



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

RUÍDO SÍSMICO AMBIENTAL E SUAS APLICAÇÕES EM MONITORAMENTO

Victor José Cavalcanti Bezerra Guedes

TESE DE DOUTORADO Nº 092

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Susanne Taina Ramalho Maciel

Brasília-DF

Abril de 2026

Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

Victor José Cavalcanti Bezerra Guedes

**RUÍDO SÍSMICO AMBIENTAL E SUAS APLICAÇÕES EM
MONITORAMENTO**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito obrigatório para a obtenção do título de Doutor em Geociências Aplicadas na área de Geofísica.

Brasília-DF

Abril de 2026

RUÍDO SÍSMICO AMBIENTAL E SUAS APLICAÇÕES EM MONITORAMENTO

Victor José Cavalcanti Bezerra Guedes

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília como requisito obrigatório para a obtenção do título de Doutor em Geociências Aplicadas na área de Geofísica.

Aprovada em 01 de abril de 2026. Banca examinadora:

Dr^a. Susanne Taina Ramalho Maciel – UnB (Orientadora)

Dr. Aderson Farias do Nascimento – UFRN

Dr. George Sand Leão Araújo de França – USP

Dr. Luciano Soares da Cunha – UnB

Brasília-DF

FOLHA EM BRANCO

JG924rr José Cavalcanti Bezerra Guedes, Victor
Ruído sísmico ambiental e suas aplicações em
monitoramento / Victor José Cavalcanti Bezerra Guedes;
orientador Susanne Taina Ramalho Maciel. Brasília, 2026.
133 p.

Tese (Doutorado em Geociências Aplicadas) Universidade de
Brasília, 2026.

1. Monitoramento. 2. Variação de velocidade sísmica. 3.
Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente. 4. Onda Coda. 5.
Água subterrânea. I. Taina Ramalho Maciel, Susanne, orient.
II. Título.

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) - código de financiamento 001.

A ideia de trabalhar com métodos baseados em ruído sísmico ambiental foi apresentada a mim ainda durante a graduação. No mestrado, tive a primeira oportunidade de conduzir uma pesquisa aplicada utilizando, entre outros, um método passivo de ondas de superfície. Posteriormente, já atuando profissionalmente como geofísico, aceitei o desafio de me especializar nesse campo, propondo soluções para projetos que variavam desde campanhas convencionais de ensaios locais até iniciativas de monitoramento mais complexas com Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente. Com este doutorado, veio a chance de avançar de forma mais aprofundada no tema e contribuir para o fortalecimento, a disseminação e o entendimento dessa metodologia no Brasil.

Registro meus sinceros agradecimentos à professora Dr^a. Susanne Maciel, que me introduziu a esse campo de pesquisa e confiou em meu potencial para o desenvolvimento deste trabalho; à Neogeo Geotecnologia, pela oportunidade de coordenar o projeto de pesquisa cujos resultados contribuíram para o desenvolvimento do primeiro estudo de caso desta tese, bem como pelo contínuo aprendizado e crescimento profissional na área de geofísica; ao Dr. Martin Schimmel, por ter me recebido durante o período de doutorado sanduíche em Barcelona e pelas orientações; à CAPES, pelo apoio por meio do Programa de Doutorado Sanduíche no Exterior (Processo nº 88881.934177/2024-01) e do Programa de Demanda Social (Processo nº 88887.115694/2025-00); ao Observatório Sismológico de Brasília, pela disponibilização de dados e relatórios que fundamentaram o desenvolvimento do segundo estudo de caso desta tese; e a toda a comunidade científica envolvida no desenvolvimento *open-source* dos pacotes computacionais utilizados nesta pesquisa.

"All we have to decide is what to do with the time that is given us."

The Lord of the Rings: The Fellowship of the Ring



Guedes, V.J.C.B. 2026. Ruído sísmico ambiental e suas aplicações em monitoramento. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 133p.

RESUMO

Métodos capazes de monitorar o meio em diferentes escalas espaciais, com adequada resolução temporal, são fundamentais para a compreensão de processos naturais e para o suporte à tomada de decisões em múltiplos setores. Nos últimos anos, técnicas baseadas no registro e na análise do ruído sísmico ambiente consolidaram os métodos sísmicos passivos como ferramentas promissoras para monitoramento contínuo do subsolo. No contexto brasileiro, entretanto, a aplicação desses métodos em estudos rasos de monitoramento ainda é incipiente, marcada por lacunas tanto na exploração metodológica quanto na disponibilidade de ferramentas de processamento e interpretação sistemática dos dados. Esta tese preenche essa lacuna ao realizar uma análise metodológica e aplicação da Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente e da Interferometria de Onda *Coda*, com foco na quantificação de variações temporais de velocidade sísmica ($\delta v/v$). São discutidas as premissas físicas envolvidas, as condições sob as quais esses métodos apresentam desempenho robusto, bem como a influência das escolhas de parâmetros e das configurações de aquisição na resolução temporal e espacial das estimativas obtidas. A investigação é conduzida a partir de dois estudos de caso representativos de contextos geológicos e operacionais distintos: (i) uma encosta em Itabirito/MG, instrumentada com um arranjo de estações sísmicas uniaxiais de curto período ao longo de 55 dias, integrada a dados pluviométricos; e (ii) um monitoramento com estação única banda larga triaxial em Altamira/PA, no período de 2014 a 2016, associado a séries piezométricas e pluviométricas. Esses estudos permitem avaliar, de forma comparativa, a sensibilidade dos métodos a diferentes escalas, geometrias de aquisição e condições ambientais, destacando o papel central da interpretação física dos resultados. Como parte essencial da contribuição desta tese, foi desenvolvido o *software*



SANBA, um programa com interface gráfica e de código aberto que implementa todo o fluxo de trabalho em cinco etapas — (i) pareamento e sincronismo; (ii) pré-processamento; (iii) correlação; (iv) empilhamento temporal; e (v) estimativa de $\delta v/v$ — garantindo controle de parâmetros, transparência e reprodutibilidade das análises. A consistência dos resultados produzidos pelo *software* foi validada, demonstrando sua capacidade de recuperar variações temporais de velocidade com fidelidade. Adicionalmente, a aplicação de técnicas estatísticas de análise de pontos de mudança possibilitou a identificação objetiva de intervalos de interesse e a comparação sistemática com dados hidrológicos independentes. A interpretação dos resultados indica que efeitos poroelásticos associados à infiltração e à recarga hídrica governam as variações de velocidade observadas em ambos os cenários. Os resultados são consistentes com a literatura internacional, ao mesmo tempo em que ampliam o estado da arte ao explorar novas regiões, escalas e configurações de instrumentação no Brasil. Dessa forma, a tese demonstra o potencial dos métodos sísmicos passivos como ferramentas complementares para programas de monitoramento ambiental, geotécnico e hidrológico, contribuindo para a gestão de riscos e recursos e estabelecendo bases metodológicas sólidas para aplicações futuras no país.

Palavras-chave

Monitoramento; Variação de Velocidade Sísmica; Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente; Onda *Coda*; Água Subterrânea.



Guedes, V.J.C.B. 2026. Ruído sísmico ambiental e suas aplicações em monitoramento. Doctoral dissertation. Postgraduate Program in Applied Geosciences and Geodynamics, Institute of Geosciences, University of Brasília, 133p.

ABSTRACT

Methods capable of monitoring the environment at different spatial scales, with adequate temporal resolution, are fundamental for understanding natural processes and supporting decision-making in multiple sectors. In recent years, techniques based on the recording and analysis of ambient seismic noise have consolidated passive seismic methods as promising tools for continuous subsurface monitoring. In the Brazilian context, however, the application of these methods in near-surface monitoring studies is still incipient, marked by gaps in both methodological exploration and the availability of tools for systematic data processing and interpretation. This thesis fills this gap by performing a methodological analysis and application of Ambient Noise Seismic Interferometry and Coda Wave Interferometry, focusing on the quantification of temporal variations in seismic velocity ($\delta v/v$). The physical assumptions involved, the conditions under which these methods exhibit robust performance, as well as the influence of parameter choices and acquisition configurations on the temporal and spatial resolution of the estimates obtained are discussed. The investigation is conducted based on two case studies representative of distinct geological and operational contexts: (i) a slope in Itabirito/MG, instrumented with an array of short-period uniaxial seismic stations over 55 days, integrated with rainfall data; and (ii) monitoring with a single triaxial broadband station in Altamira/PA, from 2014 to 2016, associated with piezometric and rainfall series. These studies allow for a comparative evaluation of the sensitivity of the methods to different scales, acquisition geometries, and environmental conditions, highlighting the central role of the physical interpretation of the results. As an essential part of this thesis's contribution, the SANBA software was developed, a program with a graphical interface and open-source code that implements the entire workflow in five steps — (i) pairing and



synchronization; (ii) preprocessing; (iii) correlation; (iv) temporal stacking; (v) estimation of $\delta v/v$ — ensuring parameter control, transparency, and reproducibility of the analyses. The consistency of the results produced by the software was validated, demonstrating its ability to faithfully recover temporal velocity variations. Additionally, the application of statistical techniques of change point analysis enabled the objective identification of intervals of interest and systematic comparison with independent hydrological data. The interpretation of the results indicates that poroelastic effects associated with infiltration and water recharge govern the velocity variations observed in both scenarios. The results are consistent with the international literature, while expanding the state of the art by exploring new regions, scales, and instrumentation configurations in Brazil. Thus, the thesis demonstrates the potential of passive seismic methods as complementary tools for environmental, geotechnical, and hydrological monitoring programs, contributing to risk and resource management and establishing solid methodological foundations for future applications in the country.

Keywords

Monitoring; Seismic Velocity Variation; Ambient Noise Seismic Interferometry; Coda Wave; Groundwater.



SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT	3
SUMÁRIO.....	5
CAPÍTULO 1.....	12
1. INTRODUÇÃO	12
1.1. Objetivos	14
1.2. Estrutura da Tese.....	15
CAPÍTULO 2.....	16
2. CENÁRIOS EM ESTUDO	16
2.1. Estudo de Caso 1	16
2.1.1. Contexto.....	16
2.1.2. Revisão Bibliográfica	18
2.1.3. Área de Estudo	27
2.2. Estudo de Caso 2	28
2.2.1. Contexto.....	28
2.2.2. Revisão Bibliográfica	29
2.2.3. Área de Estudo	40
CAPÍTULO 3.....	42
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	42
3.1. Ruído Sísmico.....	42
3.1.1. Histórico	43
3.1.2. Fontes de Ruído Sísmico.....	44
3.1.3. Nível do Ruído Sísmico.....	45
3.2. Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente	46
3.2.1. Histórico	46
3.2.2. Aproximação da Função de Green	47
3.2.2.1. Correlação Cruzada.....	51



3.2.2.2.	Correlação Cruzada de Fase.....	54
3.3.	Interferometria de Onda <i>Coda</i>	56
3.3.1.	Histórico	57
3.3.2.	Onda <i>Coda</i>	58
3.3.3.	Monitorando Mudanças Temporais.....	59
3.3.3.1.	Janela Móvel Espectral Cruzada	59
3.3.3.2.	Análise de Pontos de Mudança	62
CAPÍTULO 4.....	64	
4. MATERIAIS E MÉTODOS	64	
4.1.	Aquisição de Dados	64
4.2.	Desenvolvimento de <i>software</i>	68
4.3.	Processamento de Dados.....	71
4.3.1.	Pareamento e Sincronismo.....	71
4.3.2.	Pré-processamento.....	72
4.3.3.	Correlação	76
4.3.4.	Empilhamento Temporal	79
4.3.5.	Variação de Velocidade Sísmica.....	82
4.3.5.1.	Definição de Parâmetros	83
4.3.6.	Pós-Processamento	92
CAPÍTULO 5.....	93	
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	93	
5.1.	<i>Software SANBA</i>	93
5.2.	Cenários em Estudo	97
5.2.1.	Estudo de Caso 1.....	97
5.2.2.	Estudo de Caso 2.....	101
5.2.3.	Discussão	104
CAPÍTULO 6.....	110	
6. CONCLUSÕES.....	110	
REFERÊNCIAS	113	



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Fotografia de campo em setembro de 2022 das marcas de deslizamentos de terra anteriores na área de estudo.....	27
Figura 2. Mapa do complexo hidrelétrico Belo Monte. Fonte: Norte Energia (https://www.norteenergiasa.com.br/uhe-belo-monte/).	41
Figura 3. Dois sinais aleatórios (dois receptores A e B hipotéticos), com $B = A$, mas com adição de ruído aleatório e atrasado em $T_0 = 2$ s. Ao calcular sua correlação cruzada, emergem picos em $+T_0$ e $-T_0$, correspondentes às componentes causal ($A \rightarrow B$) e acausal ($B \rightarrow A$) da FG.....	49
Figura 4. Dois sinais aleatórios (dois receptores A e B hipotéticos), com $B = A$, mas com adição de ruído aleatório e atrasado em 2 s. A rotina de pré-processamento dos sinais é apresentada até o cálculo da correlação cruzada segundo fluxo baseado em Bensen <i>et al.</i> (2007), ilustrado em cinco painéis verticais, mostrando, lado a lado, os sinais brutos, os sinais com remoção de média e tendência, filtragem passa-banda, normalização 1-bit, e branqueamento espectral. Finalmente a correlação cruzada entre os sinais pré-processados é calculada, em que emergem picos em $+T_0$ e $-T_0$, correspondentes às componentes causal ($A \rightarrow B$) e acausal ($B \rightarrow A$).	53
Figura 5. Empilhamento linear de N funções de correlação cruzada $C_i(t)$ de baixa razão sinal-ruído: os painéis superiores mostram cada $C_i(t)$ individual em eixos separados, com ruído incoerente residual e picos em ± 2 s, não tão nítidos; o painel inferior apresenta o empilhamento linear (média), evidenciando como o empilhamento realça os picos coerentes.....	54
Figura 6. Em colunas paralelas, à esquerda a simulação de sinal aleatório em A e abaixo seu sinal analítico (parte real); à direita a simulação de sinal aleatório em B (versão atrasada de A em 2 s) e abaixo seu sinal analítico. No painel inferior central, a correlação cruzada de fase normalizada (PCC_2) em função do tempo de atraso, com picos em ± 2 s indicando a coerência de fase independente de amplitude.	55
Figura 7. Exemplo de dois impactos de martelo registrados em um pilar de mineração após a alteração da tensão (Grêt <i>et al.</i> , 2006b). A mudança no meio não é visível na chegada direta de condas de corpo (primeiro zoom), mas visível na <i>coda</i> (segundo zoom).	58
Figura 8. Exemplo da aplicação do método MWCS. Foi calculada a correlação (PCC_2) para tempos de atraso de -4 s a +4 s entre dois sinais aleatórios (dois receptores A e B hipotéticos), com $B = A$, mas com adição de ruído aleatório e atrasado em 2 s. A correlação é chamada de referência e o sinal obtido pelo estiramento da referência em 0,1% é chamado de correlação móvel. A comparação entre as séries foi realizada a partir da divisão em janelas de 1 s de comprimento se movendo a cada 0,2 s (20% da janela) desde a extremidade anticausal até a extremidade causal. O método retorna um valor de δt para cada centro de janela. A inclinação de uma reta ajustada entre os pontos de δt em função dos tempos centrais por regressão linear ponderada, multiplicada por -100, resulta em $\delta v/v$	61



Figura 9. Série temporal sintética com análise de pontos de mudança (penalização linear e custo L2). As linhas horizontais mostram as médias estimadas dos segmentos e as linhas tracejadas indicam os pontos de mudança detectados.....	63
Figura 10. Mapa de localização da área monitorada no primeiro estudo de caso em Itabirito-MG.....	65
Figura 11. Análise da disponibilidade de dados de componente vertical (EHZ) registrados ao longo de 55 dias pelas estações do primeiro estudo de caso.....	66
Figura 12. Mapa de localização da área monitorada no segundo estudo de caso em Altamira-PA. O triângulo em amarelo indica a posição da estação sismográfica ATM1. .	67
Figura 13. Análise da disponibilidade de dados de componente vertical (HHZ), norte-sul (HHN) e leste-oeste (HHE) registrados ao longo de 765 dias pela estação ATM1 no segundo estudo de caso.	68
Figura 14. Interface gráfica do <i>software</i>	69
Figura 15. Estrutura de diretórios de um projeto.....	70
Figura 16. Fluxo de operação geral com o <i>software</i>	71
Figura 17. Fluxo simplificado dos passos que compõem as fases necessárias para a execução do monitoramento.	71
Figura 18. Representação gráfica do pareamento executado para os conjuntos de dados analisados do primeiro (A) e segundo (B) estudos de caso.	72
Figura 19. Espectros de Densidade de Potência (PSD) gerados a partir de segmentos de 1 h ao longo de todos os dados registrados pelas estações R80CE (A), R85AF (B), R625A (C), R5845 (D), RA532 (E) e RD1B3 (F) que compõem o primeiro estudo de caso.	73
Figura 20. Espectros de Densidade de Potência (PSD) gerados a partir de segmentos de 1 h ao longo de todos os dados registrados pelos componentes HHZ (A), HHE (B) e HHN (C) da estação ATM1 que compõe o segundo estudo de caso.....	74
Figura 21. Exemplo do fluxo de pré-processamento aplicado a (A) um dia de dados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) e a (B) um dia de dados do componente HHN da estação ATM1 (segundo estudo de caso).....	76
Figura 22. Exemplo da correlação entre sinais de uma janela de 1 h extraída de (A) um dia de dados pré-processados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) e de (B) um dia de dados do componente HHN da estação ATM1 (segundo estudo de caso).....	77
Figura 23. Imagens de correlogramas originais obtidos para cada pareamento analisado no primeiro estudo de caso.	78
Figura 24. Imagens de correlogramas originais obtidos para cada pareamento entre componentes de estação única analisado no segundo estudo de caso.	79
Figura 25. Imagens de correlograma original e empilhados para o pareamento de dados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) para diferentes t_{emp}	81
Figura 26. Imagens de correlograma original e empilhados para a autocorrelação do componente HHN da estação ATM1 (segundo estudo de caso) para diferentes t_{emp}	82
Figura 27. Correlogramas originais e empilhados para o componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (estudo de caso 1) e em função de $f_{mín}-f_{máx}$ e t_{emp}	85



Figura 28. Correlogramas originais e empilhados para a autocorrelação do componente HHN da estação ATM1 (estudo de caso 2) em função de $f_{\text{mín}}-f_{\text{máx}}$ e t_{emp} .	86
Figura 29. Variação da média da similaridade para todos os pareamentos do primeiro (A) e segundo (B) estudos de caso em função de $f_{\text{mín}}-f_{\text{máx}}$ e t_{emp} .	87
Figura 30. Resultados MWCS para uma combinação CEM-CER para o par R85AF-RA532 (estudo de caso 1) em função de $f_{\text{mín}}-f_{\text{máx}}$ e t_{emp} .	89
Figura 31. Resultados MWCS para uma combinação CEM-CER para autocorrelação do componente HHN da estação ATM1 (estudo de caso 2) em função de $f_{\text{mín}}-f_{\text{máx}}$ e t_{emp} .	90
Figura 32. Variação do desvio padrão médio das inclinações dt/t obtidas por regressão linear ponderada para o primeiro (A) e segundo (B) estudos de caso.	91
Figura 33. Demonstração da etapa de correlação de sinais de ruído sísmico com o <i>software</i> . A) Um sinal amostrado a 100 Hz com 24h de duração; B) O sinal em A atrasado em 2 s; C) Sobreposição entre os sinais em A e B; D) Correlograma obtido pela correlação cruzada de fase entre segmentos de 600 s dos sinais A e B; e E) Correlograma após empilhamento com janela móvel de 1 hora.	94
Figura 34. Comparações entre as formas de onda nos domínios do tempo e da frequência. A) Sinal de referência e sinal esticado em 0,1%; B) Zoom entre -3 s e -1 s de A; C) Comparação entre o espectro dos sinais de A; D) Sinal de referência e sinal esticado em 0,5%; E) Zoom entre -3 s e -1 s de D; F) Comparação entre o espectro dos sinais de D;	95
Figura 35. Resultados da análise MWCS para a comparação do sinal de referência com sinais esticados em 0,1% (A), -0,1% (B), 0,2% (C), -0,2% (D), 0,3% (E), -0,3% (F), 0,4% (G), -0,4% (H), 0,5% (I) e -0,5% (J). Apresentado em K a comparação entre a série de $\delta v/v$ estimada a partir das comparações entre o sinal de referência e suas versões esticadas e os reais esticamentos aplicados.	96
Figura 36. Variação da velocidade sísmica. Séries temporais para o receptor comum R5845 (A), R625A (B), R80CE (C), R85AF (D), RA532 (E) e RD1B3 (F). Integração da série de $\delta v/v$ média da rede com dados pluviométricos e interpretação de intervalos de atenção a partir da detecção de quedas de velocidade por CPA.	98
Figura 37. Relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) com a precipitação máxima (A) e precipitação total (B) por intervalo.	99
Figura 38. Mapas da variação média de $\delta v/v$ da autocorrelação de cada receptor acompanhados por barras com a precipitação média do dia.	100
Figura 39. Análise de sensibilidade a partir de modelo vertical de velocidade da área (A) e <i>kernels</i> de sensibilidade em função da profundidade (B).	101
Figura 40. Variação da velocidade sísmica. Séries temporais para o componente comum HHE (A), HHN (B) e HHZ (C). Integração da série de $\delta v/v$ média com dados pluviométricos e piezométricos, e interpretação de intervalos de atenção a partir da detecção de quedas de velocidade por CPA.	102
Figura 41. Relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) com a precipitação máxima (A) e precipitação total (B) por intervalo.	103
Figura 42. Relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) com nível piezométrico (diferença pico a pico) por intervalo.	103
Figura 43. Dinâmica da difusão hidrológica e variação da velocidade sísmica. As setas azuis indicam a infiltração da água da chuva. A linha tracejada azul representa a frente de	



difusão da pressão de poros impulsionada pela elevação do nível da água subterrânea. A) Período sem chuva; B) Período em que a chuva começa e a água infiltra através da camada superficial fraturada; e C) Período em que a água subterrânea sobe, a frente de difusão se propaga para baixo e a pressão de poros atinge seu pico..... 108

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Compilado de métodos e parâmetros adotados no monitoramento da variação da velocidade sísmica em estudos de deslizamento de terra.....	26
Tabela 2. Compilado de métodos e parâmetros adotados no monitoramento da variação da velocidade sísmica em estudos de água subterrânea.....	38
Tabela 3. Resumo apresentado por Bonnefoy-Claudet <i>et al.</i> (2006) para a discretização do espectro de ruído ambiente em função dos fenômenos físicos dominantes em bandas características de frequência.....	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ISRA — Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente

IOC — Interferometria da Onda *Coda*

MWCS — *Moving Window Cross-Spectral* (Janela Móvel Espectral Cruzada)

$\delta v/v$ — Variação relativa da velocidade sísmica

FG — Função de Green

PCC — Correlação Cruzada de Fase

CPA — *Change Point Analysis* (Análise de Pontos de Mudança)

PSD — *Power Spectral Density* (Densidade Espectral de Potência)

CEM — Correlograma Empilhado Móvel

CER — Correlograma Empilhado de Referência

HHZ/EHZ — Componente vertical do sismógrafo

HHN — Componente horizontal Norte-Sul do sismógrafo

HHE — Componente horizontal Leste-Oeste do sismógrafo

Hz — Hertz

s — segundos



h — horas

m — metros

mm — milímetros

MG — Minas Gerais

PA — Pará

DF — Distrito Federal

QF — Quadrilátero Ferrífero

RTK — Real-Time Kinematic

InSAR — *Interferometric Synthetic Aperture Radar*

TLS — *Terrestrial Laser Scanning*

ML — Magnitude Local



CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

Diferentes setores das atividades humanas se beneficiam de tecnologias para monitorar a dinâmica da Terra, seus fenômenos e recursos. Seja para alertas quanto a riscos geológicos, segurança de obras geotécnicas ou gerenciamento de águas subterrâneas, métodos que permitam o monitoramento em escalas espaciais variadas e com boa resolução temporal são desejáveis para aprimorar o acompanhamento de informação e guiar tomadas de decisão.

Os métodos tradicionais de monitoramento da subsuperfície — como piezômetros e indicadores de nível d'água — fornecem medições diretas e confiáveis. No entanto, esses métodos têm cobertura espacial pontual, profundidade de investigação limitada, requerem instalações invasivas, podem necessitar manutenções frequentes e campanhas presenciais para leitura manual de dados. Por outro lado, os métodos geofísicos oferecem uma alternativa não invasiva para pesquisar a subsuperfície, sendo a escolha do método adequado dada em função do objetivo e condições do estudo (Reynolds, 2011). Entretanto, as aquisições tradicionais de dados geofísicos geralmente envolvem campanhas de curto prazo, produzindo resultados representativos de um momento específico e em uma área limitada.

Como a velocidade de propagação das ondas sísmicas é sensível a um conjunto de propriedades — como saturação, densidade e rigidez (Kearey *et al.*, 2009) —, os métodos sísmicos são uma escolha popular para o estudo da Terra. Nos últimos anos, o desenvolvimento de técnicas baseadas no registro e análise do ruído sísmico ambiente tornou os métodos sísmicos passivos ferramentas valiosas para serem utilizadas em estudos de monitoramento (Wu *et al.*, 2025). Isto pode ser atribuído a fatores como o menor custo operacional, possibilidade de pesquisa em regiões sem terremotos ou onde levantamentos ativos são impraticáveis, a disponibilização pública de dados sísmicos de



diferentes redes, a reprodutibilidade técnica dos métodos de tratamento de dados, a ampla gama de aplicações não-invasivas e a disponibilidade comercial de sensores nodais e portáteis (Wu *et al.*, 2025).

A Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente (ISRA) é uma técnica baseada em sinais passivos que se tornou um campo de pesquisa ativo e popular, uma vez provada que a função de Green estimada (a resposta ao impulso de um campo de ondas) pode ser obtida a partir da correlação cruzada de registros obtidos em um par de estações, onde uma é considerada como receptora e a outra como fonte virtual (Shapiro & Campillo, 2004; Sabra *et al.*, 2005). Além disso, foi também demonstrado que as porções da cauda (*coda*) dos correlogramas, formadas por fases de ondas dispersas que se propagaram por mais tempo no subsolo, são sensíveis a pequenas mudanças no meio (Snieder *et al.*, 2002; Snieder, 2006) e podem ser usadas para extrair observações de variações temporais da velocidade sísmica ($\delta v/v$), conhecido como o campo de pesquisa da Interferometria da Onda *Coda* (IOC). A medição de perturbações de velocidade a partir de correlações cruzadas de ruído ambiente foi relatada em muitos contextos diferentes, como vulcões (*e.g.*, Sens-Schönfelder & Wegler, 2006; Brenguier *et al.*, 2008), águas subterrâneas (*e.g.*, Lecocq *et al.*, 2017; Clements & Denolle, 2018), barragens (Planès *et al.*, 2017; Olivier *et al.*, 2017; Oullet *et al.*, 2022) e deslizamentos de terra (*e.g.*, Mainsant *et al.*, 2012; Voisin *et al.*, 2016; Bertello *et al.*, 2018; Bièvre *et al.*, 2018; Colombero *et al.*, 2018; Hussain *et al.*, 2019).

Apesar do grande potencial reportado internacionalmente, os métodos sísmicos passivos ainda são relativamente pouco explorados no Brasil, sendo mais tradicionalmente aplicados em estudos regionais (*e.g.*, Goutorbe *et al.*, 2015; D'Hour *et al.*, 2016; Shirzad *et al.*, 2020; Gomes & Nascimento, 2021). Por outro lado, estudos que abordam o uso de métodos baseados em ruído sísmico ambiente para fins de monitoramento em pesquisas próximas à superfície são menos frequentemente conduzidos no país (*e.g.*, Ferreira, 2018; Hussain *et al.*, 2019; Aguiar & Maciel, 2022; Dias, 2022).

Considerando que análises de dados passivos dependem de soluções computacionais eficientes, a limitada oferta de ferramentas direcionadas para o processamento de dados pode ser vista como um fator limitante para a difusão e emprego eficaz dessas metodologias. Dado o alto custo dos *softwares* comerciais, as alternativas gratuitas e de código aberto são cada vez mais relevantes, especialmente para instituições



de ensino e pesquisa. Na última década, foram apresentadas algumas soluções de *softwares* para aplicações em monitoramento, se destacando os projetos *MSNoise* (Lecocq *et al.*, 2014), *NoisePy* (Jiang & Denolle, 2020) e *SeisMIC* (Makus & Sens-Schönfelder, 2024), todos distribuídos como pacotes Python baseados em linhas de comando ou escrita de código, com funcionalidades que englobam o ciclo de processamento para transformar formas de onda de ruído ambiente em séries de mudanças temporais a partir de fundamentos da ISRA e IOC. No entanto, a adesão a essas ferramentas é limitada por características associadas à sua arquitetura e à filosofia de desenvolvimento adotada. Por estarem frequentemente restritos a fluxos, métodos ou parametrizações de análise específicos, tais projetos nem sempre se adequam às demandas e particularidades das pesquisas a serem executadas. Adicionalmente, a dependência de estruturas computacionais mais complexas e escrita de código — como o uso de bancos de dados dedicados e linhas de comando no *MSNoise*, ambientes de computação de alto desempenho no *NoisePy* ou a necessidade de maior proximidade do usuário com o código-fonte no *SeisMIC* — podem representar barreiras significativas para estudantes, pesquisadores e profissionais de áreas aplicadas, especialmente em contextos nos quais o objetivo central reside na análise e interpretação geofísica, e não no desenvolvimento de *software*.

1.1. Objetivos

A partir do contexto apresentado, se instalam as seguintes perguntas centrais que fundamentam e guiam o desenvolvimento desta pesquisa: A Interferometria de Onda *Coda* é capaz de detectar flutuações do nível d'água subterrânea? Qual é o mecanismo físico que governa as variações de velocidade sísmica? Pode essa sensibilidade ser explorada em monitoramentos operacionais no contexto hidrogeológico brasileiro?

Assim, o objetivo geral desta tese é realizar um estudo abrangente baseado em Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente e Interferometria de Onda *Coda* para a quantificação de mudanças de velocidade sísmica no subsolo, considerando dois contextos de investigação distintos, e apresentar esses métodos como robustas ferramentas geofísicas de monitoramento.



