Lins e Caroline de Melo Ferreira, com quem compartilho incontáveis momentos de felicidade e descontração; Elizabeth Lins e Edson Ferreira Lins, pelo acolhimento e afeição que sempre recebi.

À minha orientadora, Susanne Maciel, por todo o apoio, paciência e ajuda desprendida durante a orientação deste e de outros trabalhos. Uma grande pesquisadora que ama ensinar, é um privilégio ser seu aluno.

Ao doutorando Jahiro Calvet, pela preciosa ajuda com o programa *fdelmode* e scripts utilizados neste estudo. Ao mestrando Victor Guedes, por todo o auxílio na aquisição e processamento dos dados ativos.

Ao Observatório Sismológico e todos que ali tive o prazer de conhecer. Aos amigos que fiz no intenso mês a bordo do NPqHo Vital de Oliveira. A todas as amizades do curso de graduação em Geofísica da UnB.

Por fim, agradeço à Universidade de Brasília, por criar a paixão pela pesquisa em tantas pessoas como eu. Torço para que mais jovens possam ter a oportunidade e experiência que ali vivenciei. A todos os professores do Instituto de Geociências, por terem marcado minha graduação, em especial Mônica G. von Huelsen, George Sand, Marcelo Rocha e Welitom Borges.

Muito obrigado!

*“Silence is a profound melody, for
those who can hear it above all noise.”
Socrates*

Resumo

A erosão interna causada por infiltração e surgência de água é a maior causa da ruptura de barragens de terra. As inspeções visuais normalmente realizadas são pouco representativas e incapazes de cobrir toda a estrutura. A vantagem de utilizar métodos geofísicos no monitoramento contínuo é o recobrimento de regiões expressivas e a detecção dos estágios iniciais de possíveis zonas erodidas. A teoria da interferometria sísmica surge como uma alternativa para o monitoramento contínuo de barragens de terra a partir da detecção das variações das velocidades sísmicas causadas pela saturação de camadas. No entanto, a técnica depende de diversas condições, como a necessidade de um campo de ondas difuso e de fontes ruidosas não-correlacionadas. Dessa forma, há a necessidade de gerar modelos sintéticos robustos que simulem condições de campo para testar os limites e potencialidades do método, além de validar os resultados obtidos experimentalmente. O objetivo deste estudo é avaliar o uso da interferometria sísmica para o monitoramento da barragem do Paranoá (Brasília, DF). Para isso, geramos modelos sintéticos que simulam uma aquisição sísmica passiva na barragem. Para obter um modelo geológico próximo da estrutura esperada, realizamos uma aquisição com fontes ativas na região de estudo e aplicamos técnicas de inversão para obter perfis de velocidade das ondas P e S. Simulamos aquisições em um modelo simples de duas camadas horizontais para entender o comportamento dos sismogramas recuperados através da interferometria. Para simular a saturação de uma camada, variamos as velocidades sísmicas e notamos que o método foi capaz de detectar tais variações. Além disso, o método também permitiu verificar mudanças nas velocidades sísmicas do modelo geológico mais complexo que representa a barragem do Paranoá. Implementamos uma técnica para monitorar as variações de velocidade utilizando uma abordagem de cálculo de coerência. Assim, geramos painéis de monitoramento sensíveis às mudanças nos modelos de camadas horizontais. Apesar de não ser eficaz como outros métodos de monitoramento passivo, a técnica pode ser desenvolvida para situações mais complexas com poucas alterações. Avaliamos que o monitoramento contínuo por sísmica passiva é viável. Recomendamos uma ampla cobertura de receptores e o uso de técnicas como os painéis de monitoramento ou outras já testadas para tal finalidade, com o objetivo de detectar variações temporais das velocidades sísmicas.

Palavras-chave:

Ruído sísmico; interferometria; monitoramento passivo; barragem; modelos sintéticos

Abstract

Internal erosion caused by infiltration and piping is the main cause of failure of earthen dams. Traditional methods of inspections are not representative and are unable to cover the entire structure. The advantage of using geophysical methods in continuous monitoring is the covering of expressive regions and the detection of the initial stages of possible eroded zones. The seismic interferometry theory emerges as an alternative for the continuous monitoring of earthen dams from the detection of variations in seismic velocities caused by layer saturation. However, the technique depends on several conditions, such as the need for a diffuse wave field and non-correlated sources. Thus, there is a need to generate robust synthetic models that simulate field conditions to evaluate the limits and potential of the method, in addition to validating the results obtained experimentally. The objective of this study is to evaluate the use of seismic interferometry for monitoring the Paranoá dam (Brasília, DF). We generate synthetic models that simulate a passive seismic acquisition at the dam. To obtain a geological model close to the expected structure, we performed an acquisition with active sources in the region and applied inversion techniques to obtain P and S velocities profiles. We simulated acquisitions in a simple model of two horizontal layers to understand the behavior of seismograms recovered through interferometry. To simulate a layer's saturation, we varied the seismic velocities and noticed that the method was able to detect such variations. In addition, the method also made it possible to verify changes in the seismic velocities of a most complex geological model that represents the Paranoá dam. In addition, we implemented a technique to monitor velocities variations using a coherence calculation approach. We generated monitoring panels that are sensitive to changes in the horizontal layer models. Although not as effective as other passive monitoring methods, the technique may be developed for more complex situations with few changes. Continuous monitoring by passive seismic is feasible. We recommend a wide coverage of receivers and the use of techniques such as monitoring panels or others already tested for this purpose, in order to detect temporal variations in seismic velocities.

Keywords:

Seismic noise; interferometry; passive monitoring; dam; forward models.

Lista de Figuras

1	(a) Bloco tridimensional ilustrando a propagação de uma onda P: a partícula se move na direção da propagação da onda. (b) Na onda S, a partícula se movimenta em um plano perpendicular à direção de propagação. Modificado de Kearey et al. (2002).	16
2	(a) Bloco tridimensional ilustrando a propagação das ondas Rayleigh: a partícula apresenta um movimento elíptico retrógrado em um plano perpendicular à superfície. (b) Nas ondas Love, a partícula se movimenta paralelamente à superfície e perpendicularmente à direção de propagação. Modificado de Kearey et al. (2002).	17
3	(a) Registro de um evento sísmico de magnitude 6.9 M_W pela componente vertical. (b) Detalhe das chegadas tardias que caracterizam as ondas coda.	18
4	Ilustração do comportamento de uma onda sísmica após a incidência sobre uma interface plana. Modificado de Everett (2013).	20
5	Trajetoória simplificada das ondas direta e refratada entre a fonte A e o receptor D para o caso de duas camadas paralelas. Modificado de Reynolds (2011).	21
6	Curvas tempo x distância para as ondas direta e refratada. Modificado de Kearey et al. (2002).	21
7	Esquema das curvas de dispersão dos diferentes modos de dispersão das ondas Rayleigh. f_{c2} , f_{c3} e f_{c4} são as frequências de corte dos três modos superiores representados. Modificado de Strobbia (2003).	23
8	Exemplo de convolução de uma série temporal. (a) Série temporal $f(t)$; (b) forma de onda $h(t)$; resultado da convolução entre $f(t)$ e $h(t)$	24
9	Exemplo da interferometria sísmica 1D da onda direta. (a) A fonte em x_s emite uma onda plana que viaja ao longo do eixo x . (b) Resposta observada pelo receptor x_a , i. e., $G(x_a, x_s, t)$. (c) Semelhante à situação anterior, porém no receptor x_b . (d) Correlação cruzada entre as respostas de x_a e x_b , correspondente caso o segundo receptor registrasse um impulso enviado a partir do primeiro. Modificado de Wapenaar et al. (2010).	27
10	Exemplo da interferometria para o caso de uma fonte ruidosa. (a) Resposta observada em x_a , i. e., $G(x_a, x_s, t) * N(t)$. (b) Semelhante à situação anterior, porém em x_b . (c) Correlação cruzada entre as respostas de x_a e x_b , que também pode ser entendido como $G(x_b, x_a, t) * S_N(t)$, em que $S_N(t)$ é a autocorrelação do ruído $N(t)$. Modificado de Wapenaar et al. (2010).	29
11	Mapa geológico do Distrito Federal. Modificado de Neumann (2012).	32
12	Mapa de solos da Bacia do Lago Paranoá. Modificado de Menezes (2010).	33
13	Seção transversal de uma barragem do tipo terra-enrocamento. Modificado de Flores-Berrones et al. (2011).	34
14	Localização da linha de aquisição sísmica realizada na barragem do Paranoá.	35
15	Exemplo de marcação das primeiras chegadas no sismograma referente ao tiro 6.	36
16	Exemplo do processamento de dados pelo método MASW para o tiro 6. (a) Gráfico de velocidade de fase <i>vs</i> frequência e respectivos picks do modo fundamental; (b) curva de dispersão gerada pelos picks; (c) modelo de velocidade 1D após a inversão.	37

17	Propriedades físicas do modelo geológico de duas camadas. (a) Velocidade da onda P (m/s); (b) Velocidade da onda S (m/s); (c) Densidade (kg/m ³).	39
18	Modelos de velocidade (a) V_p e (b) V_s da barragem do Paranoá.	41
19	Perfis de V_p , V_s e Razão de Poisson extraídos na posição horizontal a 175 metros do início da linha.	43
20	Perfis de V_p , V_s e Razão de Poisson extraídos na posição horizontal a 260 metros do início da linha.	43
21	Registros sintéticos de uma fonte ativa para o modelo de duas camadas. (a) Campo de pressão; (b) Velocidade das partículas na direção x e (c) Velocidade das partículas na direção z	44
22	Fontes ruidosas (traços pretos) distribuídas de forma aleatória ao longo do modelo geológico.	44
23	Traço emitido por cada fonte ao longo do tempo total de gravação. As fontes diferem em amplitude e frequência.	45
24	Tempo de duração das fontes ao longo do tempo de aquisição.	45
25	Fator de Correlação entre as fontes.	46
26	(a) Amplitude de um sinal ruidoso; (b) Espectro de frequência; (c) Detalhe do início do sinal; (d) Detalhe do fim do sinal.	46
27	Registros sintéticos de fontes de ruído aleatórias em (a) 12 segundos e (b) 6 segundos.	47
28	Autocorrelação das fontes - $S_s(t)$	47
29	Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica com variação no tempo total de gravação ($tmod$).	48
30	Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica com variação na distância entre os receptores ($dxrcv$).	49
31	Propriedades físicas dos modelos utilizados no <i>time-lapse</i> . (a) a (c) representam o modelo inicial; (d) a (f), o modelo final.	50
32	Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica com variações nas velocidades da primeira camada.	51
33	Painéis de monitoramento resultantes dos arquivos gerados após o <i>time-lapse</i> .	52
34	Propriedades físicas do modelo geológico da barragem do Paranoá.	54
35	Registros sintéticos de uma fonte ativa para o modelo geológico da barragem do Paranoá. (a) Campo de pressão; (b) Velocidade das partículas na direção x e (c) na direção y	54
36	Fontes ruidosas (traços pretos) distribuídas de forma aleatória ao longo do modelo geológico da barragem do Paranoá. (a) As fontes ocupam todo o modelo; (b) As fontes são concentradas nos primeiros 5 metros de profundidade do modelo.	55
37	Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica no modelo da barragem do Paranoá. (a) Situação em que as fontes são espalhadas por todo o modelo; (b) Situação em que as fontes estão concentradas nos primeiros 5 metros de profundidade.	56
38	Comparação entre os sismogramas recuperados da barragem. (a) Modelo inicial; (b) Modelo saturado.	56
39	Painéis de monitoramento resultantes do modelo inicial (a) e saturado (b) da barragem.	57

Lista de Tabelas

1	Parâmetros da aquisição sísmica realizada na barragem do Paranoá. . . .	35
2	Parâmetros utilizados nos modelos sintéticos de duas camadas.	39
3	Velocidades da onda P características de diferentes materiais geológicos. Modificado de Oliveira e Brito (1998).	42
4	Valores característicos da Razão de Poisson para solos e rocha. Retirado de Foti et al. (2018).	42

Lista de Símbolos

V_p - Velocidade da onda sísmica P

V_s - Velocidade da onda sísmica S

k - Módulo de compressibilidade

μ - Módulo de cisalhamento

ρ - Densidade do meio

σ - Razão de Poisson

λ - Primeiro coeficiente de Lamé

δ - Delta de Dirac

$*$ - Convolução

$\otimes$ - Correlação

G - Função de Green

f_p - Frequência de pico

g_2 - 2ª Derivada da Gaussiana (Ricker)

t_{mod} - Tempo total de gravação

MWCS - *Moving Window Cross Spectral*

Sumário

Lista de Figuras	7
Lista de Tabelas	9
Sumário	11
1 Introdução	12
2 Fundamentação Teórica	15
2.1 Ondas Sísmicas	15
2.1.1 Ondas de Corpo	15
2.1.2 Ondas de Superfície	17
2.1.3 Ondas Coda	17
2.2 Sísmica de Refração	19
2.2.1 Tomografia Sísmica de Refração	22
2.3 MASW - <i>Multichannel Analysis of Surface Waves</i>	22
2.4 Séries Temporais e Análise de Sinais	23
2.5 Ruído Sísmico	25
2.6 Interferometria Sísmica	26
2.7 Modelador de Diferenças Finitas	28
3 Materiais e Métodos	32
3.1 Área de Estudo	32
3.2 Processamento e Inversão dos Dados Sísmicos Ativos	35
3.2.1 Sísmica de Refração	36
3.2.2 MASW	36
3.3 Dados Sintéticos Passivos	37
3.3.1 Recursos Computacionais	37
3.3.2 Estrutura dos Scripts	38
3.3.3 Modelos Geológicos	38
4 Resultados e Discussão	41
4.1 Dados Sísmicos Ativos	41
4.2 Dados Sintéticos Passivos	44
4.2.1 Modelo de Duas Camadas	44
4.2.2 Modelo Barragem do Paranoá	54
5 Conclusões	58
Referências Bibliográficas	59
A Script para o modelo de duas camadas	65

1 Introdução

Os dados obtidos a partir da constante vibração da Terra são muitas vezes indesejados e usualmente definidos como ruído ambiental. A definição exata de ruído não é simples; Scales e Snieder (1998) pontuam a dificuldade matemática de se definir um evento completamente aleatório e incoerente, e sugerem a definição de que o ruído é a parte do dado que escolhemos ignorar. Por exemplo, a presença de múltiplas e difrações em dados sísmicos sempre foi encarada como ruído a ser removido. Hoje sabemos que o processamento das múltiplas amplia a iluminação da subsuperfície (por ex. Berkhout (2017); Berkhout e Verschuur (2006); Verschuur e Berkhout (2015)), e que as difrações podem ser utilizadas para imagear estruturas abaixo do limite de resolução (por ex. Grasmueck et al. (2012); Maciel e Biloti (2020); Moser e Howard (2008)).

O trabalho de Schuster et al. (2004) foi um dos pioneiros no estudo do ruído ambiental, ou seja, a parte do sinal sísmico referente às vibrações aleatórias e geralmente de alta frequência. Os autores mostram que a correlação dos registros de ruído ambiental pode criar fontes virtuais que possibilitam o resgate de imagens semelhantes ao processamento de reflexão. A correlação cruzada entre os ruídos ambientais gravados em duas estações diferentes fornece as funções de Green entre as estações (Snieder e Hagerty, 2004), sem a necessidade do conhecimento prévio da velocidade do meio.

Antes de Snieder, Jon Claerbout (1968) já propunha que as variações unidimensionais resultantes das estratificações da Terra poderiam ser resolvidas a partir da autocorrelação das respostas da transmissão de fontes em subsuperfície (Claerbout, 1968). Além disso, o autor fez a conjectura de que a correlação cruzada entre os traços de dois diferentes receptores poderia prever a resposta sísmica em um receptor caso o outro fosse a fonte. Wapenaar et al. (2002) utilizou o teorema de Green para provar a conjectura e estender o método para três dimensões. Posteriormente, Wapenaar (2004) generalizou a teoria para a recuperação completa de todas as funções Green em três dimensões para meios não homogêneos a partir da correlação do ruído ambiental.

Wapenaar et al. (2010) indica que as duas principais aplicações da interferometria sísmica são a recuperação da velocidade das ondas superficiais (Goutorbe et al., 2015) e a recuperação da resposta de reflexão para imageamento e exploração (Draganov et al., 2009). Os trabalhos de Campillo e Paul (2003) e Shapiro e Campillo (2004) foram os primeiros a utilizar as chegadas difusas de sismogramas (ondas *coda*) para reconstruir respostas de impulsos a partir de ruído e recuperar velocidades sísmicas através da inversão tomográfica sísmica. A recuperação das velocidades das ondas de superfície através da tomografia de ruído ambiental é a aplicação mais comum da interferometria sísmica passiva e que apresenta os maiores avanços (Bensen et al., 2007). Outra aplicação do método consiste em recuperar respostas de refletores em subsuperfície (Draganov et al., 2009, 2013) sem a necessidade de conhecermos a posição das fontes ou a velocidade do meio.

Além disso, estudos mostram que é possível monitorar variações das velocidades sísmicas através da análise das ondas coda (Clarke et al., 2011). A Interferometria de Ondas Coda desenvolvida por Snieder (2006) é capaz de extrair mudanças do meio a partir de variações dessas chegadas. Como essas fases são geradas por ondas difusas, há uma amostragem repetida de uma região do espaço, o que torna as ondas coda extremamente sensíveis a alterações das velocidades sísmicas do meio. Isso permite a detecção de variações não observadas nas ondas de corpo ou superficiais. Dentre os diferentes usos da técnica, destacamos o monitoramento de barragens, como por exemplo, os trabalhos apre-

sentados por Planès et al. (2016) e de Wit e Olivier (2018). Ambos os trabalhos foram capazes de detectar pequenas mudanças nas velocidades, na ordem de 0.1%, e sugerem o uso da técnica como uma forma não invasiva de monitorar tais estruturas e prevenir grandes acidentes provocados por infiltrações e rupturas.

Barragens e diques são estruturas construídas por diferentes materiais e possuem diversas finalidades, como contenção de rejeitos de mineração, armazenamento de água e desvio do curso de rios. Existe uma necessidade de monitoramento contínuo dessas estruturas devido às consequências catastróficas decorrentes de rupturas, o que traz enorme prejuízo para o meio ambiente e grandes probabilidades de resultar em perdas de vidas. Exemplos disso são as rupturas das barragens em Mariana e Brumadinho (MG). De acordo com Freitas et al. (2016), os impactos causados pelo acidente da barragem de Fundão, em Mariana, se estendem a mais de 570 km de distância, o que envolveu 31 municípios de Minas Gerais e três do Espírito Santo. Três anos depois, uma das barragens da mina Córrego do Feijão se rompeu, em Brumadinho. Mais de cem mortos e 238 desaparecidos foram contabilizados somente oito dias depois do rompimento em áreas próximas, tanto em áreas administrativas da empresa como em residências adjacentes (Pereira et al., 2019). A erosão interna da estrutura das barragens de terra é normalmente provocada pela surgência de água, *piping* e saturação do meio (Flores-Berrones et al., 2011).

O monitoramento comumente realizado em barragens é o direto, por meio de instrumentos como piezômetros, furos de sondagem e inspeções visuais em regiões que apresentem possíveis infiltrações ou sinais erosivos (Albuquerque et al., 2019). No entanto, são pouco representativos e incapazes de cobrir toda a área de interesse (Zorzi e Rigoti, 2011), além de muitas vezes serem incapazes de detectar a erosão interna até sua manifestação no exterior da estrutura (Planès et al., 2016). Alguns métodos geofísicos são utilizados para suplementar essas inspeções, como a eletrorresistividade (Camarero e Moreira, 2017; Sjö Dahl et al., 2008), radar de penetração no solo (Anterrieu et al., 2010; Martini et al., 2016), potencial espontâneo (Panthulu et al., 2001) e sísmica (Osazuwa e Chinedu, 2008). A vantagem de utilizar métodos geofísicos para o monitoramento contínuo de barragens é o recobrimento de grandes áreas e a detecção de variações causadas por percolação ou saturação. Segundo Zorzi e Rigoti (2011), o rompimento de uma estrutura pode ser instantâneo, causado por movimentação tectônica, porém é mais provável que o processo seja progressivo. Nesse caso, é possível realizar prevenção e contenção de danos por meio do monitoramento contínuo indireto.

A teoria da Interferometria Sísmica pode ser uma alternativa para o monitoramento contínuo de barragens, porém apresenta uma série de limitações e condições (Wapenaar et al., 2010). Para que a teoria seja válida, o campo de ondas deve ser difuso, as fontes não podem ser correlacionadas e devem estar distribuídas uniformemente ao redor dos receptores. Dessa forma, para testar os limites e potencialidades da técnica e validar resultados obtidos experimentalmente, percebemos a necessidade de gerar modelos sintéticos robustos que simulem condições semelhantes às condições de campo. Para isso, utilizamos o modelador desenvolvido por Thorbecke e Draganov (2011), que cria sismogramas sintéticos e permite simular a aquisição de sísmica passiva com fontes distribuídas aleatoriamente.

O escopo deste trabalho é a avaliação do uso de interferometria sísmica para o monitoramento da barragem do Paranoá, em Brasília (DF). O trabalho consiste em gerar modelos sintéticos que simulem uma aquisição de sísmica passiva na barragem, e avaliar se o uso de interferometria sísmica é capaz de resolver pequenas variações na velocidade. Para obter um modelo geológico que representa a estrutura da barragem, calculamos

perfis aproximados das velocidades das ondas P e S na região de estudo a partir de uma aquisição sísmica com fontes ativas na barragem do Paranoá (Distrito Federal). Aplicamos técnicas de inversão (tomografia de refração sísmica e MASW) (Park et al., 1999; Xia et al., 1999).

Analizamos o comportamento de sismogramas recuperados através da interferometria sísmica em modelos geológicos simples de duas camadas horizontais por meio do programa *fdelmodc*. Variações de parâmetros como tempo de gravação e espaçamento entre geofones auxiliam no entendimento do método e no planejamento de aquisições em campo. Para simular os efeitos causados pela infiltração de água e saturação de camadas, alteramos as velocidades sísmicas dos modelos e verificamos que a técnica da interferometria sísmica é capaz de detectar tais variações. Também avaliamos se é possível verificar as mudanças de velocidades sísmicas causadas pela simulação da saturação em camadas irregulares do modelo geológico da barragem do Paranoá.

Propomos o monitoramento passivo de barragens através de painéis gerados pelo cálculo da coerência ao longo das curvas do tempo de trânsito das reflexões recuperadas pela correlação cruzada. Neste trabalho, apresentamos uma versão preliminar dos painéis de monitoramento. Mesmo na versão preliminar, demonstramos que os painéis são sensíveis a mudanças nas propriedades físicas dos modelos.

2 Fundamentação Teórica

2.1 Ondas Sísmicas

A sísmica de exploração surgiu a partir dos estudos pioneiros de terremotos em meados do século XIX (Reynolds, 2011). Robert Mallet foi o primeiro a utilizar uma fonte artificial, em 1846, para estudar os efeitos das ondas geradas (Dean, 1991). Os primeiros avanços notáveis na exploração sísmica surgiram durante a 1^a Grande Guerra, em que os alemães e os aliados aplicaram o uso de fontes artificiais para a pesquisa de minerais e óleo, com destaque para os resultados de Ludger Mintrop, na Alemanha, e de Karcher, McCollum e Eckhart nos Estados Unidos (Gilmour, 1950). Os maiores desenvolvimentos que tornaram possível a vasta aplicação dos métodos sísmicos para a exploração ocorreu na revolução digital de 1960 (Telford et al., 1990). A base dos estudos sísmicos consiste no entendimento da propagação das ondas no interior da Terra e sua visualização em sismogramas.

As ondas sísmicas são pacotes de energia de deformação elástica liberados por uma fonte sísmica (Kearey et al., 2002), natural ou artificial, cuja velocidade depende do módulo de elasticidade e da densidade do meio em que se propagam. Dentre os diversos tipos de movimentação das ondas elásticas possíveis, há dois grupos principais: ondas de corpo e de superfície.

2.1.1 Ondas de Corpo

São dois os tipos de ondas que podem se propagar através do volume interno de meios elásticos. O primeiro tipo é o das ondas P, também conhecidas como compressionais, primárias, de dilatação ou longitudinais. A outra categoria de ondas de corpo são as ondas S, também conhecidas como secundárias, de cisalhamento ou transversais. O movimento das partículas associadas às ondas P envolve a oscilação de um ponto fixo na direção da propagação da onda (Figura 1a). Já o movimento associado às ondas S envolve a oscilação de um ponto fixo em um plano perpendicular à direção de propagação (Figura 1b) (Kearey et al., 2002). Essa propagação das ondas S ao longo de um plano permite sua polarização, dividindo-a em uma componente polarizada vertical (Sv) e uma polarizada horizontal (Sh) (Everett, 2013).