Os objetivos específicos são:

- a) Desenvolver um *software* que integra todas as etapas de processamento com os métodos em uma única ferramenta;
- b) Avaliar critérios para a definição dos intervalos de frequência e tamanhos de janelas de empilhamento mais adequados para o processamento de dados;
- c) Interpretar as variações de velocidade sísmica com a integração de dados externos de precipitação e piezometria;
- d) Estimar e caracterizar os intervalos de profundidade e distribuição espacial onde as medições obtidas são mais representativas;
- e) Investigar os processos físicos responsáveis pelas variações observadas;
- f) Avançar o estado da arte; e
- g) Analisar as vantagens, limitações e desafios associados à aplicabilidade prática dos métodos para campanhas de monitoramento.

1.2. Estrutura da Tese

Esta tese está organizada em capítulos que refletem a sequência das etapas de desenvolvimento da pesquisa. O Capítulo 1 introduz o estudo com os fundamentos que motivam a pesquisa, a relevância do tema, o contexto da aplicação das metodologias, as lacunas existentes para potencial contribuição, e os objetivos geral e específicos da pesquisa. O Capítulo 2 discorre sobre os cenários em estudo, levantando a contextualização da investigação de cada caso, seguido pela revisão bibliográfica de trabalhos executados anteriormente em tópicos similares e caracterização das áreas de estudo. O Capítulo 3 apresenta a fundamentação teórica, detalhando os princípios físicos e matemáticos que sustentam os métodos utilizados. O Capítulo 4 descreve os materiais e métodos empregados, apresentando os equipamentos utilizados, a aquisição dos registros sísmicos, os procedimentos de controle de qualidade, parametrização, processamento e análise de dados, bem como o desenvolvimento do *software*. O Capítulo 5 reúne os resultados e a discussão, desde a apresentação e validação do *software* desenvolvido até a interpretação das séries de $\delta v/v$ e demais produtos obtidos nos estudos de caso junto à integração de dados de bases externas. Finalmente, o Capítulo 6 expõe as conclusões do trabalho, destacando as contribuições da pesquisa.



CAPÍTULO 2

2. CENÁRIOS EM ESTUDO

Este capítulo apresenta a contextualização dos cenários nos quais os métodos foram aplicados, destacando suas particularidades e descrevendo as condições que caracterizam cada área de estudo para embasar a compreensão dos capítulos subsequentes. São descritos dois contextos distintos de monitoramento. O primeiro corresponde a uma encosta instrumentada com múltiplas estações sísmicas por um curto período, com disponibilidade de dados pluviométricos. O segundo cenário refere-se a um monitoramento de mais longo prazo baseado em uma única estação sísmica, associada a registros piezométricos locais e dados pluviométricos.

2.1. Estudo de Caso 1

2.1.1. Contexto

Os deslizamentos de terra são um dos riscos mais comuns no Brasil. A expansão desordenada da maioria das cidades brasileiras e a construção urbana em áreas com características geológicas e geotécnicas desfavoráveis à ocupação do solo contribuem significativamente para os desastres de deslizamentos de terra no país (Barella *et al.*, 2019). Os aspectos naturais da região, como a geomorfologia e os níveis de precipitação, influenciam a frequência dos eventos de deslizamento de terra. A maioria dos deslizamentos de terra de grande magnitude no Brasil é desencadeada por chuvas, resultando em fatalidades ou danos à infraestrutura (Dias *et al.*, 2021). O estado de Minas Gerais, na porção centro-leste do Brasil, é uma das regiões mais afetadas, visto que muitas cidades foram construídas em regiões montanhosas. Além disso, as intensas atividades de mineração na região, combinadas com a crescente ocupação humana e a expansão



imobiliária, tornam o estado uma área de interesse para estudos de monitoramento que contribuem para análises geotécnicas aplicadas a movimentos de massa.

O monitoramento de deslizamentos de terra geralmente se baseia em tentativas de antecipar rupturas de taludes, tradicionalmente fundamentadas em medições diretas de precipitação ou deformação do solo. No entanto, essas técnicas convencionais amostram setores isolados do volume do solo, e a própria instalação pode ser invasiva e com custos elevados. Os métodos geofísicos são uma abordagem alternativa para investigar a estrutura interna, a dinâmica e as propriedades mecânicas em áreas de deslizamentos de terra, sendo a Tomografia de Resistividade Elétrica (*e.g.*, [Chambers et al., 2011](#); [Su et al., 2017](#); [Bellanova et al., 2018](#); [Perrone et al., 2021](#); [Himi et al., 2022](#)) e a Tomografia de Refração Sísmica (*e.g.*, [Samyn et al., 2012](#); [Uhlemann et al., 2016](#); [Yalcinkaya et al., 2016](#); [Whiteley et al., 2020](#)) métodos frequentemente adotados. No entanto, essas metodologias geralmente envolvem campanhas de aquisição de dados de curta duração, gerando produtos representativos de um momento específico. Portanto, para fins de monitoramento de deslizamentos de terra, há um interesse crescente em técnicas que ofereçam alta disponibilidade de dados, resolução temporal e sensibilidade à rigidez do material e à saturação de água.

Em cenários de instabilidade de encostas, a fluidização de materiais argilosos é uma preocupação recorrente e pode ocorrer após eventos de chuva que reduzem a rigidez do material ([Le Breton et al., 2021](#)). A infiltração da água da chuva nas encostas, além de ser responsável pela alteração da composição mineral do solo, estimula a criação de pressões intersticiais em massas residuais de solo e consequentes deslizamentos de terra. Como as ondas *coda* são sensíveis às mudanças na velocidade das ondas S ([Grêt et al., 2006a](#)), que é um importante indicador da suscetibilidade do solo à liquefação ([Andrus & Stokoe, 2000](#)), uma diminuição na velocidade extraída dessa porção caudal dos correlogramas pode refletir uma diminuição na rigidez e um aumento na pressão dos poros, o que pode estar diretamente relacionado à liquefação parcial ou total da massa de solo ([Snieder & van den Beukel, 2004](#)), geralmente após ou durante chuvas fortes e prolongadas ([Mainsant et al., 2012](#); [Le Breton et al., 2021](#)). Assim, a medição das mudanças de velocidade sísmica ao longo do tempo é uma metodologia promissora para o monitoramento de deslizamentos de terra.



2.1.2. Revisão Bibliográfica

Mainsant *et al.* (2012) testaram se a interferometria de ruído ambiente poderia fornecer um precursor de falha de curto prazo para o deslizamento/fluxo de terra de Pont-Bourquin, rico em argila, nos Alpes Suíços. Dois geofones verticais de 2 Hz, separados por 35 m em flancos estáveis, registraram o campo sísmico ambiente de abril a agosto de 2010. Dados segmentados em janelas de 1 h foram branqueados espectralmente entre 4–25 Hz e correlogramas diários foram obtidos. A velocidade relativa $\delta v/v$ foi estimada com o método de *stretching* ao longo dos tempos de atraso da *coda* de 0,2–2 s. A banda de 10–12 Hz, associada à camada de argila basal de 9–11 m de profundidade, mostrou uma queda gradual de -2% após 24 de julho, seguida por uma queda rápida de -7% quatro dias antes de um fluxo de terra em 20 de agosto. A modelagem dependente da frequência localizou a mudança em uma porção de 2 m na base deslizante, onde a velocidade da onda S caiu de 360 m/s para 200 m/s. Dados simultâneos de inclinômetro e TLS confirmaram o cisalhamento acelerado nesta zona. O sinal foi interpretado como enfraquecimento da tensão de escoamento e liquefação parcial impulsionada pela precipitação cumulativa e carregamento descendente. Nenhuma mudança irreversível foi observada em outras frequências, consolidando o diagnóstico de profundidade do precursor e o limite de magnitude (quedas > 6% de $\delta v/v$) para falha iminente.

Voisin *et al.* (2016) demonstraram que a interferometria de ruído ambiente pode servir como uma fonte de informação hidrológica não destrutiva para o deslizamento de terra de Utiku (Nova Zelândia). Quatro sensores registraram sinais passivos de novembro de 2008 a janeiro de 2010. Os dados de componente vertical foram normalizados (1-bit), branqueados espectralmente (0,03–40 Hz) e correlacionados por correlação cruzada. Cada correlograma empilhado a partir de 24 h de funções de correlação foi comparado a uma referência formada pelo empilhamento de todas as funções obtidas ao longo do período de estudo com o método de *stretching* ao longo dos primeiros 3 s da *coda* para obter a série de $\delta v/v$. A velocidade variou até $\pm 1,5\%$ em um ciclo anual que corresponde às flutuações da pressão dos poros (oscilações do lençol freático) registradas em furos adjacentes. A análise espectral mostrou que o sinal está concentrado à banda de 6–8 Hz, onde a sensibilidade das ondas Rayleigh atinge o pico a 2–3 m de profundidade (o nível médio do lençol freático). A modelagem de Biot-Gassmann aplicada reproduziu a amplitude dos valores de $\delta v/v$, confirmando que as mudanças sazonais de saturação na



camada superficial, e não os processos de deslizamento mais profundos, governam a resposta sísmica obtida.

[Bièvre et al. \(2018\)](#) analisaram quatro anos e meio de dados de ruído ambiente para verificar se o fluxo de lama Pont-Bourquin rico em argila (Alpes Suíços) ainda exibia os precursores de velocidade de -6% detectados antes de sua falha em 2010 e para quantificar como a temperatura e a precipitação modulam mudanças menores e reversíveis na rigidez. Três geofones verticais de 2 Hz foram instalados em outubro de 2011 nas zonas de transporte e acumulação. Correlogramas móveis obtidos pelo empilhamento diário de correlações cruzadas foram comparados, na faixa de 8–12 Hz, com uma função de referência de longo prazo por meio do método de *stretching*. Nenhuma queda de velocidade irreversível comparável ao precursor de 2010 foi observada. Todos os três pares apresentaram apenas oscilações cíclicas de $\pm 2\%$ de $\delta v/v$. A análise comparativa revelou que a temperatura do ar é o provável processo físico dominante precursor às quedas em 30–50 dias, indicando enrijecimento/amolecimento termoelástico confinado aos ~ 2 m superiores. A precipitação produziu quedas fracas e de curta duração de $-0,2\%$ 2 a 5 dias após as tempestades, enquanto o deslocamento da superfície reagiu em 24 h, sugerindo que mudanças superficiais na pressão dos poros afetam a cinemática mais cedo do que suavizam de forma mensurável a zona de cisalhamento mais profunda. Assim, o monitoramento de $\delta v/v$ apresentou o potencial de distinguir oscilações sazonais naturais e não alarmantes das quedas de velocidade maiores ($> -6\%$) que anunciam a rápida mobilização do fluxo de lama.

[Colombero et al. \(2018\)](#) monitoraram o penhasco potencialmente instável de Madonna del Sasso (Noroeste dos Alpes Italianos) para decidir se o ruído sísmico poderia fornecer precursores de alerta precoce para queda de rochas. Quatro geofones triaxiais de 2 Hz gravaram dados continuamente de novembro de 2013 a fevereiro de 2016. Após normalização (1-bit) e branqueamento espectral na banda de 8–12 Hz, correlogramas móveis diários foram obtidos pelo empilhamento de funções de correlação cruzadas e o método de *stretching* foi aplicado na comparação ao longo da *coda* com uma função referência obtida pelo empilhamento do período inteiro. Os autores compararam todos os índices sísmicos com dados de temperatura do ar, precipitação e medidor de fissuras. Nenhuma queda irreversível semelhante ao precursor de -6% observado antes do fluxo de lama de 2010 foi observado. Em vez disso, o penhasco mostrou ciclos de $\delta v/v$ estritamente reversíveis de $\pm 2\%$ e mudanças de frequência de $\pm 0,5$ Hz que estão



alinhados às mudanças de temperatura do ar, sendo precursor à precipitação em apenas alguns dias. O sinal foi interpretado como abertura/fechamento termoelástico de fraturas, o que altera instantaneamente a rigidez do contato, enquanto a precipitação gera apenas um amolecimento transitório fraco ($-0,2\%$). Dados combinados de deslocamento e sísmicos sugerem ~ 2 mm de abertura de fratura a cada 10 °C de resfriamento, sugerindo o potencial do monitoramento de velocidade em distinguir oscilações sazonais inofensivas das quedas maiores que prenunciam o colapso.

Hussain *et al.* (2019) aplicaram a interferometria de ruído ambiente para verificar se as mudanças na velocidade sísmica sinalizariam enfraquecimento mecânico ou alterações hidrológicas. Como estudos de caso, uma encosta em escala reduzida de laboratório foi carregada progressivamente com um macaco hidráulico, enquanto um deslizamento natural de argila em Sobradinho–DF foi avaliado durante um curto período. Para a encosta em escala reduzida, três geofones de 2 Hz registraram quatro horas de dados de noites tranquilas. Janelas de uma hora foram normalizadas (1-bit), branqueadas espectralmente (80–150 Hz) e correlacionadas por correlação cruzada. O método *stretching* ao longo dos tempos de atraso de 0,1–0,6 s na *coda* forneceu $\delta v/v$ diários. À medida que a carga aumentava, $\delta v/v$ declinava constantemente, atingindo $-0,6\%$ na tensão máxima, apontando para o crescimento de microfraturas dentro do núcleo de argila. Varreduras a laser terrestres não mostraram fissuras em escala centimétrica, confirmando que a perda de velocidade refletia rachaduras internas e não danos à superfície. No estudo de caso real, um conjunto triangular de três sensores de 2 Hz operou por duas janelas de cinco dias em condições secas e chuvosas. O processamento reproduziu o fluxo de trabalho do experimento inicial, alterando a banda de frequência para 2–24 Hz. O $\delta v/v$ permaneceu dentro de $\pm 0,1\%$, o que implica que a precipitação modesta (poucos mm) não aumentou significativamente a saturação na argila altamente porosa. Pequenas quedas noturnas no $\delta v/v$ provavelmente acompanham o ruído do fluxo do rio, e não as mudanças hidromecânicas. O estudo demonstrou, portanto, que o ruído de alta frequência pode resolver perdas de rigidez abaixo de um por cento sob carga mecânica, mas os sinais hidrológicos exigem intervalos de monitoramento mais longos ou mais úmidos.

Fiolleau *et al.* (2020) instalaram dois sismômetros tri-axiais a 10 m de distância em cada lado de uma fratura posterior no deslizamento de argila de Harmalière (Alpes Franceses) para verificar quais observáveis sísmicos melhor alertam para uma iminente



ruptura de um bloco de argila de 70 m³. Correlogramas móveis diários do componente vertical foram obtidos a partir de janelas de 1 h branqueadas espectralmente (8–10 Hz) e normalizadas (1-bit). A variação da velocidade relativa e o coeficiente de correlação foram extraídos com o método de *stretching* na *coda* entre os tempos de atraso de 0,05–1,5 s. O $\delta v/v$ apresentou flutuação após uma precipitação de 70 mm seis semanas antes do colapso e o coeficiente de correlação caiu progressivamente de frequências altas para baixas à medida que tempestades sucessivas aprofundavam a fratura. Na última semana, o coeficiente de correlação caiu abaixo de 0,4, enquanto o $\delta v/v$ apresentou oscilações de até $\pm 10\%$. A modelagem por elementos finitos mostrou que o padrão observado de coeficiente de correlação e $\delta v/v$ é consistente com o aprofundamento progressivo de uma fratura de baixa rigidez sob uma fina camada de argila que ainda ancorava o bloco. Assim, o monitoramento de $\delta v/v$ a alta frequência e do coeficiente de correlação mostraram ser precursores práticos do deslizamento de blocos de argila.

[Kang et al. \(2021\)](#) investigaram o deslizamento de terra de Chashan (sul de Taiwan) para analisar se a variação da velocidade sísmica derivada do ruído ambiente poderia capturar o fortalecimento, bem como o enfraquecimento dos materiais do deslizamento. Dois sismômetros de curto período de 2 Hz registraram dados de julho de 2017 a julho de 2018. Os dados foram segmentados em janelas de 1 h, normalizadas (1-bit), branqueados espectralmente (2–10 Hz) e correlacionados por correlação cruzada. Correlogramas móveis foram obtidos pelo empilhamento de 24 h de funções de correlação e comparados pelo método *stretching* com uma referência derivada do empilhamento de todas as funções de correlação do período completo de estudo para obter $\delta v/v$. A precipitação, nível de água subterrânea, subsidência RTK e um inclinômetro de poço forneceram dados hidrológicos e cinemáticos independentes. Tempestades moderadas produziram oscilações de $\pm 1\%$ precursoras da variação do nível d'água em ≤ 5 dias, correspondendo à infiltração e drenagem da zona de cisalhamento. Oito eventos locais de ML 4–6 durante a estação seca de 2017 causaram variações de $\delta v/v$ em $\pm 0,3\%$, refletindo a redistribuição de fissuras sem danos permanentes. Durante a monção de 2018, uma série de dilúvios de tufões (pico de 290 mm/dia) elevou $\delta v/v$ em aproximadamente 0,5%, enquanto o nível de água subterrânea estagnou. Os autores propuseram um modelo em que a água da chuva retida acima da superfície de deslizamento impermeável carrega a encosta verticalmente, aumentando a tensão normal efetiva e fechando fissuras, gerando o aumento da velocidade. Os dados de RTK confirmaram 3–5 cm de subsidência vertical

sem movimento lateral, consistente com compactação em massa. Assim, o aumento da velocidade sinalizou um ganho transitório de estabilidade, implicando que os limiares de $\delta v/v$ para alerta precoce devem ser ajustados dinamicamente após chuvas intensas e prolongadas.

[Marc et al. \(2021\)](#) investigaram se a recuperação do risco de deslizamentos, observada após grandes terremotos, ao longo de meses ou anos, espelha a recuperação de velocidades sísmicas rasas utilizando dados de estações de banda larga em quatro áreas epicentrais (Chi-Chi com 7,6 MW em 1999 em Taiwan, Niigata com 6,6 MW em 2004 e Iwate-Miyagi com 6,9 MW em 2008 no Japão, e Gorkha com 7,9 MW em 2015 no Nepal). A partir de correlogramas entre componentes cada estação única calculados na banda de frequência 0,5–4 Hz, estimativas de $\delta v/v$ diárias foram calculadas ao longo dos tempos de atraso de 20–100 s na *coda*. A suscetibilidade a deslizamentos foi obtida a partir de inventários publicados, normalizados para a precipitação nas mesmas áreas. Para cada terremoto, a escala de tempo de relaxamento de $\delta v/v$ correspondeu ao tempo de decaimento da suscetibilidade a deslizamentos, sendo aproximadamente 1 ano para Chi-Chi, 0,3–0,5 ano para Niigata, 0,8–1 ano para Iwate-Miyagi e 0,16–0,35 ano para Gorkha. Os autores interpretam ambos os observáveis como expressões de danos cossísmicos nos 100 m superiores, seguidos por recuperação elástica por contato e redução da permeabilidade, que gradualmente enrijecem os materiais das encostas e reduzem as taxas de deslizamentos.

[Le Breton et al. \(2021\)](#) apresentam a primeira revisão abrangente de deslizamentos monitorados com interferometria de ruído ambiente. O objetivo era resumir estudos de caso nos quais uma queda na velocidade sísmica foi observada antes ou durante eventos de deslizamentos, e identificar as opções de processamento e as limitações que ainda dificultam os sistemas de alerta precoce para encostas. A análise mostrou que a escolha da banda de frequência, a janela para empilhamento de correlações para construção dos correlogramas móveis e a estratégia para definição da função de referência são os parâmetros que dominam o desempenho e resultados obtidos com o método. As amplitudes sazonais de $\delta v/v$ escalam linearmente com a frequência central de 0,1 Hz a 20 Hz. As faixas de alta frequência (> 8 Hz) resolvem melhor as fragilidades em camadas argilosas rasas, enquanto as faixas de 0,5–2 Hz sondam rochas mais profundas. Os precursores de falha exigiam empilhamentos consideráveis (geralmente ao menos 24 h) para a obtenção de uma boa razão sinal-ruído, mas curtos o suficiente para ainda oferecer



resolução temporal suficiente para detecção precoce. A resolução subdiária continua sendo desafiadora devido ao ruído antropogênico diurno, o que exige janelas de empilhamentos mais longas. Uma referência fixa de longo prazo maximiza a relação sinal-ruído, sendo a alternativa mais comum, mas referências móveis ou iterativas também são aplicadas em cenários específicos (*e.g.*, evitar períodos de ruído incoerente ou com eventos de amplitude anômalos).

[Xie et al. \(2023\)](#) realizaram um experimento de ruído ambiente de um ano (fevereiro de 2019 a março de 2020) na encosta rochosa de Pubugou (Sichuan, China), com aproximadamente 120 m de altura, para avaliar padrões precursores a movimentos de massa e efeitos termoelásticos, chuvas e terremotos. Dois sismômetros de curto período (espaçamento de 157 m) foram utilizados. Os dados do componente horizontal (E), por apresentarem a maior variância de ruído, foram segmentados em janelas de 20 minutos, seguido pela remoção de tendência, branqueamento espectral e cálculo de correlações cruzadas. Estimativas de $\delta v/v$ e de decorrelação foram obtidas com o método de *stretching* ao longo da *coda* em tempos de atraso de 1–11 s, comparando correlogramas a uma função de referência móvel obtida pelo empilhamento de 14 dias de funções de correlação. Para a banda de alta frequência adotada (2 a 20 Hz), os resultados foram atribuídos à faixa de profundidade de 0 a 200 m, que inclui tanto a capa intemperizada de 4 a 6 m quanto o leito rochoso vulcânico fraturado mais profundo que controla a estabilidade. Um evento ML 6.2 em 17 de junho de 2019 causou uma queda de velocidade de -1,5% que se recuperou logarithmicamente em ~15 dias. Um choque ML 5.3 em 4 de julho produziu uma queda de -0,7%, mas a chuva paralisou a recuperação, destacando o controle da pressão dos poros na recuperação das condições elásticas do meio. Os valores de $\delta v/v$ oscilaram entre -1% e +2% em fase com a temperatura do ar, indicando abertura/fechamento termoelástico reversível de microfissuras. Em 6 de agosto, uma queda de $\delta v/v$ de -0,5 % começou ~40 min antes do colapso de um bloco rochoso de 40 m³. Simultaneamente, a decorrelação aumentou, marcando uma rápida perda de rigidez.

A partir da revisão da aplicação de Interferometria da Onda *Coda* em estudos envolvendo deslizamentos de terra, as contribuições ambientais (nível do lençol freático, congelamento/degelo, temperatura do ar) causam oscilações sazonais em $\delta v/v$, que devem ser removidas antes que qualquer limite possa ser aplicado. Estudos orientados para deslizamentos concordam que as variações na velocidade sísmica são proxies para alterações na rigidez efetiva do material de uma encosta. Os principais mecanismos físicos

que dominam as alterações de velocidade são a difusão da pressão dos poros, o ciclo termoelástico e danos/estresses estruturais.

A chuva ou o degelo aumentam a pressão dos poros, diminuem a tensão efetiva e reduzem a velocidade da onda S. O efeito é mais forte em faixas de cisalhamento argilosas e aparece dentro de horas a dias de chuvas intensas (*e.g.*, [Mainsant et al. 2012](#)). As oscilações diárias e sazonais de temperatura abrem e fecham microfraturas, produzindo variações de velocidade reversíveis precursoras de mudanças na temperatura do ar em semanas em solos espessos, mas respondem em poucas horas em camadas rochosas finas (*e.g.*, [Bièvre et al., 2018](#); [Colombero et al., 2018](#)). Terremotos, carregamento progressivo ou junção de fraturas desencadeiam quedas bruscas que se recuperam logaritmicamente à medida que as fissuras se fixam ou se cimentam, refletindo a evolução temporal da estabilidade pós-sísmica ou pré-falha (*e.g.*, [Marc et al., 2021](#); [Xie et al., 2023](#)).

Uma cadeia de processamento canônica é geralmente aplicada. A [Tabela 1](#) reúne um compilado dos principais parâmetros adotados nas pesquisas. Os dados são segmentados em janelas, normalizados (1-bit) e branqueados espectralmente. A frequência do filtro seleciona a profundidade: 0,5 a 4 Hz sonda 30 a 100 m em busca de danos induzidos por terremotos; 6 a 12 Hz visa zonas de cisalhamento de argila de 2 a 15 m. O comprimento da janela do empilhamento equilibra a resolução temporal e relação sinal-ruído: empilhamentos ao longo de até 24 h capturam precursores com melhor resolução (*e.g.*, resolução de minutos em [Xie et al., 2023](#)), enquanto empilhamentos de 3 a 10 dias estabilizam sinais sazonais para estudos de deslizamentos mais lentos (*e.g.*, [Bièvre et al., 2018](#)). Duas estratégias de referência coexistem: um empilhamento fixo de longo prazo, para rastrear tendências graduais ou sazonais; e uma referência móvel curta, para evitar a influência de períodos específicos menos estáveis (*e.g.*, [Fiolleau et al., 2020](#)). As mudanças de velocidade são medidas predominantemente com os métodos de *stretching* e MWCS.

O monitoramento de $\delta v/v$ baseado em ruído sísmico para estudos de deslizamentos se destaca por oferecer uma operação passiva e não intrusiva, sensibilidade para observar mudanças a profundidades compatíveis com zonas de cisalhamento ativas, onde as observações em superfície falham; entrega quase em tempo real de oscilações associáveis a parâmetros mecânicos que precedem o deslocamento mensurável; e robustez em condições de terreno, vegetação e climáticas atípicas ou desafiadoras para outras metodologias. As limitações geralmente englobam a atribuição de profundidade



permanecer dependente do *kernel* de frequência, variações fracas de $\delta v/v$ podem ser mascarados pela anisotropia da fonte, um nível de ruído incoerente elevado pode comprometer a resolução subdiária por requerer maiores janelas de empilhamento; o método não oferecer sensibilidade a deformações volumétricas que não modificam o módulo de cisalhamento; e a definição concreta de limiares para alarmes confiáveis ainda requerer esforços adicionais complexos, como a remoção de oscilações naturais do sinal.

Em geral, os estudos posicionam o método como uma ferramenta complementar, e não isolada. Ele preenche a lacuna de escala entre instrumentos pontuais (piezômetros, inclinômetros) e InSAR de satélite, fornece um canal extra de alerta antecipado que pode confirmar ou refutar alarmes cinemáticos e auxilia modelos hidromecânicos, fornecendo estimativas da sensibilidade efetiva ao estresse. O consenso é que a integração do $\delta v/v$ com dados de deslocamento, águas subterrâneas e meteorológicos melhora significativamente o diagnóstico de se uma mudança de velocidade sinaliza uma consequência oriunda de efeitos ambientais naturais e esperados ou o início de uma falha anômala.



Tabela 1. Compilado de métodos e parâmetros adotados no monitoramento da variação da velocidade sísmica em estudos de deslizamento de terra.

Referência	Período de aquisição	Método de extração da Função de Green	Método para extração de $\delta v/v$	Período de empilhamento para correlogramas móveis	Período de empilhamento para correlograma de referência	Tipo de empilhamento	Banda de frequência	Profundidade estimada	Janela de tempos de atraso da <i>coda</i> utilizada
Bièvre et al. (2018)	6 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	8-12 Hz	2-12 m	0.2- 2 s
Colombero et al. (2018)	4 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	8-12 Hz	2-10 m	0.1-1.5 s
Mainsant et al. (2012)	5 meses	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	10-12 Hz	9-11 m	0.2-2 s
Marc et al. (2021)	22 anos	Correlação cruzada entre componentes	MWCS	1 dia		Linear (média)	0.5-4 Hz	< 100 m	0.5-6 s
Fiolleau et al. (2020)	4 meses	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	1-12 Hz	1-10 m	0.05-1.5 s
Hussain et al. (2019)	10 dias	Correlação cruzada	MWCS	1 dia	Todo o período	Linear (média)	90-150 Hz	3-6 m	0.5- 3 s
Xie et al. (2023)	2 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	20 minutos	14 dias (referência móvel)	Linear (média)	2-20 Hz	4-6 m	1-11 s
Voisin et al. (2016)	3 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	6-8 Hz	2-3 m	0-3 s
Kang et al. (2021)	2 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	2-10 Hz	0-50 m	0.5-3 s

2.1.3. Área de Estudo

A primeira área de estudo é uma encosta de aproximadamente 40x20 m² na porção norte da cidade de Itabirito, estado de Minas Gerais. A encosta tem uma declividade média de 10% e é essencialmente formada por solo com granulometria silte-argilosa. Atividades de deslizamento de terra ocorreram na área alguns meses antes do presente estudo conduzido entre setembro e novembro de 2022 ([Figura 1](#)), destacando a área como um local potencial para monitoramento.



Figura 1. Fotografia de campo em setembro de 2022 das marcas de deslizamentos de terra anteriores na área de estudo.

A região geotectônica do Quadrilátero Ferrífero (QF), onde a área está localizada, tem grande importância econômica devido às atividades históricas de exploração de minério de ferro, siderurgia e metalurgia no Brasil. O intenso processo de intemperismo químico e mecânico das rochas do embasamento presentes na região formam solos que, combinados ao relevo e clima da região, favorecem a ocorrência de processos erosivos e movimentos de massa, especialmente em encostas íngremes, com pouca ou nenhuma cobertura vegetal ([Oliva *et al.*, 2003](#); [Gabet, 2007](#)).



2.2. Estudo de Caso 2

2.2.1. Contexto

Em comparação com os recursos hídricos superficiais, como rios e reservatórios, os sistemas de águas subterrâneas são menos conhecidos e monitorados por serem pouco acessíveis e geralmente mais complexos. Considerando que a maior parte da água doce global está distribuída em aquíferos (Famiglietti, 2014), a gestão eficiente e sustentável dos recursos hídricos subterrâneos é de suma importância para as atividades humanas. A demanda por água é um fator sazonal, de forma que, durante períodos de seca, a drenagem excessiva de águas subterrâneas é comum, reduzindo a capacidade hídrica de diversos aquíferos. Assim, o monitoramento desses sistemas é essencial.

Os métodos tradicionais de monitoramento — como piezômetros e indicadores de nível d'água — fornecem dados pontuais com cobertura espacial limitada, geralmente não capturando a variabilidade espacial e temporal dos sistemas de águas subterrâneas na escala ou resolução necessária. Pesquisas orientadas à dinâmica de recursos hídricos subterrâneos frequentemente recorrem ao uso de métodos geofísicos sísmicos, elétricos e eletromagnéticos (Reynolds, 2011; Binley *et al.*, 2015; Hickey *et al.*, 2015). Entretanto, as aquisições de dados tradicionais geralmente envolvem campanhas de curta duração, produzindo resultados representativos de um momento específico. Dessa forma, metodologias que permitam o monitoramento eficiente dos níveis e da dinâmica das águas subterrâneas em diversas escalas espaciais e com alta resolução temporal são desejáveis.

Como a velocidade de propagação das ondas sísmicas depende da densidade do solo — que pode variar de acordo com o teor de água no meio (Kearey *et al.*, 2009; Reynolds, 2011; Harba & Pilecki, 2017; Joubert *et al.*, 2018) — e as ondas *coda* são sensíveis às mudanças na velocidade das ondas S (Grêt *et al.*, 2006a), as variações de velocidade extraída da porção caudal dos correlogramas pode refletir variações e ciclos hidrológicos. Assim, a medição das mudanças de velocidade sísmica ao longo do tempo é uma metodologia promissora para o monitoramento de sistemas de água subterrânea.



2.2.2. Revisão Bibliográfica

[Gassenmeier et al. \(2015\)](#) testaram se a interferometria de ruído ambiente poderia detectar o crescimento da pluma de CO₂ no local de armazenamento piloto de Ketzin (Alemanha). Foram utilizados dados de um conjunto de 10 estações tri-axiais (espaçamento $\lesssim 2$ km) registrados de meados de 2008 ao início de 2012, enquanto 67 kt de CO₂ foram injetados a 650 m de profundidade. Janelas de dados de 1h foram normalizados (1-bit), espectralmente branqueados (1,5–3 Hz) e correlacionados por correlação cruzada. Correlogramas móveis foram obtidos pelo empilhamento das correlações diárias e comparados com a função de referência média de todas as correlações por meio do método *stretching* para obter $\delta v/v$. A análise de tempos de atraso mostrou que o sinal se origina provavelmente nas dezenas de metros superiores, e a modelagem de diferenças finitas indicou que a banda de 1,5–3 Hz é insensível ao reservatório de 650 m de profundidade. Consequentemente, qualquer perturbação de velocidade relacionada à pluma de CO₂ é mascarada. Assim, o estudo revelou que efeitos ambientais superficiais dominam as variações de velocidade sísmica observadas. As mudanças de velocidade mostraram um ciclo anual claro (amplitude $\approx \pm 0,3\%$) anticorrelacionado com um poço de água subterrânea próximo. Os níveis d'água ascendentes reduziram a velocidade sísmica, consistente com o fundamento do estresse efetivo. Aumentos acentuados do nível d'água no inverno coincidiram com o congelamento do solo, seguidos por quedas expressivas de $\delta v/v$ durante a infiltração induzida pelo degelo.

[Lecocq et al. \(2017\)](#) usaram 30 anos de gravações contínuas de quatro estações de banda larga do Gräfenberg Array (Alemanha) para testar se mudanças de velocidade sísmica de longo prazo podem revelar variações de armazenamento de água subterrânea em mesoescala (10–30 km) que se encontram entre as escalas resolvidas por piezômetros e GRACE. Dados diários de componente vertical foram divididos em janelas de 30 minutos, normalizados (1-bit), branqueados espectralmente entre 0,1–0,8 Hz e correlacionados por correlação cruzada para cada um dos seis pares de estações. Correlogramas móveis foram obtidos pelo empilhamento mensal de funções de correlação. Mudanças de velocidade relativas foram então calculadas com o método MWCS, sendo uma média entre os pares estimada por uma inversão de mínimos quadrados suavizada. A série $\delta v/v$ resultante mostrou uma pequena elevação multidecadal. A modelagem prospectiva apresentou que cerca de metade do sinal surge do estresse termoelástico impulsionado



por tendências de longo prazo da temperatura da superfície, enquanto a outra metade corresponde às mudanças no armazenamento de água subterrânea previstas por um modelo de precipitação-escoamento, confirmadas por poços próximos e registros de vazão. Notavelmente, anos quentes e secos (1989-1996) coincidiram com o rebaixamento da água subterrânea e $\delta v/v$ positivo, enquanto anos úmidos mais frios inverteram o sinal.

Voisin *et al.* (2017) testaram a interferometria de ruído passivo como uma ferramenta operacional para obter informações do domo hidráulico que se forma quando uma bacia de infiltração é preenchida ciclicamente. Nove geofones verticais de 5 Hz foram implantados ao redor da bacia por nove dias (26 de abril a 6 de maio de 2017). Dados foram segmentados em janelas de 1 hora e filtrados entre 3 e 20 Hz, normalizados (1-bit), branqueados espectralmente e correlacionados por correlação cruzada para seis caminhos curtos entre estações (60 a 220 m). O empilhamento de correlogramas horários foram comparados com uma referência construída pela média de todas as correlações, O método de *stretching* foi adotado para fornecer $\delta v/v$. Uma análise de frequência mostrou que o sinal de 6 a 10 Hz é sensível a profundidades de aproximadamente 5 a 8 m. A diminuição da velocidade observada acompanhou a elevação das águas subterrâneas sob a cúpula com uma conversão de aproximadamente 1% $\delta v/v$ por 1 m de altura, resultando em amplitudes de $\pm 2\%$ para a oscilação de 2 m observada em piezômetros.

Clements & Denolle (2018) usaram interferometria de ruído ambiente para reconstruir duas décadas (2000-2017) de flutuações de águas subterrâneas na bacia do Vale de San Gabriel, na Califórnia, e mostrar que mudanças na pressão dos poros ligadas a secas e inundações podem ser recuperadas pelas perturbações de velocidade sísmica e convertidas em estimativas volumétricas de armazenamento de água. Dados de componentes verticais foram pré-processados (rejeição de eventos de amplitude elevada, normalização 1-bit, branqueamento espectral entre 0,05–4 Hz) e correlacionadas em janelas de 1h. Correlações diárias foram empilhadas linearmente em janela de 30 dias para formar os correlogramas móveis e comparados com uma referência do empilhamento de todos os correlogramas ao longo de 18 anos. Tempos de atraso foram medidos na *coda* usando o método MWCS a uma banda de 0,5–2 Hz (sensível aos ≈ 500 m superiores da bacia). Quedas da $\delta v/v$ na ordem de $-0,15\%$ foram seguidas por chuvas extremas no inverno de 2004-2005, coincidindo com uma elevação do nível freático de 16 m e uma elevação de 40 mm por GPS, evidência de carga elástica de poropressão (*i.e.*, as quedas de $\delta v/v$ foram interpretadas como reduções na tensão efetiva à medida que a



poropressão aumentava). Variações sazonais ($\sim 0,02\%$) foram precursoras a variações da temperatura da superfície em 94 dias, mas a modelagem termoelástica mostrou que os efeitos hidrológicos dominam a amplitude da variação. Declínios plurianuais para $-0,12\%$ foram associados a um rebaixamento de 18 m durante a seca de 2012-2016. A regionalização de $\delta v/v$ correspondeu aos níveis d'água em cinco poços principais e permitiu o cálculo de uma perda de armazenamento de $0,48 \text{ km}^3$, consistente com os volumes bombeados.

[Kim & Lekic \(2019\)](#) examinaram se uma única estação de banda larga pode rastrear variações do nível das águas subterrâneas no Sistema Aquífero da Costa do Golfo, Texas. Utilizando 23 anos (1995-2017) de dados, os autores calcularam autocorrelações de janelas de seis minutos de ruído ambiente vertical (0,01-8 Hz), aplicaram empilhamento ponderado por fase para obter correlogramas móveis diários e compararam cada um com uma referência de longo prazo com o método *stretching* para derivar $\delta v/v$. A análise da série de variação da velocidade foi complementada com resultados de Função do Receptor (RF). Um aumento repentino no nível do lençol freático ($\approx 15 \text{ m}$) após três furacões em 2008 produziu um aumento de $+1,2\%$ na velocidade da onda P e uma mudança muito menor, de sinal oposto, na velocidade da onda S (relacionada a $\delta v/v$), ambos bem correlacionados com os registros de nível de poço. Um modelo de substituição de fluidos para os 500 m superiores reproduziu a amplitude e os sinais opostos de V_p/V_s , confirmando que a elevação da água dos poros enrijece a estrutura saturada. Oscilações sazonais do nível do lençol freático de $\pm 5 \text{ m}$ geraram oscilações de velocidade menores ($\approx 0,2\%$), enquanto a precipitação por si só não apresentou correlação significativa, o que implica que o sinal é governado pela carga da zona saturada em vez da recarga da superfície.

[Andajani et al. \(2020\)](#) monitoraram como a precipitação modula a pressão dos poros sob o maciço Chūgoku–Shikoku no Japão, visando inferir a difusividade hidráulica a partir de mudanças na velocidade sísmica obtidas com interferometria de ruído ambiente. Três anos de dados de componentes verticais de 98 estações foram correlacionados. Correlogramas móveis foram obtidos pelo empilhamento linear (média) de funções de correlação ao longo de janelas de 10 dias e comparados com uma função de referência de um ano por meio do método *stretching* para derivar $\delta v/v$. As variações de velocidade foram predominantemente negativas (até $-0,4\%$), precursoras à precipitação em $\sim 4\text{--}12$ dias, com respostas mais fortes em área de granito fraturado. O nível do lençol freático



subiu alguns dias após as tempestades, com um mínimo de $\delta v/v$ logo em seguida, consistente com a difusão da pressão dos poros reduzindo o estresse efetivo.

Fokker *et al.* (2021) discorreram sobre o fundamento físico que vincula as flutuações da pressão dos poros e da tensão vertical às variações da velocidade sísmica por meio de mudanças na tensão efetiva, validando-a posteriormente na região do campo de gás de Groningen. Os autores analisaram quatro anos de dados (2016-2020) de 78 geofones verticais a 200 m de profundidade localizados a 10 km de um piezômetro multinível. Janelas de 20 minutos foram branqueadas entre 0,3–1,6 Hz e correlações cruzadas diárias foram calculadas. Correlogramas móveis foram obtidos pelo empilhamento das correlações diárias e comparadas com uma função de referência obtida pelo empilhamento de janeiro de 2017 a dezembro de 2019. Mudanças $\delta v/v$ foram extraídas com o método de *stretching* ao longo da coda, enquanto um modelo direto independente previu $\delta v/v$ convertendo registros de pressão de poros em perturbações do módulo de cisalhamento e propagando-as através de *kernels* de sensibilidade de ondas de superfície. O $\delta v/v$ observado variou de cerca de +0,4% durante verões secos a -0,4% após chuvas fortes. O modelo reproduziu tanto o tempo quanto a amplitude, confirmando que as mudanças na tensão efetiva induzidas pela pressão dos poros predominam, com a carga vertical contribuindo com uma ordem de magnitude menor. Os mínimos sazonais de velocidade foram precursores à precipitação em semanas, refletindo a difusão da zona vadosa para os 500 m superiores.

Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin (2021) demonstraram que o sensoramento acústico distribuído (DAS) em uma fibra de telecomunicações de 23 km não utilizada pode monitorar a dinâmica de um aquífero em espaçamento de escala métrica e resolução diária no Vale do Sacramento, na Califórnia. Cinco meses de registros contínuos de taxa de deformação (outubro de 2017 a março de 2018) foram divididos em três submatrizes de 300 m com ~6 km de distância. Dados de um minuto de duração passaram por remoção da média, normalização, filtro passa-banda entre 4–15 Hz, branqueamento espectral e correlacionados por correlação cruzada. As funções de correlação foram empilhadas por ponderação por fase em correlogramas móveis diários, comparados com o correlograma do dia anterior como referência pelo método de *stretching* para obter $\delta v/v$. Somas cumulativas fornecem tendências de variação de velocidade ao longo prazo. Em certas porções da área, a série de $\delta v/v$ mostrou quedas de 2–3% em dias de elevação do nível do rio de 1,5 m após tempestades de inverno, permanecendo em valores baixos até a



drenagem. A análise de *kernels* de onda de superfície confirmou sensibilidade a profundidades da ordem de 10–30 m, e um modelo de Walton reproduziu a amplitude $\delta v/v$ do aumento observado na pressão dos poros, atribuindo o sinal à redução do estresse efetivo em vez de mudanças de saturação perto do lençol freático.

[Illien et al. \(2022\)](#) investigaram como os danos cossísmicos do terremoto de Gorkha de 7,8 MW em 2015 e a forte recarga de monções controlam conjuntamente a velocidade sísmica próxima à superfície na bacia hidrográfica de Bhote Koshi, no Nepal. Três estações de banda larga instaladas 42 dias após o choque principal (espaçamento em aproximadamente 100 m) registraram dados até outubro de 2018, sendo uma quarta estação permanente a 4 km de distância usada para confirmar a queda cossísmica. Janelas de 1h de dados sísmicos foram normalizadas (1-bit), espectralmente branqueados (faixa de 4–8 Hz, adotando 2–4 Hz no local distante) e correlacionados por correlação cruzada de estação única. Correlogramas móveis foram obtidos pelo empilhamento diário das correlações horárias e comparados com empilhamentos de referência mensais (sobreposição de 15 dias) usando o método *stretching*, resultando em uma série $\delta v/v$ de 3 anos. Foram observadas oscilações hidrológicas anuais, atingindo -8% $\delta v/v$ durante a monção e $+4\%$ no final da estação seca; e quedas superpostas de 0,3–1,5% após tremores secundários locais, com o meio mostrando recuperação em um período de 1–3 dias. Ao se unir $\delta v/v$ a um modelo de águas subterrâneas baseado na precipitação, os autores demonstram que os primeiros seis meses após o terremoto exigiram uma escala de drenagem transitória de 35 dias, evidenciando um aumento temporário na permeabilidade superficial após o tremor. O ajuste simultâneo dos ciclos de recuperação mecânica e hidrológico observados sugere que o método apresenta potencial em separar a elasticidade mesoscópica não linear (danos às rochas) das respostas transitórias ao aquífero.

[Gaubert-Bastide et al. \(2022\)](#) testaram se a interferometria de ruído ambiente pode capturar a cúpula hidráulica que se forma quando uma bacia de infiltração é preenchida ciclicamente para proteger o campo de poços Crépieux-Charmy, em Lyon, França. Um total de 99 geofones nodais de três componentes, espaçados em ~ 20 m, registraram 19 dias de ruído sísmico urbano em dois ciclos de enchimento e drenagem. Janelas de um minuto a 2–5 Hz foram correlacionadas e empilhamentos móveis de 1h de correlogramas foram comparados com a função de referência média do experimento por meio do método *stretching*, e as trajetórias de raios foram invertidas para mapas de $\delta v/v$ em malha de 20



m. Os resultados mostram uma queda de velocidade de -0,5% a -3% que se expande abaixo da bacia dentro de cinco horas após o enchimento, correspondendo a uma elevação piezométrica de 1,5 m. Durante a drenagem, o $\delta v/v$ se recuperou mais lentamente, indicando retenção capilar na zona vadosa.

[Buzzard et al. \(2023\)](#) usaram interferometria de ruído ambiente para quantificar a recarga ao longo de um transecto de 6 km no aquífero do Planalto de Columbia, em Idaho. Seis sismógrafos *Raspberry Shake* (de 1–5 Hz) registraram de outubro de 2020 a setembro de 2021. Janelas de uma hora foram correlacionadas por correlação cruzada. Empilhamentos lineares de 14 dias para formar correlogramas móveis foram comparados a uma função de referência sazonal com o método MWCS para estimativa de $\delta v/v$ diário. A velocidade variou de -0,30% (pico de degelo) a +0,45% (final do verão), refletindo uma oscilação anual de 4 m no nível freático. As maiores quedas de $\delta v/v$ indicaram recarga rápida através de paleocanais.

[Delouche & Stehly \(2023\)](#) usaram autocorrelações de ruído sísmico de 90 estações (espaçamento médio de ≈ 40 km) para rastrear a dinâmica de um aquífero na Grécia entre 2010 e 2022. Registros verticais contínuos foram reamostrados a 5 Hz, normalizados por envelope e autocorrelacionados em janelas de 4h. Empilhamentos lineares de 60 dias foram usados como correlogramas móveis, cada um comparado com a função de referência construída a partir do empilhamento de todos os correlogramas. Mudanças de velocidade foram extraídas com o método de *stretching* nas faixas de período de 0,5–1, 1–2 e 2–3 s. Ciclos sazonais de $\delta v/v$ de até $\pm 0,3\%$ emergiram em estações sobrepostas a aquíferos. A velocidade aumentou durante o verão seco em locais aluviais rasos, mas diminuiu onde sistemas cársticos mais profundos foram preenchidos, refletindo respostas contrastantes de carga elástica e poroelástica. Um modelo simples de reservatório, impulsionado pela precipitação local, reproduziu o tempo e a amplitude de muitos desses ciclos. Em dois locais, a combinação de $\delta v/v$ com dados de GPS e de poços mostrou que aquíferos livres produzem elevação da superfície durante o bombeamento, enquanto sistemas confinados induzem subsidência devido à compactação em profundidade.

[Laudi et al. \(2023\)](#) avaliaram se a interferometria de ruído ambiente pode complementar dados esparsos de furos de sondagem para o gerenciamento de águas subterrâneas nas pequenas ilhas calcárias de Malta. Os autores processaram registros de componentes verticais de 2016-2021 adquiridos pela Rede Sísmica de Malta permanente



(sensores de banda larga) e uma campanha de 14 meses (sensores de curto período). Os dados tiveram a média reduzida, afunilados, segmentados em janelas de 30 minutos, normalizados (1-bit), branqueados espectralmente e correlacionados com sobreposição de 15 minutos. Foram analisadas as bandas de frequência de 0,1–1 Hz para estações de banda larga e 0,3–3 Hz para unidades de curto período. Correlogramas móveis obtidos pelo empilhamento diário de funções de correlação foram comparados com uma função de referência empilhada a partir de todos os correlogramas usando o método MWCS para obter $\delta v/v$. Mudanças sazonais de velocidade de até cerca de $\pm 0,2\%$ acompanharam as oscilações do nível das águas subterrâneas medidas a cada 30 minutos em 13 furos de sondagem, com velocidades mínimas durante a recarga no inverno e máximas no final da estação seca. Assim, o $\delta v/v$ negativo foi atribuído ao aumento da pressão dos poros, que abre fissuras e reduz o módulo de cisalhamento no aquífero de nível médio do mar, enquanto o $\delta v/v$ positivo ocorre ao verão, refletindo a drenagem e o fechamento de fissuras. As autocorrelações em estações individuais produziram os sinais mais claros, enquanto a sensibilidade da correlação cruzada se deteriorou quando os trajetos entre estações ultrapassaram alguns quilômetros, provavelmente porque os raios cruzaram geologia heterogênea. Os sensores de curto período foram tão responsivos quanto as unidades de banda larga, ressaltando a viabilidade de implantações de baixo custo.

Assim, estudos de velocidade relacionados à água subterrânea convergem para um quadro físico comum: mudanças na velocidade sísmica rastreiam principalmente variações na tensão efetiva dentro do meio saturado de água. Quando a infiltração aumenta a pressão dos poros, a tensão normal transportada pelos contatos dos grãos cai e tanto o módulo de cisalhamento quanto a velocidade da onda S diminuem. A drenagem ou o bombeamento têm o efeito oposto (*e.g.*, [Kim & Lekic, 2019](#)). Onde o aquífero é confinado ou recoberto por camadas vadosas rígidas, a carga vertical do nível d'água ou a precipitação retida podem aumentar a tensão efetiva e a velocidade (*e.g.*, [Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021](#)). Em períodos mais longos de monitoramento, a dilatação térmica da camada rasa sobrepõe um componente cíclico, em que a velocidade aumenta nas estações frias e diminui nas quentes (*e.g.*, [Lecocq et al., 2017](#)). Além disso, grandes terremotos causam fissuras transitoriamente, adicionando efeitos cossísmicos e períodos de recuperação que devem ser separadas dos sinais hidrológicos (*e.g.*, [Illien et al., 2022](#)).

Apesar de variações, os estudos sobre águas subterrâneas tendem a compartilhar um fluxo de trabalho de processamento padrão. A [Tabela 2](#) reúne um compilado dos



principais parâmetros adotados nas pesquisas. Os registros são divididos em janelas de 30 a 60 minutos, normalizados no domínio do tempo (1-bit) e branqueados espectralmente. Uma banda de frequência é escolhida para corresponder à profundidade alvo: 0,05–1 Hz para bacias de 0,5–5 km de profundidade (*e.g.*, Clements & Denolle, 2018), 0,5–3 Hz para sistemas cársticos de 0,1–1 km (*e.g.*, Delouche & Stehly, 2023) e 2–15 Hz para domos de infiltração de 5–30 m (*e.g.*, Voisin *et al.*, 2017; Gaubert-Bastide *et al.*, 2022). A maioria dos estudos correlaciona a componente vertical entre estações. Autocorrelações ou correlações cruzadas entre componentes de estação única são preferidos onde as redes são esparsas (*e.g.*, Kim & Lekic, 2019) ou o ruído é altamente direcional (*e.g.*, Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021). Funções de correlações são empilhadas em janelas de 10 a 60 dias para obter correlogramas móveis, prezando por um equilíbrio entre a relação sinal-ruído e a sensibilidade sazonal. Para a função de referência, duas estratégias predominam: uma referência fixa de longo prazo, que maximiza a estabilidade para tendências sazonais ou seculares (*e.g.*, Andajani *et al.*, 2020; Clements & Denolle, 2018), enquanto uma referência móvel mais curta (*e.g.*, Buzzard *et al.*, 2023) pode ser adotada quando grandes períodos requerem atualizações de referência ou variações rápidas são necessárias (*e.g.*, Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021; Gaubert-Bastide *et al.*, 2022). A variação de velocidade é majoritariamente extraída pelo método de *stretching* ou pelo MWCS.

Com essas configurações, a resolução temporal normalmente atinge valores diários de $\delta v/v$ em redes regionais e horários a subhorários em implantações locais. A resolução espacial varia de valores médios de bacias hidrográficas em 10 a 30 km (*e.g.*, Lecocq *et al.*, 2017) a alta resolução na ordem de 20 m em escalas locais (*e.g.*, Gaubert-Bastide *et al.*, 2022; Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021).

O método oferece vantagens claras para estudos de águas subterrâneas, se destacando: (i) se basear em dados passivos e baratos; (ii) potencial de investigação abaixo do lençol freático, onde os dados de satélite ou outras fontes perdem sensibilidade; (iii) preenche a lacuna entre poços pontuais e a gravimetria por satélite; e (iv) boa resolução temporal, permitindo estimativas quase em tempo real. Suas limitações são igualmente consistentes entre os estudos: (i) a atribuição de profundidade depende de análises de frequência e *kernels* de sensibilidade e deve ser calibrada com poços ou modelos; (ii) a velocidade não tende a mostrar sensibilidade a fatores como a salinidade e a temperatura; (iii) a anisotropia da fonte e o ruído cultural podem obscurecer sinais de



baixa amplitude; e (iv) aquíferos muito profundos (> 1 km) permanecem fora do alcance das bandas típicas de 0,1–1 Hz.

Conseqüentemente, autores rotineiramente posicionam o $\delta v/v$ baseado em ruído sísmico como uma ferramenta complementar. O método preenche a lacuna de escala entre piezômetros (metros) e GRACE (centenas de quilômetros), valida modelos hidrológicos fornecendo mudanças contínuas no armazenamento (*e.g.*, [Clements & Denolle, 2018](#); [Buzzard *et al.*, 2023](#)), mapeia caminhos de fluxo preferenciais invisíveis para poços esparsos ([Gaubert-Bastide *et al.*, 2022](#); [Andajani *et al.*, 2020](#)) e, quando integrado com GPS ou InSAR, separa a carga elástica da compactação (*e.g.*, [Delouche & Stehly, 2023](#)). Assim, ao em vez de substituir a instrumentação hidrológica clássica, o monitoramento da velocidade do ruído ambiente amplia a cobertura de metodologias tradicionais.



Tabela 2. Compilado de métodos e parâmetros adotados no monitoramento da variação da velocidade sísmica em estudos de água subterrânea.

Referência	Período de aquisição	Método de extração da Função de Green	Método para extração de $\delta v/v$	Período de empilhamento para correlogramas móveis	Período de empilhamento para correlograma de referência	Tipo de empilhamento	Banda de frequência	Profundidade estimada	Janela de tempos de atraso da <i>coda</i> utilizada
Andajani <i>et al.</i> (2020)	2 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	10 dias	1 ano	Linear (média)	0.1–0.9 Hz	1–8 km	Coda completa
Gaubert-Bastide <i>et al.</i> (2022)	19 dias	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 hora	Todo o período	Linear (média)	2–5 Hz	2–7 m	0–4 s
Buzzard <i>et al.</i> (2023)	2 anos	Correlação cruzada	MWCS	14 dias	Sazonal	Linear (média)	1–5 Hz	< 100 m	Coda completa
Clements & Denolle (2018)	18 anos	Correlação cruzada	MWCS	30 dias	Todo o período	Linear (média)	0.5–2 Hz	≤ 500 m	Não informado
Delouche & Stehly (2023)	13 anos	Autocorrelação	<i>Stretching</i>	60 dias	Todo o período	Linear (média)	0.3–2 Hz	0.1–1 km	15–55 s
Fokker <i>et al.</i> (2021)	4 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	2 anos	Linear (média)	0.3–1.6 Hz	≤ 500 m	5–100 s
Gassenmeier <i>et al.</i> (2015)	4 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	1.5–3 Hz	≈ 30 m	> 0.3 s
Illien <i>et al.</i> (2022)	3 anos	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Móvel mensal	Linear (média)	4–8 Hz	≈ 30 m	1–4 s
Kim & Lekic (2019)	23 anos	Autocorrelação e Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Todo o período	Ponderado por fase	0.01–8 Hz	≤ 500 m	Coda completa



Laudi <i>et al.</i> (2023)	6 anos	Autocorrelação	<i>MWCS</i>	1 dia	Todo o período	Linear (média)	0.1–1 Hz e 0.3–3 Hz	< 200 m	Não informado
Lecocq <i>et al.</i> (2017)	30 anos	Correlação cruzada	MWCS	31 dias	Móvel	Linear (média)	0.1–0.8 Hz	≤ 300 m	20–100 s
Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin (2021)	1 ano	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 dia	Dia anterior	Ponderado por fase	4–20 Hz	10–30 m	0.8–1.3 s
Voisin <i>et al.</i> (2017)	10 dias	Correlação cruzada	<i>Stretching</i>	1 hora	Todo o período	Linear (média)	3–20 Hz	5–8 m	0–1 s



2.2.3. Área de Estudo

A segunda área de estudo está localizada a sul do município de Altamira, Pará, próxima às margens do rio Xingu. A bacia do rio Xingu, um dos principais afluentes do rio Amazonas, desempenha um papel crucial na hidrologia regional, na biodiversidade e nos meios de subsistência humanos. Caracterizada por um clima tropical com estações chuvosas e secas bem definidas, a bacia abriga diversos ecossistemas e sustenta áreas agrícolas e urbanas (Rizzo *et al.*, 2020).

A partir do estudo de potenciometria conduzido por Campos *et al.* (2018), o contexto hidrogeológico da região urbana de Altamira — especificamente na área do bairro Jardim Independente I — é caracterizado pela ocorrência de um sistema aquífero composto por um aquífero suspenso e um aquífero local sotoposto, separado por uma camada de baixa permeabilidade predominantemente argilosa. Esse aquífero local apresenta comportamento confinado a semiconfinado, sendo constituído por materiais areno-silto-argilosos, enquanto o aquífero suspenso se desenvolve em níveis mais rasos, diretamente influenciado pela infiltração de águas pluviais em áreas adjacentes mais elevadas. A presença do aquitarde limita a conexão hidráulica vertical entre esses dois sistemas, configurando um arranjo hidroestratigráfico no qual coexistem corpos aquíferos com dinâmicas distintas, ainda que espacialmente próximos, em um contexto fortemente controlado pelas condições climáticas e pela recarga local.

As variações hidrológicas sazonais e os padrões de recarga de água subterrânea são fundamentais para a manutenção do equilíbrio ecológico da região. O aumento da atividade humana, incluindo o desmatamento e a expansão agrícola, afetam o ciclo hidrológico natural, impactando a dinâmica do armazenamento de água subterrânea e a distribuição da umidade do solo (de Oliveira *et al.*, 2020). Entre essas pressões antropogênicas que demandam frentes de estudos para compreender os processos hidrológicos da bacia e suas implicações para os recursos hídricos, destaca-se o complexo hidrelétrico Belo Monte, um dos maiores projetos hidrelétricos do mundo.

O complexo é composto por diversas barragens, incluindo as barragens de Pimental e Belo Monte (Figura 2), que regulam a vazão do rio para geração de energia. Impactos na hidrologia e ciclos sazonais da região relacionados ao enchimento e operação do reservatório de Belo Monte vem sendo reportados ao longo dos anos, como mudanças nos padrões de recarga de aquíferos e na dinâmica do lençol freático, distribuição da umidade

do solo, atraso dos picos de vazão, o aumento da frequência de inundações, períodos prolongados de seca e redução da carga de água subterrânea (Gauthier *et al.*, 2019; Kalacska *et al.*, 2020; Keppeler *et al.*, 2022; Lopes *et al.*, 2024). Além disso, a rápida expansão urbana em Altamira, impulsionada pela migração e reassentamento, aumentou as superfícies impermeáveis, alterando as taxas de infiltração e intensificando os padrões de extração de água subterrânea (Feng *et al.*, 2017). Assim, estudos de monitoramento que englobem a dinâmica de água subterrânea em Altamira são relevantes para a compreensão da relação entre o complexo Belo Monte e os recursos hídricos regionais.