A velocidade de propagação de uma onda de corpo em qualquer material homogêneo e isotrópico pode ser descrita através da relação entre suas propriedades elásticas e sua densidade. A velocidade da onda P é dada por (Reynolds, 2011)

$$V_p = \left(\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{1/2}, \quad (1)$$

em que k é o módulo de compressibilidade, μ é o módulo de cisalhamento, um dos coeficientes de Lamé (Sheriff e Geldart, 1995); e ρ é a densidade do meio. Como a onda S envolve somente cisalhamento, sua velocidade V_s é dada por (Kearey et al., 2002)

$$V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}. \quad (2)$$

Apesar da velocidade V_p ser muito útil nos estudos sísmicos, seu valor depende de três diferentes propriedades do material, o que pode trazer interpretações ambíguas acerca da

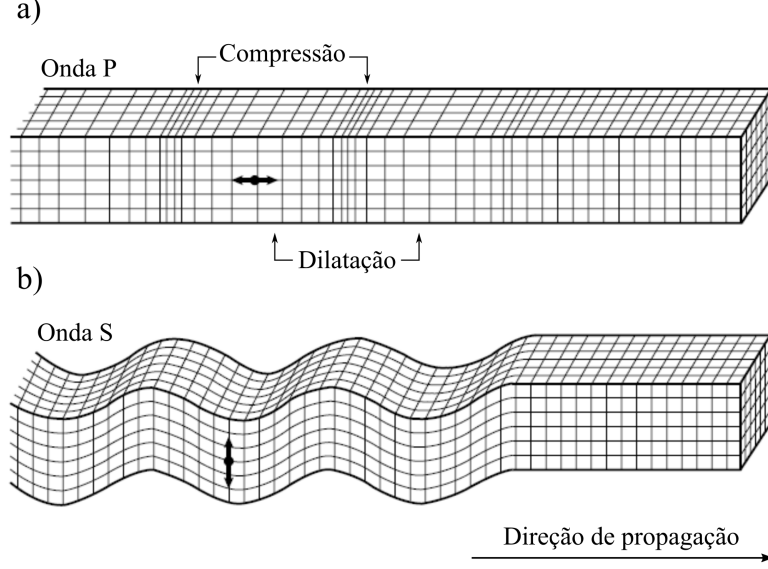


Figura 1: (a) Bloco tridimensional ilustrando a propagação de uma onda P: a partícula se move na direção da propagação da onda. (b) Na onda S, a partícula se movimentava em um plano perpendicular à direção de propagação. Modificado de Kearey et al. (2002).

litologia. A razão entre V_p e V_s é independente da densidade dos materiais, e pode ser usada para obter a chamada Razão de Poisson σ (Kearey et al., 2002):

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{2(1 - \sigma)}{(1 - 2\sigma)} \right)^{1/2}. \quad (3)$$

Para situações em que as ondas se propagam em fluidos, temos que $\mu = 0$, uma vez que os fluidos não permitem cisalhamento, e a razão de Poisson assume o valor de 0.5. Em rochas extremamente rígidas, $\sigma \approx 0.05$, e em materiais pouco consolidados, $\sigma \approx 0.45$. A razão de Poisson pode ser reescrita como uma relação entre os coeficientes de Lamé (μ e λ) (Telford et al., 1990):

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}. \quad (4)$$

As velocidades das ondas de corpo também podem ser descritas a partir de outras constantes elásticas, através das relações entre tensões e deformações. O módulo de Young é definido como (Everett, 2013):

$$E = \frac{\text{esforço longitudinal } \Delta F/A}{\text{deformação } \Delta L/L} = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}, \quad (5)$$

em que F é a força aplicada, A é a área e L é o comprimento.

Dessa forma, as equações 1 e 2 podem ser reescritas:

$$V_p = \left(\frac{(1 - \sigma)E}{1 - 2\sigma} \right)^{1/2}, \quad (6)$$

$$V_s = \left(\frac{E}{2\rho(1 + \sigma)} \right)^{1/2}. \quad (7)$$

2.1.2 Ondas de Superfície

As ondas de superfície possuem menor velocidade que as ondas de corpo e guardam grande quantidade de energia da fonte (Milsom e Eriksen, 2013). Possuem essa nomenclatura pelo fato de não penetrarem muito profundamente em subsuperfície, e são praticamente restritas à propagação na superfície. Também são divididas em dois principais tipos: ondas Rayleigh e Love. As ondas Rayleigh viajam ao longo da superfície livre da Terra como um pacote, com amplitudes que decaem exponencialmente com a profundidade (Reynolds, 2011). O movimento de partículas associado é elíptico retrógrado (Figura 2a), resultado da interferência entre as ondas P e Sv. Há uma dispersão da onda, em que a vibração ocorre em diferentes profundidades e frequências. A velocidade da onda Rayleigh V_R pode ser obtida a partir da seguinte equação (Pichugin, 2008):

$$(2 - \bar{v}_R^2)^2 = 4\sqrt{1 - \bar{v}_R^2}\sqrt{1 - \chi\bar{v}_R^2}, \quad \bar{v}_R = \frac{V_R}{V_s}, \quad \chi = \frac{V_p^2}{V_s^2}. \quad (8)$$

Caso exista uma camada de baixa velocidade sobreposta a uma camada de alta velocidade, o segundo pacote de ondas é gerado, resultante da interferência das ondas S polarizadas horizontalmente (Sh), chamado de ondas Love (Kearey et al., 2002). Se propagam paralelamente à superfície e perpendicularmente à direção da onda (Figura 2b).

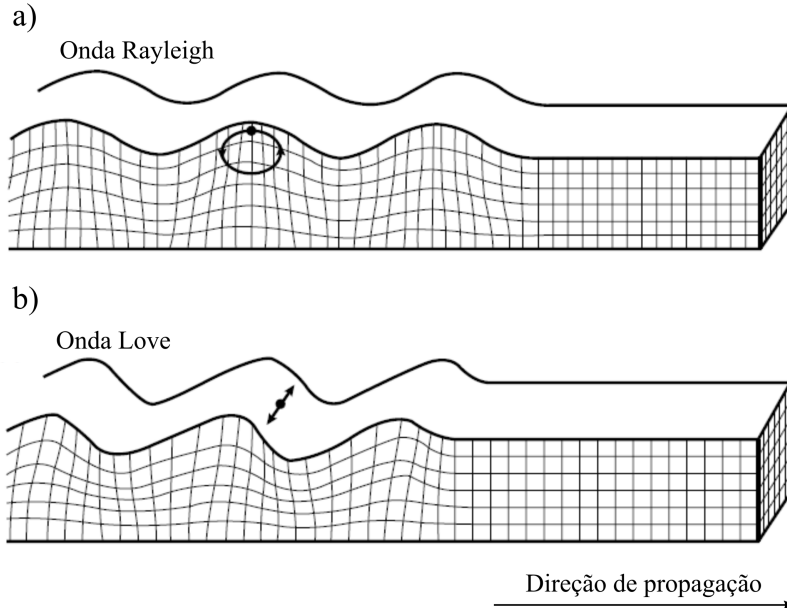


Figura 2: (a) Bloco tridimensional ilustrando a propagação das ondas Rayleigh: a partícula apresenta um movimento elíptico retrógrado em um plano perpendicular à superfície. (b) Nas ondas Love, a partícula se movimenta paralelamente à superfície e perpendicularmente à direção de propagação. Modificado de Kearey et al. (2002).

2.1.3 Ondas Coda

Com o uso de sismômetros mais avançados a partir de 1960, os pesquisadores começaram a notar as respostas de interações das ondas elásticas com pequenos obstáculos, fraturas e quinas (Herraiz e Espinosa, 1987). Aki e Chouet (1975) foram alguns dos

pioneiros no uso de ondas espalhadas observadas após as primeiras chegadas de eventos sísmicos para estudar as heterogeneidades da Terra.

Neste estudo, utilizaremos o termo “coda” para fazer referências às chegadas difusas nos sismogramas. Essas ondas inicialmente se referiam às oscilações detectadas após um longo período depois da chegada das ondas superficiais (Sato et al., 2012). Atualmente, essa nomenclatura é usada para denotar as ondas multiplamente espalhadas em subsuperfície (Figura 3), e é possível extrair as mudanças do meio a partir das variações dessas ondas por meio da teoria da Interferometria de Ondas Coda, ou *Coda Wave Interferometry* (CWI), desenvolvida por Snieder (2006). As ondas coda são consideradas como a superposição de muitas ondas secundárias geradas pela incidência de fases em heterogeneidades na subsuperfície.

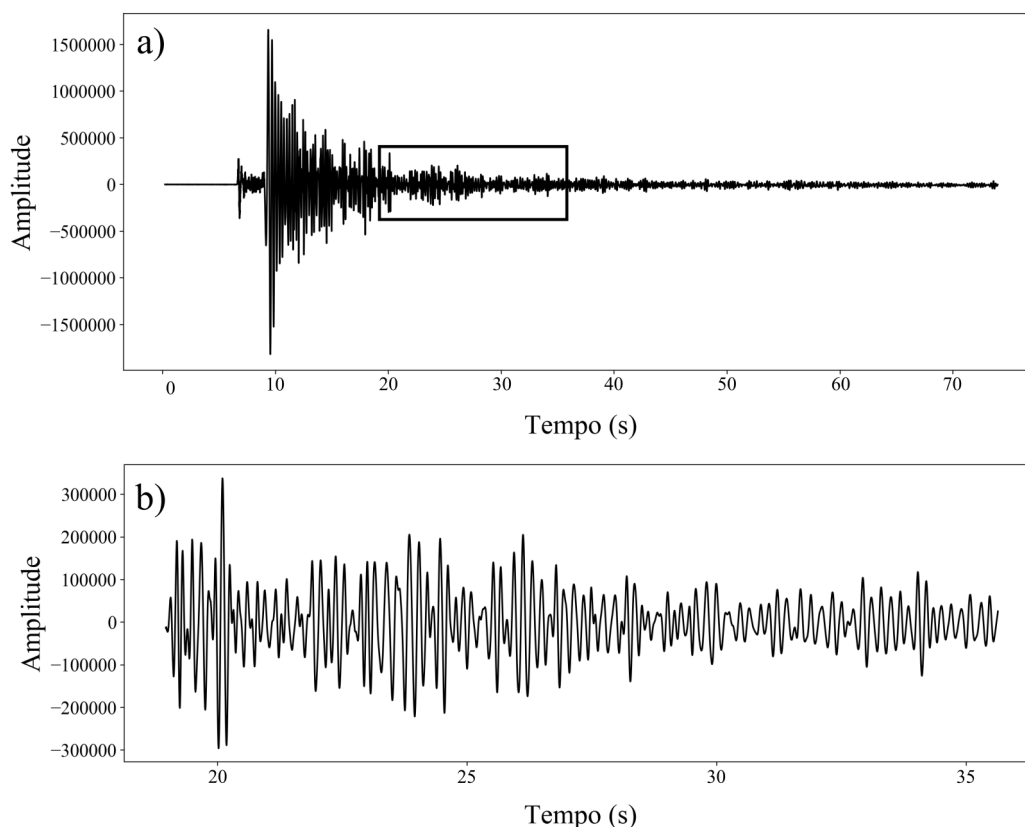


Figura 3: (a) Registro de um evento sísmico de magnitude 6.9 M_W pela componente vertical. (b) Detalhe das chegadas tardias que caracterizam as ondas coda.

A vantagem de utilizar essas ondas para estudos com interferometria é a sua alta sensibilidade a pequenas alterações do meio pelo fato de haver uma amostragem repetida de uma região do espaço (Snieder, 2006). De acordo com Clarke et al. (2011), a análise da variação temporal do comportamento elástico de estruturas possui aplicações interessantes ao ser combinada com a reconstrução das funções de Green a partir da correlação cruzada do ruído ambiental e criação de fontes virtuais, o que transpõe a limitação imposta pela imprescindibilidade da utilização de fontes ativas ou de ocorrência de eventos sísmicos significativos. Pequenas variações não detectáveis nas ondas de corpo ou superficiais podem ser claramente observadas nas ondas coda devido à sua sensibilidade.

A interferometria sísmica vem sendo utilizada para monitorar e detectar variações temporais em diversas áreas, como o comportamento de vulcões (Brenouier et al., 2008b;

Clarke et al., 2011; Duputel et al., 2009; Grêt et al., 2005; Matsumoto et al., 2001; Obermann et al., 2013; Sens-Schönfelder e Wegler, 2006), zonas de falha ativas (Brenguier et al., 2008a; Wegler e Sens-Schönfelder, 2007), minas subterrâneas (Olivier e Brenguier, 2016; Olivier et al., 2015), reservatórios de óleo e gás (Bakulin et al., 2007), deslizamentos de terra (Mainsant et al., 2012; Renalier et al., 2010) e nível de aquíferos (Clements e Denolle, 2018).

Trabalhos recentes focam no uso das técnicas da interferometria sísmica para o monitoramento de barragens. Os resultados de Planès et al. (2016) detectaram variações de velocidades sísmicas de aproximadamente 20% em estudos laboratoriais e de 30% em uma estrutura utilizada para testes após o aumento da carga hidráulica. de Wit e Olivier (2018) correlacionaram diminuições de velocidades na ordem de 0.3% na estrutura de uma barragem após dias chuvosos em todos os pares de receptores utilizados. Além disso, identificaram uma mudança superior a 2% em uma determinada região após o aparecimento de infiltrações no solo e aumento na pressão de poro, o que indicaria uma modificação permanente em subsuperfície causada por um período estendido de chuva. Outros autores também identificaram variações de velocidades em diferentes barragens e diques, como Le Feuvre et al. (2015) e Planès et al. (2017), e enfatizam o uso da técnica para monitorar essas estruturas. Os principais motivos que causam essas oscilações são infiltrações internas nas estruturas, grandes volumes de água em períodos chuvosos e alterações nos níveis de água subterrânea.

2.2 Sísmica de Refração

O método da refração sísmica é baseado nas interações das ondas sísmicas com interfaces que apresentem mudanças de propriedades físicas, em que ocorre uma mudança na direção da trajetória de propagação das ondas (Reynolds, 2011). A Figura 4 apresenta o comportamento de uma onda sísmica ao incidir com uma interface: parte da energia é refletida e retorna ao primeiro meio, enquanto a outra parte é refratada e continua sua trajetória pelo segundo meio com uma mudança de ângulo. A variação angular obedece à Lei de Refração de Snell (Kearey et al., 2002):

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2}, \quad (9)$$

em que θ_1 e θ_2 são os ângulos de incidência e de transmissão; V_1 e V_2 são as velocidades do meio superior e inferior.

Se a velocidade do meio 2 é superior à velocidade do meio 1, existe um ângulo de incidência θ_c que resulta em um ângulo de refração igual a 90 graus:

$$\theta_c = \sin^{-1} V_1/V_2. \quad (10)$$

Caso a velocidade do meio inferior não seja maior que a velocidade do meio superior, pode ocorrer o caso das camadas escondidas, dado que o ângulo do raio transmitido será menor que o ângulo do raio incidente (Reynolds, 2011). Com isso, a camada inferior não é detectada pelo método.

A Figura 5 apresenta o esquema da propagação das ondas entre a fonte e o receptor para o caso de um modelo com duas camadas paralelas. Para o caso em que a onda viaja diretamente da fonte para o receptor, utiliza-se a equação:

$$t_{dir} = t_{AB} = \frac{x}{V_1}, \quad (11)$$

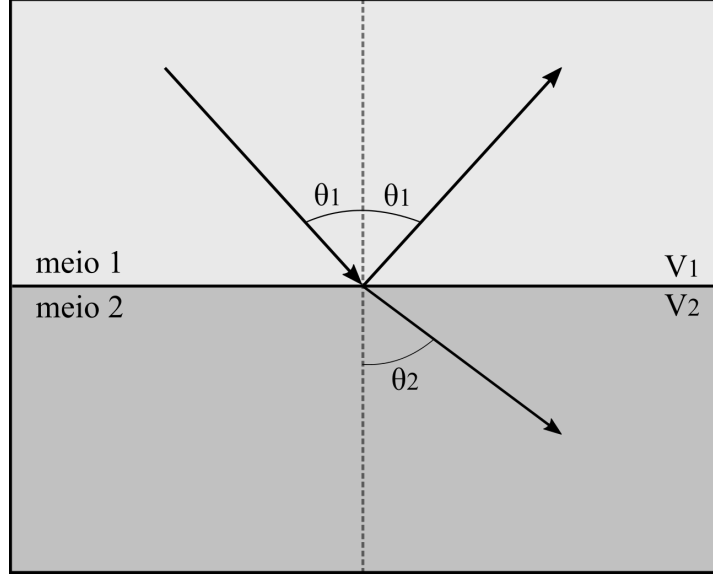


Figura 4: Ilustração do comportamento de uma onda sísmica após a incidência sobre uma interface plana. Modificado de Everett (2013).

em que x é a distância percorrida horizontalmente entre a fonte e o receptor. Dessa forma, ao alinhar as marcações das primeiras chegadas referentes à onda direta nos sismogramas de um levantamento sísmico, é possível obter a velocidade da primeira camada através da inclinação $1/V_1$ da reta formada. O cálculo do tempo do percurso do raio criticamente refratado que passa pelos pontos B e C é dado por (Kearey et al., 2002):

$$t_r = t_{AC} + t_{CD} + t_{DB} = \frac{h}{V_1 \cos \theta_c} + \frac{(x - 2h \tan \theta_c)}{V_2} + \frac{h}{V_1 \cos \theta_c}, \quad (12)$$

em que h é a espessura da primeira camada. A partir da Lei de Snell, temos que $\sin \theta = V_1/V_2$ e $\cos \theta = (1 - V_1^2/V_2^2)^{1/2}$. Com isso, pode-se reescrever a expressão 12 de forma mais conveniente:

$$t_r = \frac{x}{V_2} + \frac{2h(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1 V_2}, \quad (13)$$

ou simplesmente

$$t_r = \frac{x}{V_2} + t_i. \quad (14)$$

Assim, ao apresentar a equação 14 na forma de um gráfico tempo versus distância (Figura 6), é possível obter a velocidade da camada inferior a partir da inclinação da reta e a espessura da camada superior através do tempo de interceptação t_i .

É possível generalizar a equação 13 para n camadas (Kearey et al., 2002):

$$t_n = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2 h_i \cos \theta_{in}}{V_i}, \quad (15)$$

em que $\theta_{in} = \sin^{-1} V_i/V_n$.

Em geral, é improvável observar camadas paralelas em levantamentos de refração realizados em situações reais. Podemos calcular os tempos de percurso das ondas em

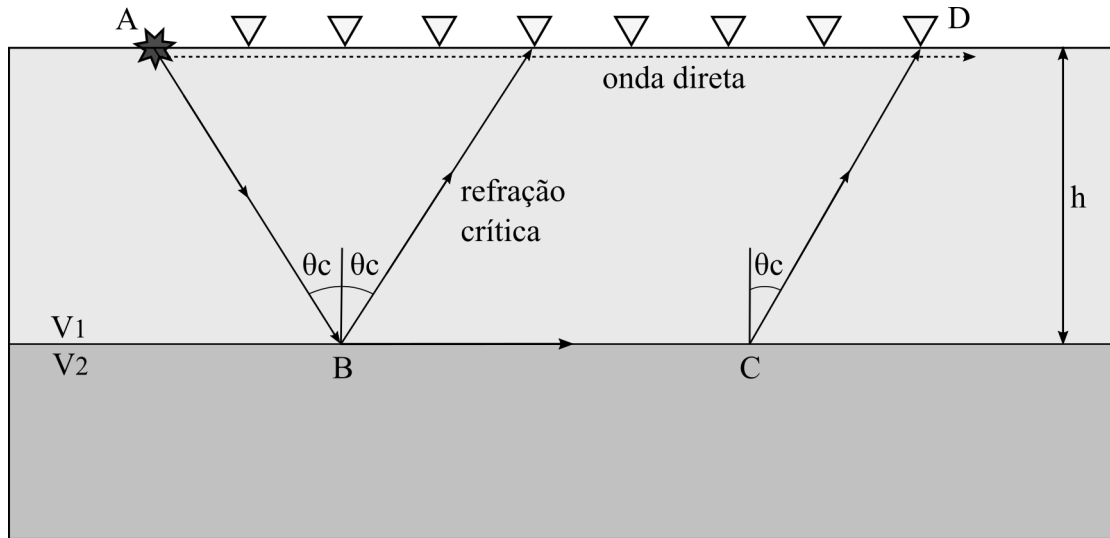


Figura 5: Trajetória simplificada das ondas direta e refratada entre a fonte A e o receptor D para o caso de duas camadas paralelas. Modificado de Reynolds (2011).

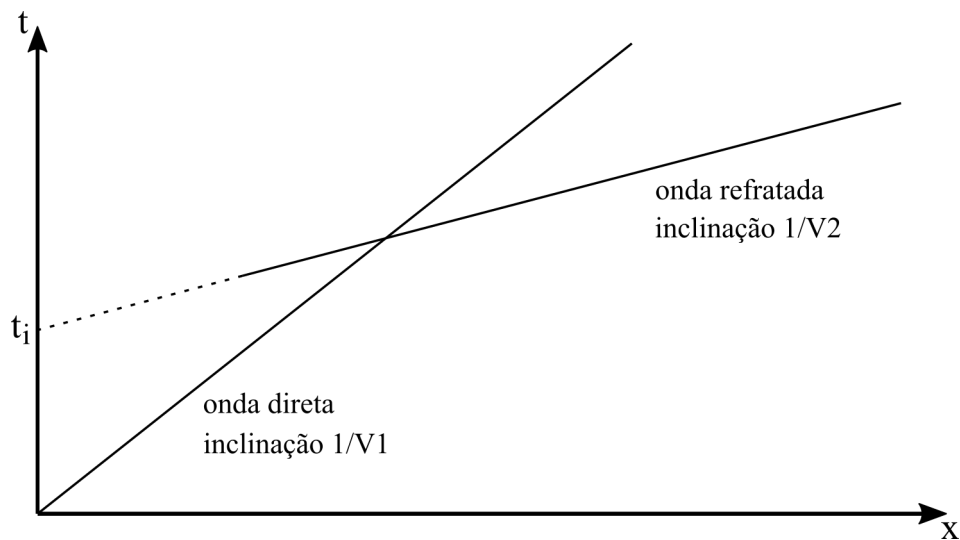


Figura 6: Curvas tempo x distância para as ondas direta e refratada. Modificado de Kearey et al. (2002).

camadas inclinadas caso seja realizado um tiro reverso (Everett, 2013). Outra vantagem de utilizar mais de um ponto como fonte é a diminuição da ambiguidade que o método apresenta, como a detecção de gradientes horizontais de velocidade. Além disso, há maior precisão para os cálculos e a possibilidade de realizar a tomografia sísmica.

2.2.1 Tomografia Sísmica de Refração

A tomografia de refração é um método de inversão utilizado para criar um modelo bidimensional de velocidade por profundidade. Uma das formas de se obter tal resultado é por meio da inversão a partir dos tempos de trânsito, que consiste na criação de um modelo inicial baseado em estimativas das velocidades do meio e profundidades dos refratores e calcular o menor tempo de percurso para cada raio através de um processo iterativo (Stork e Clayton, 1991). Assim, o tempo de percurso medido é comparado com o tempo de percurso calculado a partir dos raios traçados até que a discrepância entre os tempos seja mínima.

Algumas das vantagens da tomografia sísmica são a obtenção de bons resultados quando existe uma mudança gradacional de velocidade em meios heterogêneos (Eljabri, 2017) e a determinação de variações laterais de velocidade (Neves et al., 2015). Além disso, de acordo com Neves et al. (2015), como a maior parte das técnicas envolve somente os tempos de chegadas das ondas, a não necessidade de informações sobre o conteúdo de frequências ou formas de onda na inversão possibilita maior rapidez na obtenção dos resultados.

2.3 MASW - *Multichannel Analysis of Surface Waves*

O MASW foi desenvolvido para transpor algumas das limitações de outro método utilizado para determinar perfis de velocidade a partir da análise da propagação de ondas de superfície, o SASW (*Spectral Analysis of Surface Waves*) (Everett, 2013). No SASW, desenvolvido por Nazarian e Stokoe (1984), é utilizado um par de geofones e fontes artificiais para o registro de diferentes comprimentos de onda. No final dos anos 90 ocorreu o desenvolvimento do MASW por Park et al. (1998, 1999) e Xia et al. (1999), com mais geofones utilizados, o que trouxe maior rapidez e praticidade para a aquisição, processamento e interpretação dos dados. O objetivo do método é obter informações sobre as velocidades da onda S indiretamente a partir da análise da característica dispersiva das ondas Rayleigh.

Após o registro das ondas nos sismogramas, os dados passam pela transformada de Fourier no domínio do espaço para se obter o domínio do número de onda de frequência, a fim de gerar as curvas de dispersão da onda Rayleigh (Everett, 2013). Com as curvas de dispersão, é possível analisar a relação entre a frequência e as diferentes velocidades de propagação da onda, ou modos, uma vez que ocorre uma dispersão da onda Rayleigh em meios estratificados em que há variação da impedância acústica. O modo de menor velocidade é chamado de modo fundamental e deve ser identificado para que seja realizada a inversão. Os modos de mais altas velocidades são chamados modos superiores (Figura 7); a identificação incorreta do modo fundamental que inclua modos superiores gera valores espúrios de velocidade da onda S (Reynolds, 2011). De acordo com Strobbia (2003), a última etapa do MASW é a inversão, que gera um perfil unidimensional da velocidade da onda S versus profundidade. É possível interpolar vários perfis 1D ao longo de uma linha de aquisição para se obter um perfil bidimensional de V_S .

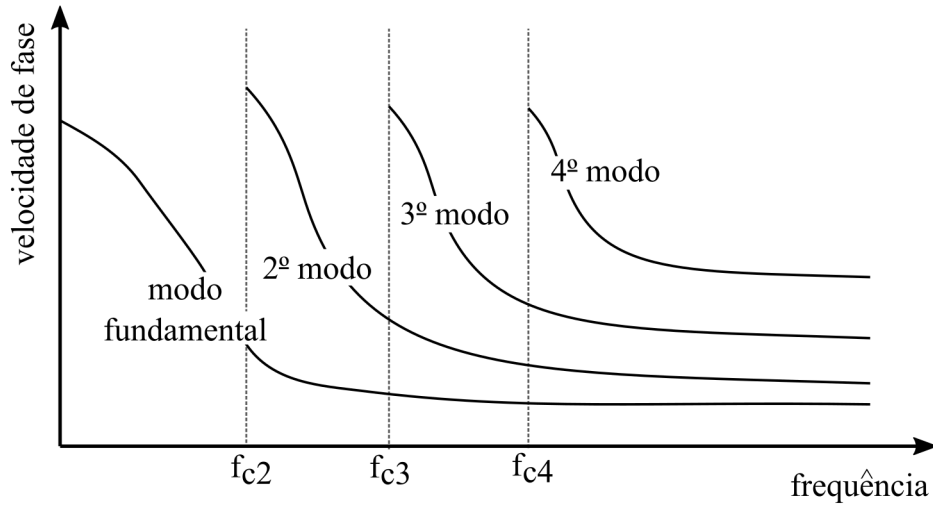


Figura 7: Esquema das curvas de dispersão dos diferentes modos de dispersão das ondas Rayleigh. f_{c2} , f_{c3} e f_{c4} são as frequências de corte dos três modos superiores representados. Modificado de Strobbia (2003).

2.4 Séries Temporais e Análise de Sinais

Os sinais geofísicos são compostos por várias medições de propriedades físicas em intervalos de tempo dt . Neste tópico, abordamos alguns dos principais conceitos e operações matemáticas relevantes para o entendimento da manipulação de sinais.

A Delta de Dirac $\delta(t)$, também chamada de Função Impulso, é uma das principais distribuições utilizadas no estudo de sistemas e sinais. A sua definição permite manipulações que vão além do Cálculo Diferencial e Integral para funções clássicas.. É definida como:

$$\delta(t) = 0, \quad t \neq 0,$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t) dt = 1, \quad (16)$$

em que pode ser visualizada como o limite de um retângulo fino de área unitária, onde a largura do retângulo é definida como um valor muito pequeno, ϵ , e sua altura, um valor muito grande, $1/\epsilon$, em que $\epsilon \rightarrow 0$. Dessa forma, $\delta(t) = 0$ em todo o eixo do tempo, com exceção em $t = 0$, onde $\delta(0) = \infty$.

Um dos teoremas mais importantes na geofísica é o da convolução no espaço-tempo, operação correspondente à multiplicação no domínio da frequência (Leite, 2015). Por exemplo, a resposta $g(t)$ de um sistema $h(t)$ das variações da impedância acústica do interior da Terra $f(t)$ é dada por

$$g(t) = f(t) * h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) h(t - \tau) d\tau. \quad (17)$$

A Figura 8 apresenta um exemplo de uma série temporal $f(t)$ (Figura 8a), convolvida com uma *wavelet* $h(t)$ (Figura 8b). O resultado é a série apresentada em 8c.

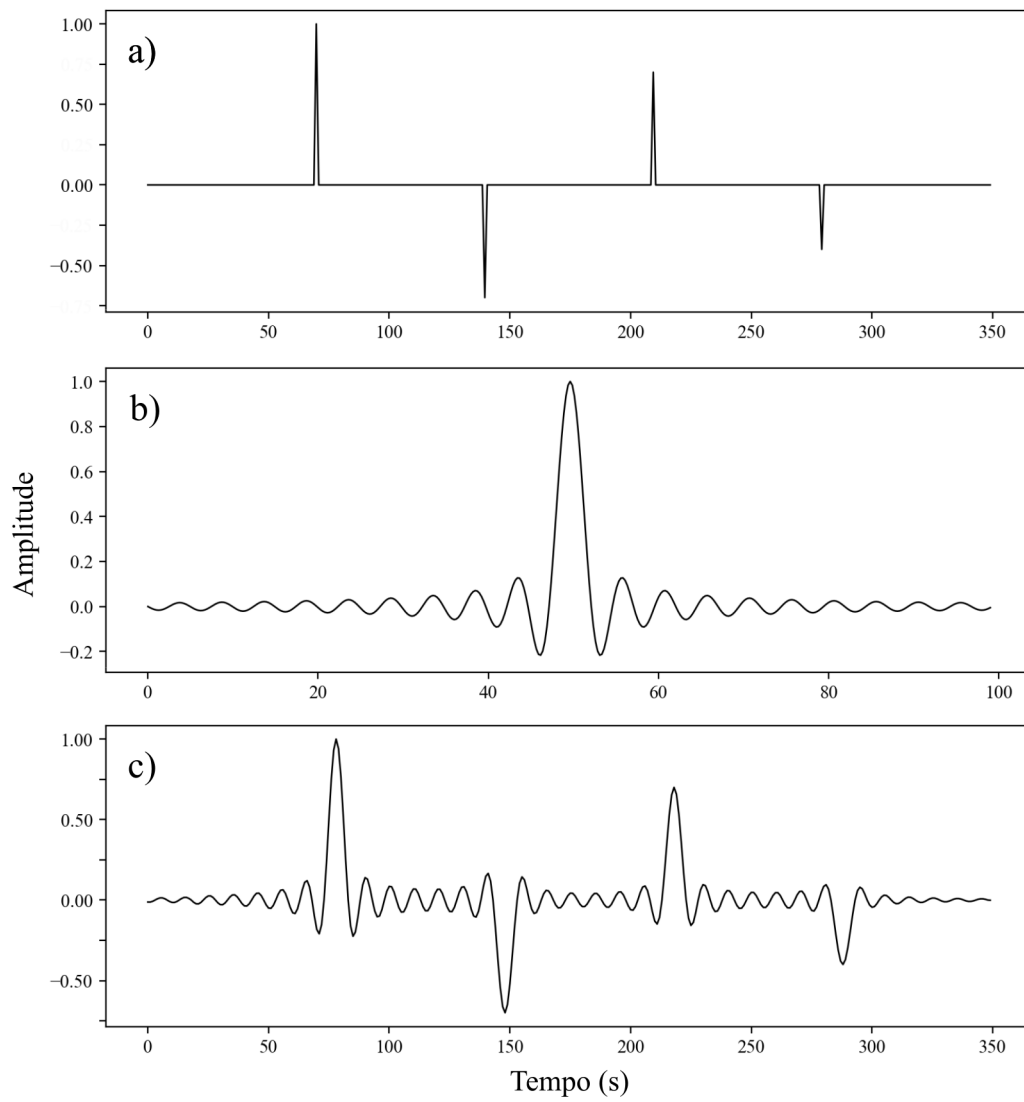


Figura 8: Exemplo de convolução de uma série temporal. (a) Série temporal $f(t)$; (b) forma de onda $h(t)$; resultado da convolução entre $f(t)$ e $h(t)$.

A partir desses conceitos, pode-se definir a “Propriedade da Peneira”:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \phi(\tau) \delta(t - \tau) d\tau = \phi(t), \quad (18)$$

em que $\phi(t)$ é uma função suave. A correlação é semelhante à convolução, com a diferença de que não há a inversão de tempo em uma das funções (Lathi, 2006):

$$g(t) = f(t) \otimes h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) h(t + \tau) d\tau. \quad (19)$$

A correlação é uma busca matemática por similaridades entre dois sinais $f(t)$ e $h(t)$, resultando em impulsos na função $g(t)$. Da mesma forma, é possível definir a autocorrelação, que simplesmente é a correlação de uma função com ela mesma:

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) f(t + \tau) d\tau. \quad (20)$$

2.5 Ruído Sísmico

O ruído ambiental é objeto de estudo da análise e processamento de sinais. Por exemplo, durante a 2ª Guerra Mundial, o uso do radar para detecção de aeronaves avançou muito. O ruído na banda de frequência de interesse causava interferências que comprometiam o sinal, e muito esforço teórico foi aplicado para distinguir a informação de interesse do ruído (Telford et al., 1990). Na sismologia, toda a informação decorrente da constante vibração da Terra não relacionada a terremotos é considerada como ruído na maior parte das análises. Parte dessa movimentação é chamada de microssismos, eventos aleatórios de baixa amplitude (10^{-4} a 10^{-2} mm) detectados pelos sismômetros digitais (Shearer, 2019).

O espectro do ruído sísmico é multimodal, em que diferentes mecanismos físicos geram energia para a Terra como ondas sísmicas de períodos variados. É possível dividir o período das ondas sísmicas ruidosas (Nakata et al., 2019) em diferentes porções do espectro onde costumam ser registradas:

- Período curto – 0.1 a 1 s – dominado por ruído cultural, energia sísmica irradiada a partir de redes elétricas, carros, trens e maquinário.
- Período intermediário – 1 a 30 s – microssismos gerados pela constante vibração da Terra.
- Período longo – 30 a 500 s – causado por ondas oceânicas geradas por ventos e tempestades em direção à costa, também chamadas de *Hum*.

Os avanços da teoria da análise estatística de sinais provam que há muita informação útil dentro do espectro considerado como ruidoso. Recentemente, o ruído sísmico de diferentes estações foi utilizado para monitorar o isolamento social imposto pela pandemia do COVID-19 (Dias et al., 2020; Lecocq et al., 2020). Campillo e Paul (2003) provaram experimentalmente que a correlação cruzada entre o ruído gravado por duas estações gera as funções de Green do modo fundamental das ondas de superfície. Dessa forma, uma das principais aplicações da interferometria sísmica é a determinação da velocidade das ondas superficiais (Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005). A correlação entre os

pares de receptores é estendida para toda a rede de sismômetros disponível. Lin et al. (2009) utilizaram uma rede de 499 sismômetros para determinar as velocidades das ondas Rayleigh de grande parte da porção oeste dos Estados Unidos. Outros estudos utilizaram a interferometria sísmica para estudar a aplicação no monitoramento de barragens. Planès et al. (2016) foram capazes de detectar variações das velocidades sísmicas em diferentes estruturas. De Wit e Olivier (2018), de maneira similar, identificaram aumentos das velocidades em regiões que apresentaram infiltração e surgência de água. Planès et al. (2017) avaliaram o monitoramento sísmico passivo de um dique e notaram variações nas velocidades que correspondem com o ciclo de marés da região.

2.6 Interferometria Sísmica

De acordo com Wapenaar et al. (2010), o termo “interferometria” vem da radioastronomia, em que se refere à correlação cruzada aplicada aos pares de sinais de rádio de fontes distantes (Thompson et al., 2001). A interferometria sísmica simplesmente é a aplicação dos métodos de correlação aos sinais sísmicos (Curtis et al., 2006). A técnica pode também ser chamada como recuperação das funções de Green, uma vez que o resultado após a correlação cruzada entre duas estações é a função de Green do meio convolvida com a wavelet da fonte (Wapenaar et al., 2010).

Claerbout (1968) propôs que as variações unidimensionais resultantes das estratificações da Terra podem ser resolvidas a partir da autocorrelação das respostas de transmissão de fontes em subsuperfície (Draganov et al., 2007). Além disso, o autor fez a conjectura de que a correlação cruzada entre os traços de dois diferentes receptores poderia ser usada para prever a resposta sísmica em um receptor caso o outro fosse a fonte. Wapenaar et al. (2002) utilizou o teorema de Green para provar tal conjectura e estender o método para 3 dimensões, e o autor posteriormente generalizou para a recuperação completa de todas as funções de Green 3D para meios não homogêneos, tanto para ondas de superfície como para ondas de corpo refletidas, a partir da correlação de ruído ambiental (Wapenaar, 2004). Houve um grande desenvolvimento do método após os trabalhos de Schuster (2001) e Schuster et al. (2004), em que ocorreram avanços na parte experimental da técnica.

Campillo e Paul (2003) foram os primeiros a utilizar as ondas coda para reconstruir a resposta de impulsos interferométricos a partir de ruído. Já os primeiros avanços notáveis no uso da interferometria para inversão tomográfica de velocidade surgiram com o trabalho de Shapiro et al. (2005) (Curtis et al., 2006). Segundo Wapenaar et al. (2010), a interferometria sísmica possui duas principais aplicações: a recuperação da velocidade de ondas superficiais (Goutorbe et al., 2015; Shapiro e Campillo, 2004) e respostas de reflexões para exploração (Draganov et al., 2009, 2007). Draganov et al. (2009) afirma que recuperar ondas refletidas do ruído é um processo mais desafiador do que recuperar as ondas de superfície, porque as amplitudes das reflexões decaem mais rapidamente. Além disso, a distribuição de fontes ruidosas deve ser mais rigorosa.

Aqui, trazemos uma descrição do embasamento teórico do método de maneira similar ao que Wapenaar et al. (2010) apresentam, em que os princípios são explicados para o caso de uma fonte em um cenário 1D.

A Figura 9a mostra uma onda plana irradiada por um fonte impulsiva em $x = x_s$ e $t = t_0$, se propagando ao longo do eixo x . Assumimos que a velocidade de propagação c é constante e o meio não apresenta perdas. Há dois receptores no eixo x , x_a e x_b . A Figura 9b mostra a resposta observada no receptor em x_a . Essa resposta é denotada como

$G(x_a, x_s, t)$, em que G representa a função de Green. A resposta registrada consiste em um impulso unitário em $t_a = (x_a - x_s)/c$, de forma que $G(x_a, x_s, t) = \delta(t - t_a)$, segundo a definição da Delta de Dirac dada pela Equação 16. Da mesma forma, a resposta em x_b é $G(x_b, x_s, t) = \delta(t - t_b)$ (Figura 9c).

A interferometria sísmica envolve a correlação cruzada entre as repostas de dois receptores, no caso, x_a e x_b . Como o caminho da onda emitida em x_s possui os pontos x_a e x_b em comum, o tempo de viagem entre x_a e x_b é cancelado no processo da correlação cruzada, resultando no tempo de percurso entre x_a e x_b , ou seja, $t_b - t_a = (x_b - x_a)/c$. Assim, a Figura 9d mostra o registro do impulso pelo receptor em x_b caso a fonte estivesse em x_a .

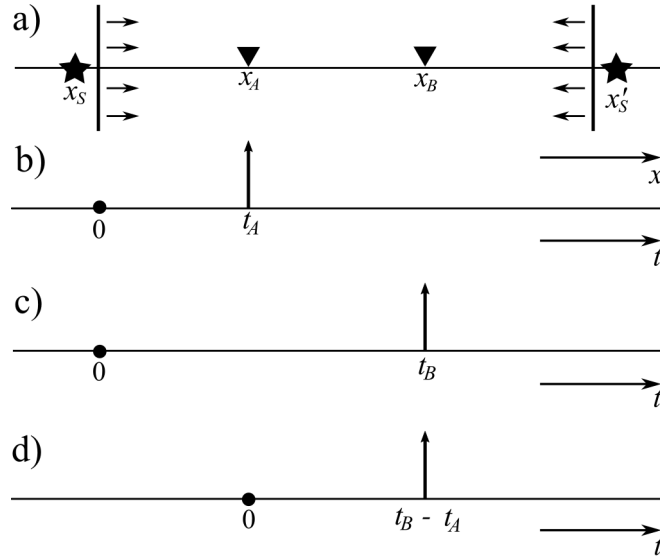


Figura 9: Exemplo da interferometria sísmica 1D da onda direta. (a) A fonte em x_s emite uma onda plana que viaja ao longo do eixo x . (b) Resposta observada pelo receptor x_a , i. e., $G(x_a, x_s, t)$. (c) Semelhante à situação anterior, porém no receptor x_b . (d) Correlação cruzada entre as respostas de x_a e x_b , correspondente caso o segundo receptor registrasse um impulso enviado a partir do primeiro. Modificado de Wapenaar et al. (2010).

Não é preciso saber informações sobre a posição da fonte x_s , e o resultado possui informações sobre a velocidade do meio c . A mesma análise é feita caso o impulso da fonte ocorra em $t = t_s$ ao invés de $t = t_0$, desde que o caminho da onda passe por x_a e x_b .

A correlação cruzada entre as repostas de x_a e x_b é representada por $G(x_b, x_s, t) * G(x_a, x_s, -t)$ (Equação 19). A inversão de tempo na segunda função de Green torna a convolução em uma correlação, definida como

$$G(x_b, x_s, t) * G(x_a, x_s, -t) = \int G(x_b, x_s, t + t') G(x_a, x_s, t') dt'. \quad (21)$$

Sem entrar no rigor que a manipulação com distribuições requer, podemos substituir as funções Delta no lado direito da equação e aplicando a propriedade da peneira (Equação 18), temos:

$$\int \delta(t + t' - t_b) \delta(t' - t_a) dt' = \delta(t - (t_b - t_a)) = \delta(t - (x_b - x_a)/c), \quad (22)$$

que é a função de Green $G(x_b, x_a, t)$. Essa representação formula o princípio de que a correlação cruzada dos registros de dois receptores dá a resposta em um desses receptores caso a fonte estivesse posicionada no outro.

Caso a função da fonte seja definida por uma *wavelet* $s(t)$, a resposta em x_a pode ser reescrita como $u(x_a, x_s, t) = G(x_a, x_s, t) * s(t)$, e o mesmo vale para x_b . Considerando $S_s(t)$ a autocorrelação da *wavelet*:

$$S_s(t) = s(t) * s(-t), \quad (23)$$

temos que

$$G(x_b, x_a, t) * S_s(t) = u(x_b, x_s, t) * u(x_a, x_s, -t). \quad (24)$$

Se a função da fonte é uma *wavelet* ao invés de um impulso, a correlação cruzada das respostas em dois receptores é a função de Green entre os receptores convolvida com a autocorrelação da função da fonte.

No caso em que a fonte impulsiva se propaga na direção negativa do eixo x a partir de $x = x'_s$ (à direita de x_a e x_b) (Figura 9a), teremos as respostas dos receptores em t'_a e t'_b . A função de Green obtida após a correlação cruzada será $G(x_b, x_a, -t) = G(x_b, x'_s, t) * G(x_b, x'_s, -t)$. Combinando essa expressão com o caso anterior, temos:

$$G(x_b, x_a, t) + G(x_b, x_a, -t) = \sum_{i=1}^2 G(x_b, x_s^{(i)}, t) * G(x_a, x_s^{(i)}, -t), \quad (25)$$

em que $x_s^{(i)}$ representa x_s e x'_s . Analogamente ao caso anterior em que a função da fonte é uma *wavelet*, é possível manipular a equação 25 para obter

$$[G(x_b, x_a, t) + G(x_b, x_a, -t)] * S_s(t) = \sum_{i=1}^2 u(x_b, x_s^{(i)}, t) * u(x_a, x_s^{(i)}, -t). \quad (26)$$

Ao considerar fontes ruidosas geradas de maneira aleatória $N(t)$ e $N'(t)$ atuando sobre as fontes em x_s e x'_s , as respostas em x_a são dadas por $u(x_a, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_a, x_s^{(i)}, t) * N_i(t)$. Assim, a resposta registrada é a superposição dos efeitos gerados à esquerda e à direita dos receptores. A correlação entre os dois registros é apresentada a seguir, em que $\langle \cdot \rangle$ representa a média conjunta:

$$\langle u(x_b, t) * u(x_a, -t) \rangle = [G(x_b, x_a, t) + G(x_b, x_a, -t)] * S_s(t). \quad (27)$$

Dessa forma, o resultado é a resposta gravada em um receptor caso o outro fosse uma fonte, tanto em tempos positivos como negativos. A Figura 10 mostra as respostas nos receptores x_a (Figura 10a) e x_b (Figura 10b) no caso em que x_s é uma fonte ruidosa $N(t)$. O tempo de propagação entre os receptores é de 8 ms; dessa forma, a correlação cruzada entre os dois sinais dá como resposta um impulso centrado em $t = 8$ ms (Figura 10c). Ao saber a distância entre as estações, é possível estimar uma velocidade do meio a partir do tempo de atraso obtido pela função de Green gerada.

2.7 Modelador de Diferenças Finitas

A técnica da interferometria sísmica ainda possui uma série de limitações. Draganov et al. (2013) enumera algumas das razões da técnica ainda não ser amplamente utilizada

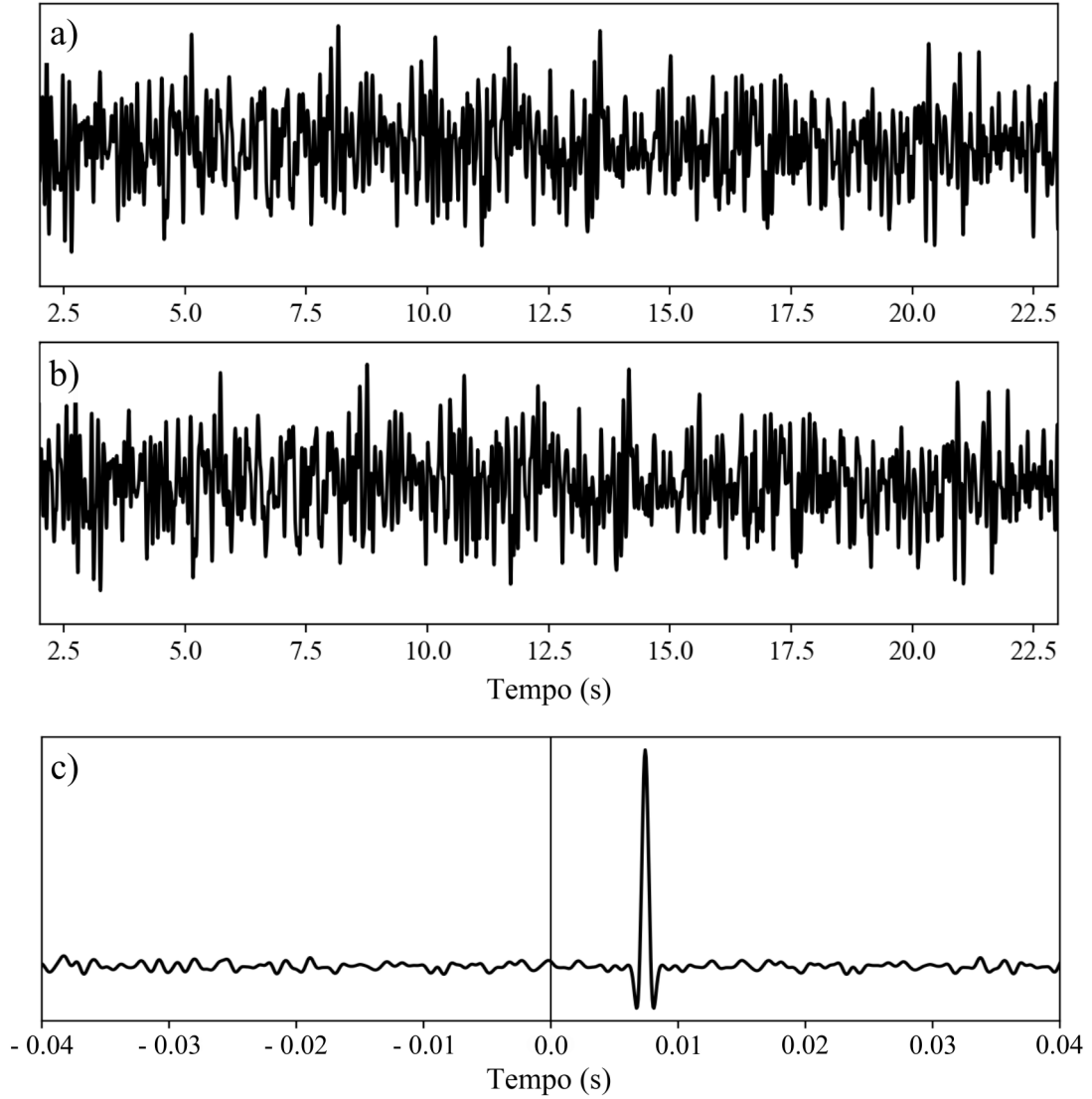


Figura 10: Exemplo da interferometria para o caso de uma fonte ruidosa. (a) Resposta observada em x_a , i. e., $G(x_a, x_s, t) * N(t)$. (b) Semelhante à situação anterior, porém em x_b . (c) Correlação cruzada entre as respostas de x_a e x_b , que também pode ser entendido como $G(x_b, x_a, t) * S_N(t)$, em que $S_N(t)$ é a autocorrelação do ruído $N(t)$. Modificado de Wapenaar et al. (2010).

na sísmica de exploração, como a necessidade do ruído conter a energia das ondas de corpo e uma banda de frequência relevante para a exploração (acima de 1 Hz); e a falta de compreensão das propriedades do ruído ambiental nessa faixa de frequência. Além disso, a teoria prevê que as fontes de ruído sejam não correlacionadas e o campo difuso, o que nem sempre ocorre. Por isso, há uma necessidade de utilizar modelos s nteticos robustos para testar a sensibilidade do método a leves alterações nas condições que a teoria exige, e validar os resultados obtidos experimentalmente. Para que o método possa ser aplicado, os sismogramas modelados devem possuir fontes ruidosas distribuídas de maneira aleatória e considerar frequências e possíveis correlações existentes entre as fontes.

O modelador de diferenças finitas desenvolvido por Thorbecke e Draganov (2011)   capaz de simular os registros de ondas sísmicas de longa duração adquiridos de forma passiva. O programa é usado para modelar ondas conforme a equação de ondas 2D em diferentes meios, e as fontes podem ser definidas de forma aleatória em subsuperfície. As vantagens do programa em relação aos outros já desenvolvidos para ondas bidimensionais   ser um código aberto, utilizar o Seismic Unix para definir parâmetros de interface e gerar arquivos de saída, e especificamente objetiva modelar as aquisições utilizadas para a Interferometria Sísmica. O programa computa a solução da equação 2D da onda pela aproximação das derivadas da equação por diferenças finitas. A equação da onda é definida pelos sistemas linearizados de primeira ordem das Leis de Newton e Hooke. Para um meio acústico, as equações são fornecidas por:

$$\begin{aligned}\frac{\partial V_x}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, \\ \frac{\partial V_z}{\partial t} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z},\end{aligned}\tag{28}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\frac{1}{\kappa} \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_z}{\partial z} \right),$$

em que V_x , V_z são as componentes de velocidade das partículas nas direções x e z , P é a pressão acústica, ρ é a densidade e κ a compressibilidade do meio. As derivadas de primeira ordem nas coordenadas espaciais (posição lateral x e profundidade z) são aproximadas pela chamada aproximação centralizada de Crank-Nicolson de 4  ordem:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{-P\left((i + \frac{3}{2}) \Delta x\right) + 27P\left((i + \frac{1}{2}) \Delta x\right) - 27P\left((i - \frac{1}{2}) \Delta x\right) + P\left((i - \frac{3}{2}) \Delta x\right)}{24\Delta x},\tag{29}$$

e a derivada de primeira ordem no tempo é aproximada por um esquema de segunda ordem:

$$\frac{\partial P}{\partial t} \approx \frac{P\left((i + \frac{1}{2}) \Delta t\right) - P\left((i - \frac{1}{2}) \Delta t\right)}{\Delta t}.\tag{30}$$

Essas aproximações podem ser derivadas pela combinação linear de diferentes expansões de Taylor (Fornberg, 1988):

$$P(x + \Delta x) = P(x) + \frac{\Delta x}{1!} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\Delta x^2}{2!} \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\Delta x^3}{3!} \frac{\partial^3 P}{\partial x^3} + \mathcal{O}(\Delta x^4).\tag{31}$$

Os códigos implementados usam uma malha escalonada conforme descrito em Virieux (1986). A implementação das equações 28 também é chamada de estêncil, uma vez que forma um padrão de quatro pontos de malha necessários para calcular a derivada parcial em cada ponto da malha. Para calcular a derivada espacial em todos os pontos da matriz, o estêncil é deslocado através do grid.