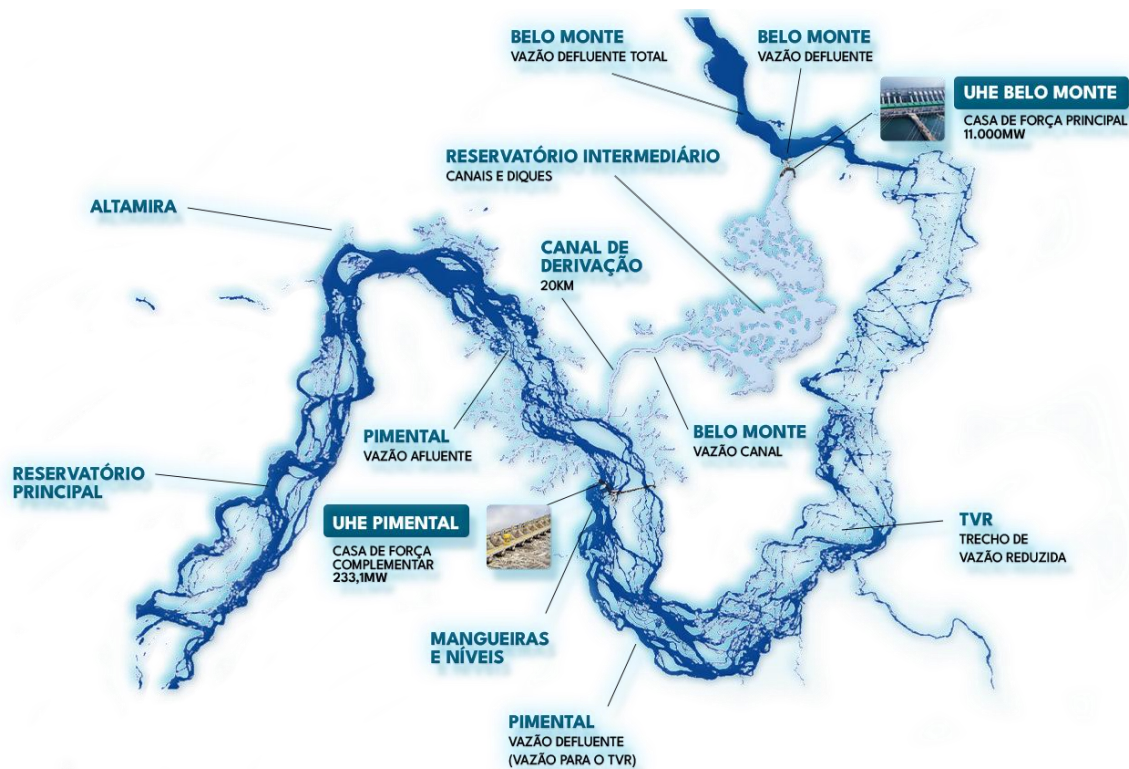


Figura 2. Mapa do complexo hidrelétrico Belo Monte. Fonte: Norte Energia (<https://www.norteenergiasa.com.br/uhe-belo-monte/>).



CAPÍTULO 3

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo apresenta os princípios físicos e matemáticos que sustentam os métodos utilizados nesta pesquisa, fornecendo a base conceitual necessária para a compreensão do processamento de dados e resultados apresentados nos capítulos subsequentes. São discutidos, entre outros, o histórico e fundamentos do ruído sísmico, os princípios da correlação cruzada aplicados à reconstrução empírica das funções de Green e técnicas empregadas para estimar variações relativas de velocidade a partir da onda *coda*.

3.1. Ruído Sísmico

Ruído sísmico ambiente é a vibração persistente do solo que permanece detectável mesmo na ausência de terremotos, erupções vulcânicas, explosões ou outros eventos impulsivos. Sensores modernos de banda larga e de curto período revelam que a Terra nunca está verdadeiramente em repouso: em vez disso, é continuamente excitada por uma superposição de inúmeras fontes aleatórias que geram um campo de ondas estocástico com períodos que variam de alguns milissegundos a centenas de segundos.

O termo “ruído” em levantamentos passivos é considerado inadequado por alguns autores. [Foti *et al.* \(2018\)](#) relacionam ruído com efeitos que não estão diretamente associados à propagação de ondas (por exemplo, ruído próprio do instrumento, ações meteorológicas no receptor e acoplamento ruim com o solo), enquanto o real sinal utilizável são ondas originadas de fontes aleatórias que compõem o “campo sísmico ambiente”.



3.1.1. Histórico

A pesquisa sobre ruído sísmico data desde o final do século XIX, quando os primeiros sismógrafos mecânicos mostravam que suas agulhas respondiam mesmo na ausência de terremotos. Esse movimento foi interpretado como "microsismos" (Milne, 1886; Wiechert, 1899; Bertelli, 1872), estabelecendo o fato empírico de que a Terra vibra perpetuamente. Uma explicação teórica surgiu meio século depois. Longuet-Higgins (1950) demonstrou que sequências opostas de ondas oceânicas poderiam gerar flutuações de pressão no fundo do mar que irradiam ondas Rayleigh, fornecendo um modelo de fonte física para a faixa de microsismos, enquanto Gutenberg (1951, 1958) consolidou evidências observacionais para um campo mundial de vibrações de fundo. Aki (1957) introduziu uma análise espectral, comprovando que o ruído carrega informações sobre a estrutura da Terra, e Hasselmann (1963) refinou a teoria da interação entre ondas oceânicas, completando a estrutura clássica para microsismos primários e secundários.

A ideia de que respostas de impulso úteis poderiam ser extraídas do ruído foi renunciada por Claerbout (1968), que demonstrou, em ambientes controlados, que a autocorrelação de um campo de ondas difuso se aproxima da função de Green do meio. Ao longo das décadas de 1970 e 1980, essa percepção permaneceu em grande parte conceitual. Na década de 1990, novas observações revitalizaram o campo. Peterson (1993) forneceu as primeiras curvas de referência globais (os novos modelos de ruído baixo e alto), que permitiram comparações de níveis de ruído entre estações. Tanimoto & Um (1999) e Ekström (2001) traçaram o "zumbido da Terra" ("hum") de período muito longo (> 100 s) até o acoplamento oceano-atmosfera; Webb (1998) esclareceu a mecânica da excitação de microsismos no fundo do mar profundo; e Duvall *et al.* (1993) demonstrou, em heliosismologia, que a correlação cruzada de oscilações de fundo pode recuperar a estrutura interna. Essas vertentes convergiram nos estudos pioneiros de Weaver & Lobkis (2001), Campillo & Paul (2003), Shapiro & Campillo (2004) e Sabra *et al.* (2005), que extraíram conclusivamente as funções de Green da superfície da Terra a partir de registros sísmicos passivos, inaugurando a Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente.



3.1.2. Fontes de Ruído Sísmico

O ruído sísmico é um pacote de energia de ondas sísmicas irradiada por mecanismos oceânicos, atmosféricos, hidrológicos, vulcânicos e antropogênicos, cada um ocupando bandas de frequência específicas e por vezes sobrepostas. Uma maneira conveniente de organizar o espectro de ruído ambiente é mapear os processos físicos dominantes em bandas características de período (T) ou frequência (f) (Tabela 3). O campo de ruído é geralmente dividido em (i) “zumbido da Terra” (“*hum*”) de período ultralongo ($T > 100$ s), (ii) bandas microssísmicas primária ($T \approx 10\text{--}20$ s) e secundária ($T \approx 3\text{--}10$ s), (iii) uma banda meteorológica mista ($T \approx 1\text{--}2$ s) e (iv) ruído cultural ($T < 1$ s).

Nos períodos mais longos, o “zumbido da Terra” (> 100 s, $f < 0,01$ Hz) ocupa a extremidade de frequência ultrabaixa do espectro, gerado quando ondas infragravitacionais e cargas atmosféricas em larga escala se acoplam ao fundo do mar (Rhie & Romanowicz, 2004), excitando modos esferoidais fundamentais da onda Rayleigh que podem ressoar por dias. Entre $T \approx 10\text{--}20$ s ($f \approx 0,05\text{--}0,1$ Hz) encontram-se os microssismos primários, produzidos onde sequências únicas de ondas oceânicas impactam plataformas continentais rasas e convertem parte de sua energia diretamente em ondas sísmicas de superfície. Os microssismos secundários mais fortes se agrupam em $T \approx 3\text{--}10$ s ($f \approx 0,1\text{--}0,33$ Hz) e surgem no mar quando duas sequências de ondas opostas interferem, dobrando a frequência de forçamento e irradiando ondas Rayleigh e Love que dominam os registros de banda larga. Contribuintes naturais adicionais povoam frequências intermediárias e baixas: cargas barométricas e eólicas sobre continentes, descargas fluviais, mudanças na pressão dos poros induzidas por chuvas, deslizamentos de terra, fissuras criosféricas, erupções vulcânicas, marés solar-lunares e até mesmo grandes vórtices atmosféricos, como ciclones ou monções. Suas assinaturas frequentemente aparecem como protuberâncias espectrais sobrepostas ao fundo microssísmico.



Tabela 3. Resumo apresentado por [Bonnefoy-Claudet et al. \(2006\)](#) para a discretização do espectro de ruído ambiente em função dos fenômenos físicos dominantes em bandas características de frequência.

Fontes de sinal	Gutenberg (1958)	Asten (1978) e Asten & Henstridge (1984)
Ondas oceânicas atingindo as costas	0,05–0,1 Hz	0,5–1,2 Hz
Monções/Perturbações meteorológicas de grande escala	0,1–0,25 Hz	0,16–0,5 Hz
Ciclones sobre os oceanos	0,3–1 Hz	0,5–3 Hz
Condições meteorológicas em escala local	1,4–5 Hz	-
Tremendo vulcânico	2–10 Hz	
Urbano	1–100 Hz	1,4–30 Hz

Ao se aproximar de frequências mais altas, uma faixa de transição de $T \approx 1-2s$ ($f \approx 0,5-1Hz$) frequentemente reflete uma mistura de fontes meteorológicas naturais e locais, como turbulências de vento, ondas ao longo de litorais próximos ou interações entre águas rasas e ondas. Essa faixa é altamente dependente do local e tende a flutuar com o clima e a estação do ano. Acima de aproximadamente 1 Hz ($T < 1 s$), o espectro é progressivamente dominado por ruído cultural gerado pela atividade humana. Tráfego rodoviário e ferroviário, máquinas industriais, construção, explosões em minas, turbinas eólicas, perfuração ou extração de fluidos e até mesmo grandes aglomerações de pessoas irradiam ondas de corpo e de superfície de curto período no solo. Como essas fontes são espacialmente agrupadas e temporalmente variáveis, elas imprimem padrões temporais que são distinguíveis do ruído natural.

3.1.3. Nível do Ruído Sísmico

A quantificação do nível de ruído sísmico é conduzida a partir da estimativa da Densidade Espectral de Potência (*Power Spectral Density* – PSD). Os resultados de PSD apresentam uma medida dependente da frequência do ruído ambiente, oferecendo a identificação de picos de microssismo, observação da contaminação cultural e a verificação se um segmento de série temporal é estável o suficiente para análises específicas.

O registro de 24 h de dado sísmico é segmentado em janelas (tipicamente até 1h de duração) e é executada a transformação da série temporal bruta no domínio da frequência



com a Transformada Rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform* – FFT). As magnitudes quadradas da parte real da FFT $X(f_k)$ normalizadas pela frequência de amostragem f_s e pelo comprimento da janela N , resultam na PSD $P(f_k)$ em cada janela, dada por

$$P(f_k) = 10 \log_{10} \frac{|X(f_k)|^2}{f_s N}, \quad (\text{Eq. 1})$$

que expressa a potência do sinal por Hz e geralmente é plotado em unidades de decibéis.

Implementações práticas calculam a média ou a mediana de muitas estimativas curtas de PSD, parcialmente sobrepostas, para reduzir a variância e, em seguida, suavizam o resultado em intervalos de frequência logarítmica. Para visualizar estações individuais em uma escala global, é comum as curvas de PSD serem comparadas com o Novo Modelo de Ruído Baixo e Alto de [Peterson \(1993\)](#).

3.2. Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente

A Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente (*Ambient Noise Seismic Interferometry*) é o método que extrai a resposta da Terra ao impulso (Função de Green - FG) entre dois receptores, correlacionando as vibrações contínuas do solo que ambos registram, sem a necessidade de uma fonte ativa. O método explora o fato de a Terra ser uma fonte ubíqua, gratuita, contínua e repetível, permitindo que o ruído sísmico seja não apenas energia indesejada, mas um recurso útil para estudos sismológicos.

A premissa fundamental é que, se o campo de ondas ambiente for suficientemente aleatório, a correlação cruzada média temporal dos sinais observados nas estações A e B converge para a forma de onda que seria medida em B caso uma fonte impulsiva fosse colocada em A e vice-versa ([Claerbout, 1968](#); [Weaver & Lobkis, 2001](#)). Em outras palavras, um dos receptores é transformado em uma fonte virtual, permitindo a realização de análises sismológicas clássicas em sinais derivados de dados puramente passivos.

3.2.1. Histórico

As bases conceituais da ISRA foram apresentadas há quase sete décadas. [Aki \(1957\)](#) foi o primeiro a observar que o ruído sísmico contínuo poderia ser explorado em busca de informações sobre a estrutura da Terra a partir de análises no domínio da frequência.



Um avanço veio com [Claerbout \(1968\)](#), que demonstrou que a correlação de traços de refletividade de ondas planas poderia reproduzir a resposta de reflexão com deslocamento zero, implicitamente renunciando a ideia da função de Green que posteriormente fundamenta o método.

Em meados da década de 1990, surgiu a primeira evidência observacional de que correlações de ruído produzem formas de onda fisicamente significativas. [Duvall et al. \(1993\)](#) demonstrou a aplicação de correlação de ruído heliosísmico. Logo depois, a acústica e a ultrassonografia de laboratório confirmaram o princípio em ambientes controlados, principalmente por meio de experimentos de [Derode et al. \(2003\)](#) e do trabalho de correlação cruzada por [Weaver & Lobkis \(2001\)](#).

O início dos anos 2000 marca o salto da ISRA para a sismologia terrestre. [Campillo & Paul \(2003\)](#) apresentaram a recuperação de ondas de superfície a partir da *coda* de terremotos, enquanto tratamentos teóricos paralelos de [Wapenaar \(2004\)](#) e [Snieder \(2006\)](#) generalizaram a reciprocidade do tipo correlação para distribuições de fontes arbitrárias. Aplicações em campo seguiram-se com [Shapiro & Campillo \(2004\)](#) e [Sabra et al. \(2005\)](#), que produziram tomografias regionais de ondas de superfície a partir de microsisismos ambientais, comprovando que investigações de estruturas profundas poderiam ser realizadas com dados passivos.

Compilações em larga escala de [Yang et al \(2007\)](#) resolveram a velocidade da onda S na crosta terrestre entre continentes, enquanto [Sens-Schöenfelder & Wegler \(2006\)](#) e [Breguier et al. \(2008\)](#) inauguraram o uso de correlações de ruído repetitivas para monitorar mudanças temporais de velocidade em estruturas vulcânicas. Desde então, uma proliferação de estudos estendeu os métodos baseados em ISRA a diversos contextos, consolidando o método como uma sólida ferramenta da sismologia moderna.

3.2.2. Aproximação da Função de Green

Em sismologia, a função de Green (FG) é a solução fundamental da equação de onda que descreve como uma força pontual impulsiva aplicada na posição de uma fonte se propaga através de um meio para produzir movimento em um receptor. Assim, a FG nada mais é do que a resposta da Terra a um impulso (*i.e.*, a "função de transferência" que liga uma fonte pontual hipotética a um ponto de observação). Como ela codifica todos os efeitos de tempo de deslocamento, amplitude e fase do meio interveniente, a recuperação



da FG entre dois receptores abre caminho para análises sismológicas clássicas sem a necessidade de disparar uma fonte ativa (Weaver & Lobkis 2001).

Para um meio acústico, homogêneo e isotrópico, a $G(r,t)$ satisfaz

$$\left(\nabla^2 - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2}\right) G(r, t) = -\delta(r)\delta(t), \quad (\text{Eq. 2})$$

em que c é a velocidade da onda e o lado direito é um delta de Dirac quadridimensional representando uma fonte impulsiva unitária no espaço e no tempo (Aki & Richards, 2002).

A solução causal de forma fechada em três dimensões é dada como

$$G(r, t) = \frac{1}{4\pi cr} \delta\left(t - \frac{r}{c}\right), \quad (\text{Eq. 3})$$

com $r = \|r\|$ a distância fonte-receptor. Esta forma de onda é um pulso agudo que chega após o tempo de viagem r/c e decai geometricamente com a distância (Claerbout, 1968). No caso totalmente elástico, a FG torna-se um tensor de segunda ordem, cujos componentes descrevem o deslocamento na direção i produzido por uma força unitária atuando na direção j ; e o tensor se decompõe naturalmente em partes de onda P e onda S, cada uma governada por sua própria velocidade de onda.

A recuperação da FG por ISRA baseia-se na propriedade de que a correlação cruzada média temporal de campos de ondas aleatórios registrados em dois receptores isola apenas a energia que se deslocou coerentemente entre eles. Partindo de princípios de reciprocidade, Wapenaar (2004) demonstrou que, quando as fontes ambientais são espacialmente não correlacionadas, a correlação

$$C_{AB}(t) = \int_0^T u_A(\tau)u_B(\tau + t)d\tau \quad (\text{Eq. 4})$$

converge (após diferenciação) para a soma $G_{AB}(t) + G_{AB}(-t)$, em que t é o tempo de atraso (*lag-time*) aplicado a um dos registros para obter a contribuição positiva (causal) e negativa (anticausal) da FG aproximada. As correlações podem ser interpretadas como um campo de onda que se propaga de um receptor para outro, com o tempo de atraso representando o tempo de percurso. Apenas fontes situadas nos dois azimutes que conectam os receptores se somam construtivamente, enquanto contribuições de todas as outras direções se cancelam com $T \rightarrow \infty$. A Figura 3 apresenta uma simulação do princípio da correlação cruzada entre sinais aleatórios.

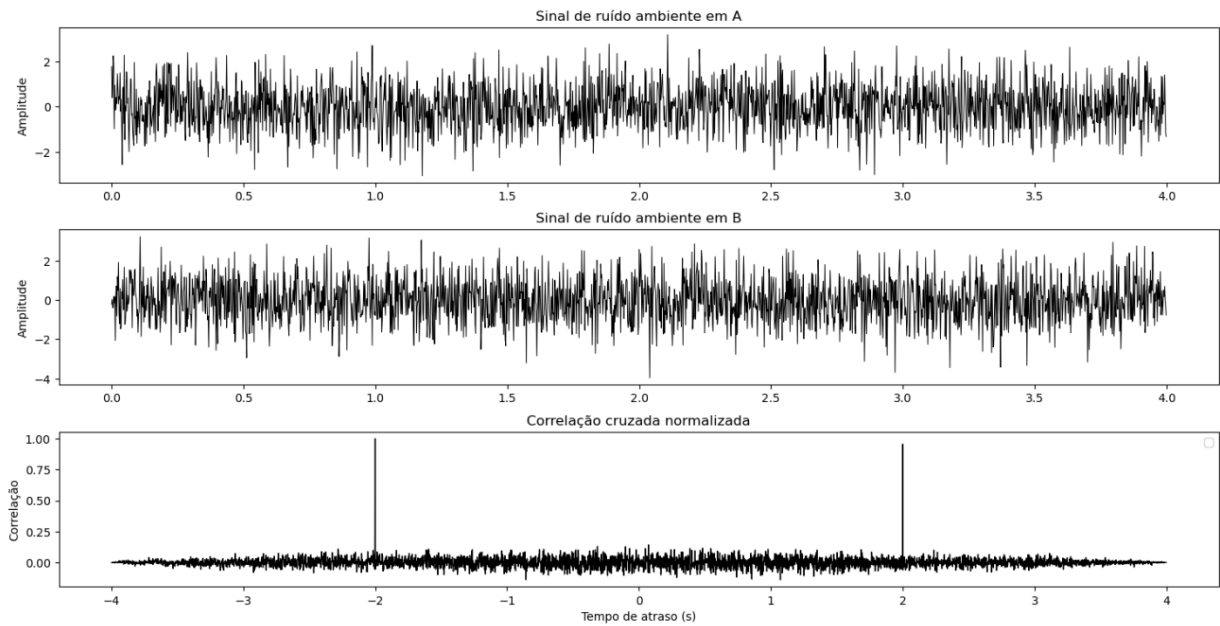


Figura 3. Dois sinais aleatórios (dois receptores A e B hipotéticos), com $B = A$, mas com adição de ruído aleatório e atrasado em $T_0 = 2$ s. Ao calcular sua correlação cruzada, emergem picos em $+T_0$ e $-T_0$, correspondentes às componentes causal ($A \rightarrow B$) e acausal ($B \rightarrow A$) da FG.

A derivação clássica da ISRA para a recuperação da FG pressupõe três condições principais. Primeiro, as fontes de ruído devem ser espacialmente não correlacionadas, de modo que os termos cruzados na integral de correlação se anulem quando calculada a média ao longo do tempo (Wapenaar, 2004). Segundo, o campo de onda que atinge os receptores deve ser equiparticionado ou isotrópico, o que significa que a energia chega com igual probabilidade de todos os azimutes (*i.e.*, apresenta fases e direção aleatórias, onde todos os caminhos são iluminados). Na prática, um forte espalhamento múltiplo próximo ao conjunto pode substituir uma distribuição externa uniforme, redistribuindo a energia internamente (Campillo & Paul, 2003). Microsismos gerados por ondas oceânicas interativas, espalhadas por plataformas continentais, frequentemente se aproximam dessa condição a baixas frequências, enquanto o ruído antropogênico do tráfego pode desempenhar um papel semelhante em frequências mais altas (Weaver & Lobkis, 2001). Onde persistem vieses direcionais, estruturas dispersoras de energia sísmica ajudam a redistribuir a energia, mitigando a anisotropia da fonte (Paul *et al.*, 2005). Terceiro, uma média temporal ergódica e suficientemente longa é necessária para que as contribuições incoerentes se cancelem, deixando apenas a parte coerente proporcional a FG (Claerbout, 1968).



O comprimento de registro necessário para a convergência é dimensionado com base na banda de frequência, distância entre estações e densidade de fontes. A tomografia em escala continental geralmente requer o acúmulo de meses a anos de dados para estabilizar as fases da onda de superfície ([Bensen et al., 2007](#)). Estudos de monitoramento, por outro lado, alcançam relações sinal-ruído utilizáveis com empilhamentos (*stacks*) móveis de alguns dias a algumas semanas, desde que uma referência estável seja obtida ([Hadziioannou et al., 2009](#)); sendo a convergência tipicamente avaliada rastreando a similaridade dos empilhamentos cumulativas com a referência (*e.g.*, [Sánchez-Pastor, 2019](#)).

Fundamentalmente, o cumprimento perfeito das premissas não é obrigatório. Experimentos numéricos mostram que, quando as fontes existem apenas ao longo das duas direções da fase estacionária que conectam os receptores, a correlação ainda reproduz os lados causais e acausais da FG. Fontes fora desses azimutes interferem destrutivamente e, portanto, não enviesam o resultado. Aplicações em campo corroboram que ruídos moderadamente anisotrópicos ou com variação sazonal continuam a produzir estimativas estáveis da FG, uma vez que comprimentos de empilhamento adequados são atingidos ([Shapiro & Campillo, 2004](#)).

Para monitoramento temporal, uma reconstrução perfeita da FG é desnecessária. O fundamental é que a porção do sinal usada para medição seja repetível. [Hadziioannou et al. \(2009\)](#) demonstrou que mesmo a convergência parcial, se consistente ao longo do tempo, pode detectar variações de velocidade de 0,1% ou menos, uma vez que as informações de fase da FG são recuperadas muito mais rapidamente do que as informações de amplitude. Portanto, o foco se concentra na obtenção de uma janela de tempo robusta e de alta coerência (por exemplo, a *coda* das ondas de superfície, discutida mais adiante) em vez da resposta ao impulso completa.

A aproximação da FG por ISRA não se limita a correlações entre estações, se estendendo também a autocorrelação de estação única e a correlações entre componentes, obedecendo ao mesmo arcabouço teórico. Existem duas principais fronteiras de pensamento para recuperar uma aproximação da FG a partir da correlação de séries de ruído sísmico: (i) o fluxo de trabalho de pré-processamento clássico de [Bensen et al. \(2007\)](#), seguido por correlação cruzada em janelas móveis (CC) e empilhamento temporal, e (ii) a correlação cruzada de fase (*Phase Cross-Correlation* – PCC; [Schimmel, 1999](#)) e empilhamento temporal.

3.2.2.1. Correlação Cruzada

O processamento clássico, apresentado pelo fluxo de trabalho de [Bensen *et al.* \(2007\)](#), trata o campo de onda bruto do ruído ambiente como uma mistura entre energia útil e coerente com transientes indesejados e incoerentes. Propõe-se que, sem condicionar a série de ruído sísmico, como o tratamento de grandes amplitudes e viés de ruído com energia persistente não distribuído uniformemente em frequência, os resultados de correlação cruzada podem divergir da FG esperada. O pré-processamento, portanto, visa homogeneizar amplitudes, equalizar espectros e remover tendências, de modo que, quando as correlações forem empilhadas, apenas o componente de sinal relevante e dependente do caminho permaneça ([Weaver & Lobkis, 2001](#)).

O fluxo de [Bensen *et al.* \(2007\)](#) para extração da FG a partir de ruído sísmico é dividido em três fases sequenciais principais: (i) pré-processamento de estação única (remoção de média e tendência, filtro passa-banda, segmentação em janelas, normalização no domínio do tempo e branqueamento espectral); (ii) correlação cruzada entre janelas; e (iii) empilhamento temporal. Juntas, essas etapas convertem registros ambientais brutos em uma FG empírica estável, adequada para aplicações em sismologia, buscando um equilíbrio entre a supressão de dados e a preservação da informação de fase.

Para eliminar desvios de corrente contínua e desvios causados pela resposta ou inclinação do instrumento, evitando vazamento de energia de frequência muito baixa para a banda alvo, as séries de ruído tem a média e tendência removidas. Dado um traço discreto $x[n]$ de comprimento N , a série com média removida $x'[n]$ é

$$x'[n] = x[n] - \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x[n], \quad (\text{Eq. 5})$$

e uma tendência linear $an+b$ ajustada por mínimos quadrados é então subtraída para produzir a série resultante $x''[n]$.

Para isolar a faixa de frequência cujos comprimentos de onda são de interesse, aplica-se um filtro passa-banda. A filtragem sacrifica informações fora da banda, portanto, a banda de frequência para filtragem é escolhida de forma que os comprimentos de onda sejam comparáveis ao espaçamento entre estações, com foco na maximização da energia do sinal coerente e na rejeição de bandas indesejadas. Assim, um sinal $y(t)$ filtrado é dado por

$$y(t) = \mathcal{F}^{-1}[H(f)X(f)], \quad (\text{Eq. 6})$$

em que um filtro $H(f)$ que passa frequências $f \in [f_{\min}, f_{\max}]$ é aplicado à transformada de Fourier $X(f)$ do traço e \mathcal{F}^{-1} é a transformada inversa para o domínio do tempo.

Registros contínuos são divididos em janelas curtas para que as estatísticas de ruído sejam quase estacionárias. Isso reduz os custos de memória para correlação e aumenta o número de sinais calculados independentes disponíveis para empilhamento.

Para suprimir os efeitos de fortes variações de amplitude, permitindo que a fase governe a correlação, a normalização 1-bit é executada. Este esquema retém apenas o sinal de cada amostra, descartando informações de amplitude. A normalização temporal $x_n(t)$ de um sinal $x(t)$ de uma janela é dada por

$$x_n(t) = \text{sgn}(x(t)) = \begin{cases} +1, & x > 0 \\ -1, & x < 0 \end{cases} \quad (\text{Eq. 7})$$

A normalização no domínio da frequência também é considerada. Dentro da banda de interesse, o branqueamento espectral achata o espectro, impedindo que picos dominantes ou fontes monocromáticas enviesem a função de correlação. O espectro normalizado de um sinal no domínio da frequência é dado por

$$X_w(f) = \frac{X(f)}{|X(f)|} \quad (\text{Eq. 8})$$

em que $X(f)$ é a transformada de Fourier do sinal.

Para recuperar a FG, a correlação cruzada entre as duas séries de ruído é calculada. Para duas janelas pré-processadas $x(t)$ e $y(t)$ de comprimento T , a correlação cruzada é dada por

$$C_{xy}(\tau) = \frac{1}{T} \int_0^T x(t)y(t + \tau)dt. \quad (\text{Eq. 9})$$

No domínio da frequência, a correlação cruzada é dada por

$$C(f) = X^*(f)Y(f), \quad (\text{Eq. 10})$$

em que $X^*(f)$ é o complexo conjugado de $X(f)$, seguida pela FFT inversa para retorno ao domínio do tempo. A [Figura 4](#) apresenta uma simulação do princípio da correlação cruzada entre sinais a partir do fluxo de [Bensen et al. \(2007\)](#).