Os parâmetros do meio usados no modelador são:

$$\begin{aligned}(\lambda + 2\mu) &= V_p^2 \cdot \rho = \frac{1}{\kappa}, \\ \mu &= V_s^2 \cdot \rho,\end{aligned}\tag{32}$$

em que ρ é a densidade do meio, V_p é a velocidade da onda P, V_s é a velocidade da onda S, λ e μ são os parâmetros de Lamé (Sei, 1995) e k é o módulo de compressibilidade. O programa lê V_p , V_s e ρ como arquivos de entrada. A partir desses, o programa calcula os parâmetros de Lamé usados nas equações de primeira ordem (28) para calcular o campo de ondas nos intervalos de tempo seguintes.

As equações de primeira ordem são aproximadas pelos operadores de diferenças finitas das equações 29 e 30. Quando esquemas explícitos de *time-marching* são usados para as soluções numéricas, o número de Courant (Courant et al., 1967) dá uma condição para a convergência. Esse número é usado para restringir o intervalo de amostragem dt nas simulações computadorizadas. Por exemplo, se uma onda está se propagando através de uma malha com distância discreta Δx , então o intervalo de tempo deve ser menor que o tempo necessário para a onda viajar para um ponto adjacente da malha. Caso contrário, a simulação produz resultados incorretos. Para derivadas espaciais de 4^a ordem, o número de Courant é 0.606 (Sei, 1995), e a discretização deve satisfazer o seguinte para a estabilidade:

$$\sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \frac{\Delta t}{h} \leq 0.606.\tag{33}$$

Essa aproximação requer que

$$\Delta t < \frac{0.606 \Delta h}{V_{\max}},\tag{34}$$

com $\Delta h = \Delta x = \Delta z$ sendo o passo de discretização nas dimensões espaciais.

3 Materiais e Métodos

3.1 Área de Estudo

A barragem do Paranoá está localizada no extremo leste do Domo de Brasília. Tal região está compreendida na Faixa de Dobramentos Brasília, cinturão de dobramentos neoproterozóico do Cráton São Francisco (Uhlein et al., 2012). A região de estudo se encontra no Grupo Paranoá, de idade Meso/Neoproterozóico, composto majoritariamente por rochas sedimentares como quartzitos com intercalações de metassiltitos, calcários e dolomitos (Pimentel et al., 2011). Além deste, o Distrito Federal é composto geologicamente por outros três conjuntos litológicos: grupos Canastra, Araxá e Bambuí (Campos, 2016) (Figura 11).

A área está sobre a sequência deposicional de quartzitos médios (Q_3), também conhecida como Formação Ribeirão Contagem (Campos et al., 2013), unidade composta por quartzitos finos a médios, muito silicificados (Neumann, 2012).

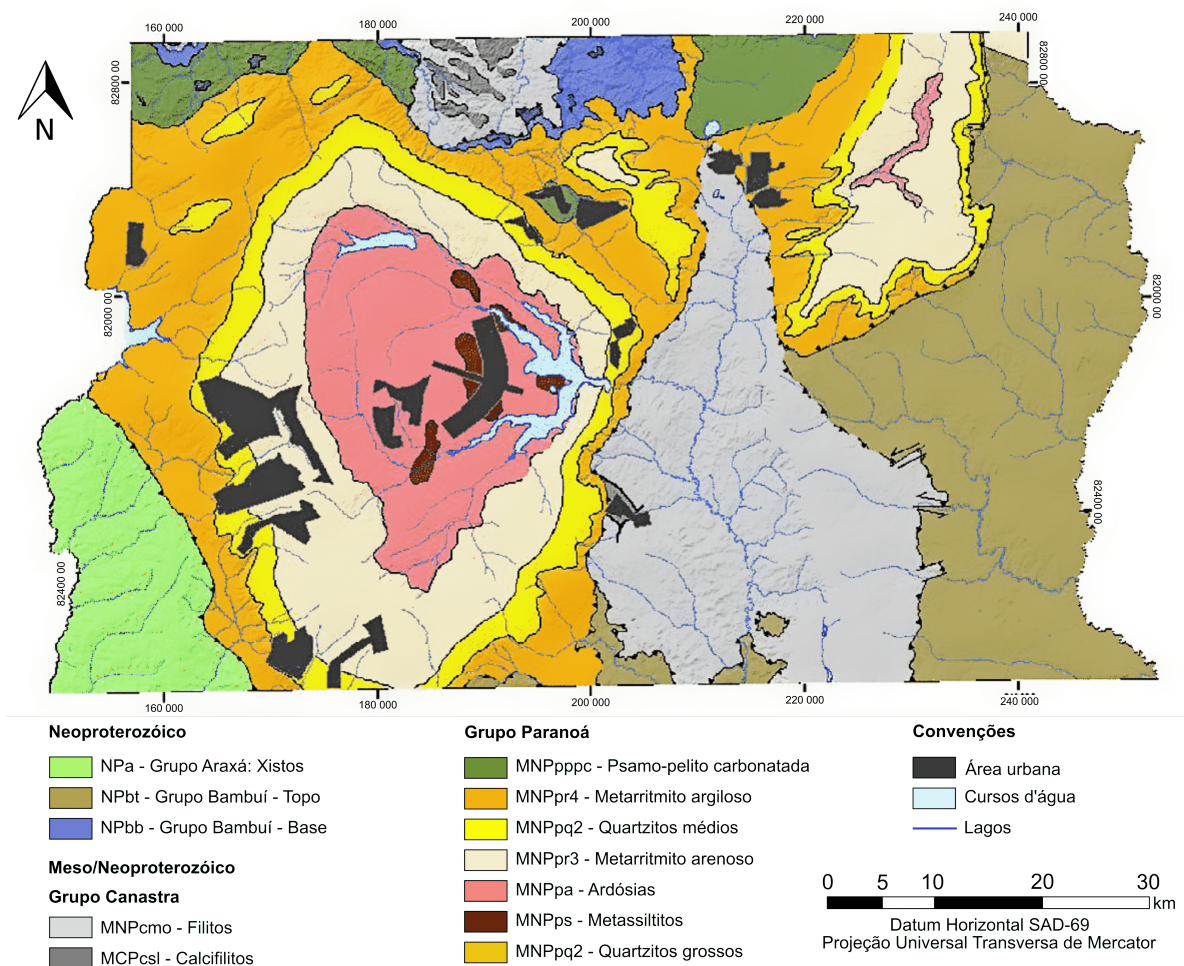


Figura 11: Mapa geológico do Distrito Federal. Modificado de Neumann (2012).

O solo da região é definido como Cambissolo Háplico (Figura 12), resultante do intemperismo das rochas proterozóicas do Grupo Paranoá (Menezes, 2010). Tal classe de solo, juntamente com o Latossolo Vermelho e Latossolo Vermelho-Amarelo, representa 90% da cobertura do DF (Martins e Baptista, 1998).

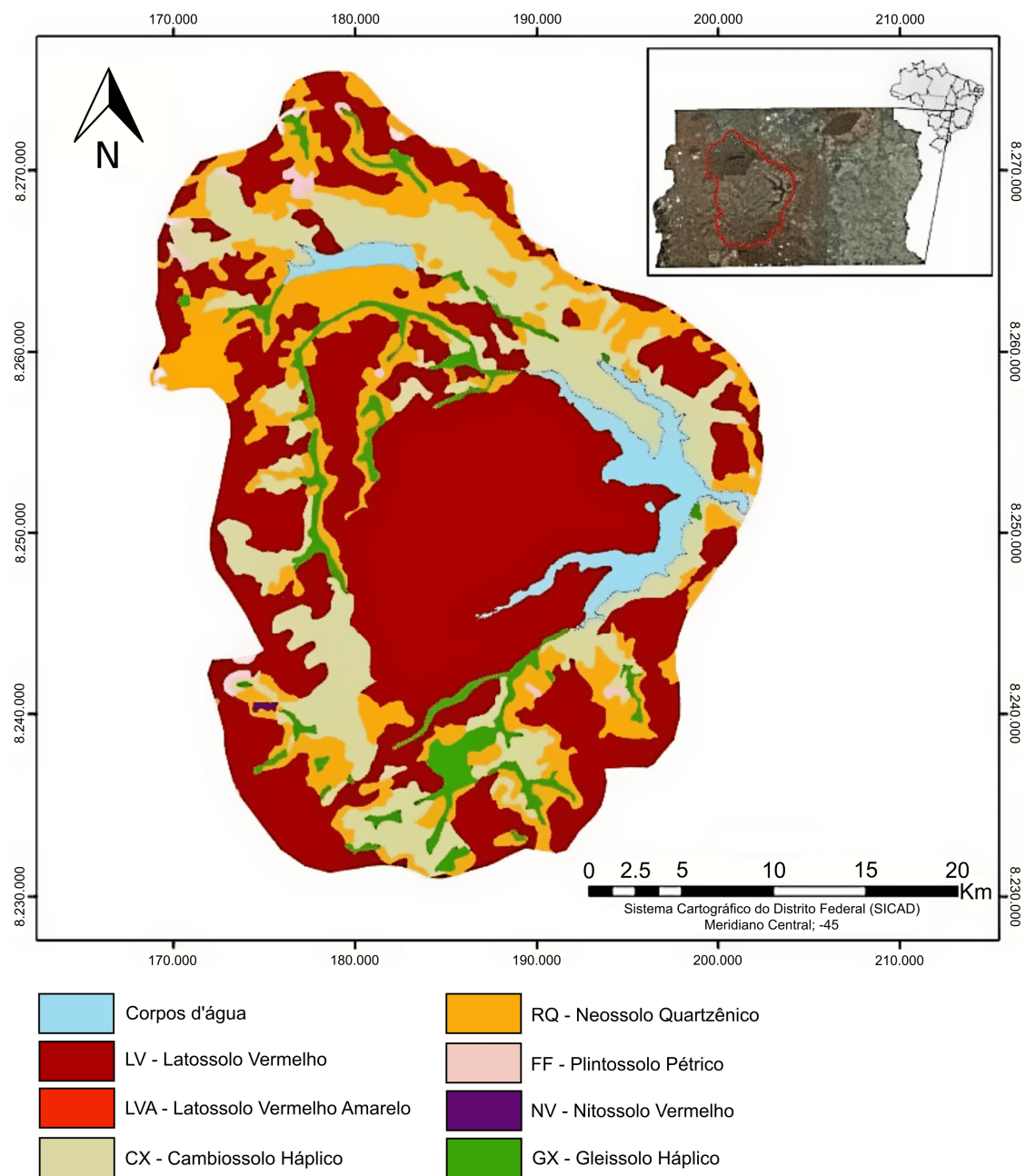


Figura 12: Mapa de solos da Bacia do Lago Paranoá. Modificado de Menezes (2010).

A barragem do Paranoá é do tipo terra-enrocamento (Fell et al., 2005), que possui aglomerados de terra compactada e rochas para sustentação. O núcleo é composto por material impermeável (argila compactada); os taludes de montante e jusante são compostos por blocos de rocha e há um aterro de material argiloso. A Figura 13 ilustra a estrutura típica de uma barragem do tipo terra-enrocamento.

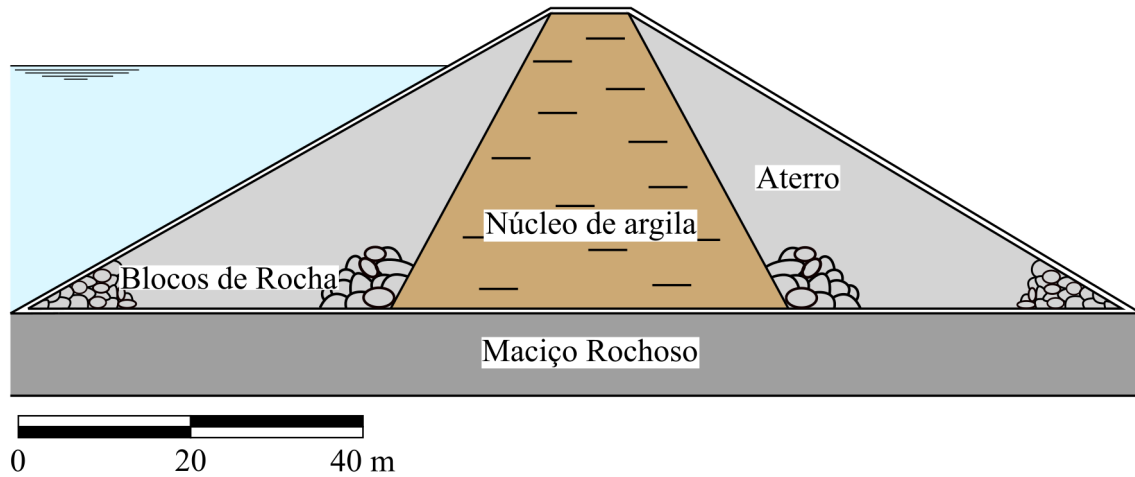


Figura 13: Seção transversal de uma barragem do tipo terra-enrocamento. Modificado de Flores-Berrones et al. (2011).

3.2 Processamento e Inversão dos Dados Sísmicos Ativos

Realizamos uma aquisição sísmica com fontes ativas no pé da barragem do Paranoá (DF), com um comprimento total de 475 metros (Figura 14).

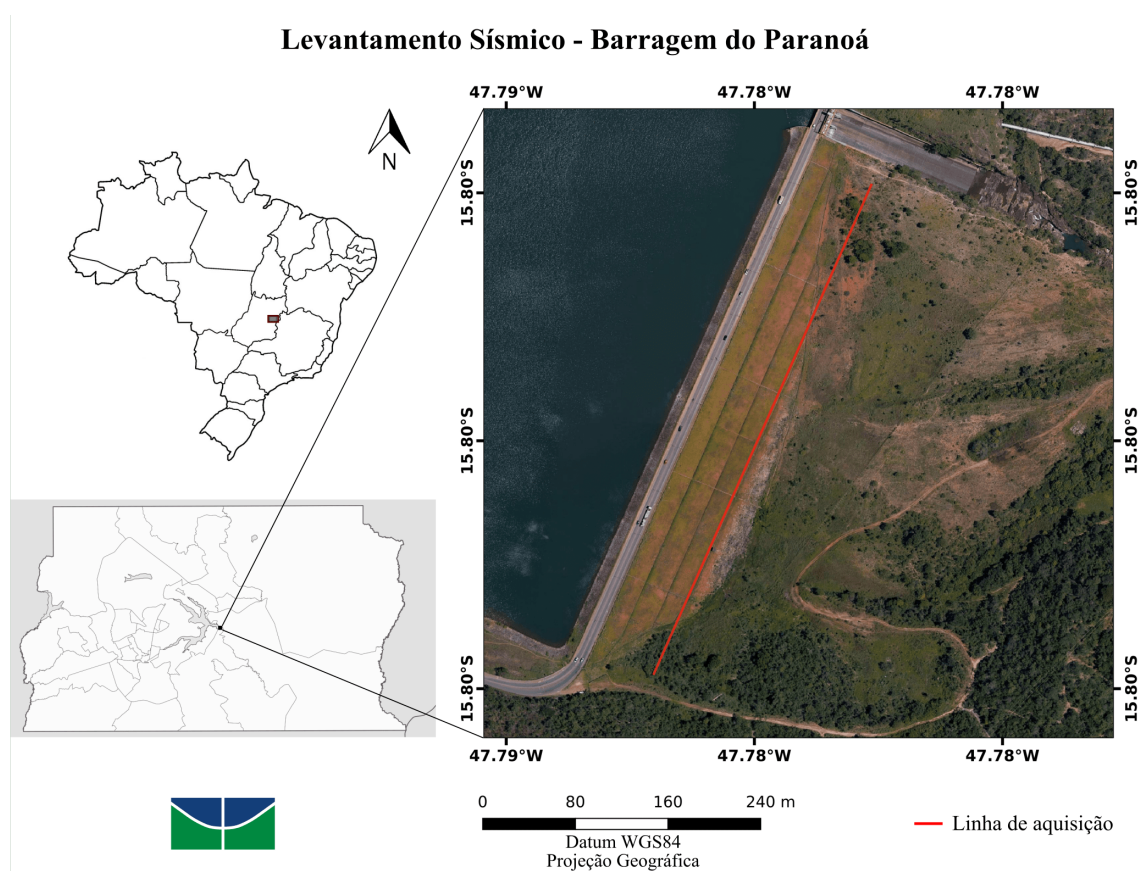


Figura 14: Localização da linha de aquisição sísmica realizada na barragem do Paranoá.

Utilizamos um total de 96 geofones verticais (da marca Geospace) espaçados 5 metros e foram realizados tiros espaçados 10 metros. Os parâmetros da aquisição sísmica são listados na Tabela 1. Além destes, também utilizamos 4 sismógrafos Geode (24 canais) da marca Geometrics, além de cabos, conectores e baterias de 12 volts.

Tabela 1: Parâmetros da aquisição sísmica realizada na barragem do Paranoá.

Parâmetros	Valores
Comprimento da linha	475 m
Espaçamento dos receptores	5 m
Espaçamento das fontes	10 m
Frequência geofones	14 Hz
Tipo de fonte	Ativa (marreta)
Stacks	3
Janela temporal	1500 ms
Taxa de amostragem	0.25 ms

A partir dos dados coletados, realizamos as etapas de tratamento dos dados e inversão para cada método proposto para este estudo.

3.2.1 Sísmica de Refração

O processamento dos dados de refração sísmica consiste na filtragem, edição de traços, marcação das primeiras chegadas e inversão Time-terms para gerar o modelo de velocidade. A filtragem foi feita no programa *Reflex-Win*, em que optamos por um filtro Bandpass-Butterworth, com frequências de corte de 7 a 85 Hz. O objetivo da filtragem é remover ruídos de alta frequência que atrapalhem a interpretação das chegadas das fases.

A edição dos traços e marcação das primeiras chegadas foram feitas através do programa *Pickwin* (SeisImager/2D, Geometrics). A Figura 15 apresenta um exemplo de sismograma com a marcação das primeiras chegadas.

A inversão Time-terms é feita no programa *PlotRefra* após exportarmos as marcações das fases. O programa gera um modelo inicial de velocidades e depois realiza a inversão. O erro RMS foi igual a 2.55%. Salvamos o modelo invertido no formato .ascii para interpolar no programa *Surfer*.

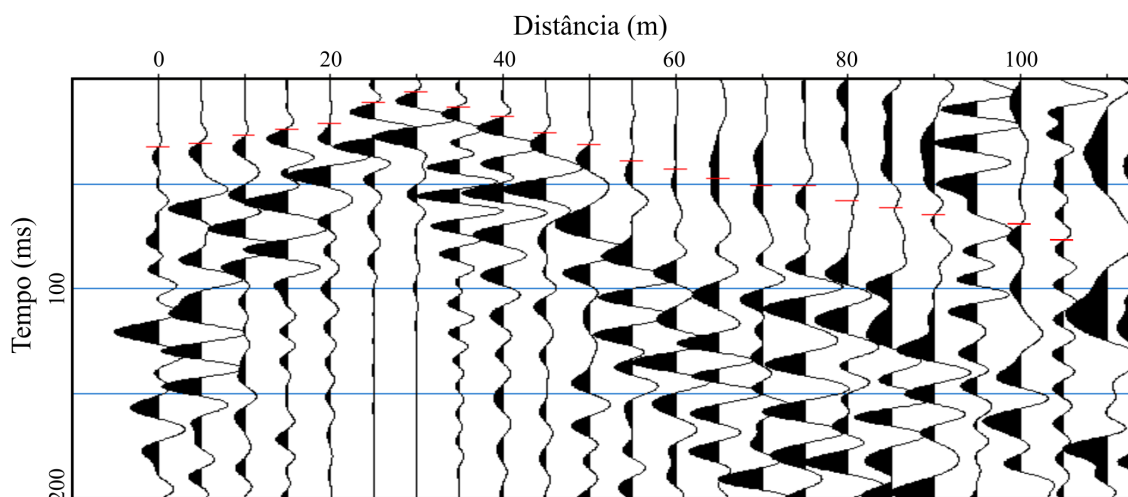


Figura 15: Exemplo de marcação das primeiras chegadas no sismograma referente ao tiro 6.

3.2.2 MASW

Processamos os dados através do programa *SeisImager* (Oyo Corporation) por meio do módulo Surface Wave Analysis. Inicialmente, geramos as curvas de dispersão após separar as diferentes frequências presentes no pacote das ondas de superfície através da transformada de Fourier e calcular as velocidades de fase. Um exemplo de curva frequência *vs* velocidade de fase é apresentado na Figura 16a.

A curva de dispersão é exportada para o pacote WaveEq do *SeisImager* para a análise das amplitudes do modo fundamental (Figura 16b). Marcação pouco coerentes com a distribuição de amplitudes foram removidas nesta etapa para prosseguir com a inversão da curva.

Após a inversão, o programa gera um perfil unidimensional de velocidade da onda S em profundidade (Figura 16c). O mesmo processo é repetido para todos os sismogramas

adquiridos ao longo da linha. O erro RMS médio dos perfis unidimensionais gerados após a inversão foi igual a 3.7%. A interpolação de tais perfis foi feita através do programa *Surfer* para obtermos um perfil bidimensional de V_s por profundidade.

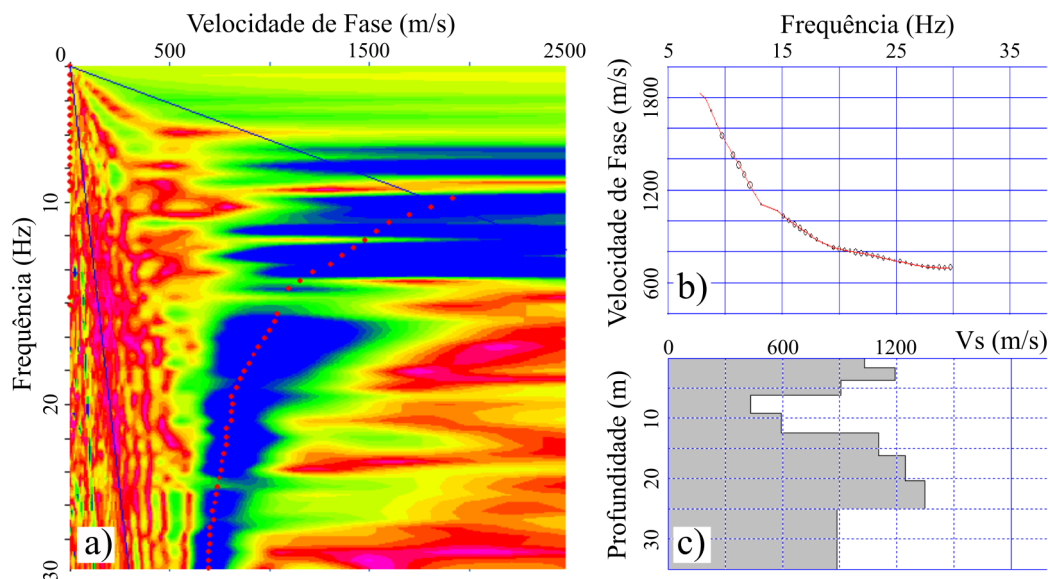


Figura 16: Exemplo do processamento de dados pelo método MASW para o tiro 6. (a) Gráfico de velocidade de fase vs frequência e respectivos picks do modo fundamental; (b) curva de dispersão gerada pelos picks; (c) modelo de velocidade 1D após a inversão.

3.3 Dados Sintéticos Passivos

3.3.1 Recursos Computacionais

O programa utilizado para a criação dos sismogramas sintéticos é o modelador de diferenças finitas *fdelmodc* – *fd*, desenvolvido por Thorbecke e Draganov (2011). A vantagem deste programa é simular o registro sísmico de longa duração adquirido de forma passiva em que as fontes são modeladas de forma aleatória em uma determinada região. Além disso, é possível gerar resultados das correlações cruzadas pelo próprio programa através do módulo *fconv*. Os modelos geológicos, sismogramas sintéticos e resultados da interferometria sísmica foram elaborados por meio deste modelador.

Os arquivos de saída são no formato SEG-Y, cuja leitura pode ser feita pelos programas do pacote *Seismic Unix* – *SU*. Por meio deste, geramos as imagens dos sismogramas apresentadas neste trabalho. Tanto o *fdelmodc* como o *Seismic Unix* funcionam por meio de linhas de comando. Com o intuito de automatizar a geração e o processamento dos arquivos, utilizamos o interpretador de comandos *BASH* (*bourne-again shell*) para criar diferentes scripts. Utilizamos também a linguagem de programação *AWK* para manipular os dados .su gerados.

Utilizamos um notebook da marca *Acer*, modelo *Aspire 5*, com um processador Intel i5 8ª geração, 8 GB de memória RAM. O hardware possui um adicional de memória GPU dedicada, modelo NVIDIA GeForce MX130.

3.3.2 Estrutura dos Scripts

Os scripts estão divididos na criação da forma de onda a ser utilizada na modelagem (*makewave*), geração do modelo geológico (*makemod*), criação dos sismogramas sintéticos (*fdelmodc*) e aplicação da interferometria sísmica nos traços (*fconv*). Apresentamos um exemplo de script utilizado para gerar alguns dos resultados deste estudo no Apêndice A.

- Wavelet

A assinatura das fontes é determinada através do comando *makewave*. A forma de onda utilizada nos modelos é a segunda derivada da função Gaussiana (g_2), ou Ricker, definida como

$$g_2 = \frac{f^2}{f_p^2} \exp\left(-\frac{f^2}{f_p^2}\right), \quad (35)$$

em que f é a frequência do modelo e f_p é a frequência de pico.

- Modelo Geológico

O modelo é elaborado por meio do comando *makemod*, em que definimos as velocidades V_p e V_s ; a densidade ρ ; as dimensões e discretização (dx e dz); o número de camadas e a geometria.

- Criação dos Sismogramas Sintéticos

Uma série de parâmetros devem ser definidos para que o comando *fdelmodc* gere os arquivos de saída. Entre as variáveis indispensáveis, vale destacar o número de fontes (*nsrc*), o distanciamento entre os receptores (*dxrcv*), a aleatoriedade das fontes (*src_random*), o tempo total de gravação (*tmod*), a frequência máxima (*fmax*) e o tipo de bordas (superfície livre ou absorvente).

- Correlação Cruzada

O comando *fconv* efetua as correlações cruzadas entre os traços dos arquivos gerados. O traço central de cada arquivo de campo V_z é correlacionado com todos os outros traços, o que resulta em um arquivo com uma fonte virtual no centro da linha.

3.3.3 Modelos Geológicos

Geramos diferentes modelos com propriedades físicas semelhantes, compostos por duas camadas, para analisar as diferentes respostas gerada após a correlação.

- Modelo de Duas Camadas

Elaboramos um modelo geológico simplificado de duas camadas horizontais para observar a resposta da hipérbole de reflexão com mais clareza. O modelo possui 1200 metros de comprimento (eixo x) e 100 metros de profundidade (eixo z). A primeira camada possui 50 metros de espessura. As bordas do modelo são definidas como absorvente; assim, a segunda camada estende-se infinitamente em profundidade, uma vez que a energia não retorna. Por um motivo de limitações computacionais para a modelagem, dizemos que a espessura da segunda camada também é de 50 metros. Os receptores são espalhados de

forma uniforme ao longo do eixo x , em $z = 0$. Os parâmetros utilizados na modelagem são apresentados na Tabela 2, e as propriedades físicas definidas para as duas camadas são apresentadas na Figura 17. As velocidades sísmicas da primeira camada são baseadas nos valores obtidos dos modelos invertidos a partir da Tomografia de Refração e MASW (Capítulo 4). Já a velocidade da segunda camada foi exagerada para garantir bons coeficientes de reflexão.

Simulamos aquisições com variações do tempo total de gravação (t_{mod}) e da distância entre os receptores (dx_{rcv}). As fontes são distribuídas aleatoriamente em subsuperfície. Além disso, realizamos um *time-lapse* a partir de um monitoramento passivo no caso em que há variação das velocidades sísmicas devido à saturação de uma camada.

Tabela 2: Parâmetros utilizados nos modelos sintéticos de duas camadas.

Parâmetros	Valores
Tempo de gravação	6, 12, 30, 60 e 120 s
Número de fontes	100
Distância entre receptores	1, 2, 4, 8 e 20 m
Wavelet	2ª Derivada Gaussiana
Frequência máxima	30 Hz
Frequência de pico	15 Hz
Discretização (dx e dz)	1 m
Amostragem (dt)	0.009 s

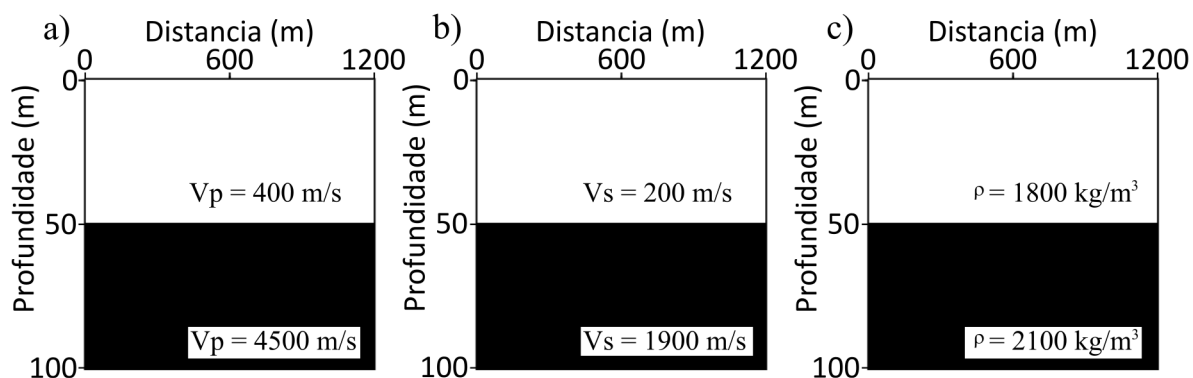


Figura 17: Propriedades físicas do modelo geológico de duas camadas. (a) Velocidade da onda P (m/s); (b) Velocidade da onda S (m/s); (c) Densidade (kg/m³).

- Painéis de Monitoramento

Desenvolvemos painéis de monitoramento para observar se existe algum tipo de alteração na velocidade do meio e na profundidade do refletor. Fizemos os códigos por meio da linguagem *Python*, e utilizamos as bibliotecas *NumPy*, *ObsPy*, *Matplotlib* e *Pandas*.

Ao calcular a correlação entre os sinais de dois receptores x_a e x_b , a resposta será um pulso em t equivalente ao tempo de reflexão de uma onda propagada por x_a e registrada em x_b . Para um meio de velocidade constante e refletor horizontal, o tempo de trânsito t é dado por (Kearey et al., 2002):

$$t = \frac{\sqrt{(2h)^2 + x_{ab}^2}}{v}, \quad (36)$$

em que h é a profundidade da camada refletora, x_{ab} é a distância entre o par de receptores e v é a velocidade da camada.

Para um conjunto de valores h e v , calculamos a coerência, conhecida como *Semblance* (Neidell e Taner, 1971):

$$S = \frac{1}{n} \frac{\sum_t \left(\sum_i w_{i,t} \right)^2}{\sum_t \sum_i w_{i,t}^2}, \quad (37)$$

em que n é o número de traços e $w_{i,t}$ é o valor de amplitude para o traço i , tempo t . Os valores de coerência são exibidos em um painel cujo eixo x são as velocidades v e eixo y são as profundidades h . Espera-se que a mancha gerada possua valores mais altos em torno da velocidade e profundidade determinadas para cada modelo.

Dessa maneira, geramos painéis de monitoramento para os arquivos obtidos após o *time-lapse*.

- Modelo Barragem do Paranoá

Com base nos resultados obtidos após a aquisição sísmica com fontes ativas na barragem, geramos um modelo geológico de maior complexidade para representar a estrutura esperada. As velocidades foram determinadas a partir dos perfis bidimensionais de V_p e V_s apresentados no Capítulo 4. Para determinar a densidade das três camadas definidas no *makemod*, utilizamos a relação de Gardner (Gardner et al., 1974):

$$\rho = 310 \cdot (V_p)^{0.25}. \quad (38)$$

O modelo possui 600 metros de comprimento (eixo x) e 40 metros de profundidade (eixo z). Os receptores foram espalhados ao longo do eixo x com espaçamento de 1 metro e as fontes foram geradas aleatoriamente em subsuperfície.

4 Resultados e Discussão

4.1 Dados Sísmicos Ativos

Após as inversões por Tomografia Sísmica de Refração e pelo método MASW, geramos perfis bidimensionais de velocidades sísmicas V_p e V_s , apresentados nas Figuras 18a e 18b.

Notamos que a razão sinal-ruído decaiu rapidamente ao longo da linha em relação à posição da fonte, o que não possibilitou a marcação das chegadas em todos os traços adquiridos (Figura 15). Por este motivo, é possível que a inversão não tenha resolvido camadas mais profundas do modelo. Ao interpretar o perfil de V_p , devemos levar este fato em consideração para não analisar artefatos como estruturas geológicas.

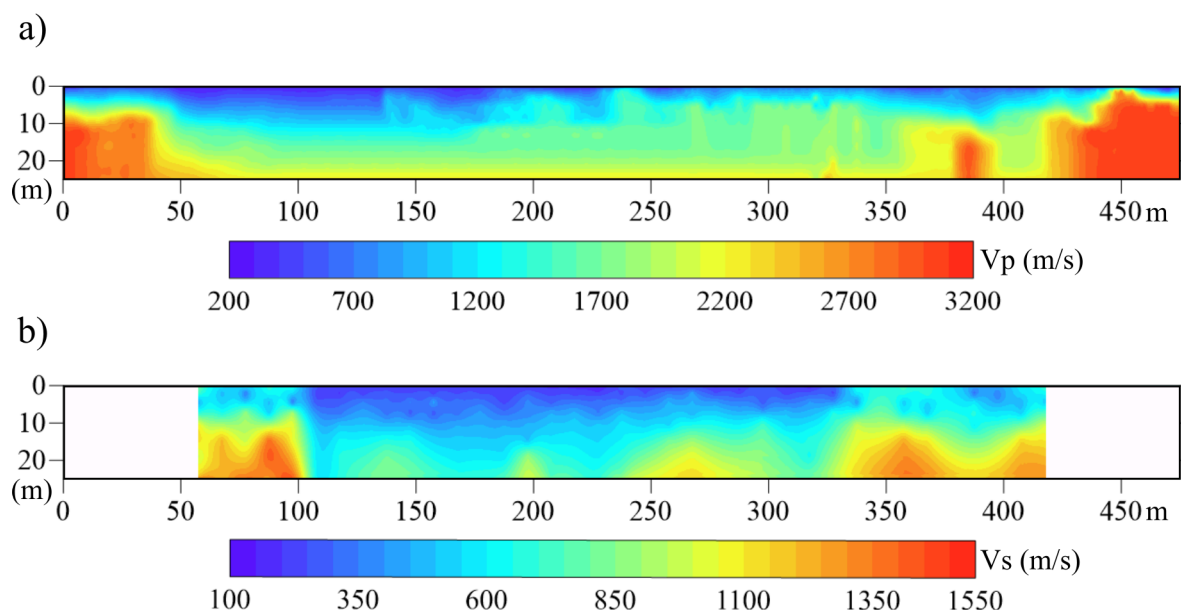


Figura 18: Modelos de velocidade (a) V_p e (b) V_s da barragem do Paranoá.

O modelo gerado após a inversão tomográfica de refração sísmica apresenta uma camada de menor velocidade (200 a 500 m/s) ao longo de toda a linha, entre as profundidades de 0 e 10 metros. Destacada na Figura 18a pela tonalidade azul-escuro, interpretamos como solo inconsolidado, de acordo com os valores apresentados na Tabela 3. Abaixo desta camada, observamos uma região de velocidade um pouco maior (800 a 2200 m/s), com as cores azul-claro/verde-claro, que ocupa a maior parte do modelo. Interpretamos como uma zona composta por material argiloso compactado.

Notamos um aumento de velocidade (2200 m/s) no centro do perfil, em profundidades abaixo de 22 metros. Como os geofones utilizados na aquisição possuem frequência que não permite investigações profundas (14 Hz), a profundidade do modelo foi limitada a 25 metros. Além disso, a falta de marcações em traços distantes da fonte também diminui a confiabilidade dos valores invertidos para maiores profundidades. Notamos a presença de uma série de artefatos horizontalizados de maior velocidade, como entre as distâncias de 300 e 350 metros, que podem ter sido gerados pela falta de chegadas marcadas antes da inversão.

Nas bordas do modelo, entre 0 e 50 metros e entre 420 e 475 metros, notamos camadas de mais altas velocidades (acima de 2700 m/s), demarcadas pela cor vermelha. Tais feições

Tabela 3: Velocidades da onda P características de diferentes materiais geológicos. Modificado de Oliveira e Brito (1998).

V_p (m/s)	Material
200 - 400	Solos, sedimentos inconsolidados
400 - 1400	Argilas/areias inconsolidadas
1400 - 1800	Areias saturadas, argila compactadas, rochas muito alteradas
1800 - 2400	Sedimentos consolidados/saturados, rochas ígneas/metamórficas, rochas alteradas, arenitos, folhelhos
2400 - 3700	Arenitos, folhelhos, rochas ígneas/metamórficas alteradas

podem representar o maciço rochoso que caracteriza as ombreiras da barragem.

Assim como na Figura 18a, observamos uma camada inicial de menor velocidade (100 a 350 m/s) entre 0 e 12 metros de profundidade no modelo de V_s , delimitada pela cor azul-escuro. Isso reforça a interpretação da presença de solo inconsolidado. Abaixo desta camada, observamos novamente uma região de maior velocidade (entre 600 e 850 m/s), marcada no perfil pela cor azul-claro. Interpretamos essas velocidades S como pertencentes a uma zona de argila compactada.

A partir dos modelos de V_p e V_s , é possível obter valores da Razão de Poisson (σ). A análise da Razão de Poisson diminui a ambiguidade das interpretações litológicas e permite inferir se há saturação no solo, uma vez que a presença de água nos materiais causa um aumento de σ a partir da diminuição do módulo de cisalhamento μ . Extraímos dois perfis de velocidades e calculamos a Razão de Poisson para cada um, apresentados nas Figuras 19 e 20. O primeiro perfil (Figura 19), extraído na distância horizontal de 175 metros, apresenta uma brusca variação nos valores de σ nos primeiros metros de profundidade, de 0.15 a 0.44. Isso indica a possível saturação do solo, de acordo com os valores característicos de σ mostrados na Tabela 4. Após 10 metros de profundidade, o valor se mantém estável, fato que corrobora com a interpretação de uma camada entre 0 a 10 metros de menores velocidades sísmicas seguida por outra camada com mais altas velocidades.

O comportamento apresentado pelo segundo perfil (Figura 20, obtido na distância de 260 metros) é diferente. Após um abrupto aumento de σ até 0.45, valor correspondente para solos saturados, a Razão de Poisson diminui a partir de 11 metros de profundidade e atinge valores que variam entre 0.3 e 0.35. Tal intervalo pode representar a camada de argila compactada interpretada a partir dos modelos de velocidade anteriores.

Tabela 4: Valores característicos da Razão de Poisson para solos e rocha. Retirado de Foti et al. (2018).

Material	Razão de Poisson σ
Solo não-saturado	0.15 - 0.35
Solo saturado	0.47 - 0.49
Rocha	0.2 - 0.25

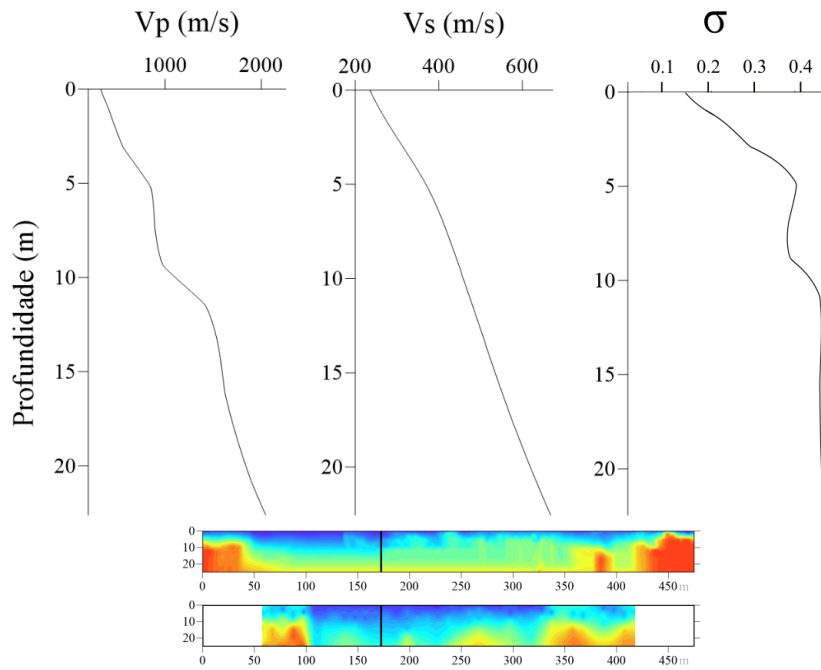


Figura 19: Perfis de V_p , V_s e Razão de Poisson extraídos na posição horizontal a 175 metros do início da linha.

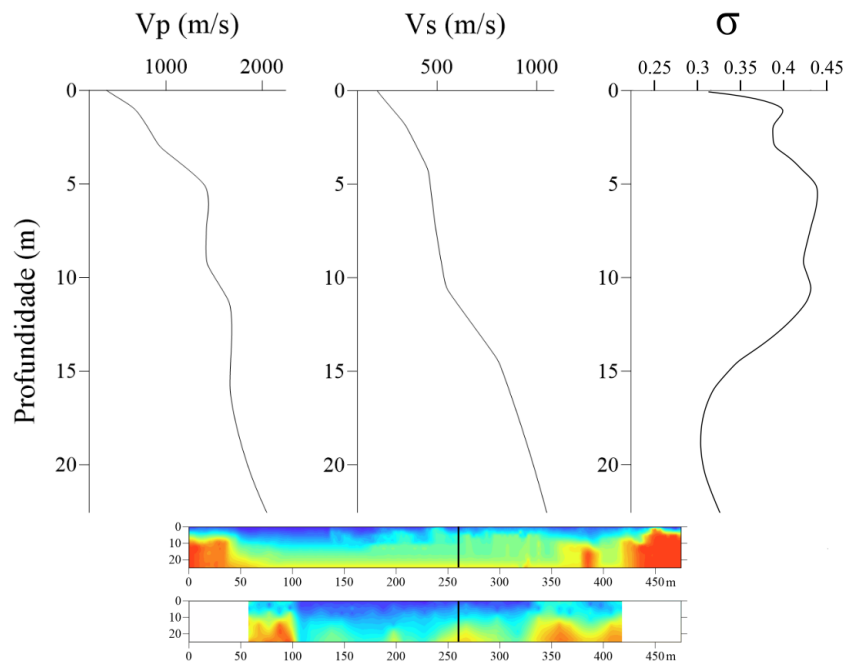


Figura 20: Perfis de V_p , V_s e Razão de Poisson extraídos na posição horizontal a 260 metros do início da linha.

4.2 Dados Sintéticos Passivos

4.2.1 Modelo de Duas Camadas

Realizamos a gravação de uma fonte ativa posicionada no meio da superfície do modelo ($x = 600, z = 0$) para comparar com os resultados da Interferometria Sísmica. Os registros são apresentados na Figura 21.

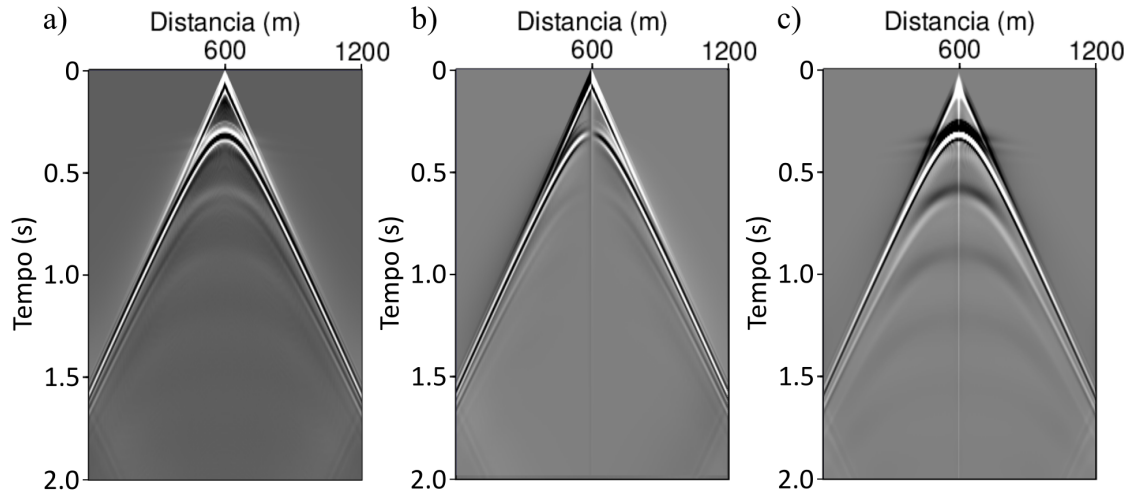


Figura 21: Registros sintéticos de uma fonte ativa para o modelo de duas camadas. (a) Campo de pressão; (b) Velocidade das partículas na direção x e (c) Velocidade das partículas na direção z .

- Variação do tempo de gravação

A primeira análise foi feita a partir da variação do tempo de gravação total ($tmod$). O número de fontes ruidosas foi fixado em $nsrc = 100$. A Figura 22 apresenta um exemplo da aleatoriedade das fontes utilizadas para modelar as aquisições, em que cada traço preto representa uma fonte de ruído.

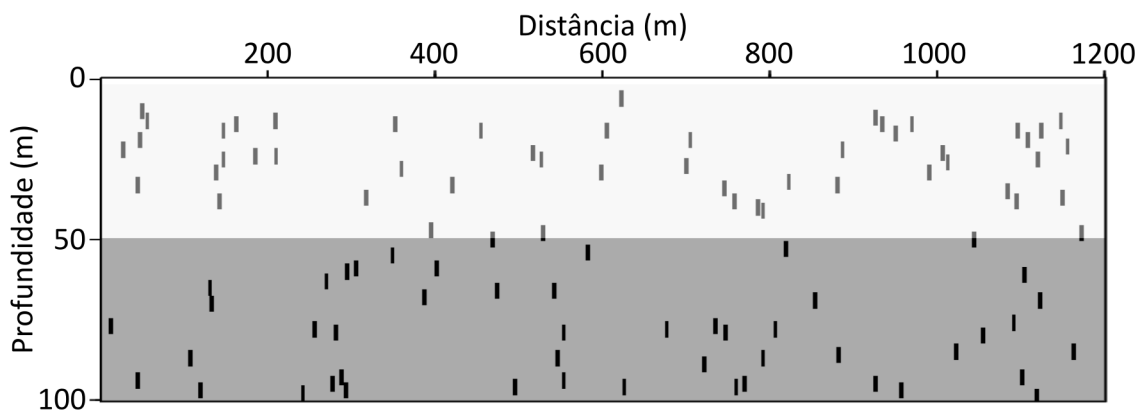


Figura 22: Fontes ruidosas (traços pretos) distribuídas de forma aleatória ao longo do modelo geológico.

A Figura 23 apresenta os traços emitidos por cada fonte para o exemplo em que $t_{mod} = 6$ segundos. Cada fonte possui diferente posição no modelo, assinatura espectral e tempo de duração. A Figura 24 ilustra o tempo do início de cada fonte *vs* tempo de duração. É possível notar que as fontes vão sendo ativadas ao longo da aquisição de forma aleatória.

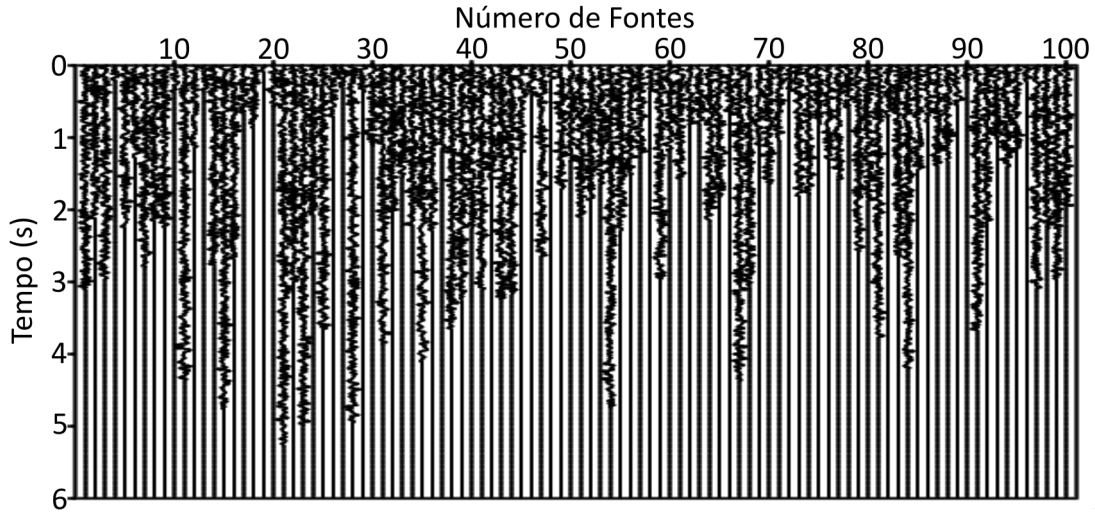


Figura 23: Traço emitido por cada fonte ao longo do tempo total de gravação. As fontes diferem em amplitude e frequência.

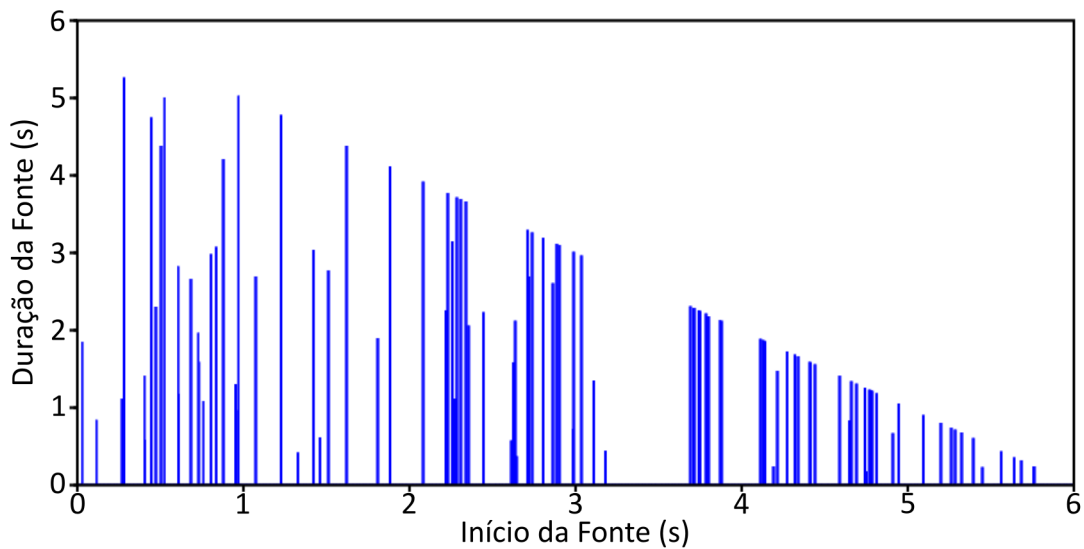


Figura 24: Tempo de duração das fontes ao longo do tempo de aquisição.

A Figura 25 representa o Fator de Correlação. O Fator de Correlação, que varia entre 0 e 1, indica a qualidade da correlação entre os traços. A diagonal representa a auto-correlação das fontes e prevalece no painel; assim, notamos que as fontes são predominantemente não-correlacionadas.