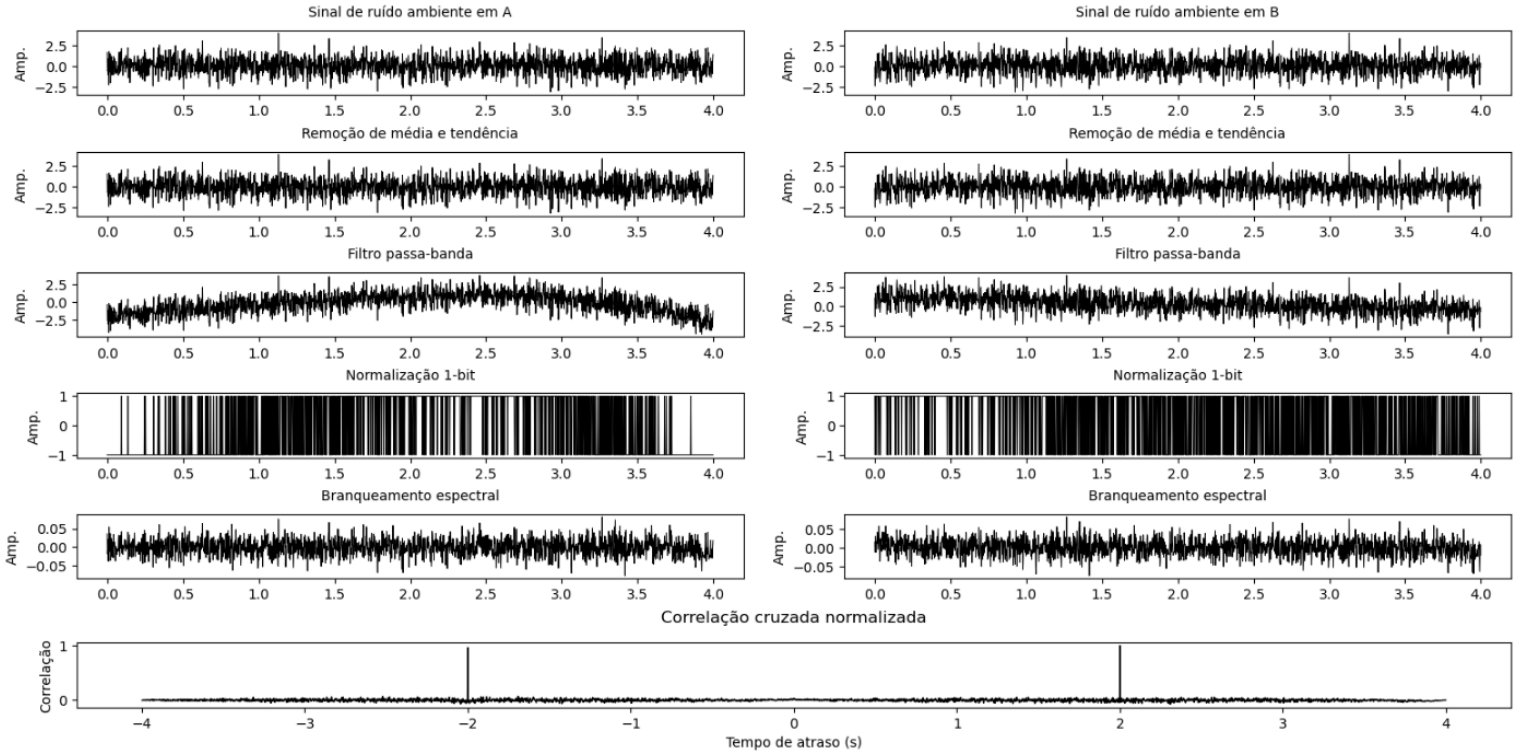


Figura 4. Dois sinais aleatórios (dois receptores A e B hipotéticos), com $B = A$, mas com adição de ruído aleatório e atrasado em 2 s. A rotina de pré-processamento dos sinais é apresentada até o cálculo da correlação cruzada segundo fluxo baseado em [Bensen et al. \(2007\)](#), ilustrado em cinco painéis verticais, mostrando, lado a lado, os sinais brutos, os sinais com remoção de média e tendência, filtragem passa-banda, normalização 1-bit, e branqueamento espectral. Finalmente a correlação cruzada entre os sinais pré-processados é calculada, em que emergem picos em $+T_0$ e $-T_0$, correspondentes às componentes causal ($A \rightarrow B$) e acausal ($B \rightarrow A$).

Cada função de correlação cruzada ainda sofre de uma relação sinal-ruído limitada, e o empilhamento temporal deve ser considerado para cancelar a energia incoerente residual e aprimorar a aproximação da FG coerente. Para N funções de correlação cruzada, o empilhamento linear (média) é a escolha clássica, dada como

$$\bar{C} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N C_i(\tau). \quad (\text{Eq. 11})$$

A [Figura 5](#) apresenta uma simulação do princípio do empilhamento linear de funções de correlação cruzada. A supressão de ruído incoerente por empilhamento é uma compensação entre o aumento da relação sinal-ruído e a perda de resolução de detalhes temporais.

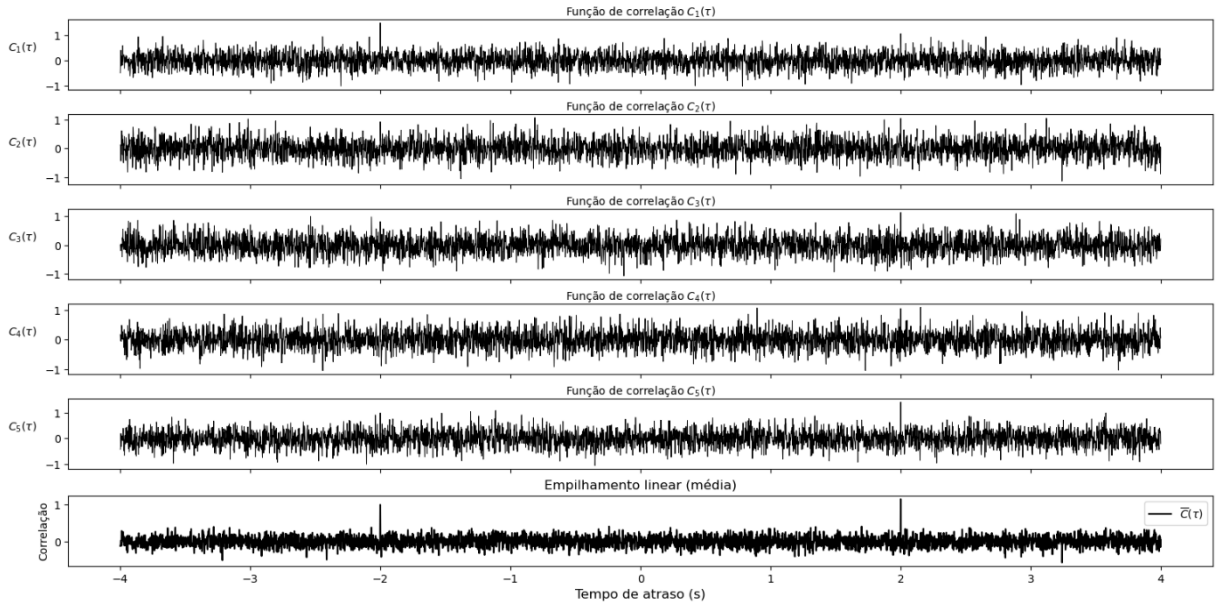


Figura 5. Empilhamento linear de N funções de correlação cruzada $C_i(t)$ de baixa razão sinal-ruído: os painéis superiores mostram cada $C_i(t)$ individual em eixos separados, com ruído incoerente residual e picos em ± 2 s, não tão nítidos; o painel inferior apresenta o empilhamento linear (média), evidenciando como o empilhamento realça os picos coerentes.

3.2.2.2. Correlação Cruzada de Fase

A correlação cruzada de fase (*Phase Cross-Correlation* - PCC) é uma medida de coerência independente de amplitude que compara dois sinais sísmicos apenas por meio de sua fase instantânea, transformando cada amostra em um fasor unitário no plano complexo. Dados dois sinais analíticos $s_1(t) = a_1(t)e^{i\theta_1(t)}$ e $s_2(t) = a_2(t)e^{i\theta_2(t)}$ (obtidos com a transformada de Hilbert), Schimmel (1999) definiu PCC em tempo de atraso τ como a diferença entre o módulo da soma e o módulo da diferença dos dois fasores, cada um elevado a uma potência v e calculado em média sobre uma janela de comprimento T , definida como

$$PCC_v(\tau) = \frac{1}{T} \int_0^T \left| \frac{e^{i\theta_1(t+\tau)} + e^{i\theta_2(t)}}{2} \right|^v dt - \frac{1}{T} \int_0^T \left| \frac{e^{i\theta_1(t+\tau)} - e^{i\theta_2(t)}}{2} \right|^v dt. \quad (\text{Eq. 12})$$

Para $v = 1$, a PCC maximiza em +1 quando as fases são idênticas, -1 quando são exatamente opostas e 0 para sinais não correlacionados (Schimmel, 1999). Ao normalizar cada amostra para magnitude unitária, a PCC suprime os próprios transientes que a normalização 1-bit foi projetada para controlar. Como a similaridade é medida em ângulos de fase, picos monocromáticos não têm mais peso do que bandas silenciosas, portanto, o branqueamento espectral se torna opcional. Além disso, cada fasor contribui

igualmente para a média, de modo que fontes de alta energia mal distribuídas não podem enviar a correlação em direção aos seus próprios caminhos de propagação.

[Ventosa et al. \(2019\)](#) mostrou que definir a potência para $\nu = 2$ permite expandir os módulos quadrados e reescrever a PCC como uma correlação cruzada real dos fasores unitários como

$$PCC_2(\tau) = \Re \left[\frac{1}{T} \int_0^T e^{i\theta_1(t+\tau)} e^{-i\theta_2(t)} dt \right], \quad (\text{Eq. 13})$$

que nada mais é do que a correlação cruzada complexa comum dos registros de fase (com suas amplitudes normalizadas para um). Essa simplificação algébrica significa que o PCC_2 pode ser calculado com a FFT tão rapidamente quanto a correlação cruzada convencional, removendo o peso das operações que tornam o PCC_1 mais computacionalmente intenso. Usar $\nu = 2$, portanto, acelera o processamento em duas ordens de magnitude e acentua ligeiramente os picos de correlação, mas preserva a imunidade de amplitude e as vantagens da maior relação sinal-ruído que motivaram o PCC em primeiro lugar ([Schimmel, 1999](#)). A [Figura 6](#) apresenta uma simulação do princípio da correlação cruzada de fase entre sinais.

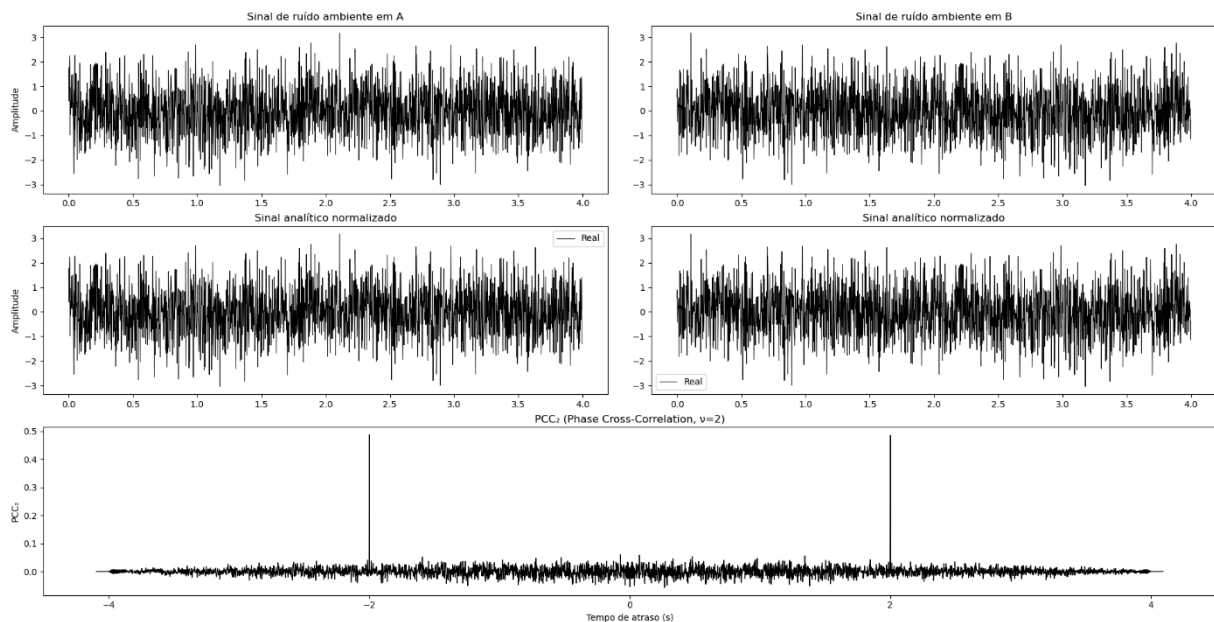


Figura 6. Em colunas paralelas, à esquerda a simulação de sinal aleatório em A e abaixo seu sinal analítico (parte real); à direita a simulação de sinal aleatório em B (versão atrasada de A em 2 s) e abaixo seu sinal analítico. No painel inferior central, a correlação cruzada de fase normalizada (PCC_2) em função do tempo de atraso, com picos em ± 2 s indicando a coerência de fase independente de amplitude.



O fluxo de [Bensen *et al.* \(2007\)](#) equaliza amplitudes (normalização 1-bit) e achata o espectro (branqueamento espectral) como recurso para lidar com valores discrepantes de amplitude e sinais com energia persistente concentrada em uma faixa de frequência muito pequena que distorcem a correlação cruzada padrão. Como as amplitudes são descartadas antes da correlação, variações de altas amplitudes ou picos de microsismos não conseguem dominar a medida de similaridade computada com a PCC ([Schimmel, 1999](#); [Ventosa *et al.*, 2019](#)). Na prática, os dados ainda podem ser submetidos ao filtro passa-banda na faixa de frequência de interesse e lacunas ou eventos óbvios serem removidos, mas podem ignorar a normalização 1-bit e o branqueamento espectral sem degradar a convergência.

Fases incoerentes em funções PCC ainda podem persistir. Portanto, o empilhamento temporal continua a ser um requisito para aumentar a relação sinal-ruído e estabilizar a simetria causal e acausal da estimativa da FG. Entretanto, como a PCC se concentra na fase, ela tende a convergir para a FG empírica com menos janelas empilhadas do que a correlação cruzada clássica, especialmente quando o campo ambiente apresenta grandes flutuações de amplitude temporal. [Ventosa *et al.* \(2019\)](#) quantificaram esse ganho, relatando sinais mais claros de ondas superficiais e corporais após dias, em vez de semanas de dados. Assim, no presente trabalho é dada preferência ao uso da técnica PCC₂ como método de recuperação de aproximações da função de Green a partir do cálculo de correlações de registros de ruído sísmico.

3.3. Interferometria de Onda *Coda*

A medição de mudanças temporais na velocidade sísmica é uma das possíveis aplicações a partir dos sinais recuperados com a ISRA. A Interferometria de *Coda* (*Coda Wave Interferometry*) é uma técnica que detecta pequenas mudanças nas propriedades elásticas da Terra por meio da análise da onda “caudal” multiplamente espalhada — a *coda* — de dois sismogramas que amostraram trajetórias de propagação de ondas quase idênticas. Como as funções de Green virtuais reconstruídas por correlação de ruído contêm a mesma energia balística e porção de onda *coda* que os sismogramas de fonte ativa, a IOC moderna estende seus princípios aos sismogramas virtuais obtidos por dados passivos.

3.3.1. Histórico

Os fundamentos da IOC remontam aos próprios estudos da *coda*. [Aki \(1969\)](#) foi o primeiro a reconhecer que a “cauda” longa e dispersa de um sismograma carrega informações estatísticas sobre o meio. [Aki & Chouet \(1975\)](#) articularam como o espalhamento múltiplo converte pequenas perturbações elásticas em deslocamentos de fase mensuráveis.

O conceito central surgiu com a técnica *doublet* (dupla) de [Poupinet et al. \(1984\)](#), em que pares de terremotos quase co-localizados (“*doublets*”) foram analisados e demonstrado que atrasos sistemáticos de tempo δt em sua *coda* revelam variações fracionárias de velocidade $\delta v/v$. Este trabalho pioneiro estabeleceu a proporcionalidade base da IOC atual, dada por

$$\delta v/v = - \delta t/t, \quad (\text{Eq. 14})$$

A partir do método *doublet*, [Ratdomopurbo & Poupinet \(1995\)](#) introduziram o algoritmo de Janela Móvel Espectral Cruzada (*Moving Window Cross-Spectral* - MWCS), que calcula atrasos de fase em janelas de frequência sobrepostas ao longo da *coda*. [Snieder \(2006\)](#) reformulou a IOC em uma estrutura de espalhamento múltiplo, derivando *kernels* de sensibilidade que quantificam como cada segmento de tempo amostra o meio, enquanto estudos aplicados como [Grêt et al. \(2006a\)](#) e [Sens-Schönfelder & Wegler \(2006\)](#) reportaram resultados de flutuações diárias de velocidade em casos reais.

Um avanço importante ocorreu quando a reconstrução rotineira de funções de Green virtuais foram possíveis a partir das bases teóricas da ISRA. [Campillo & Paul \(2003\)](#) demonstraram que a correlação de *coda* entre terremotos produz impulsos de ondas superficiais. [Brenguier et al. \(2008\)](#) aplicaram a IOC a essas funções de Green baseadas em ruído para monitorar erupções vulcânicas. Atualmente, densas redes de estações e fluxos de processamento automatizado incorporaram a IOC em projetos de monitoramento desde escalas locais até globais. O método vem sendo empregado desde então em estudos de monitoramento em diferentes contextos com uma precisão além do alcance de outras abordagens baseadas em ondas de corpo ou ondas de superfície.

3.3.2. Onda *Coda*

Ondas *coda* são a porção difusa e multiplamente dispersa de um sismograma que acompanha as chegadas diretas das ondas P, S e de superfície. Cada frente de onda na *coda* sofreu inúmeras reflexões, refrações e conversões de modo em heterogeneidades como fraturas e interfaces de camadas, de modo que o conjunto de trajetórias amostra uma vasta região ao redor do par de receptores. Em um sentido estatístico, a *coda* tardia se aproxima de um estado equiparticionado ou quase difusivo, no qual a energia chega de todos os azimutes e com todos os modos de polarização (Aki & Chouet, 1975). Assim, como a *coda* é construída a partir de muitas trajetórias distintas, sua fase codifica uma distância de propagação efetiva bastante longa.

Além do comprimento da trajetória, outras propriedades fazem da *coda* o segmento de forma de onda ideal para detectar mudanças sutis de velocidade. Se o módulo de cisalhamento no volume amostrado suavizar em apenas algumas partes, o atraso de tempo acumulado ao longo de uma trajetória δt ainda pode atingir uma fração grande o suficiente para ser medida por técnicas de coerência de fase. Como resultado, pequenas perturbações — que deixam as primeiras chegadas de ondas de corpo inalteradas — frequentemente se manifestam como mudanças de fase mensuráveis na *coda* (Grêt *et al.* 2006b; Figura 7).

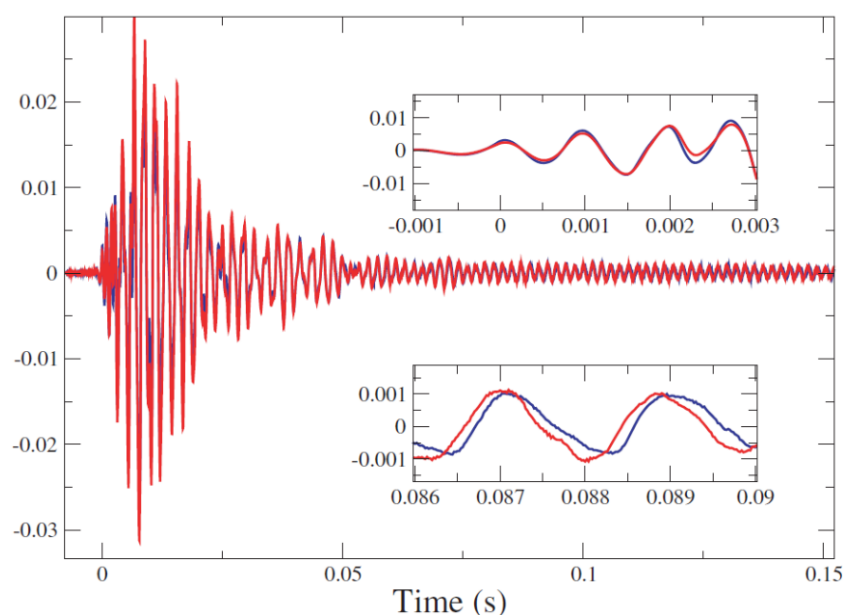


Figura 7. Exemplo de dois impactos de martelo registrados em um pilar de mineração após a alteração da tensão (Grêt *et al.*, 2006b). A mudança no meio não é visível na chegada direta de ondas de corpo (primeiro zoom), mas visível na *coda* (segundo zoom).



Uma segunda vantagem é a independência da fonte. Como cada evento de espalhamento randomiza a fase e a direção, a *coda* observada em um par de estações depende muito mais do meio do que do azimute exato da excitação. Consequentemente, quando o mesmo campo de ruído ambiente é correlacionado em dias diferentes — ou quando *doublets* de fontes ativas (como terremotos) semelhantes são comparadas — as formas de onda balísticas iniciais podem variar com a intensidade da fonte ou o padrão de radiação, mas a *coda* tardia permanece notavelmente reproduzível (Sens-Schönfelder & Wegler 2006). Essa estabilidade significa que pequenas mudanças de fase detectadas na *coda* podem ser atribuídas a mudanças do meio (como a velocidade de propagação), e não a flutuações da fonte de ruído.

Por fim, o caráter difuso da *coda* satisfaz naturalmente os pressupostos de equipartição exigidos pela teoria interferométrica. Em aplicações com ruído ambiente, a parte da *coda* da correlação converge mais rapidamente e com menos viés das distribuições de fontes anisotrópicas do que as chegadas diretas, permitindo estimativas de $\delta v/v$ mesmo quando a função de Green não está totalmente estabilizada (Hadziioannou *et al.*, 2009).

3.3.3. Monitorando Mudanças Temporais

As mudanças temporais são obtidas comparando uma função de correlação de um momento específico — calculada para representar um período tipicamente mais curto — com uma função de referência. Diferentes estratégias com suas respectivas variações foram propostas para monitorar variações baseadas nos conceitos de IOC. No presente trabalho, é abordada a técnica *doublet*/MWCS (Ratdomopurbo & Poupinet, 1995; Clarke *et al.*, 2011).

3.3.3.1. Janela Móvel Espectral Cruzada

A técnica de Janela Móvel Espectral Cruzada (*Moving Window Cross-Spectral - MWCS*) estima pequenos deslocamentos dependentes do tempo nas funções de Green reconstruídas, rastreamento a diferença de fase entre uma função de correlação móvel de curto prazo e uma de referência de longo prazo em janelas móveis na *coda*. A técnica foi introduzida para *doublets* de terremotos por Poupinet *et al.* (1984) e formalizada para

interferometria baseada em ruído por [Ratdomopurbo & Poupinet \(1995\)](#). A formulação mais amplamente utilizada atualmente segue [Clarke et al. \(2011\)](#).

O método começa com duas funções de correlação, uma de referência de longo prazo $FC_{ref}(t)$ e uma móvel de curto prazo $FC_{mov}(t)$, que tem suas *codas* divididas em N janelas móveis, centradas em tempos de atraso (*lag times*) t_k . Para cada janela k ($k = 1, 2, 3, \dots, N$), os espectros analíticos $F^k_{ref}(v)$ e $F^k_{mov}(v)$ são calculados, sendo v a frequência. Seu produto é o espectro cruzado, dado por

$$X^k(v) = F^k_{ref}(v)F^{k*}_{mov}(v), \quad (\text{Eq. 15})$$

cuja decomposição em módulo e fase é

$$X^k = |X^k|e^{i\phi^k}. \quad (\text{Eq. 16})$$

Para garantir que as duas séries dentro da janela sejam realmente comparáveis, calcula-se a coerência cruzada, dada por

$$C^k(v) = \frac{|X^k(v)|}{\sqrt{|F^k_{ref}(v)|^2|F^k_{mov}(v)|^2}}. \quad (\text{Eq. 17})$$

Apenas frequências com C^k superiores a um limiar aceitável entram nos ajustes subsequentes.

Assumindo que, em um meio estacionário, o espectro de dois sinais similares difere apenas por uma mudança de fase em relação à frequência (*i.e.*, uma perturbação de velocidade homogênea introduz um estiramento uniforme na série temporal), a fase $\phi^k(v)$ varia linearmente com a frequência como $\phi^k = 2\pi\delta t_k v$. O coeficiente angular (δt_k) é obtido por regressão linear ponderada pelos pesos

$$w_j = \sqrt{\frac{c_j^2}{1-c_j^2}} \sqrt{|X_j|}, \quad (\text{Eq. 18})$$

que combinam coerência e energia espectral para realçar trechos de maior razão sinal-ruído, sendo também obtido o desvio-padrão $e_{\delta t_k}$.

Como uma mudança homogênea de velocidade estira toda a forma de onda, a perturbação é dada pela [Equação 14](#). Assumindo uma perturbação homogênea, o conjunto $\{\delta t_k, t_k\}$ resultante da primeira regressão linear é ajustado também por mínimos quadrados ponderados ($p_i = 1/e^{2\delta t_i}$) a

$$\delta t_k = a + bt_k, \quad (\text{Eq. 19})$$

em que a inclinação $b = -\delta v/v$ fornece a variação de velocidade para a comparação entre FC_{ref} e FC_{cur} (Figura 8). A incerteza do coeficiente b , dada por

$$e_b^2 = \frac{1}{\sum_i p_i (t_i - \bar{t})^2} \quad (\text{Eq. 20})$$

diminui com o espalhamento dos valores de δt_k , permitindo rejeitar resultados obtidos em janelas móveis não confiáveis.

A eficácia do MWCS reside em trabalhar inteiramente com a fase da *coda*, que converge mais rápido do que a amplitude em correlações de ruído, possibilitando a detecção de variações de velocidade mesmo a partir de correlações que não refletem uma convergência completa e estável da FG pela ISRA. Além disso, operar no domínio da frequência também permite que as análises sejam limitadas a uma banda onde a relação sinal-ruído é mais alta (Lecocq *et al.* 2014); e os critérios estatísticos de incertezas inseridos permitem direcionar a análise a janelas mais apropriadas de maior coerência.

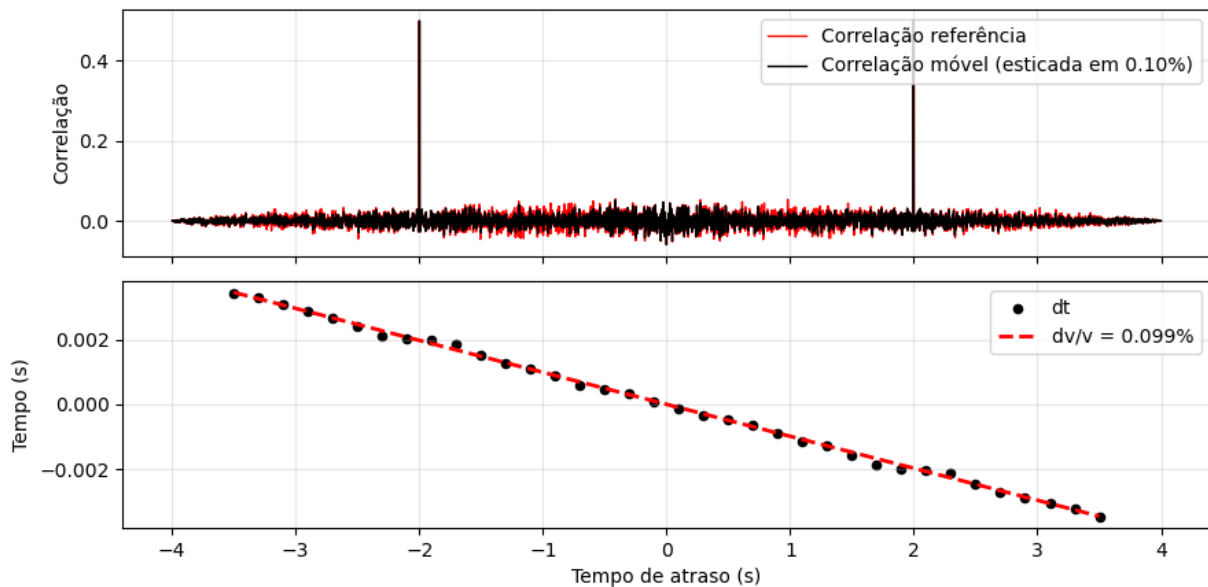


Figura 8. Exemplo da aplicação do método MWCS. Foi calculada a correlação (PCC_2) para tempos de atraso de -4 s a +4 s entre dois sinais aleatórios (dois receptores A e B hipotéticos), com $B = A$, mas com adição de ruído aleatório e atrasado em 2 s. A correlação é chamada de referência e o sinal obtido pelo estiramento da referência em 0,1% é chamado de correlação móvel. A comparação entre as séries foi realizada a partir da divisão em janelas de 1 s de comprimento se movendo a cada 0,2 s (20% da janela) desde a extremidade anticausal até a extremidade causal. O método retorna um valor de δt para cada centro de janela. A inclinação de uma reta ajustada entre os pontos de δt em função dos tempos centrais por regressão linear ponderada, multiplicada por -100, resulta em $\delta v/v$.

3.3.3.2. Análise de Pontos de Mudança

A Análise de Pontos de Mudança (*Change Point Analysis* - CPA) é uma abordagem estatística destinada a identificar momentos em que as propriedades de uma série temporal apresentam variações significativas. A utilização da CPA em séries de variação de velocidade sísmica (*e.g.*, [Sánchez-Pastor, 2019](#)) é particularmente adequada porque essas séries frequentemente apresentam períodos de relativa estabilidade intercalados com quedas bruscas ou alterações associadas a processos físicos no meio, sendo uma alternativa às tradicionais identificações visuais, que são subjetivas e podem negligenciar variações sutis. Em termos gerais, o problema consiste em segmentar uma série em intervalos nos quais uma estatística de interesse, como a média ou a variância, pode ser considerada aproximadamente constante, sendo que as quebras entre segmentos marcam transições estruturais na série. Essa estruturação permite separar flutuações naturais do sinal de variações que podem refletir mudanças reais no sistema físico monitorado.