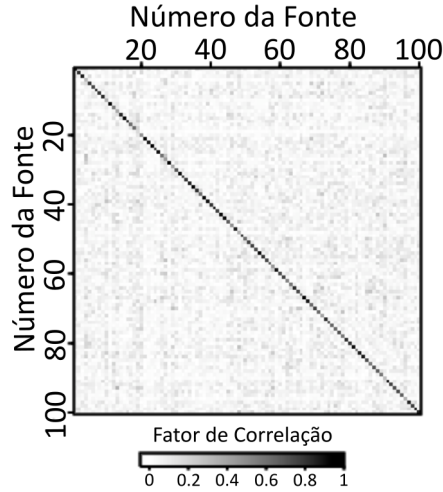


Figura 25: Fator de Correlação entre as fontes.

A frequência máxima das fontes foi definida como 30 Hz. A Figura 26 apresenta o sinal de uma fonte ruidosa e sua distribuição de amplitude. O início (Figura 26c) e fim (Figura 26d) do sinal ocorrem de maneira suave na amplitude igual a 0. A frequência do sinal não termina de forma abrupta em 30 Hz; há uma diminuição gradativa. No entanto, os valores de amplitude são muito baixos para causar dispersão nos modelos (Figura 26b).

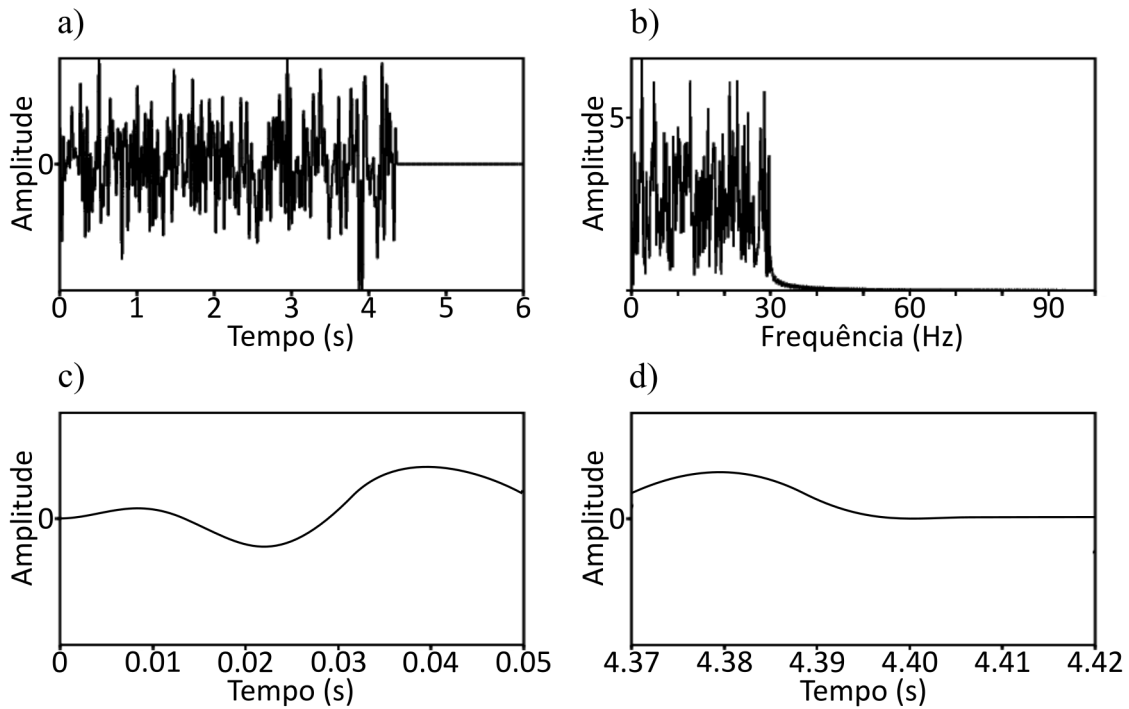


Figura 26: (a) Amplitude de um sinal ruidoso; (b) Espectro de frequência; (c) Detalhe do início do sinal; (d) Detalhe do fim do sinal.

O comportamento das ondas geradas para os primeiros 12 e 6 segundos de gravação é apresentado nas Figuras 27a e 27b. Utilizamos a Equação 23 para calcular a auto-

correlação das fontes $S_s(t)$ (Figura 28), para posterior cálculo das funções de Green das fontes a partir da Equação 26. O traço central de cada arquivo de gravação do campo V_z é correlacionado com todos os outros traços, o que resulta em um arquivo com uma fonte virtual no centro da linha.

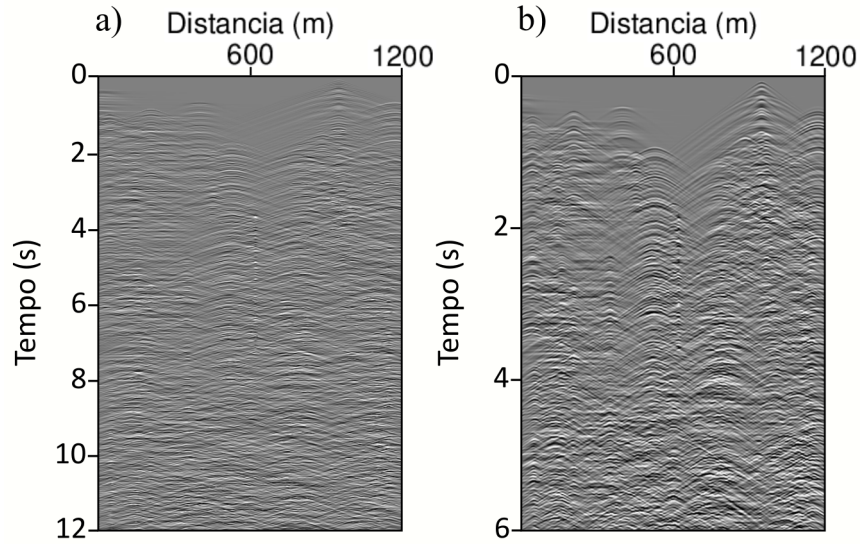


Figura 27: Registros sintéticos de fontes de ruído aleatórias em (a) 12 segundos e (b) 6 segundos.

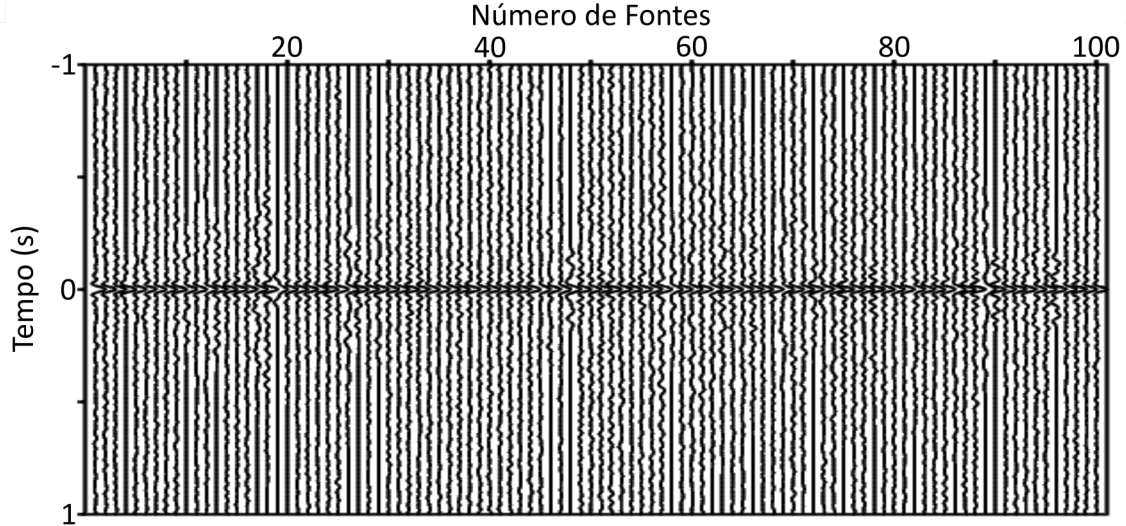


Figura 28: Autocorrelação das fontes - $S_s(t)$

Com base na Figura 29, é possível analisar o comportamento dos sismogramas sintéticos com diferentes tempos de gravação. A distância entre os receptores foi fixada em 1 metro. Os valores utilizados na modelagem foram 6, 12, 30, 60 e 120 segundos. Quanto mais longa a gravação, melhor é a resolução da hipérbole de reflexão gerada. A maior quantidade de dados disponíveis melhora a correlação entre as fontes, fato que diminui a amplitude dos ruídos presentes nos modelos. Maiores valores de t_{mod} resultam em imagens mais próximas do caso de uma fonte ativa (Figura 29a). A amplitude do ruído

ambiental diminui ao longo das imagens, o que indica que o maior tempo de aquisição traz resultados mais limpos de ruído e com as feições de interesse mais destacadas.

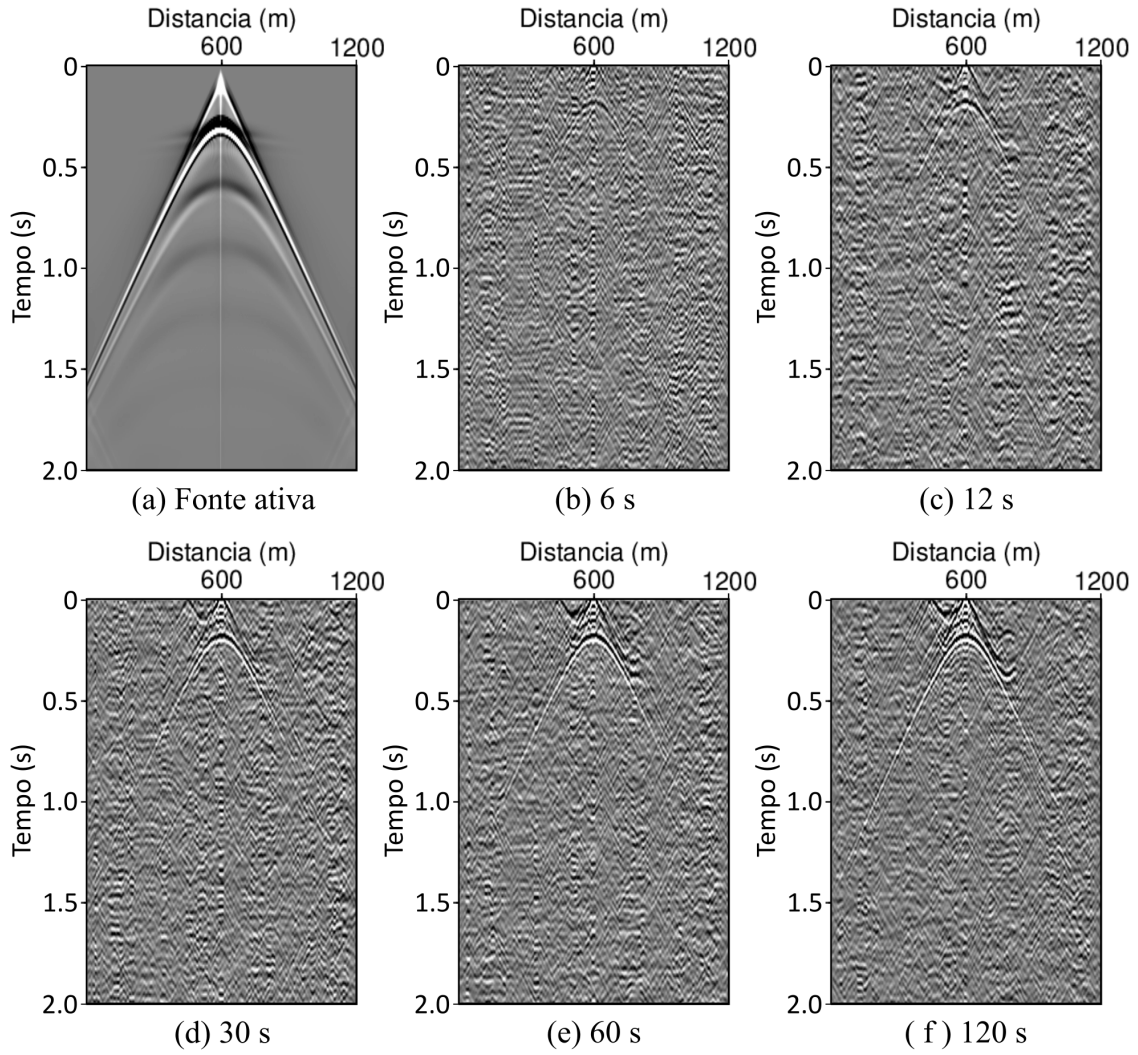


Figura 29: Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica com variação no tempo total de gravação (t_{mod}).

- Variação da distância entre receptores

Variamos a distância entre os receptores ($dxrcv$), o que altera a quantidade total de geofones utilizados na aquisição. O tempo de gravação foi fixado em 30 segundos, e os resultados das correlações são apresentados na Figura 30. As primeiras imagens, até $dxrcv = 8$ metros (Figura 30b a 30e), não apresentam grandes alterações na resolução da hipérbole ou nas amplitudes do ruído ambiental. Contudo, ao analisar o resultado gerado por $dxrcv = 20$ metros (Figura 30f), notamos uma piora na resolução da hipérbole. Ainda é possível identificar o topo da reflexão, porém o restante do dado é facilmente confundido com o ruído.

O comportamento apresentado pela variação do distanciamento entre os geofones indica que é possível realizar aquisições sem a necessidade de uma linha densa de receptores. No entanto, para uma região com geologia mais complexa, é necessário cautela na determinação do *offset* para garantir a detecção dos alvos de interesse.

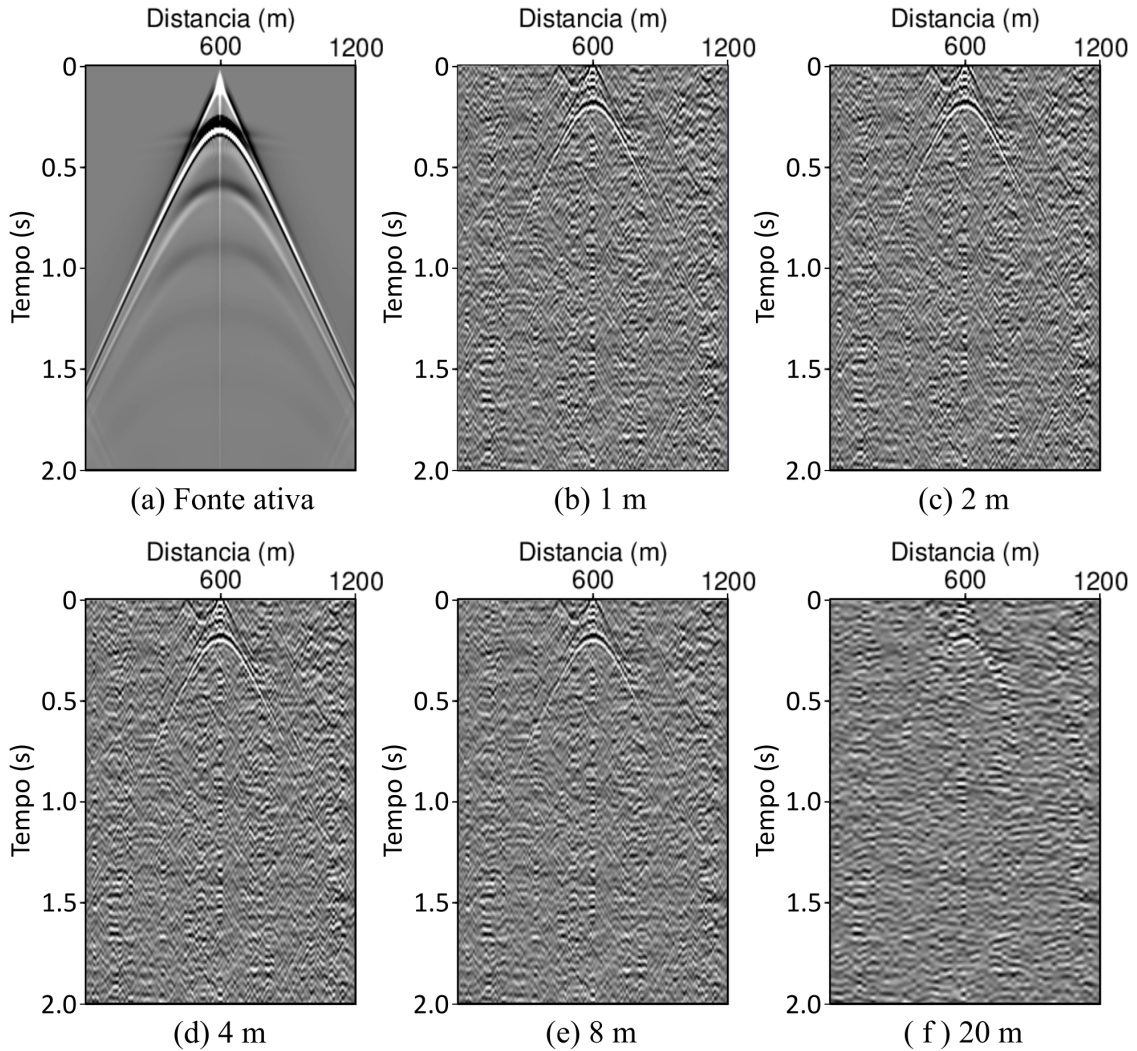


Figura 30: Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica com variação na distância entre os receptores ($dxrcv$).

- *Time-lapse*

Realizamos a simulação de um monitoramento contínuo do modelo de duas camadas durante um total de 330 segundos. Para simular a saturação da primeira camada por infiltração e surgência de água, variamos as velocidades sísmicas gradativamente ao longo da aquisição. De acordo com Knight e Nolen-Hoeksema (1990), a saturação do solo contribui para o aumento de V_p e diminuição de V_s . Dessa forma, definimos os valores iniciais de V_{pi} e V_{si} como 400 e 200 m/s, respectivamente, e mudamos as velocidades até atingirem os valores $V_{pf} = 600$ m/s e $V_{sf} = 100$ m/s. Também variamos a densidade, de 1800 a 1950 kg/m³. As propriedades da camada subjacente permaneceram constantes, conforme apresentado nas análises anteriores. A Figura 31 apresenta os parâmetros do modelo inicial (Figuras 31a a 31c) e final (Figuras 31d a 31f).

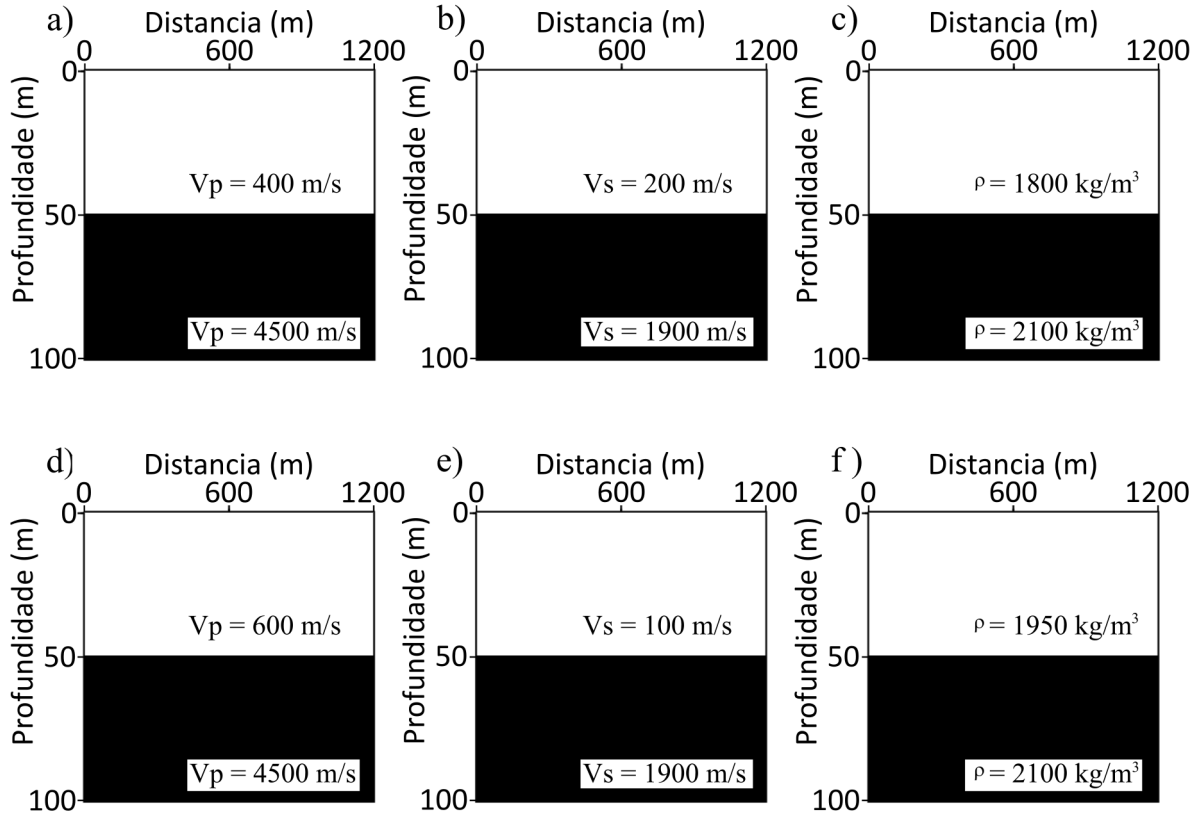


Figura 31: Propriedades físicas dos modelos utilizados no *time-lapse*. (a) a (c) representam o modelo inicial; (d) a (f), o modelo final.

Dividimos os dados em arquivos de 30 segundos para rodar as correlações e gerar as imagens recuperadas pela interferometria sísmica. Os resultados são apresentados na Figura 32. É possível notar a alteração na inclinação das assíntotas da hipérbole com o aumento da velocidade P, assim como a diminuição do tempo da primeira chegada. Dessa forma, deve-se observar a mudança do ângulo da abertura da hipérbole e na aproximação do topo da hipérbole da superfície. O imageamento foi capaz de detectar as mudanças causadas pela simulação da saturação da primeira camada.

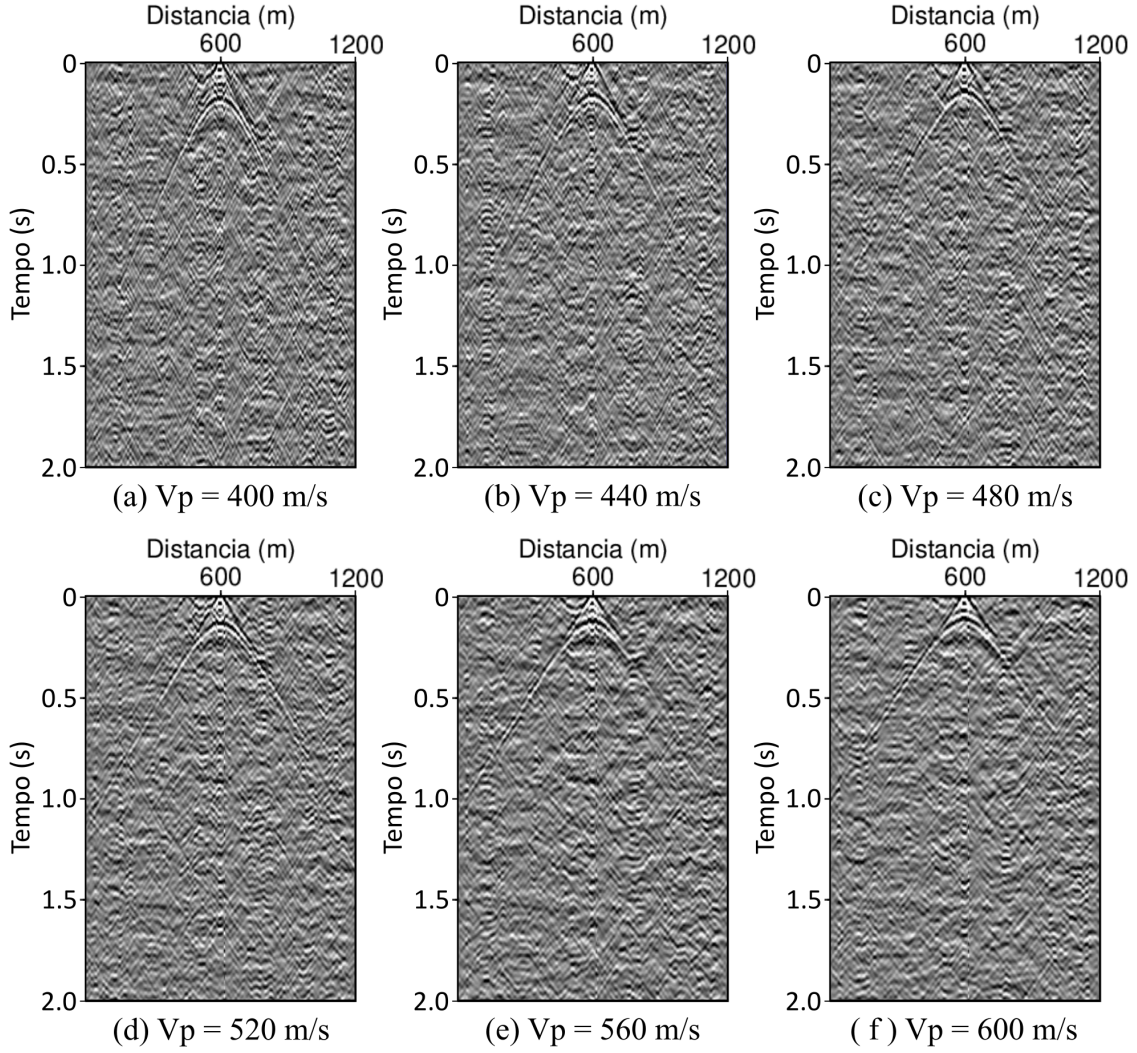


Figura 32: Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica com variações nas velocidades da primeira camada.

Também geramos um modelo de três camadas, com uma camada intermediária ($V_p = 1300$ m/s e $V_s = 900$ m/s). No entanto, não obtivemos bons resultados para a hipérbole gerada pela reflexão da interface adicional. Não conseguimos determinar parâmetros do *fdelmodc* que gerassem boas respostas para essa reflexão (*tmod*, *fmax*, *dt*).

Os modelos apresentados na discussão feita por Thorbecke e Draganov (2011) possuem mais de uma camada e é possível identificar as reflexões de cada interface individualmente. No entanto, os parâmetros definidos para gerar tais modelos necessitam de uma grande capacidade computacional, a exemplo de longos tempos de gravação *tmod*. Para o escopo deste trabalho, não dispomos de capacidade computacional para gerar modelos mais complexos, e isso será objeto de estudo de trabalhos posteriores. Futuros estudos envolvem desenvolver modelos de mais camadas e definir parâmetros adequados para analisar a resposta gerada pela variação das propriedades físicas de cada estrato.

- Painéis de monitoramento

Os painéis de monitoramento foram aplicados para verificar variações na profundidade do refletor e na velocidade do meio. A partir das amplitudes obtidas ao longo da curva t (Equação 36) em cada arquivo .su, calculamos a coerência, dada pela Equação 37. Utilizamos os arquivos obtidos no *time-lapse* para avaliar a eficácia dos painéis de monitoramento. Os resultados são exibidos na Figura 33. A cor preta indica menor coerência, e a cor branca, maior coerência.

Percebemos que os valores de profundidade e velocidade que geram maior coerência são menores que os parâmetros definidos para os modelos. Os modelos geológicos possuem um refletor em 50 metros de profundidade e velocidades que se iniciam em 400 m/s. Ao analisar o painel gerado para o primeiro modelo (Figura 33a), notamos que as maiores coerências foram indicadas em $h = 45$ metros e $v = 375$ m/s.

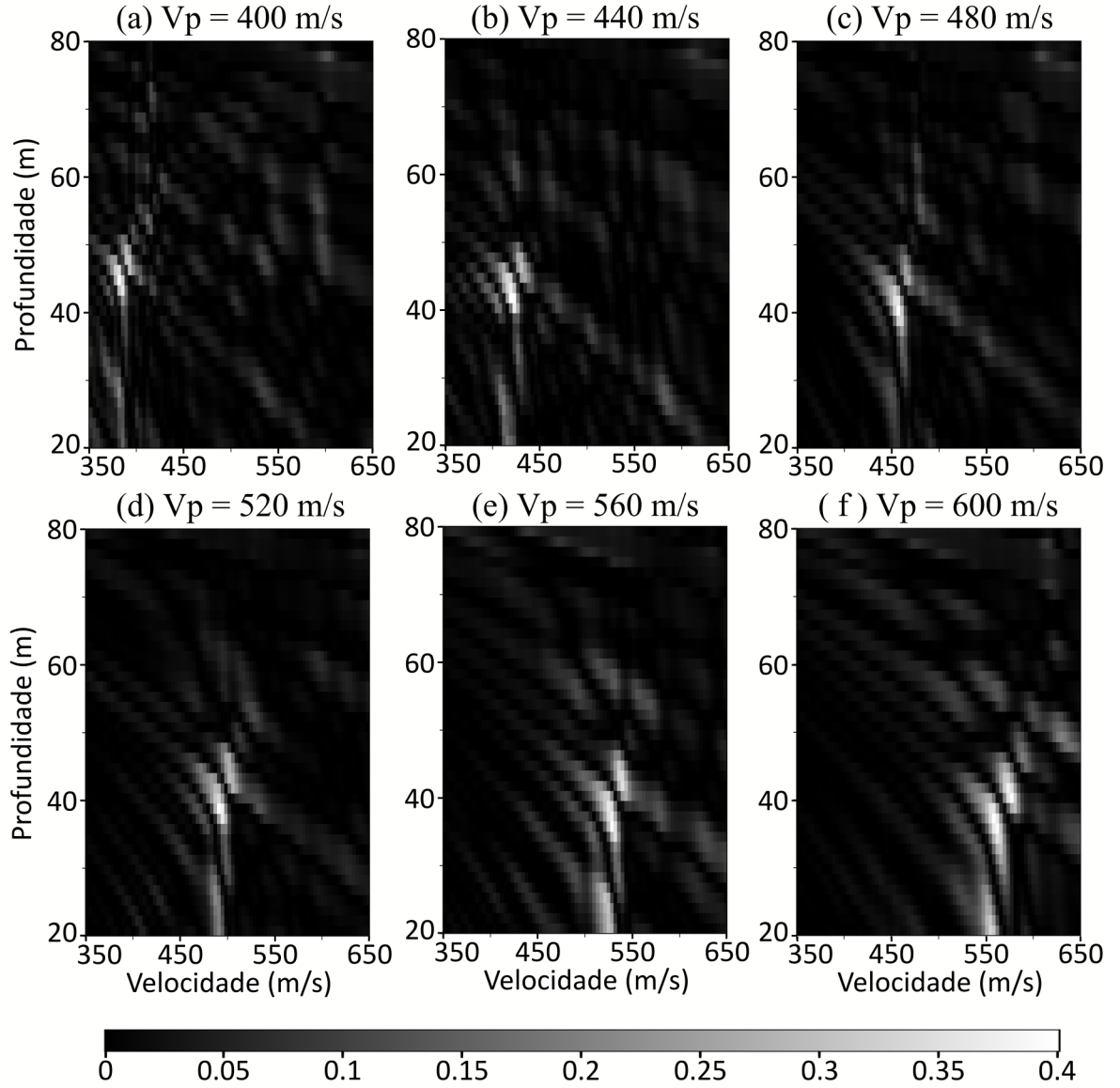


Figura 33: Painéis de monitoramento resultantes dos arquivos gerados após o *time-lapse*.

Observamos que todos os painéis apresentaram comportamento semelhante, o que

indica que o código desenvolvido para o cálculo da coerência requer melhorias. No entanto, o principal objetivo dos painéis de monitoramento é verificar mudanças de velocidade, e notamos que isso é possível ao analisar a Figura 33. Há um deslocamento da mancha ao longo do eixo x , fato que indica um aumento da velocidade da primeira camada. Dessa forma, o método proposto é capaz de detectar variações de velocidades no meio causadas por uma possível saturação da camada.

Além do deslocamento em x , percebemos que a mancha também se move ao longo do eixo y , o que indica diminuição da espessura da camada. Este também é um ponto que deve ser melhorado em nosso código, uma vez que não mudamos a espessura da camada. Logo, o comportamento esperado pela mancha seria manter-se fixa em $h = 50$ m.

Ao analisar os resultados obtidos, constatamos que o painel de monitoramento apresentado neste trabalho ainda não é ideal. A mancha de coerência indicou valores de velocidade e profundidade menores que os definidos para cada modelo, além de um deslocamento inesperado ao longo do eixo de profundidade. Além disso, ainda é preciso calcular o tempo de trânsito das ondas através de um traçador de raios. O atual método considera que trabalhamos em meios homogêneos com refletores planos.

O método proposto é uma sugestão de monitoramento desenvolvido a partir das técnicas clássicas de análise do espectro de velocidades aplicadas na sísmica de exploração, a exemplo das análises de velocidade listadas por Yilmaz (2001). Em uma situação real, geofones podem ser posicionados ao longo de uma barragem e a aquisição seria feita de forma contínua; o processo de correlação dos traços sísmicos e geração dos painéis de monitoramento pode ser automatizado, o que traz baixo custo de aplicação.

Outras técnicas de monitoramento passivo já foram testadas e talvez possam trazer resultados mais satisfatórios para esse fim, como por exemplo, o *Moving Window Cross Spectral* (MWCS) proposto por Clarke et al. (2011). Tal método possui aplicações no monitoramento da variação de níveis de água subterrânea (Clements e Denolle, 2018; Lecocq et al., 2017), e futuros estudos podem avaliar se é possível desenvolver a técnica para o monitoramento de barragens. Além disso, os painéis de monitoramento possuem um elevado custo computacional, uma vez que a coerência é calculada para cada traço dos sismogramas gerados ao longo do *time-lapse*. A técnica do MWCS é mais rápida por operar no domínio da frequência.

4.2.2 Modelo Barragem do Paranoá

A partir das velocidades sísmicas obtidas com os métodos da tomografia de refração e MASW, elaboramos um modelo geológico simplificado para simular a subsuperfície esperada na barragem do Paranoá. O modelo é composto por três camadas: a mais superficial representa o solo inconsolidado, seguido por uma camada de argila compactada e uma camada mais profunda de mais alta velocidade. A geometria do modelo e suas propriedades físicas podem ser observadas na Figura 34.

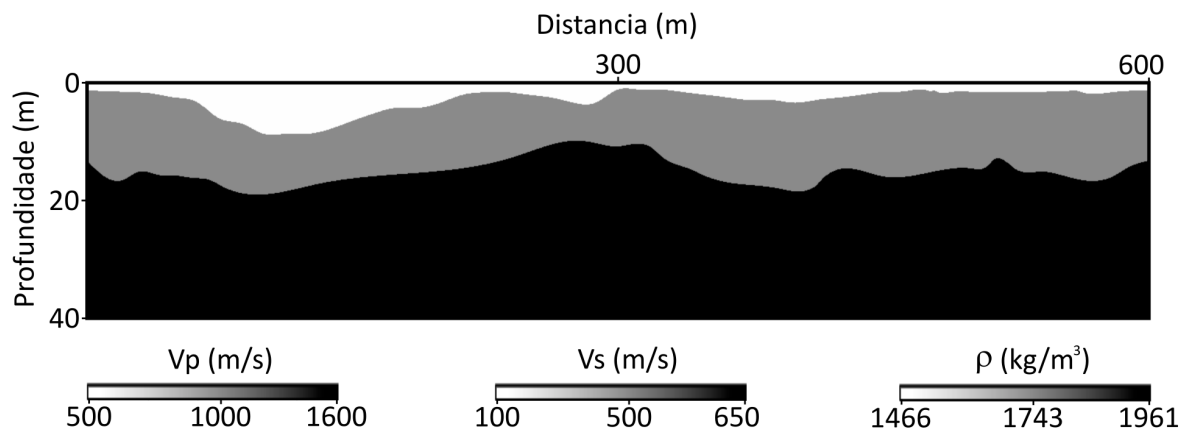


Figura 34: Propriedades físicas do modelo geológico da barragem do Paranoá.

Assim como nas análises feitas no modelo de duas camadas, realizamos a gravação de uma fonte ativa posicionada no centro do modelo para observar melhor o comportamento esperado das ondas, conforme apresentado na Figura 35.

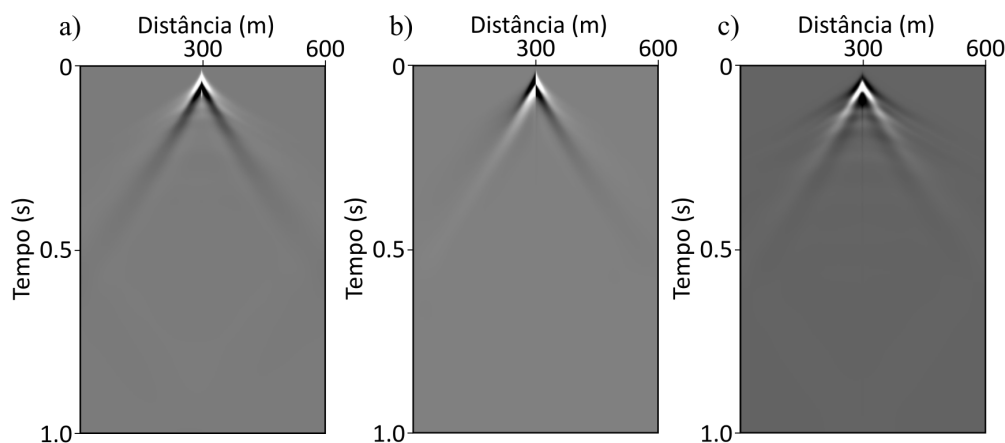


Figura 35: Registros sintéticos de uma fonte ativa para o modelo geológico da barragem do Paranoá. (a) Campo de pressão; (b) Velocidade das partículas na direção x e (c) na direção y .

Planès et al. (2017) apresentaram uma situação semelhante de fontes ruidosas em um dique próximo de uma rodovia. Os autores analisaram o conteúdo de frequências captado pelos receptores e notaram que a maior parte do ruído era proveniente do tráfego. A movimentação da água não apresentou uma contribuição significativa e, por este fato,

consideramos que a maior parte do ruído presente na barragem do Paranoá seria gerado pela movimentação de veículos, restrito à parte mais superficial, uma vez que a crista da barragem é uma rodovia. Assim, alteramos o espalhamento das fontes ruidosas no modelo para avaliar se isso causa alguma variação nas respostas das correlações. Realizamos uma aquisição sintética com 100 fontes espalhadas por todo o modelo (Figura 36a) e uma aquisição em que concentramos as 100 fontes nos primeiros 5 metros de profundidade (Figura 36b).

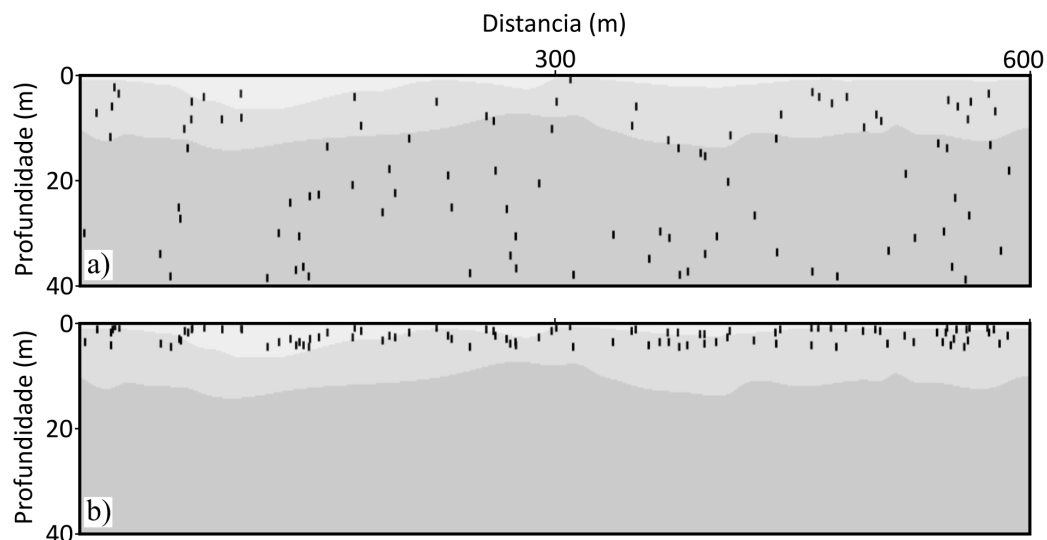


Figura 36: Fontes ruidosas (traços pretos) distribuídas de forma aleatória ao longo do modelo geológico da barragem do Paranoá. (a) As fontes ocupam todo o modelo; (b) As fontes são concentradas nos primeiros 5 metros de profundidade do modelo.

O tempo de gravação foi definido como 120 segundos e os receptores foram espaçados 1 metro. Para aproximar a aquisição de uma situação real, definimos a borda superior do modelo como superfície livre. Dessa forma, as ondas são refletidas pelas interfaces e, ao retornar para os receptores, são refletidas novamente para a subsuperfície. Isso ocorre sucessivamente até a atenuação completa da energia. O resultado das correlações é apresentado na Figura 37. Notamos que as amplitudes da Figura 37a são mais fortes do que as amplitudes da Figura 37b. No entanto, todas as estruturas observadas na primeira imagem também são identificadas na segunda imagem, o que não prejudica a interpretação. Assim, ruídos causados majoritariamente por tráfego não prejudicam o monitoramento.

A superfície livre gera reverberação das ondas e resulta em diversas múltiplas. Para o caso em que as fontes estão concentradas no topo do modelo (Figura 37b), notamos que as regiões com maiores *offsets* são menos resolvida. Isso indica que é preciso uma boa cobertura de receptores na barragem para recuperar as respostas de forma adequada.

Para simular a saturação da estrutura, alteramos as velocidades sísmicas das duas camadas mais superficiais. Definimos a nova velocidade P da primeira e da segunda camada como 900 e 1350 m/s, respectivamente. Também definimos novos valores da velocidade S e densidade. Os resultados obtidos após a interferometria sísmica são apresentados na Figura 38. Notamos a abertura das assíntotas da hipérbole, assim como no modelo de duas camadas. Dessa forma, é possível perceber o aumento das velocidades sísmicas causadas pela simulação da saturação das camadas. Além disso, identificamos uma quantidade

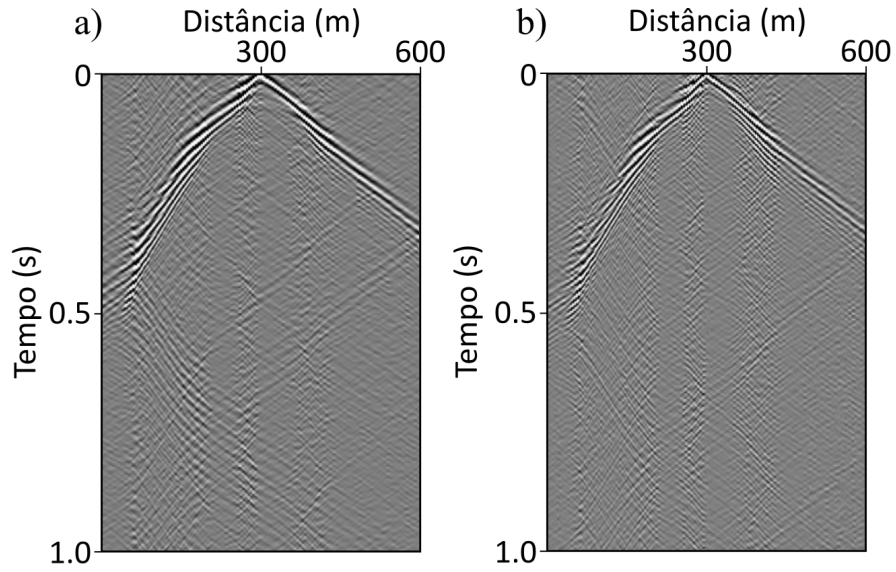


Figura 37: Sismogramas recuperados após a interferometria sísmica no modelo da barragem do Paranoá. (a) Situação em que as fontes são espalhadas por todo o modelo; (b) Situação em que as fontes estão concentradas nos primeiros 5 metros de profundidade.

maior de ruído ambiental no modelo saturado (Figura 38b).

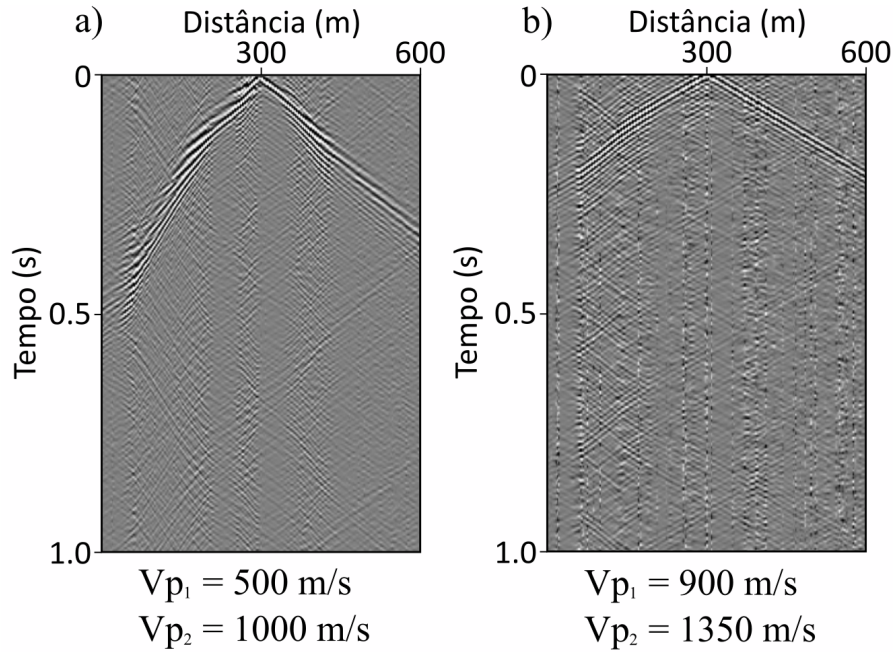


Figura 38: Comparação entre os sismogramas recuperados da barragem. (a) Modelo inicial; (b) Modelo saturado.

Não foi possível observar as reflexões referentes à interface entre a primeira e a segunda camada, assim como discutido nos modelos de camadas horizontais. Para gerar boas reflexões em mais de uma interface, seria necessário uma capacidade computacional maior do que a disponível durante a realização deste trabalho. Novos testes podem ser feitos com parâmetros apropriados para modelar essas reflexões, a fim de observar a variação das velocidades sísmicas em mais de uma interface simultaneamente.

Como discutido anteriormente, a implementação do painel de coerência apresentado neste trabalho é uma versão preliminar, que assume um modelo de refletor plano e velocidade constante. Ao calcular os painéis de coerência para o modelo inicial e saturado da barragem do Paranoá (Figura 39), não obtivemos bons resultados, como esperado, para modelos de refletores irregulares. Os painéis não detectaram nenhuma região de coerência, somente várias áreas com baixos valores (≈ 0.04). Para que os painéis detectem variações de velocidades em modelos mais complexos, precisamos implementar o tempo de trânsito das ondas no código através de um traçador de raios.

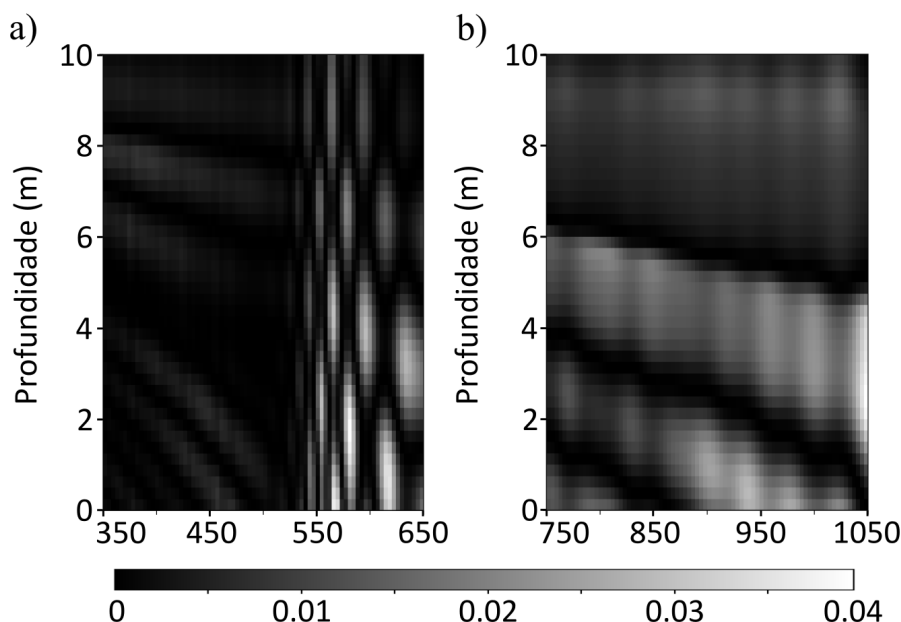


Figura 39: Painéis de monitoramento resultantes do modelo inicial (a) e saturado (b) da barragem.

Após a análise dos resultados obtidos nos modelos da barragem do Paranoá, percebemos que alguns pontos relevantes para a aplicação da interferometria sísmica no monitoramento de barragens não foram resolvidos. Por exemplo, não foi possível discutir a profundidade máxima que conseguimos monitorar com sísmica passiva. Isso depende das propriedades do ruído, como assinatura espectral e intensidade. Outra questão importante é a determinação da cobertura ideal para garantir o monitoramento da estrutura, que também não conseguimos resolver adequadamente. Esses pontos serão objeto de estudo de novos projetos de pesquisa.

5 Conclusões

A partir do levantamento sísmico com fontes ativas realizado na barragem do Paranoá, obtivemos perfis de velocidade das ondas P e S e foi possível desenvolver um modelo geológico mais próximo da estrutura esperada. Perfis da Razão de Poisson corroboram interpretações geológicas e auxiliam na criação de modelos mais complexos.

As análises realizadas nos modelos sintéticos de duas camadas horizontais trouxeram uma série de informações relevantes para a aplicação da interferometria sísmica. Apesar de não ser necessário utilizar uma distribuição densa de receptores para recuperar sismogramas em modelos simples, recomendamos uma boa cobertura de geofones para garantir que todos os refletores e estruturas de interesse sejam recuperados. Além disso, maiores tempos de gravação geram dados com maior resolução e mais limpos de ruído ambiental.

Provamos que o método é capaz de detectar variações de velocidades sísmicas causadas por simulações da saturação de camadas. Tanto em modelos simples de duas camadas como em um modelo mais complexo, percebemos alterações na inclinação das assíntotas das hipérboles de reflexão. As variações nas camadas superiores são mais fáceis de serem recuperadas. Ao aplicar a interferometria sísmica para modelos de três camadas, não observamos a reflexão gerada pela interface adicional. Para desenvolver modelagens semelhantes às apresentadas por Thorbecke e Draganov (2011), é necessária uma grande capacidade computacional que não estava disponível durante a realização deste estudo. Novos testes podem ser realizados para avaliar se é possível notar as mudanças em todas as hipérboles de reflexão dos modelos.

Os painéis de monitoramento detectaram o aumento da velocidade da onda P no modelo de duas camadas. O método dos painéis de monitoramento ainda não está finalizado e requer uma série de melhorias, como a implementação de um traçador de raios. A técnica foi eficaz na determinação da coerência em modelos de refletores horizontais, mas, como esperado, não obtivemos bons resultados ao aplicar os painéis nos modelos que simulam a barragem. Ainda assim, os painéis podem facilmente ser desenvolvidos para situações complexas com poucas alterações.

Dessa forma, concluímos que a interferometria sísmica é um método viável de ser aplicado no monitoramento passivo de barragens de forma a complementar as informações sobre a estrutura e variações das propriedades físicas. A erosão interna causada por surgência, infiltração e *piping* provoca mudanças nas velocidades sísmicas do material da barragem, e os resultados obtidos através da modelagem sintética realizada neste estudo foram capazes de detectar tais variações.