A CPA é fundamentada na minimização de uma função de custo que quantifica a discrepância entre os dados observados e o modelo segmentado. Na função de custo baseada em mínimos quadrados (L2), o objetivo é encontrar pontos de mudança que minimizem a soma dos desvios quadráticos entre os valores observados em cada segmento e a média desse segmento. Para uma série x_1, x_2, \dots, x_N , busca-se particioná-la em $K+1$ segmentos delimitados pelos pontos de mudança de modo a minimizar a soma das diferenças quadráticas em cada trecho. Essa formulação, por estimativa de mínimos quadrados, define que cada segmento seja descrito por uma média ótima que reduz os erros de ajuste. Como a identificação de muitos pontos poderia levar a sobreajuste, o método adota uma penalização linear em função do número de pontos de mudança ([Killick et al. 2012](#)). Esse termo de penalização atua como regularizador, impondo um custo crescente a cada novo ponto adicionado, favorecendo soluções com o menor número de mudanças necessárias para explicar os dados e evitando que ruídos ou oscilações menores sejam interpretados como transições reais, concentrando a análise nos momentos em que há um deslocamento estatisticamente relevante. Assim, a função de minimização é dada como

$$J = \sum_{i=1}^{k-1} (x_i - \langle x \rangle_1^{k-1})^2 + \sum_{i=k}^N (x_i - \langle x \rangle_k^N)^2 + \beta K, \quad (\text{Eq. 21})$$

sendo β o limite de erro residual, βK a função de penalidade, N o número total de amostras, k os pontos de mudança e $\langle x \rangle$ denota o valor esperado ([Sánchez-Pastor, 2019](#)). Assim, o

método que combina segmentação penalizada linearmente e custo L2 para detectar automaticamente mudanças na média das séries temporais, destacando pontos em que ocorre mudança persistente da métrica monitorada em meio às flutuações naturais (Figura 9).

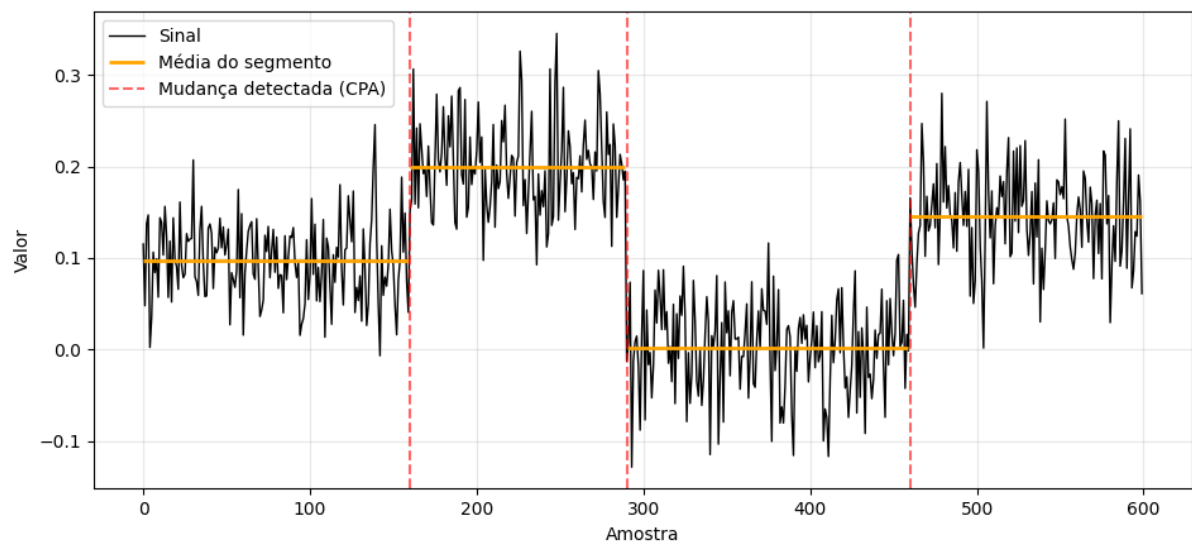


Figura 9. Série temporal sintética com análise de pontos de mudança (penalização linear e custo L2). As linhas horizontais mostram as médias estimadas dos segmentos e as linhas tracejadas indicam os pontos de mudança detectados.



CAPÍTULO 4

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo discorre, de forma integrada, sobre a aquisição do ruído sísmico ambiente e o fluxo completo de processamento empregado para derivar séries de mudanças temporais. Inicialmente, é apresentada a descrição dos instrumentos envolvidos, dos intervalos de aquisição e dos conjuntos de dados complementares que formam a base analisada. Na sequência, são detalhadas as fases que constituem a Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente e a Interferometria de Coda, discutindo como cada etapa foi implementada e os critérios adotados para fixar os principais parâmetros de processamento.

4.1. Aquisição de Dados

O primeiro estudo se baseia em 55 dias de dados registrados entre setembro e novembro de 2022 por seis sismógrafos de curto período modelo RS1D (*RaspberryShake*) em uma encosta com histórico de deslizamentos localizada no perímetro urbano de Itabirito/MG. Para contextualizar as condições hidrometeorológicas que potencialmente influenciam a dinâmica na encosta, séries pluviométricas da estação “PCH Rio de Pedras – Rio Itabirito”, localizada a aproximadamente 2,5 km ao norte da área monitorada, foram obtidas através do portal online de distribuição de dados da Agência Nacional de Águas (ANA).

As estações R80CE, R85AF, R625A, R5845, RA532 e RD1B3 foram distribuídas em um arranjo regular com espaçamento de 15 m, de modo a capturar variações espaciais de ruído próximo à superfície com resolução compatível à escala do talude ([Figura 10](#)). Cada sismógrafo RS1D é composto por um geofone vertical de 4,5 Hz, digitalizador e computador. A tensão bruta da bobina é digitalizada a 100 sps por um conversor sigma-delta de 24 bits na placa de aquisição *RaspberryShake*. Um computador *Raspberry Pi 3B*

atribui o tempo a cada amostra a partir de sincronismo NTP e a grava em arquivo *miniSEED* diário.

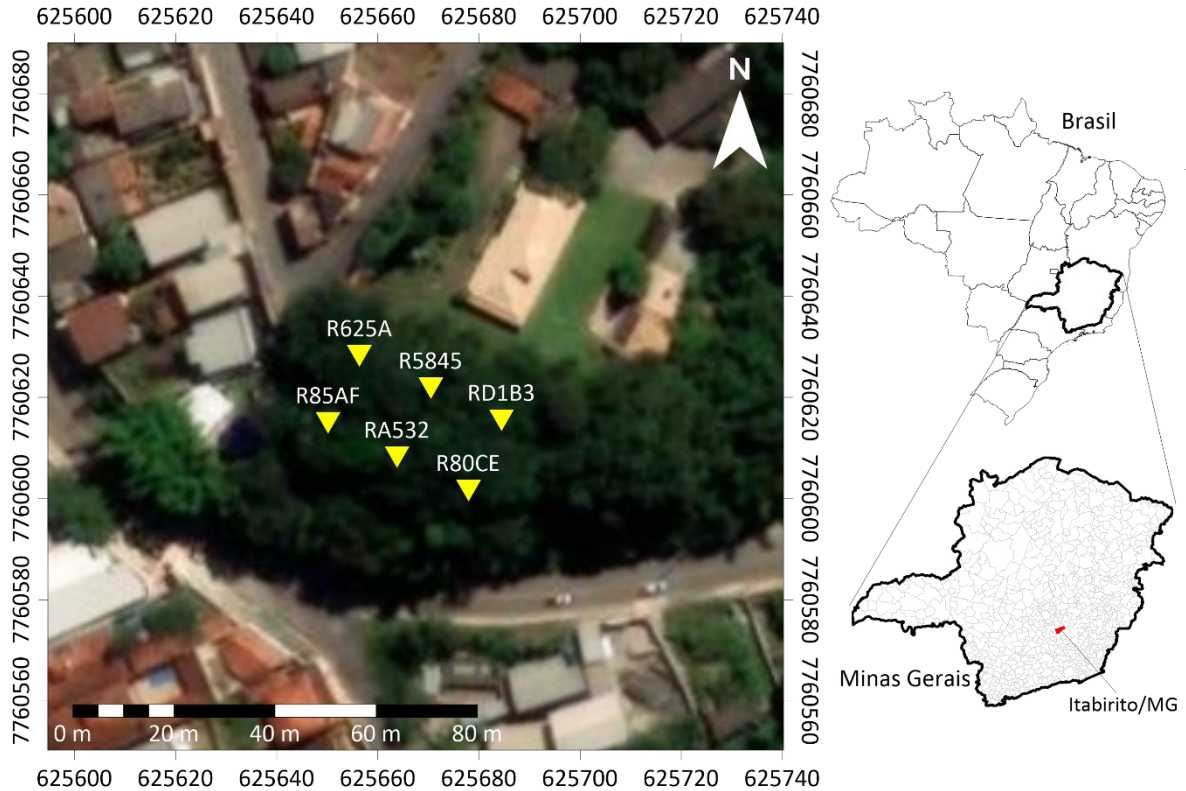


Figura 10. Mapa de localização da área monitorada no primeiro estudo de caso em Itabirito-MG.

A [Figura 11](#) sintetiza a disponibilidade dos registros sísmicos adquiridos ao longo dos 55 dias de monitoramento para cada uma das seis estações. Em cada gráfico, o eixo vertical representa o número de horas efetivamente gravadas, enquanto a escala cromática indica a porcentagem de amostragem relativa ao total esperado de 8.640.000 amostras por dia, correspondente a 24 h de aquisição contínua a 100 Hz. Observa-se que todos os arquivos *miniSEED* apresentam cobertura integral, alcançando sistematicamente o valor máximo de 24 h e as cores convergem para o gradiente associado a 100% de preenchimento, evidenciando ausência de lacunas perdas de dados significativas.

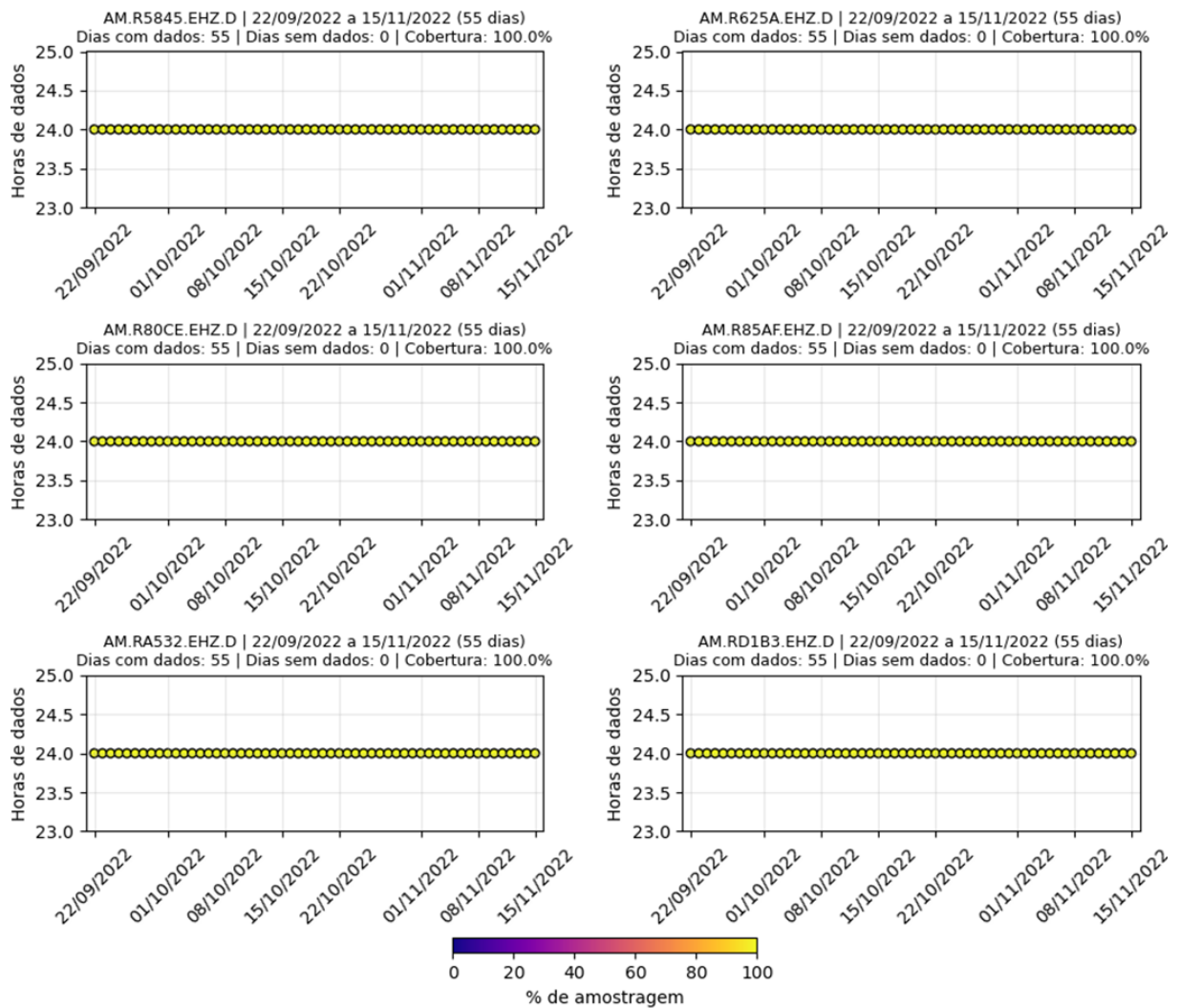


Figura 11. Análise da disponibilidade de dados de componente vertical (EHZ) registrados ao longo de 55 dias pelas estações do primeiro estudo de caso.

O segundo estudo de caso se fundamenta nos registros da estação sismográfica OS.ATM1, instalada em área de influência do reservatório da UHE Belo Monte em Altamira/PA (Figura 12). As condições hidrológicas do entorno foram caracterizadas a partir das séries pluviométricas obtidas a partir da estação Altamira da Agência Nacional de Águas, situada a cerca de 8 km ao norte, e pelos níveis piezométricos trimestrais de vinte e dois piezômetros. Embora a rede OS inclua as estações BMO1 e BMO2, o presente trabalho se concentra exclusivamente nos dados da ATM1 devido ao afastamento dessas unidades em relação ao conjunto de piezômetros e à estação ATM1.

A instrumentação da estação sismográfica consiste num sismômetro de banda larga Güralp 40T acoplado a um módulo de aquisição Güralp EAM. Diferentemente do geofone de 4,5 Hz empregado nos RS1D do primeiro cenário, o 40T oferece resposta plana de 60 s

(0,017 Hz) a 100 Hz. O EAM realiza digitalização em 24 bits a 100 sps, sincroniza os registros por GPS e armazena as três componentes em arquivos *miniSEED* diários.

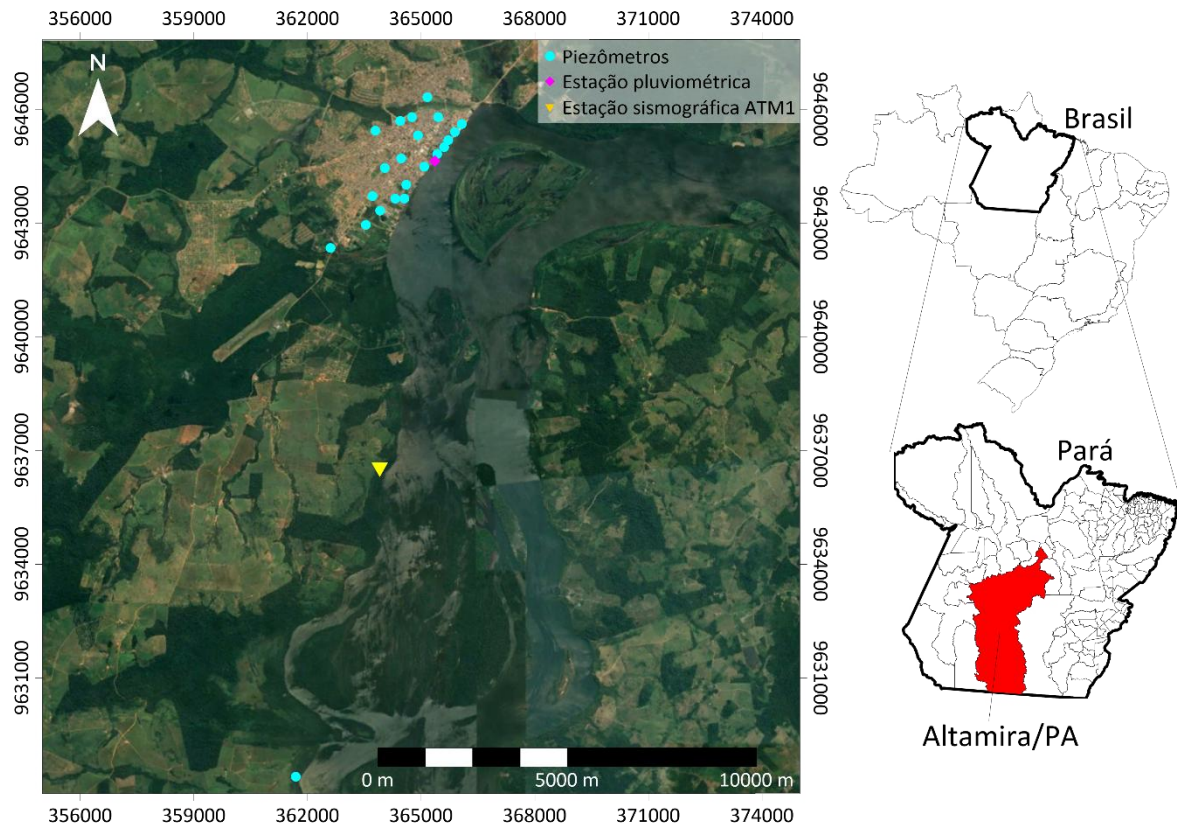


Figura 12. Mapa de localização da área monitorada no segundo estudo de caso em Altamira-PA. O triângulo em amarelo indica a posição da estação sismográfica ATM1.

Entre 2017 e 2023, a estação sofreu episódios de vandalismo e interrupções que comprometeram a continuidade dos dados. Para garantir séries temporais consistentes, a análise concentrou-se no intervalo de 765 dias entre outubro de 2014 e novembro de 2016, abrangendo o enchimento do reservatório, iniciado em dezembro de 2015 e concluído em fevereiro de 2016. A [Figura 13](#) sintetiza a disponibilidade dessa base de dados. Dos 765 arquivos esperados por componente, apenas 16 dias apresentam ausência total de dados e, exceto por 8 arquivos pontuais com cobertura parcial, todos os demais registram as 24 h completas.

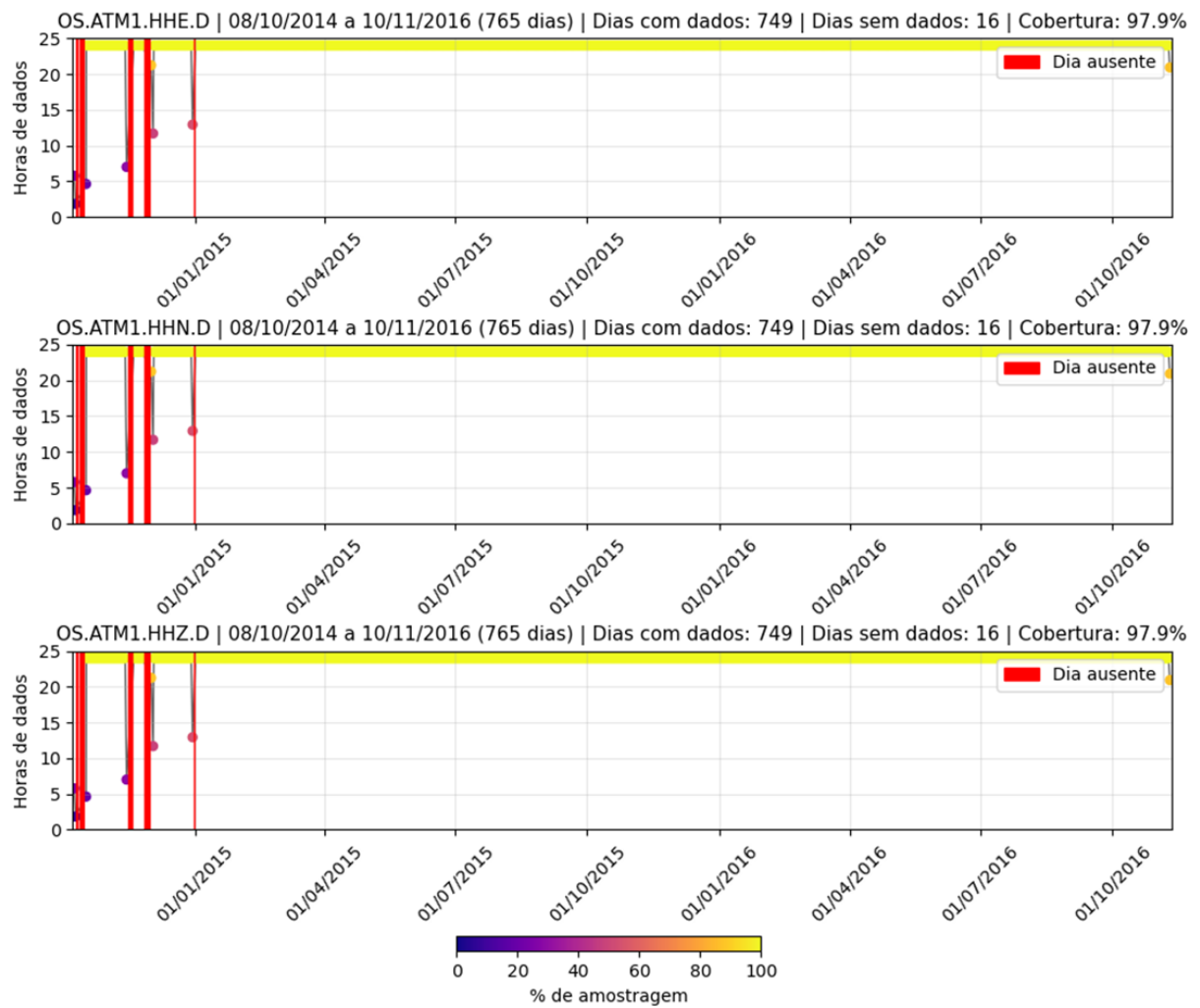


Figura 13. Análise da disponibilidade de dados de componente vertical (HHZ), norte-sul (HHN) e leste-oeste (HHE) registrados ao longo de 765 dias pela estação ATM1 no segundo estudo de caso.

4.2. Desenvolvimento de *software*

Para viabilizar o processamento de dados com controle sobre parâmetros e reprodutibilidade, foi desenvolvido o programa de computador SANBA (*Seismic Ambient Noise Based Analysis*). O *software* consolida, em um ambiente único, todo o ciclo de processamento — a nível passo-a-passo ou como rotinas automatizadas — para transformar formas de onda de ruído ambiente em séries de mudanças temporais a partir de fundamentos da ISRA e IOC.

O programa foi inteiramente desenvolvido em Python e reúne, em uma interface gráfica de *desktop* construída com *Tkinter*, um conjunto de rotinas de processamento e análises de dados. As principais dependências incluem os pacotes *ObsPy* (Krischer *et al.*, 2015) para tratamento de dados sismológicos, *NumPy* (Van Der Walt *et al.*, 2011) para

processamento matricial, *SciPy* (Jones *et al.*, 2001) para operações espectrais e estatísticas, e *Matplotlib* (Hunter, 2007) para visualização interativa. O uso do *software* requer a instalação de todas as dependências, o que pode ser feito rapidamente através de plataformas de distribuição e gerenciamento de pacotes como o Anaconda (<https://www.anaconda.com/>).

A interface do programa é estruturada em barra de menus, barra de ferramentas e um painel de plotagem, que concentra a visualização de produtos e análises realizadas durante ou após todas as fases (Figura 14). Cada figura pode ser interativamente manipulada e exportada em arquivo independente. Os comandos da barra de ferramentas replicam as opções de menu, guiando o usuário sequencialmente por todo o processo.

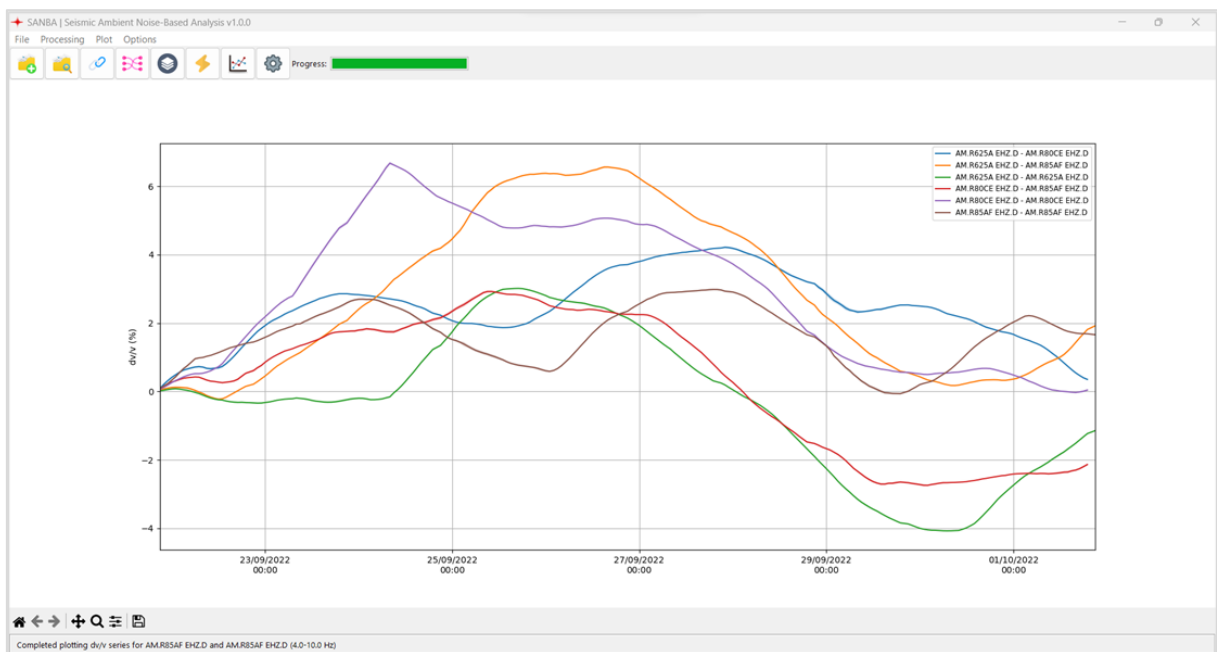


Figura 14. Interface gráfica do *software*.

Para racionalizar o processamento, que pode se tornar intensivo em projetos extensos, o programa opera de forma orientada a uma estrutura de diretórios que forma um projeto (Figura 15). Cada projeto contém um diretório de dados (*data*), cujas pastas e arquivos devem seguir o formato padrão de nomenclatura SDS (*SeisComP Data Structure*), destinado a arquivos de formas de onda diários individuais e aos arquivos *dataless* com a resposta do instrumento em formatos legíveis pelo *ObsPy*; e um diretório de resultados

empilhamento, a média global de todos os empilhamentos ou o empilhamento imediatamente anterior ao cálculo corrente. Todas as etapas são registradas em arquivos de *log*, possibilitando a retomada do processamento em sessões futuras sem perda do histórico, viabilizando a aplicação em campanhas de monitoramento.

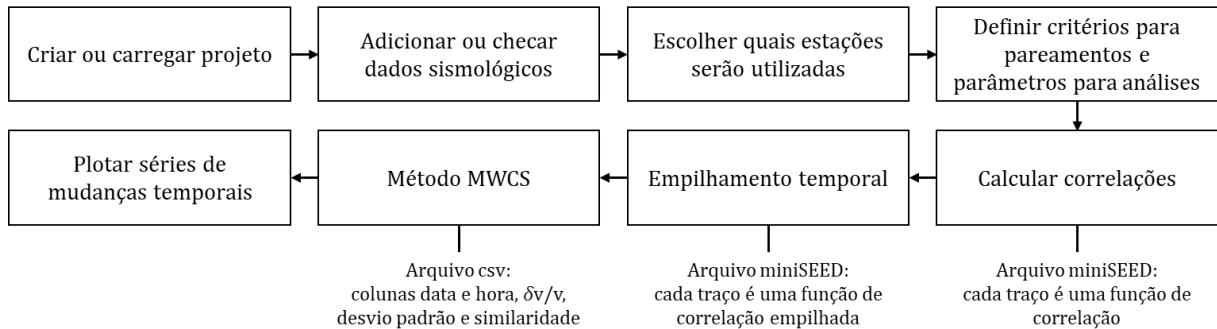


Figura 16. Fluxo de operação geral com o *software*.

4.3. Processamento de Dados

O procedimento de processamento de ruído sísmico para monitoramento da variação relativa da velocidade sísmica se divide em cinco fases principais (Figura 17) que são aplicadas em ordem: i) pareamento e sincronismo; ii) pré-processamento de dados; iii) correlação (ISRA); iv) empilhamento temporal; e v) estimativas de variação de velocidade (IOC).

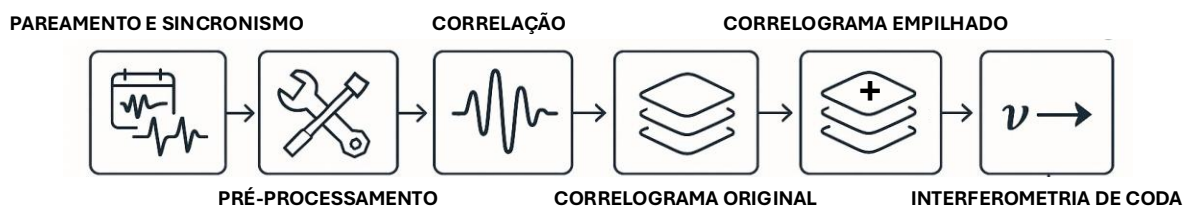


Figura 17. Fluxo simplificado dos passos que compõem as fases necessárias para a execução do monitoramento.

4.3.1. Pareamento e Sincronismo

A primeira fase consiste na definição de todos os possíveis pares de estações que integrarão o monitoramento e identificação da reciprocidade entre arquivos. No caso de correlação entre pares de estações ou entre componentes de estação única, um total de

$\frac{N(N-1)}{2}$ combinações podem ser definidas para N estações/componentes. Caso autocorrelações também sejam executadas, o total de possibilidades aumenta para $\frac{N(N-1)}{2} + N$. Para correlação entre estações e/ou componentes distintos, o passo seguinte consiste em identificar dias em que as estações/componentes que formam o par em análise compartilham registros simultâneos.

A Figura 18 apresenta o pareamento de dados executado. Para o primeiro estudo de caso, que consiste em seis estações monocal (componente vertical), a análise foi orientada para correlações cruzadas e autocorrelações, resultado em 21 pares (15 correlações cruzadas e 6 autocorrelações). Já para o segundo estudo de caso, que consiste em estação única tri-axial, a análise foi orientada para correlações cruzadas e autocorrelação entre os componentes, resultando em 6 pares (3 correlações cruzadas e 3 autocorrelações).