Estudos futuros irão focar no desenvolvimento do traçador de raios que será incluído nos códigos dos painéis de monitoramento, de modo a avaliar a eficácia da técnica em meios irregulares. Outros métodos de monitoramento passivo podem ser testados em aquisições realizadas em campo, como o MWCS, desenvolvido por Clarke et al. (2011).

Referências Bibliográficas

- Aki, K., e B. Chouet, 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects: *Journal of geophysical research*, **80**, 3322–3342.
- Albuquerque, R., M. A. Braga, L. A. Oliveira, L. S. de Oliveira Dias, L. A. P. Almeida, A. H. de Oliveira, e S. Brandão, 2019, Caracterização de barragens de rejeito usando geofísica rasa: aplicação na barragem b1 de cajati, são paulo: *Anuário do Instituto de Geociências*, **42**, 567–579.
- Anterrieu, O., M. Chouteau, e M. Aubertin, 2010, Geophysical characterization of the large-scale internal structure of a waste rock pile from a hard rock mine: *Bulletin of engineering geology and the environment*, **69**, 533–548.
- Bakulin, A., A. Mateeva, K. Mehta, P. Jorgensen, J. Ferrandis, I. S. Herhold, e J. Lopez, 2007, Virtual source applications to imaging and reservoir monitoring: *The Leading Edge*, **26**, 732–740.
- Bensen, G., M. Ritzwoller, M. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. Moschetti, N. Shapiro, e Y. Yang, 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements: *Geophysical Journal International*, **169**, 1239–1260.
- Berkhout, A. G., 2017, Utilization of multiple scattering: the next big step forward in seismic imaging: *Geophysical Prospecting*, **65**, 106–145.
- Berkhout, A. J., e D. J. Verschuur, 2006, Imaging of multiple reflections: *Geophysics*, **71**, SI209–SI220.
- Brenguier, F., M. Campillo, C. Hadziioannou, N. M. Shapiro, R. M. Nadeau, e E. Larose, 2008a, Postseismic relaxation along the san andreas fault at parkfield from continuous seismological observations: *science*, **321**, 1478–1481.
- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, e A. Nercessian, 2008b, Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise: *Nature Geoscience*, **1**, 126–130.
- Camarero, P. L., e C. A. Moreira, 2017, Geophysical investigation of earth dam using the electrical tomography resistivity technique: *REM-International Engineering Journal*, **70**, 47–52.
- Campillo, M., e A. Paul, 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda: *Science*, **299**, 547–549.
- Campos, J. E. G., 2016, Hidrogeologia do distrito federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos: *Revista Brasileira de Geociências*, **34**, 41–48.
- Campos, J. E. G., M. A. Dardenne, F. H. Freitas-Silva, e M. A. C. Martins-Ferreira, 2013, Geologia do grupo paranoá na porção externa da faixa Brasília: *Brazilian Journal of Geology*, **43**, 461–476.
- Claerbout, J. F., 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response: *Geophysics*, **33**, 264–269.
- Clarke, D., L. Zaccarelli, N. Shapiro, e F. Brenguier, 2011, Assessment of resolution and accuracy of the moving window cross spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise: *Geophysical Journal International*, **186**, 867–882.
- Clements, T., e M. A. Denolle, 2018, Tracking groundwater levels using the ambient seismic field: *Geophysical Research Letters*, **45**, 6459–6465.
- Courant, R., K. Friedrichs, e H. Lewy, 1967, On the partial difference equations of mathematical physics: *IBM journal of Research and Development*, **11**, 215–234.

- Curtis, A., P. Gerstoft, H. Sato, R. Snieder, e K. Wapenaar, 2006, Seismic interferometry—turning noise into signal: *The Leading Edge*, **25**, 1082–1092.
- de Wit, T., e G. Olivier, 2018, Imaging and monitoring tailings dam walls with ambient seismic noise: *Proceedings of the 21st International Seminar on Paste and Thickened Tailings*, Australian Centre for Geomechanics, 455–464.
- Dean, D. R., 1991, Robert Mallet and the founding of seismology: *Annals of Science*, **48**, 39–67.
- Dias, F. L., M. Assumpção, P. S. Peixoto, M. B. Bianchi, B. Collaço, e J. Calhau, 2020, Using seismic noise levels to monitor social isolation: An example from Rio de Janeiro, Brazil: *Geophysical Research Letters*, **47**, e2020GL088748.
- Draganov, D., X. Campman, J. Thorbecke, A. Verdel, e K. Wapenaar, 2009, Reflection images from ambient seismic noise: *Geophysics*, **74**, A63–A67.
- , 2013, Seismic exploration-scale velocities and structure from ambient seismic noise (> 1 Hz): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**, 4345–4360.
- Draganov, D., K. Wapenaar, W. Mulder, J. Singer, e A. Verdel, 2007, Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements: *Geophysical Research Letters*, **34**.
- Duputel, Z., V. Ferrazzini, F. Brenguier, N. Shapiro, M. Campillo, e A. Nercessian, 2009, Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184**, 164–173.
- Eljabri, F. M., 2017, Geophysical assessment of soil and rock in the New Madrid seismic zone: *Doctoral Dissertation*, Geosciences and Geological and Petroleum Engineering Department, 120p.
- Everett, M. E., 2013, *Near-surface applied geophysics*: Cambridge University Press.
- Fell, R., P. MacGregor, D. Stapledon, e G. Bell, 2005, *Geotechnical engineering of dams*: Taylor and Francis Group.
- Flores-Berrones, R., M. Ramírez-Reynaga, e E. J. Macari, 2011, Internal erosion and rehabilitation of an earth-rock dam: *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **137**, 150–160.
- Foti, S., F. Hollender, F. Garofalo, D. Albarello, M. Asten, P.-Y. Bard, C. Comina, C. Cornou, B. Cox, G. Di Giulio, et al., 2018, Guidelines for the good practice of surface wave analysis: A product of the Interpacific Project: *Bulletin of Earthquake Engineering*, **16**, 2367–2420.
- Freitas, C. M. d., M. A. d. Silva, e F. C. d. Menezes, 2016, O desastre na barragem de mineração da Samarco: fratura exposta dos limites do Brasil na redução de risco de desastres: *Ciência e Cultura*, **68**, 25–30.
- Gardner, G., L. Gardner, e A. Gregory, 1974, Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps: *Geophysics*, **39**, 770–780.
- Gilmour, A., 1950, State of seismic prospecting: *AAPG Bulletin*, **34**, 1384–1388.
- Goutorbe, B., D. L. de Oliveira Coelho, e S. Drouet, 2015, Rayleigh wave group velocities at periods of 6–23 s across Brazil from ambient noise tomography: *Geophysical Journal International*, **203**, 869–882.
- Grasmueck, M., T. J. Moser, e M. A. Pelissier, 2012, Stop Treating Diffractions as Noise – Use them for Imaging of Fractures and Karst; 120057 (2012): **120057**.
- Grêt, A., R. Snieder, R. C. Aster, e P. R. Kyle, 2005, Monitoring rapid temporal change in a volcano with coda wave interferometry: *Geophysical Research Letters*, **32**.
- Herraiz, M., e A. Espinosa, 1987, Coda waves: a review: *Pure and applied geophysics*,

- 125**, 499–577.
- Kearey, P., M. Brooks, e I. Hill, 2002, An introduction to geophysical exploration: John Wiley & Sons, **4**.
- Knight, R., e R. Nolen-Hoeksema, 1990, A laboratory study of the dependence of elastic wave velocities on pore scale fluid distribution: *Geophysical Research Letters*, **17**, 1529–1532.
- Lathi, B. P., 2006, Sinais e sistemas lineares - 2: Oxford University Press.
- Le Feuvre, M., A. Joubert, D. Leparoux, e P. Cote, 2015, Passive multi-channel analysis of surface waves with cross-correlations and beamforming. application to a sea dike: *Journal of Applied Geophysics*, **114**, 36–51.
- Lecocq, T., S. P. Hicks, K. Van Noten, K. Van Wijk, P. Koelemeijer, R. S. De Plaen, F. Massin, G. Hillers, R. E. Anthony, M.-T. Apoloner, et al., 2020, Global quieting of high-frequency seismic noise due to covid-19 pandemic lockdown measures: *Science*, **369**, 1338–1343.
- Lecocq, T., L. Longuevergne, H. A. Pedersen, F. Brenguier, e K. Stammer, 2017, Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling: *Scientific reports*, **7**, 1–16.
- Leite, L., 2015, Conceitos da análise espectral de sinais em geofísica: Instituto de Geociências, UFPA Belém, Pará.
- Lin, F.-C., M. H. Ritzwoller, e R. Snieder, 2009, Eikonal tomography: surface wave tomography by phase front tracking across a regional broad-band seismic array: *Geophysical Journal International*, **177**, 1091–1110.
- Maciel, S., e R. Biloti, 2020, A statistics-based descriptor for automatic classification of scatterers in seismic sections: *Geophysics*, **85**, O83–O96.
- Mainsant, G., E. Larose, C. Brönnimann, D. Jongmans, C. Michoud, e M. Jaboyedoff, 2012, Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **117**.
- Martini, R. J., T. R. Caetano, H. d. A. Santos, e P. R. A. Aranha, 2016, Deposição de rejeitos de minério de ferro em reservatórios: uma aplicação do método gpr: *Revista Ambiente & Água*, **11**, 878–890.
- Martins, E. d. S., e G. M. Baptista, 1998, Compartimentação geomorfológica e sistemas morfodinâmicos do distrito federal: IEMA/SEMATEC/UnB, **1**, 89–137.
- Matsumoto, S., K. Obara, K. Yoshimoto, T. Saito, A. Ito, e A. Hasegawa, 2001, Temporal change in p-wave scatterer distribution associated with the m 6.1 earthquake near iwate volcano, northeastern japan: *Geophysical Journal International*, **145**, 48–58.
- Menezes, P. H. B. J., 2010, Avaliação do efeito das ações antrópicas no processo de escoamento superficial e assoreamento na bacia do lago paranoá: Dissertação de Mestrado (Geociências Aplicadas, Instituto de Geociências), UnB, 117p.
- Milsom, J., e A. Eriksen, 2013, Field geophysics: EEGS 1720 South Bellaire, Suite 110, Denver, CO 80222-4303, USA.
- Moser, T. J., e C. B. Howard, 2008, Diffraction imaging in depth: *Geophysical Prospecting*.
- Nakata, N., L. Gualtieri, e A. Fichtner, 2019, Seismic ambient noise: Cambridge University Press.
- Nazarian, S., e K. H. Stokoe, 1984, In situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves: *Proc. San Francisco: Prentice Hall*, **8**, 31–38.
- Neidell, N. S., e M. T. Taner, 1971, Semblance and other coherency measures for multi-channel data: *Geophysics*, **36**, 482–497.

- Neumann, M. R. B., 2012, Mapeamento digital de solos, no distrito federal: Tese de Doutorado (Geologia), Instituto de Geociência, UnB, 110p.
- Neves, S., J. Borges, B. Caldeira, P. Moita, J. Pedro, e R. Boaventura, 2015, Aspectos sobre os métodos de refração sísmica: *Geonovas*, **28**, 79–92.
- Obermann, A., T. Planès, E. Larose, e M. Campillo, 2013, Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**, 6285–6294.
- Oliveira, A. M. d. S., e S. N. A. Brito, 1998, *Geologia de engenharia*: ABGE.
- Olivier, G., e F. Brenguier, 2016, Interpreting seismic velocity changes observed with ambient seismic noise correlations: Interpretation, **4**, SJ77–SJ85.
- Olivier, G., F. Brenguier, M. Campillo, R. Lynch, e P. Roux, 2015, Body-wave reconstruction from ambient seismic noise correlations in an underground mine: *Geophysics*, **80**, KS11–KS25.
- Osazuwa, I., e A. Chinedu, 2008, Seismic refraction tomography imaging of high-permeability zones beneath an earthen dam, in zaria area, nigeria: *Journal of applied geophysics*, **66**, 44–58.
- Panthulu, T., C. Krishnaiah, e J. Shirke, 2001, Detection of seepage paths in earth dams using self-potential and electrical resistivity methods: *Engineering Geology*, **59**, 281–295.
- Park, C. B., R. D. Miller, e J. Xia, 1998, Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record, *in* SEG Technical Program Expanded Abstracts 1998: Society of Exploration Geophysicists, 1377–1380.
- , 1999, Multichannel analysis of surface waves: *Geophysics*, **64**, 800–808.
- Pereira, L. F., G. de Barros Cruz, e R. M. F. Guimarães, 2019, Impactos do rompimento da barragem de rejeitos de brumadinho, brasil: uma análise baseada nas mudanças de cobertura da terra: *Journal of Environmental Analysis and Progress*, 122–129.
- Pichugin, A., 2008, Approximation of the rayleigh wave speed: Preprinted submitted to Elsevier Science, **2**, 1–5.
- Pimentel, M. M., J. B. Rodrigues, M. E. S. DellaGiustina, S. Junges, M. Matteini, e R. Armstrong, 2011, The tectonic evolution of the neoproterozoic Brasília belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICP-MS U–Pb sedimentary provenance data: a review: *Journal of South American Earth Sciences*, **31**, 345–357.
- Planès, T., M. Mooney, J. Rittgers, M. Parekh, M. Behm, e R. Snieder, 2016, Time-lapse monitoring of internal erosion in earthen dams and levees using ambient seismic noise: *Géotechnique*, **66**, 301–312.
- Planès, T., J. B. Rittgers, M. A. Mooney, W. Kanning, e D. Draganov, 2017, Monitoring the tidal response of a sea levee with ambient seismic noise: *Journal of Applied Geophysics*, **138**, 255–263.
- Renalier, F., D. Jongmans, M. Campillo, e P.-Y. Bard, 2010, Shear wave velocity imaging of the avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **115**.
- Reynolds, J. M., 2011, *An introduction to applied and environmental geophysics*: John Wiley & Sons.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. Kuperman, e M. C. Fehler, 2005, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise: *Geophysical Research Letters*, **32**.
- Sato, H., M. C. Fehler, e T. Maeda, 2012, *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*: Springer, **496**.

- Scales, J. A., e R. Snieder, 1998, What is noise?: *Geophysics*, **63**, 1122–1124.
- Schuster, G., J. Yu, J. Sheng, e J. Rickett, 2004, Interferometric/daylight seismic imaging: *Geophysical Journal International*, **157**, 838–852.
- Schuster, G. T., 2001, Theory of daylight/interferometric imaging-tutorial: 63rd EAGE conference & exhibition, European Association of Geoscientists & Engineers, cp–15.
- Sei, A., 1995, A family of numerical schemes for the computation of elastic waves: *SIAM Journal on Scientific Computing*, **16**, 898–916.
- Sens-Schönfelder, C., e U. Wegler, 2006, Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at merapi volcano, indonesia: *Geophysical research letters*, **33**.
- Shapiro, N. M., e M. Campillo, 2004, Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise: *Geophysical Research Letters*, **31**.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, e M. H. Ritzwoller, 2005, High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise: *Science*, **307**, 1615–1618.
- Shearer, P. M., 2019, *Introduction to seismology*: Cambridge university press.
- Sheriff, R. E., e L. P. Geldart, 1995, *Exploration seismology*: Cambridge university press.
- Sjödahl, P., T. Dahlin, S. Johansson, e M. Loke, 2008, Resistivity monitoring for leakage and internal erosion detection at hällby embankment dam: *Journal of Applied Geophysics*, **65**, 155–164.
- Snieder, R., 2006, The theory of coda wave interferometry: *Pure and Applied geophysics*, **163**, 455–473.
- Snieder, R., e M. Hagerty, 2004, Monitoring change in volcanic interiors using coda wave interferometry: Application to arenal volcano, costa rica: *Geophysical research letters*, **31**.
- Stork, C., e R. Clayton, 1991, Linear aspects of tomographic velocity analysis: *Geophysics*, **56**, 483–495.
- Strobbia, C., 2003, *Surface wave methods: Acquisition, processing and inversion* PhD Thesis, Politecnico di Torino, **317**.
- Telford, W. M., W. Telford, L. Geldart, R. E. Sheriff, e R. E. Sheriff, 1990, *Applied geophysics*: Cambridge university press.
- Thompson, A., J. Moran, e G. Swenson Jr, 2001, *Interferometry and synthesis in radio astronomy*: Wiley interscience.
- Thorbecke, J. W., e D. Draganov, 2011, Finite-difference modeling experiments for seismic interferometry: *Geophysics*, **76**, H1–H18.
- Uhlein, A., M. A. Fonseca, H. J. Seer, e M. A. Dardenne, 2012, Tectônica da faixa de dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional: *Geonomos*, **20**, 1–14.
- Verschuur, D. J., e A. J. Berkhout, 2015, From removing to using multiples in closed-loop imaging: *The Leading Edge*, **34**, 744–759.
- Virieux, J., 1986, P-sv wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method: *Geophysics*, **51**, 889–901.
- Wapenaar, K., 2004, Retrieving the elastodynamic green’s function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation: *Physical review letters*, **93**, 254301.
- Wapenaar, K., D. Draganov, R. Snieder, X. Campman, e A. Verdel, 2010, Tutorial on seismic interferometry: Part 1—basic principles and applications: *Geophysics*, **75**, 75A195–75A209.
- Wapenaar, K., D. Draganov, J. Thorbecke, e J. Fokkema, 2002, Theory of acoustic daylight imaging revisited, *in* SEG Technical Program Expanded Abstracts 2002: Society of Exploration Geophysicists, 2269–2272.

- Wegler, U., e C. Sens-Schönfelder, 2007, Fault zone monitoring with passive image interferometry: *Geophysical Journal International*, **168**, 1029–1033.
- Xia, J., R. D. Miller, e C. B. Park, 1999, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of rayleigh waves: *Geophysics*, **64**, 691–700.
- Yilmaz, Ö., 2001, *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*: Society of Exploration Geophysicists.
- Zorzi, R. R., e A. Rigoti, 2011, Aplicação de métodos geoeletricos para monitoramento da barragem de concreto da uhe gov. josé richa: *Boletim Paranaense de Geociências*, **65**.

A Script para o modelo de duas camadas

Listing 1: Exemplo de script utilizado para gerar o modelo de duas camadas

```
#!/bin/bash
#PBS -l nodes=1:ppn=2
#PBS -N InterfModeling
#PBS -V

#rm *.su *.bin *.txt *.eps nep *.ascii

export PATH=../utils:$PATH

export OMP_NUM_THREADS=8

#####
#####
##### MODELO GEOLOGICO #####
#####
#####

makewave file_out=wavelet.su dt=0.0001 nt=1024 fp=15 shift=1
      w=g2 verbose=1

makemod file_base=modelo.su \
cp0=400 ro0=1800 cs0=200 sizex=1200 sizez=100 \
dx=1 dz=1 orig=0,0 \
intt=def poly=0 cp=4500 ro=2100 cs=1900 \
x=0,1200 z=50,50 gradcp=0 grad=0 \
verbose=4

export filecp=modelo_cp.su
export filecs=modelo_cs.su
export filero=modelo_ro.su

suximage < modelo_cp.su legend=1 title="Modelo geologico" &

#####
#####
##### ATIVO #####
#####
#####

rec=rec_ativo.su
snap=snap_ativo.su

../fdelmodc \
      file_cp=$filecp file_cs=$filecs file_den=$filero \
```

```

    ischeme=1 iorder=4 \
    file_src=wavelet.su verbose=4 \
    file_rcv=$rec \
    file_snap=$snap \
    xrcv1=1 xrcv2=1200 dxrcv=1 \
    zrcv1=0 zrcv2=0 \
    rec_type_vx=1 rec_type_vz=1 rec_int_vx=1 rec_int_vz=1
    \
    dtrcv=0.009 fmax=30 dt=0.0001 \
    xsrc1=600 xsrc2=600 zsrc1=0 zsrc2=0 nshot=1
    plane_wave=0 amplitude=0 \
    src_type=1 tmod=2.0 tlength=$tmod tsrc1=0 tsrc2=$tmod
    \
    ntaper=45 rec_ntsam=16384 \
    left=4 right=4 bottom=4 top=4

```

```

suximage < rec_ativo_rvz.su title="Gravacao de uma fonte
ativa" &

```

```

#####
#####
##### PASSIVO #####
#####
#####

```

```

itmin=0

```

```

suwind itmin=$itmin < $filecp | sushw key=f1 a=0.5 > vel_cp.
su
suwind itmin=$itmin < $filecs | sushw key=f1 a=0.5 > vel_cs.
su
suwind itmin=$itmin < $filero | sushw key=f1 a=0.5 > vel_ro.
su

```

```

rec=rec.su
snap=snap.su
tmod=6.0

```

```

../fdelmodc \
    file_cp=vel_cp.su file_cs=vel_cs.su file_den=vel_ro.
    su \
    ischeme=1 iorder=4 \
    file_src=wavelet.su verbose=4 \
    file_rcv=$rec \
    file_snap=$snap \
    xrcv1=1 xrcv2=1200 dxrcv=1 \
    zrcv1=0 zrcv2=0 \
    rec_type_vx=1 rec_type_vz=1 rec_type_p=1 \

```

```

rec_int_vx=1 rec_int_vz=1 rec_int_p=1 \
dtrcv=0.009 fmax=30 dt=0.0001 \
xsrc1=1 xsrc2=1199 zsrc1=1 zsrc2=99 nsrc=100 nshot=1
plane_wave=0 \
src_type=1 tmod=$tmod tlength=$tmod \
tsrc1=0 tsrc2=$tmod amplitude=0 wav_random=1 \
ntaper=45 src_random=1 rec_ntsam=16384 \
tsnap1=0 tsnap2=$tmod dtsnap=1 \
sna_type_p=1 sna_type_vz=4 \
left=4 right=4 top=4 bottom=4

suximage < rec_rvz.su perc=99 "Registro Vz " &

#####
#####
##### Fontes e Receptores #####
#####
#####

suop2 SrcRecPositions.su $filecp w1=7000 w2=1 op=sum |\
sugain nclip=1 > SrcModel.su

suximage < SrcModel.su & # Fontes e Receptores sobrepostos no
    modelo geologico

#####
#####
##### Auto-correlacao das fontes #####
#####
#####

fconv file_in1=src_nwav.su auto=1 shift=1 mode=cor1 | \
sugain qbal=1 | \
supswigp x1beg=-1 x1end=1 d2num=10 hbox=4 wbox=6 \
labelsize=10 label2='Numero de Fonte' label1='Tempo (
s)' \
titlesize=-1 fill=0 > src_nwav_autoCorr_Norm.eps

gv src_nwav_autoCorr_Norm.eps & # Auto-correlacao das fontes

#####
#####
##### Correlacoes #####
#####
#####

shot=rec_rvz.su
base='echo $shot | awk 'BEGIN { FS = ".su" } ; { print $1 }','

```

```

echo $base

tmax=2.0

ntraces='surange < $shot | grep traces| awk '{print $1 }','
echo $ntraces
middle=$(echo "scale=0 ; ($ntraces+1)/2"| bc -l)
echo $middle

suwind key=trac1 min=$middle max=$middle < $shot >
middleTrace.su

fconv verbose=1 file_in1=$shot file_in2=middleTrace.su mode=
cor1 shift=1 > corr.su

ns='surange < corr.su | grep ns | awk '{print $2 }','

odd=$(( ns % 2))
if [[ $odd == 1 ]]; then
    ns2=$(echo "scale=0; ($ns-1)/2"| bc -l)
    ns=$(echo "scale=0; $ns-1"| bc -l)
else
    ns2=$(echo "scale=0; ($ns)/2"| bc -l)
fi

echo $ns $odd
echo $ns2

suwind < corr.su itmin=0 itmax=$ns2 | suflip flip=3 >
noncausal.su
suwind < corr.su itmin=$ns2 itmax=$ns > causal.su

tot=$(echo "scale=0; ($tmod) + 0.01"| bc -l)
dxrcv=1

susum causal.su noncausal.su | suwind s=1 j=1 tmax=$tmax f1
=0.0 |\
sushw key=f1,delrt,d2 a=0.0,0.0,$dxrcv > ${base}_add.su

suximage < ${base}_add.su perc=99 title="Imagem recuperada
apos a interferometria" &

#####
#####
##### Figuras Tracos #####
#####
#####

```



```

psgraph < srcTimeLengthN\=60001.bin n1=60001 \
    labelsize=12 d1=0.0001 style=normal linecolor=blue \
    label1="start time (s)" label2="source duration (s)" \
    d1num=1 d2num=1 wbox=8 hbox=4 x1end=$tmod x2end=$tmod >
    srcTimeLength.eps

gv srcTimeLength.eps & # Ativacao das fontes

supswigp < src_nwav.su \
    labelsize=10 label1='Tempo (s)' label2='Numero da
        Fonte' x1end=6 \
    d2=1 d2num=10 hbox=4 wbox=6 fill=0 \
    titlesize=-1 > src_nwav.eps

gv src_nwav.eps & # Tracos sismicos das fontes

tracrange='surange < src_nwav.su | grep trac1'
trace1='echo $tracrange | cut -f2 -d" " '
trace2='echo $tracrange | cut -f3 -d" " '

echo "tracrange = $trace1 $trace2"

for (( trace = $trace1; trace<=$trace2; trace+=1 )) do
    echo $trace
    suwind < src_nwav.su key=trac1 min=$trace max=$trace
        > trace.su
    fconv file_in1=src_nwav.su file_in2=trace.su file_out
        =cross.su mode=cor1 fmax=31 fmin=0
    suwind < cross.su itmax=0 itmin=0 | sustrip >> corr2d
        .bin
done

suaddhead < corr2d.bin n1=100 | sugain pbal=1 dt=1 | suop op=
    abs | \
    sugain scale=0.1005 dt=1 | \
    supsimage legend=1 hbox=3 wbox=3 \
    titlesize=-1 labelsize=10 label1="Numero da Fonte"
        label2="Numero da Fonte" \
    d1=1 f1=1 f1num=0 d1num=20 d2num=20 > cross2d.eps

gv cross2d.eps & # Fator correlacao

echo "Fim da Modelagem"

exit;

```