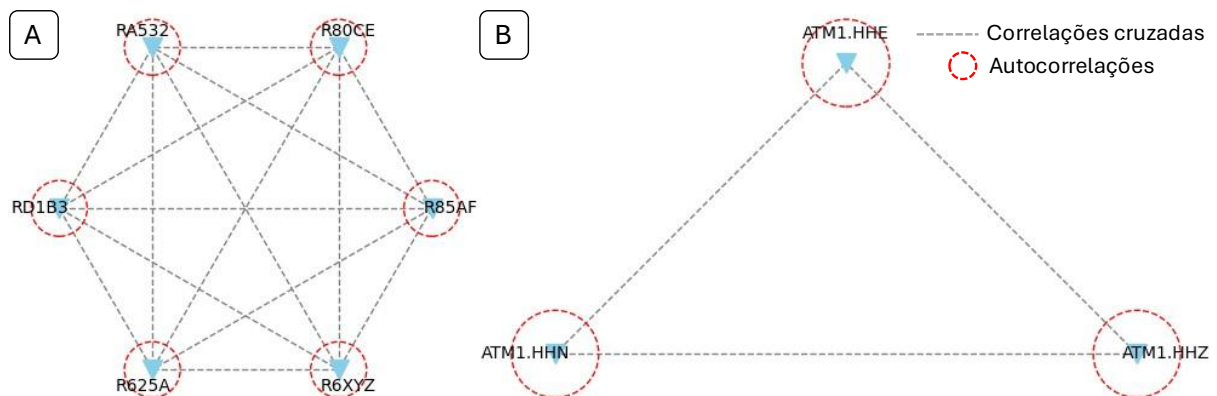


Figura 18. Representação gráfica do pareamento executado para os conjuntos de dados analisados do primeiro (A) e segundo (B) estudos de caso.

4.3.2. Pré-processamento

A segunda fase consiste no fluxo de pré-processamento que objetiva maximizar a relação sinal-ruído das correlações e otimizar a aproximação da FG obtida com a ISRA. Para cada par de dados comum em um pareamento de estações, são executadas em ordem: i) rejeição de arquivos com duração do registro inferior a 1 h; ii) remoção da resposta do instrumento; iii) preenchimento de eventuais lacunas por valores interpolados; iv) recorte dos dados em função do intervalo temporal de início e fim comum; v) remoção da média e tendência; vi) afinilamento (*taper*) por cosseno de 5% nas extremidades; vii) filtro passa-banda; viii) redução da amostragem para otimização

da performance computacional; e ix) segmentação em janelas independentes de 1 h, sem sobreposição.

Para a definição da banda de frequência para o filtro passa-banda e para análises subsequentes, a avaliação espectral dos registros foi realizada por meio da Densidade Espectral de Potência (PSD), que descreve a distribuição de energia em função da frequência. As funções PSDs foram calculados a partir de segmentos de uma hora com a resposta do instrumento removida. A análise concentrou-se no intervalo de 1–40 Hz, faixa que abrange as frequências de interesse para processos rasos, geralmente dominada por fontes antrópicas, razão pela qual somente esse recorte espectral é apresentado nas [Figura 19](#) e [Figura 20](#), que apresentam as curvas de análise espectral para os dados os estudos de caso 1 e 2, respectivamente.

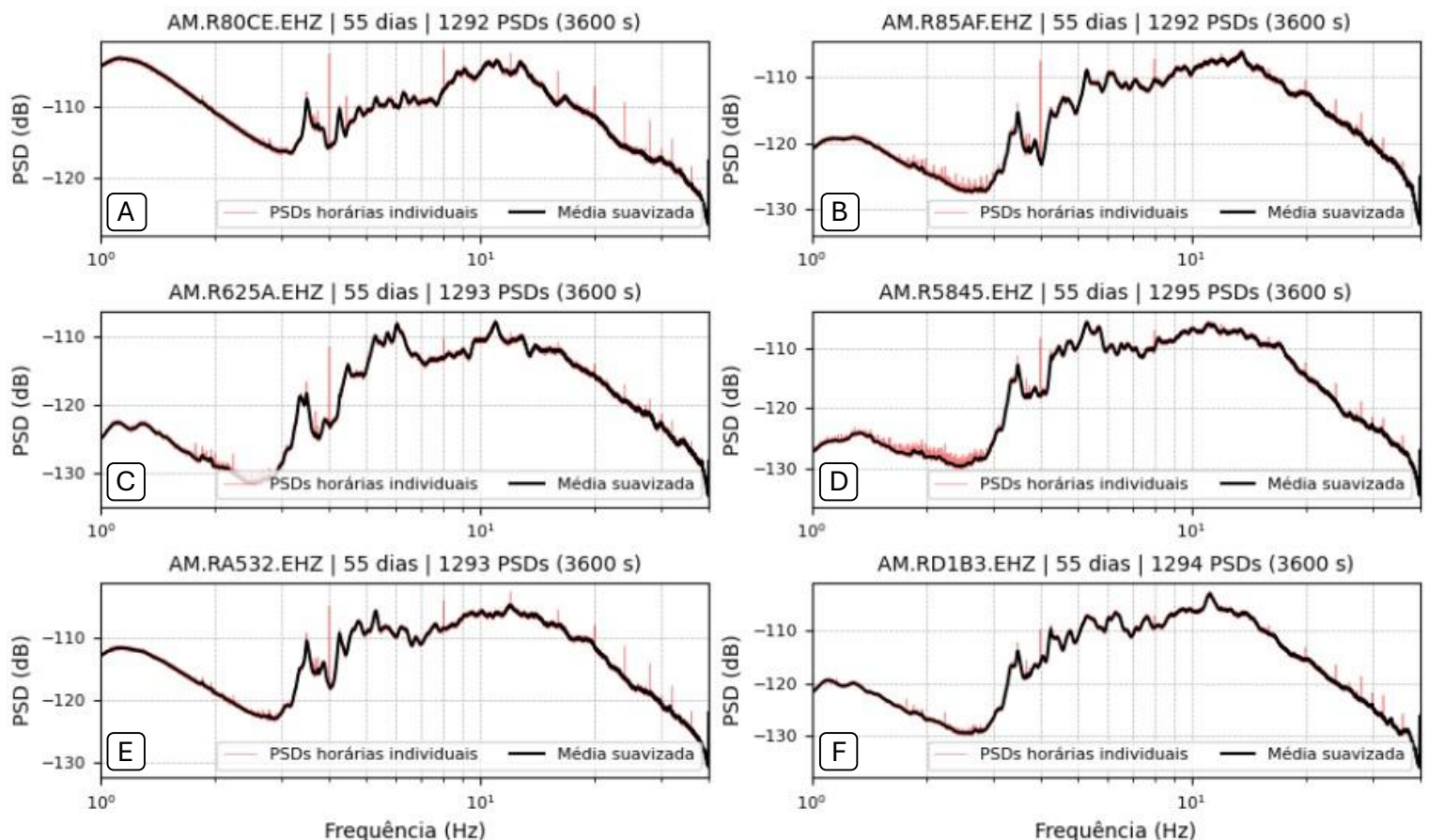


Figura 19. Espectros de Densidade de Potência (PSD) gerados a partir de segmentos de 1 h ao longo de todos os dados registrados pelas estações R80CE (A), R85AF (B), R625A (C), R5845 (D), RA532 (E) e RD1B3 (F) que compõem o primeiro estudo de caso.

Para o primeiro estudo de caso, as distribuições espectrais das seis estações são semelhantes, o que evidencia uniformidade espacial das fontes de ruído e a ausência de perturbações que introduziriam assinaturas locais. As PSDs horárias individuais, traçadas em vermelho, convergem para a média global, traçada em preto, sobretudo entre 4 e 10 Hz. Nessa banda, a energia mantém-se estável e concentra os picos dominantes. Em contrapartida, os intervalos 1–4 Hz e 10–40 Hz mostram maior dispersão espectral, com mais flutuações aleatórias e menor aderência à média.

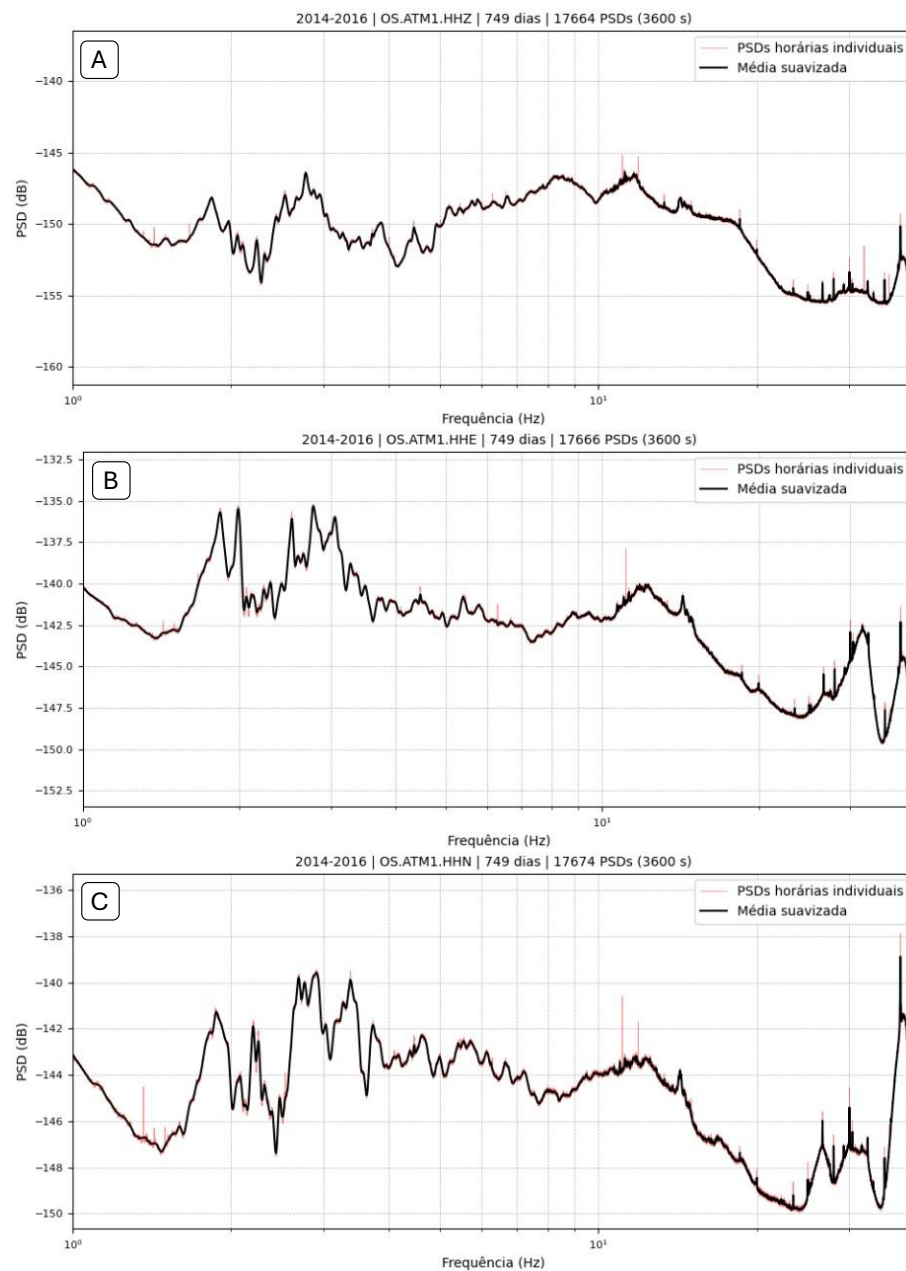


Figura 20. Espectros de Densidade de Potência (PSD) gerados a partir de segmentos de 1 h ao longo de todos os dados registrados pelos componentes HHZ (A), HHE (B) e HHN (C) da estação ATM1 que compõe o segundo estudo de caso.



Para o segundo estudo de caso, as distribuições espectrais dos três canais da estação ATM1 são apresentadas e mostram comportamento análogo. As PSDs horárias tendem a convergir sobre a média entre 2 e 10 Hz, contendo os picos dominantes e exibindo estabilidade energética nessa faixa, enquanto 1–2 Hz e 10–40 Hz mostram maior dispersão. A concordância entre a resposta espectral dos diferentes componentes respalda a comparabilidade entre canais.

Como ondas de superfície dominam as múltiplas fases dispersas na *coda* nos primeiros momentos (Obermann *et al.*, 2013a), o comprimento de onda λ pode ser utilizado para embasar a estimativa da profundidade de penetração z (*e.g.*, Mainsant *et al.*, 2012). Supondo as velocidades de ondas de superfície em torno de 1050 m/s para 2 Hz, 850 m/s para 4 Hz e 250 m/s para 10 Hz (contexto geológico típico de solos densos com aumento gradual da velocidade com a profundidade), e considerando a aproximação $z \approx \lambda/4$, ondas nas bandas 2–10 Hz e 4–10 Hz amostram os intervalos, aproximadamente, de 6 a 131 m e 6 a 53 m de profundidade. Esse domínio cobre a zona potencial para o nível de água subterrânea, infiltração de água da chuva e deformação que antecede deslizamentos em encostas, justificando a escolha dessas bandas como alvo principal das correlações de ruído.

Considerando uma margem extra, foram definidas, respectivamente para os estudos de caso 1 e 2, as faixas 2–12 Hz e 0,5–12 Hz como intervalos de frequência para o filtro passa-banda e redução da amostragem para 24 Hz durante o pré-processamento. A frequência de 10 Hz foi definida como limite superior fixo para as etapas subsequentes, assegurando sensibilidade às variações de velocidade sísmica próximas a superfície que se pretende monitorar.

A Figura 21 apresenta um exemplo desse fluxo aplicado a um dia de dados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) e a um dia de dados do componente HHN da estação ATM1 (segundo estudo de caso), desde a leitura do arquivo bruto, execução dos passos de pré-processamento e segmentação em janelas.

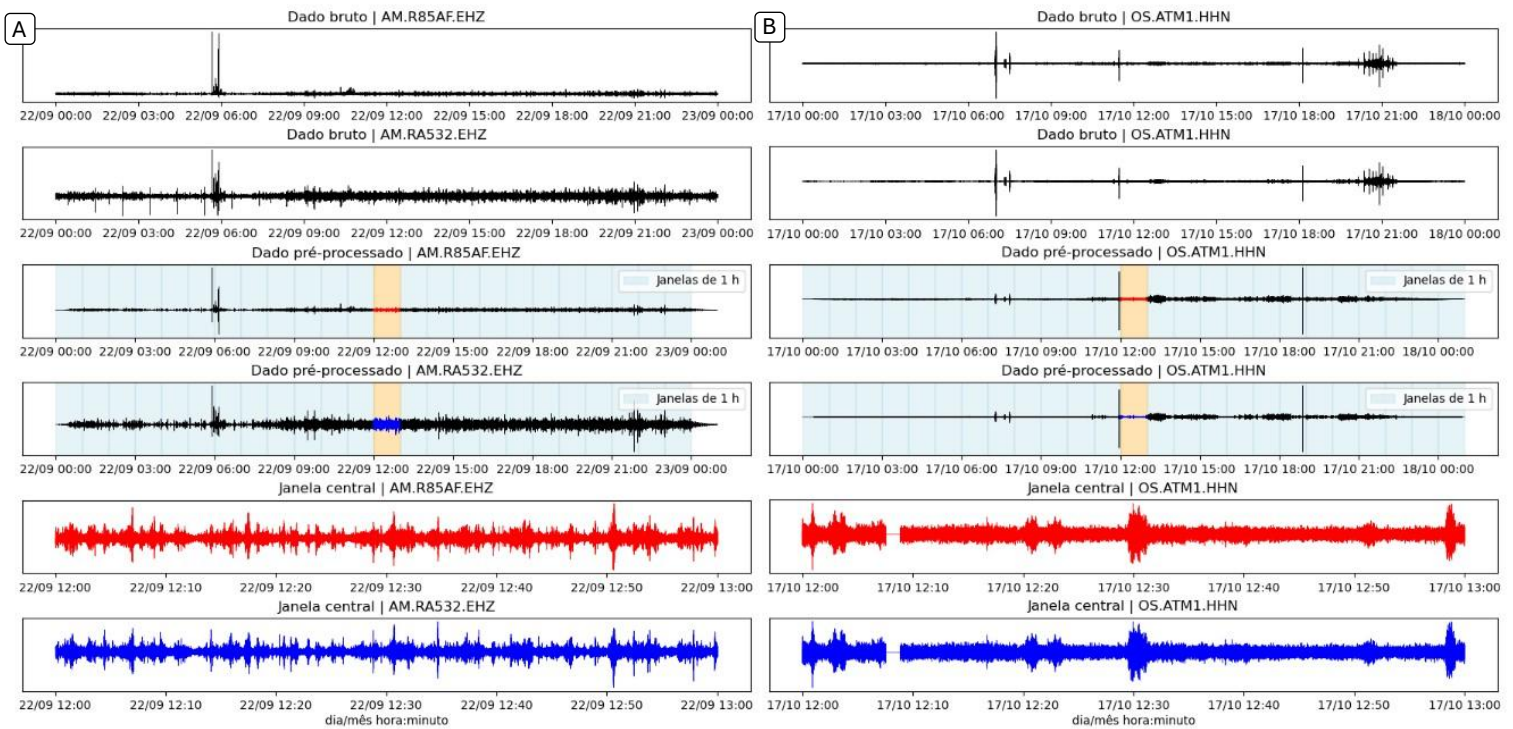


Figura 21. Exemplo do fluxo de pré-processamento aplicado a (A) um dia de dados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) e a (B) um dia de dados do componente HHN da estação ATM1 (segundo estudo de caso).

4.3.3. Correlação

Após o pré-processamento, a terceira etapa consiste no cálculo da correlação entre os sinais. Cada par de segmentos pré-processados é correlacionado pela técnica de Correlação Cruzada de Fase (PCC) dentro de um intervalo de defasagem simétrica de -5 s a $+5$ s, definido visualmente, suficientemente amplo para conter tanto as fases balísticas iniciais quanto a *coda* relevante para o monitoramento de velocidade. A [Figura 22](#) apresenta exemplos da correlação entre sinais de uma janela de 1 h extraída de um dia de dados pré-processados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) e de um dia de dados do componente norte-sul da estação ATM1 (segundo estudo de caso).

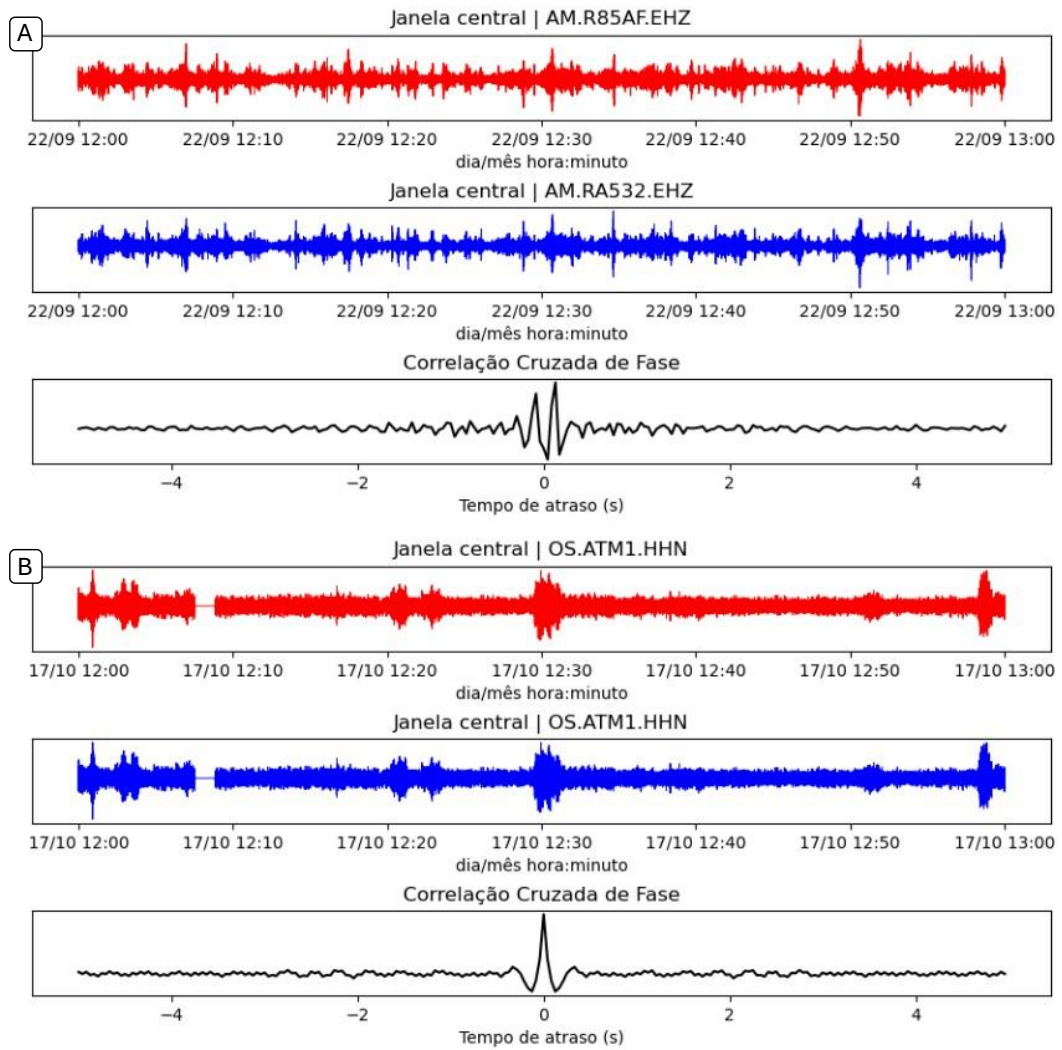


Figura 22. Exemplo da correlação entre sinais de uma janela de 1 h extraída de (A) um dia de dados pré-processados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) e de (B) um dia de dados do componente HHN da estação ATM1 (segundo estudo de caso).

Os resultados (uma função de correlação por hora) são armazenados em um novo arquivo *miniSEED* cumulativo, em que o tempo central do segmento de 1 h contribuinte para a correlação é atribuído como o tempo de início do sinal correlacionado. O conjunto desses traços calculados, disposto ao longo do tempo, forma o correlograma original. As [Figura 23](#) e [Figura 24](#) apresentam, respectivamente, as imagens de correlogramas originais obtidos para cada pareamento analisado do primeiro e segundo estudos de caso.

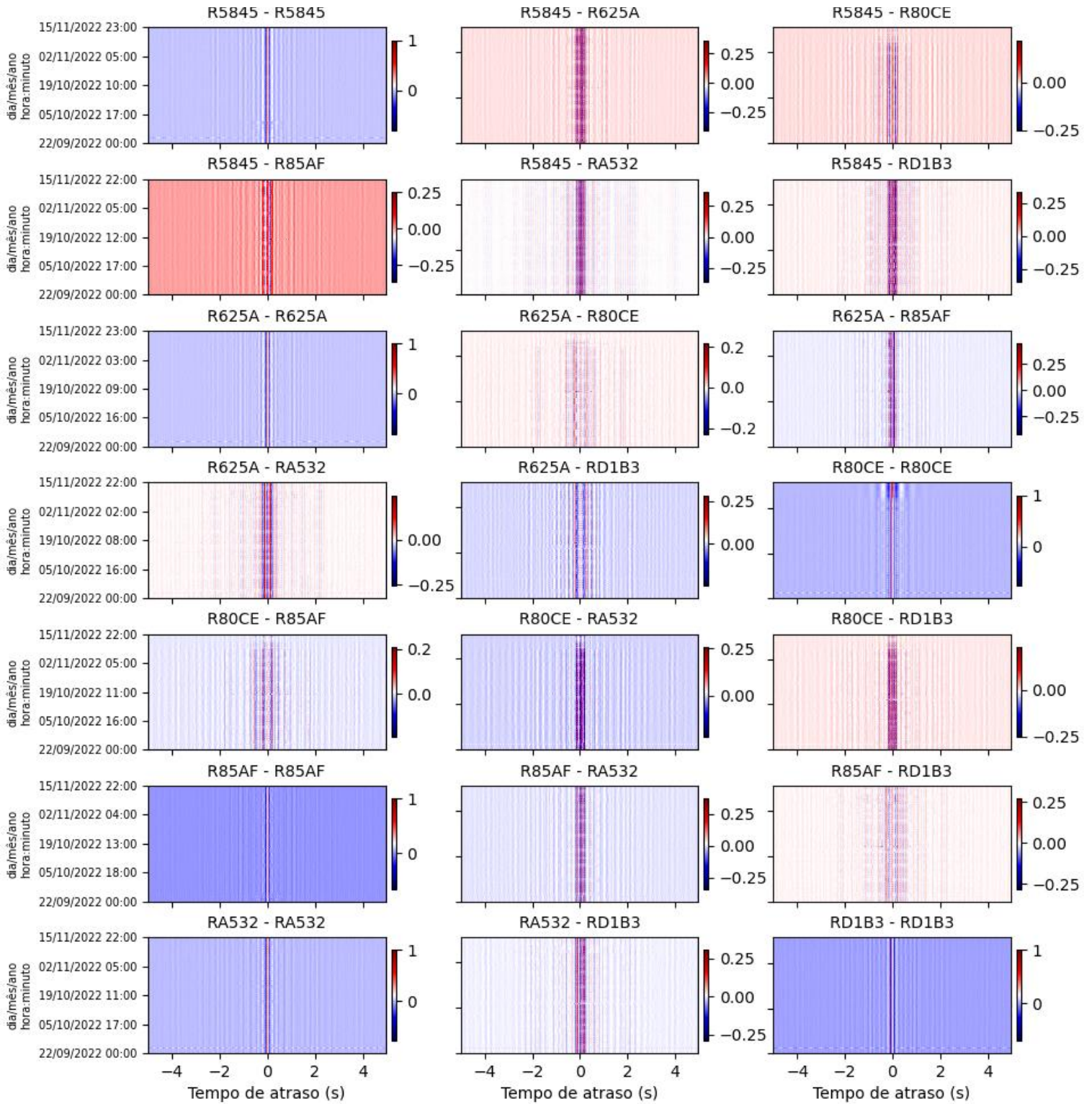


Figura 23. Imagens de correlogramas originais obtidos para cada pareamento analisado no primeiro estudo de caso.

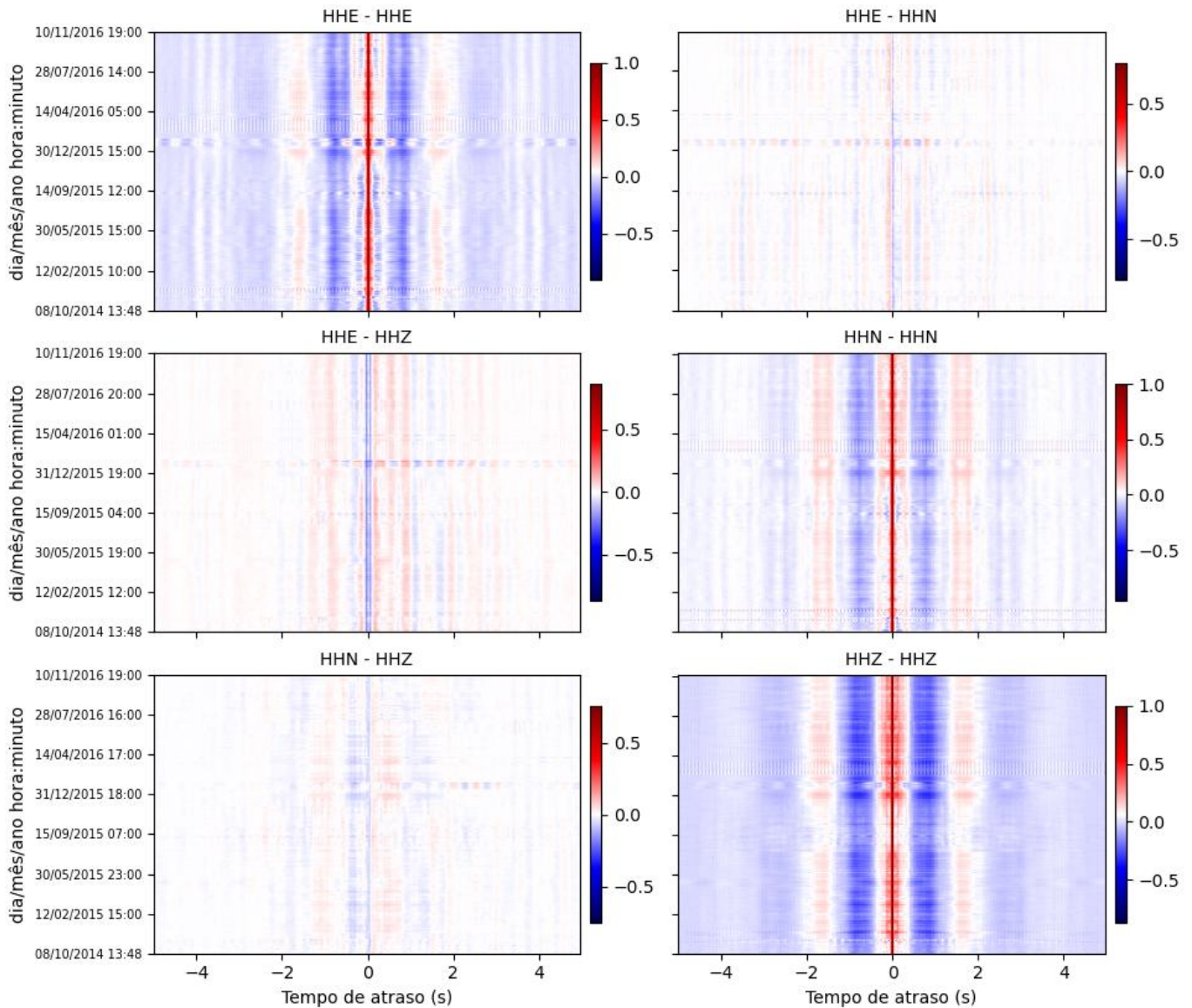


Figura 24. Imagens de correlogramas originais obtidos para cada pareamento entre componentes de estação única analisado no segundo estudo de caso.

4.3.4. Empilhamento Temporal

A relação sinal-ruído das correlações horárias costuma não ser suficientemente alta para serem sinais autossuficientes para análises seguintes, configurando a necessidade de empilhamento temporal (Bensen *et al.*, 2007). Para essa quarta fase, uma janela móvel de comprimento t_{emp} percorre o correlograma e, em cada posição, a média de todos os sinais incluídos no intervalo é calculada, originando a correlação empilhada móvel (CEM). Cada CEM é gravada em um novo arquivo *miniSEED* cumulativo com o tempo de início correspondente ao centro da janela de empilhamento. A sucessão desses traços gera o correlograma empilhado, utilizado para a fase de Interferometria de *Coda*.



O tempo de empilhamento é um compromisso entre robustez do sinal e a resolução temporal necessária no monitoramento em estudo. Janelas mais longas reforçam a razão sinal-ruído das correlações, mas podem atenuar ou mascarar mudanças rápidas no meio. Assim, como candidatos ao valor de t_{emp} no primeiro estudo de caso, que requer maior capacidade para observação de variações temporais breves (*i.e.*, padrões diários e subdiários), são avaliadas janelas de 12 h, 1 dia, 2 dias, 4 dias e 8 dias. Já para o segundo estudo de caso, que requer observação de variações temporais sazonais, janelas de 1 dia, 2 dias, 4 dias, 8 dias, 16 dias e 32 dias são avaliadas. A [Figura 25](#) e [Figura 26](#) apresentam, respectivamente, para cada valor de t_{emp} avaliado, as imagens de correlogramas originais e empilhados para o pareamento de dados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) e para o pareamento de dados do componente norte-sul da estação ATM1 (segundo estudo de caso), evidenciando o ganho progressivo de relação sinal-ruído à medida que o tempo de empilhamento se alonga.

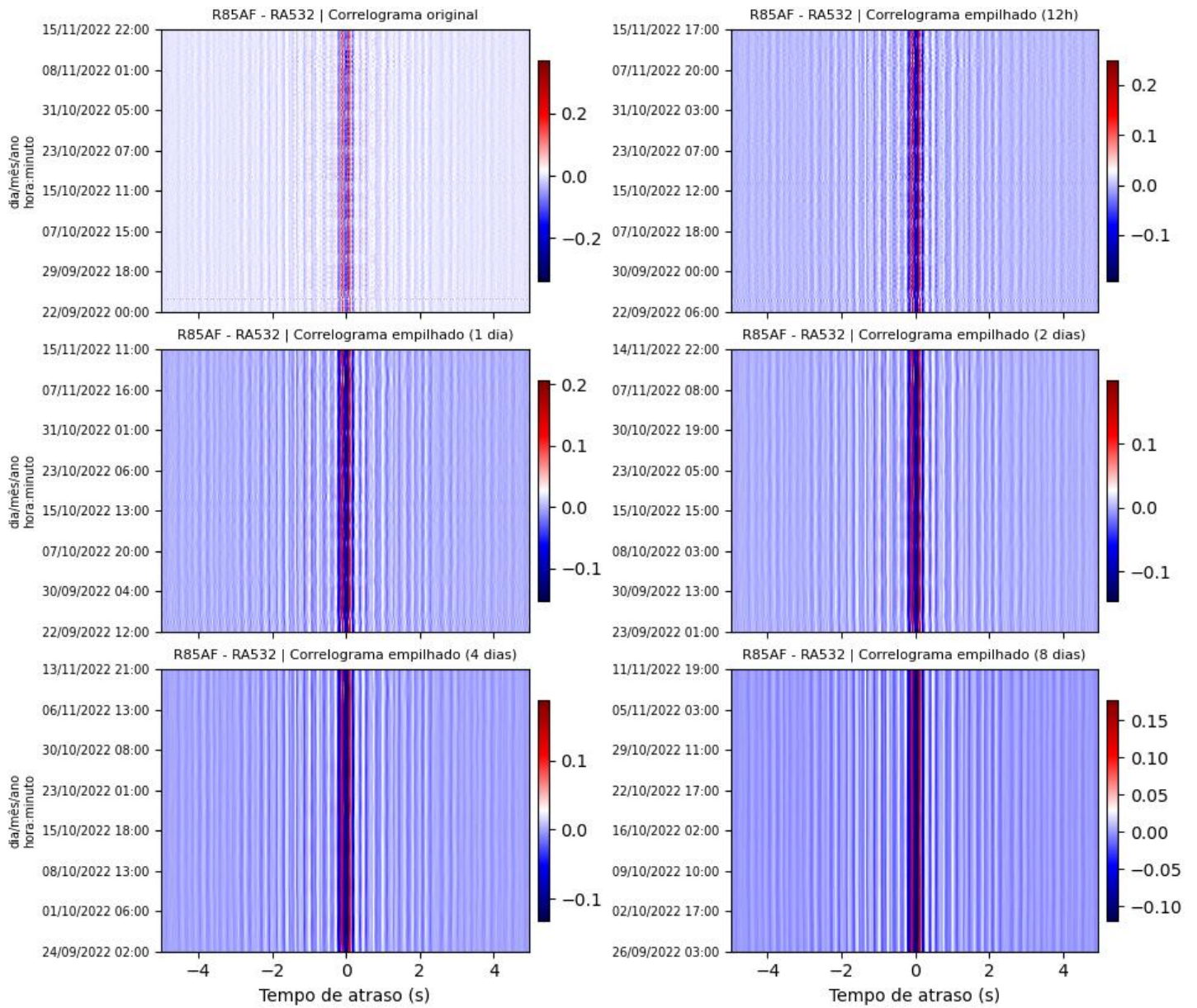


Figura 25. Imagens de correlograma original e empilhados para o pareamento de dados do componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (primeiro estudo de caso) para diferentes t_{emp} .

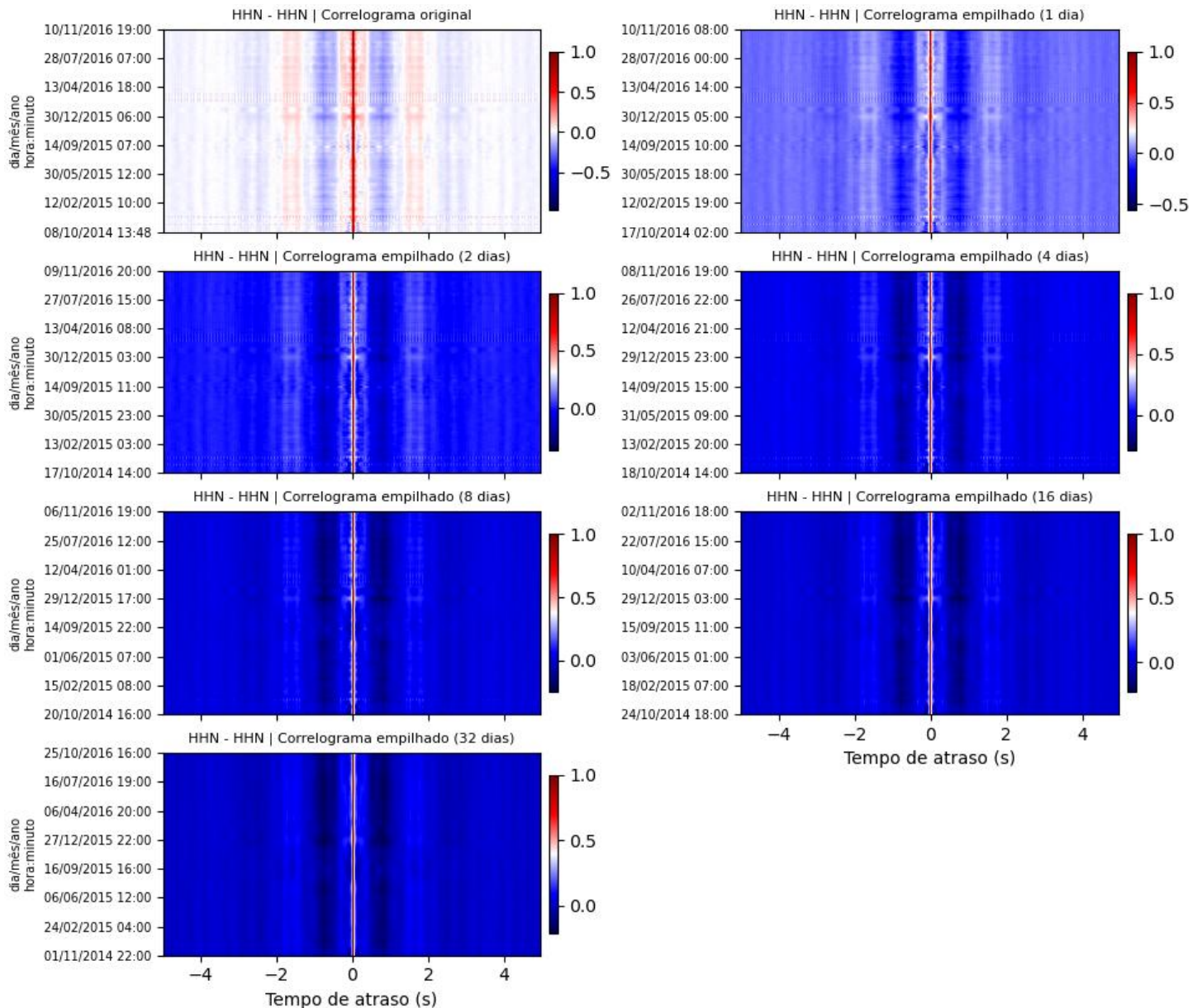


Figura 26. Imagens de correlograma original e empilhados para a autocorrelação do componente HHN da estação ATM1 (segundo estudo de caso) para diferentes t_{emp} .

4.3.5. Variação de Velocidade Sísmica

Para a fase final, cada CEM do correlograma empilhado é comparada a uma correlação empilhada de referência (CER), construída como a média global de todas as CEMs. A estimativa temporal de $\delta v/v$ é obtida por Interferometria de *coda* pela técnica de Janela Móvel Espectral Cruzada (MWCS), na qual se quantificam tempos de atraso dt ao longo da *coda* das correlações em comparação.

No MWCS, a CER é comparada individualmente a todas as CEM em janelas sobrepostas de 1 s, deslocadas a cada 0,2 s (20% do comprimento da janela) no decorrer



da *coda*. Em cada janela, uma reta é ajustada por regressão linear ponderada ao espectro de fase suavizado em uma banda de frequências $f_{\min}-f_{\max}$, extraíndo a inclinação correspondente ao atraso dt atribuído ao centro da janela. A análise é conduzida nos lados casual (+0,5 s a +5 s) e acasual (-5 s a -0,5 s), de modo a excluir a energia balística inicial e isolar ondas multiplamente espalhadas, mais sensíveis a variações do meio. Cada comparação gera, para cada janela, o tempo central, o dt estimado, seu erro associado e a coerência média. Os valores dt e tempos centrais são utilizados para uma segunda regressão linear ponderada (o peso é o inverso do erro de dt) para se obter dt/t , sendo pontos de baixa confiabilidade ($|dt| > 0,1$ s, erro $> 0,2$ s ou coerência $< 0,5$) não utilizados na regressão. A inclinação resultante dt/t multiplicada por -100 fornece $\delta v/v$ em porcentagem. O procedimento é repetido para todas as CEM restantes, produzindo a série de $\delta v/v$ com resolução de 1 h para cada pareamento de estações definido na primeira fase.

4.3.5.1. Definição de Parâmetros

A escolha da banda de frequência e o comprimento da janela para empilhamento de correlações são os parâmetros que dominam o desempenho e resultados de $\delta v/v$ obtidos com o método MWCS (Le Breton *et al.*, 2021). Para quantificar o impacto desses parâmetros, foram examinadas três faixas de frequência (4–10 Hz, 6–10 Hz e 8–10 Hz), para o primeiro estudo de caso, e quatro faixas de frequência (2–10 Hz, 4–10 Hz, 6–10 Hz e 8–10 Hz) para o segundo. Em paralelo, cinco janelas de empilhamento (12 h, 1 dia, 2 dias, 4 dias e 8 dias) foram examinadas no primeiro estudo de caso, ao passo que seis janelas progressivamente mais longas (1 dia a 32 dias) foram consideradas para o segundo.

A análise comparativa envolveu, para o primeiro caso, 21 pareamentos de estações combinados com cinco valores de t_{emp} e três intervalos espectrais, resultando em 315 correlogramas empilhados analisados. Para o segundo caso, seis pareamentos foram avaliados em seis janelas temporais e quatro faixas de frequência, totalizando 144 correlogramas empilhados. Esse conjunto forneceu base para a seleção de parâmetros e avaliação dos impactos sobre a consistência dos sinais gerados e estabilidade das estimativas de $\delta v/v$, são analisadas a convergência de forma de onda entre CEMs e CERs e a estabilidade das regressões lineares com o método MWC.



A convergência entre as CEMs e as CERs foi medida pela similaridade, definida como a amplitude da correlação cruzada de fase em tempo de atraso nulo, cujo valor varia entre -1 e +1. A [Figura 27](#) e [Figura 28](#) mostram, respectivamente, mosaicos de correlogramas empilhados para o componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (estudo de caso 1) e para a autocorrelação do componente norte-sul da estação ATM1 (estudo de caso 2) em função diferentes bandas $f_{\text{mín}}-f_{\text{máx}}$ e tempos de empilhamento t_{emp} . Cada imagem de correlograma empilhado traz sobreposta sua respectiva CER (média de todo o correlograma).

Observa-se que janelas mais longas reforçam a razão sinal-ruído das correlações em todas as bandas. Independentemente da duração do empilhamento, as bandas mais largas (4-10 Hz no primeiro estudo de caso e 2-10 Hz no segundo estudo de caso) exibem CEMs de maior amplitude, enquanto as bandas mais estreitas, sobretudo a de 8-10 Hz, apresentam correlações progressivamente mais tênues, o que indica que o conteúdo energético disponível para construir a Função de Green é mais abundante nas bandas mais largas do espectro analisado.

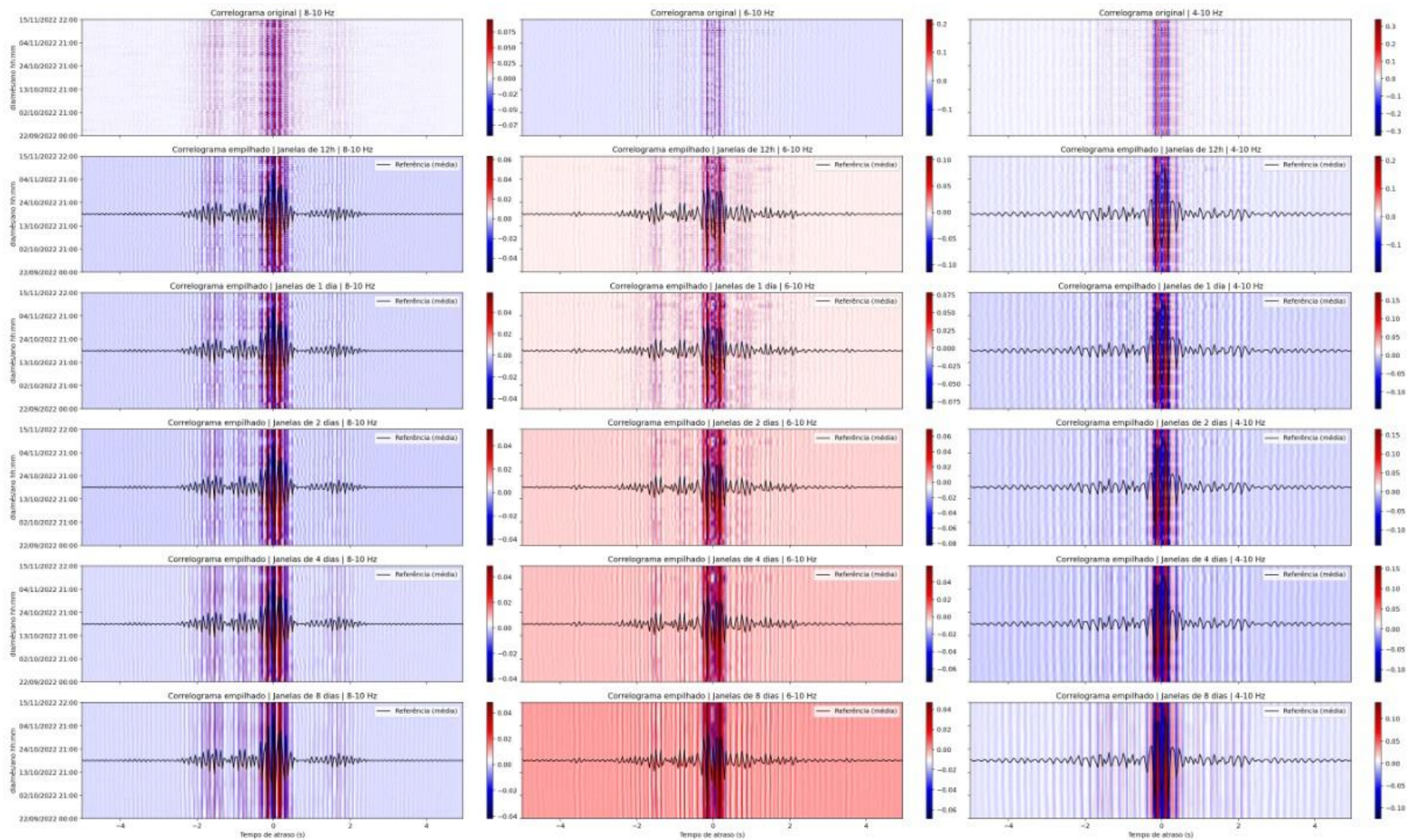


Figura 27. Correlogramas originais e empilhados para o componente vertical do par de estações R85AF-RA532 (estudo de caso 1) e em função de $f_{min}-f_{max}$ e $temp.$

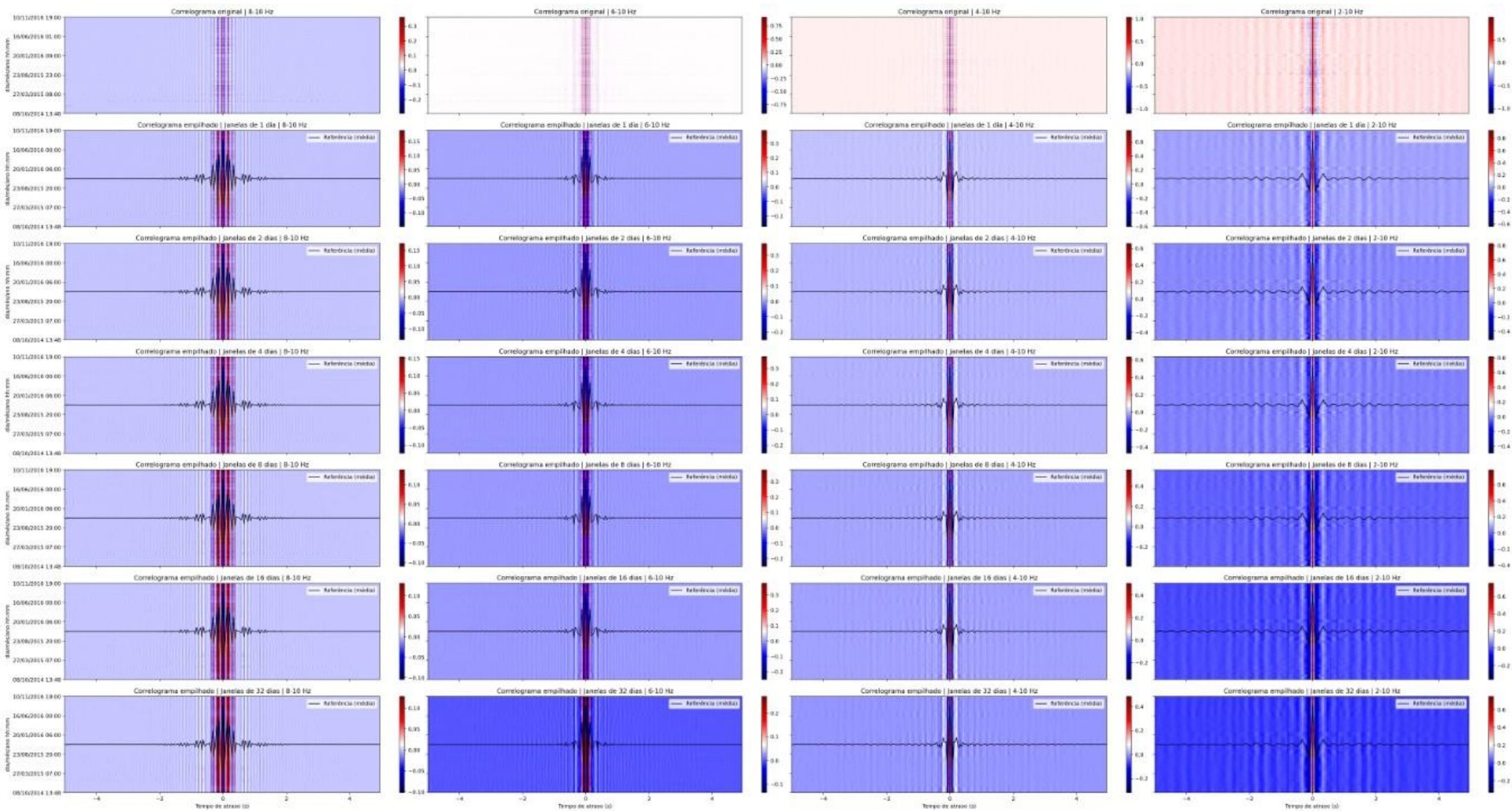


Figura 28. Correlogramas originais e empilhados para a autocorrelação do componente HHN da estação ATM1 (estudo de caso 2) em função de $f_{min}-f_{max}$ e t_{emp} .

A [Figura 29A](#) e [Figura 29B](#) mostram, respectivamente, a média da similaridade para todos os pareamentos em função de t_{emp} e $f_{mín}-f_{máx}$. À medida que a banda se estreita, a similaridade diminui, evidenciando menor convergência. Em contrapartida, as faixas mais largas (4–10 Hz no primeiro caso e 2–10 Hz no segundo) exibem os valores mais elevados. Todas as curvas, contudo, sobem com o incremento do empilhamento, refletindo a melhoria da relação sinal-ruído. No primeiro estudo de caso, uma similaridade média $\geq 0,9$ é alcançada em 4–10 Hz com 2 dias de empilhamento, ao passo que, no segundo cenário, a convergência continua a progredir até 32 dias, aproximando-se de 0,8. Essa diferença de amplitude de similaridade entre os dois conjuntos de dados provavelmente decorre do fato de a CER do segundo estudo abranger a média de correlações computadas ao longo de 749 dias, contra 55 dias no primeiro.

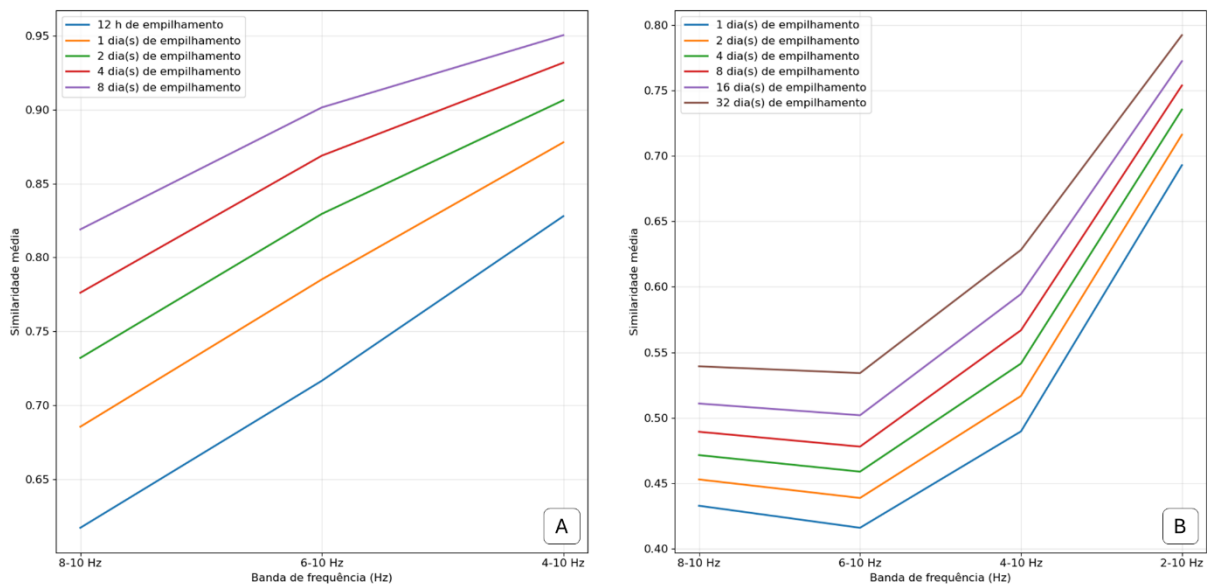


Figura 29. Variação da média da similaridade para todos os pareamentos do primeiro (A) e segundo (B) estudos de caso em função de $f_{mín}-f_{máx}$ e t_{emp} .

A [Figura 30](#) e [Figura 31](#) apresentam, em função diferentes bandas $f_{mín}-f_{máx}$ e tempos de empilhamento t_{emp} , resultados do método MWCS para, respectivamente, o par R85AF–RA532 e a autocorrelação do componente norte-sul da estação ATM1. Os mosaicos mostram gráficos com a estimativa de $\delta v/v$ a partir da regressão linear ponderada de atrasos dt para comparações de uma CEM de um horário fixo do monitoramento com a CER do seu respectivo correlograma. Com o alongamento de t_{emp} , os atrasos dt medidos tendem a ser aproximar da regressão. Mesmo em janelas curtas de empilhamento,



entretanto, as bandas largas 4–10 Hz (primeiro caso) e 2–10 Hz (segundo) produzem nuvens de pontos mais adensadas e regressões com aparentes menores incertezas do que aquelas obtidas nas faixas de frequência mais estreitas.

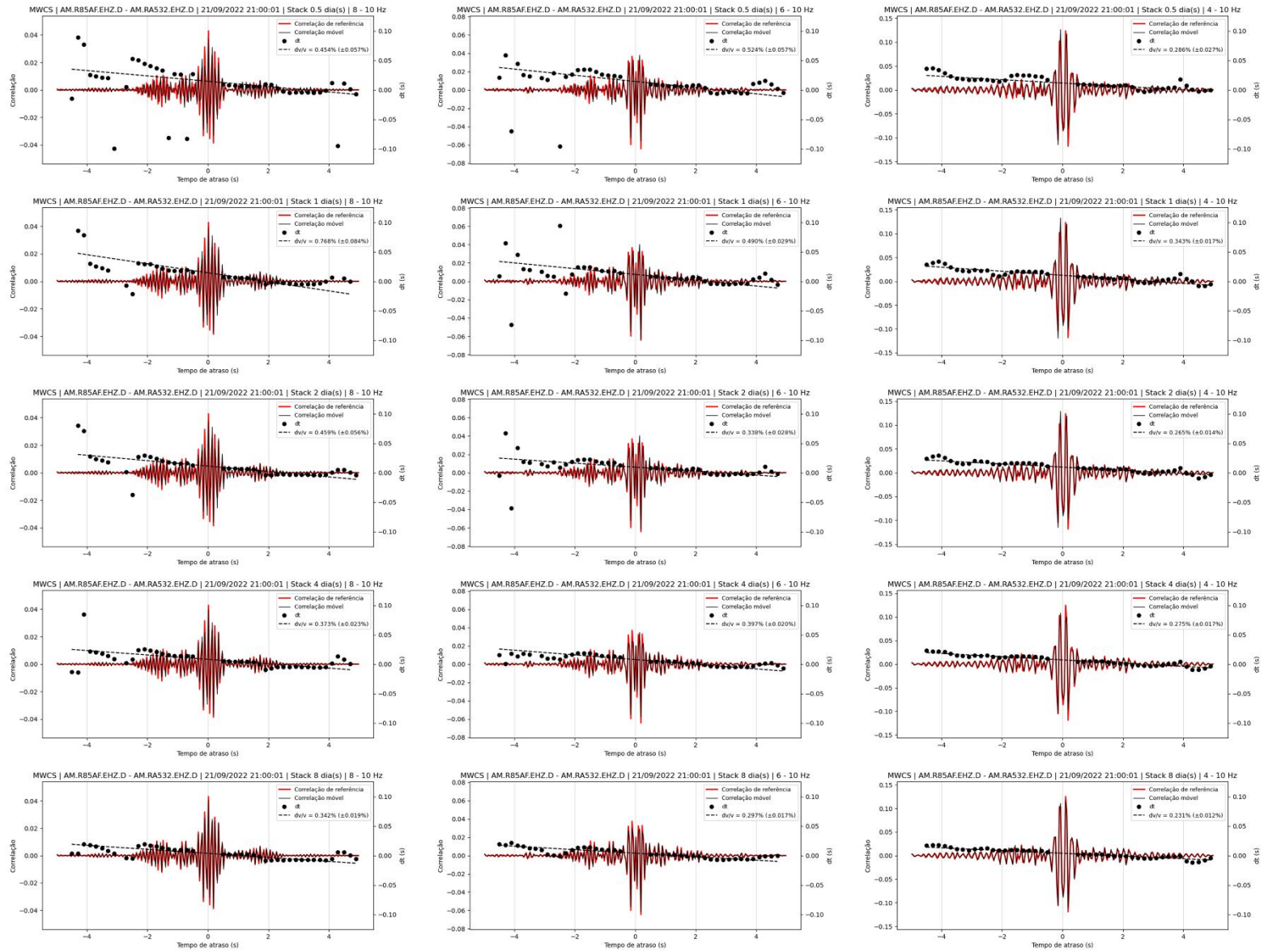


Figura 30. Resultados MWCS para uma combinação CEM-CER para o par R85AF-RA532 (estudo de caso 1) em função de $f_{min}-f_{máx}$ e t_{emp} .

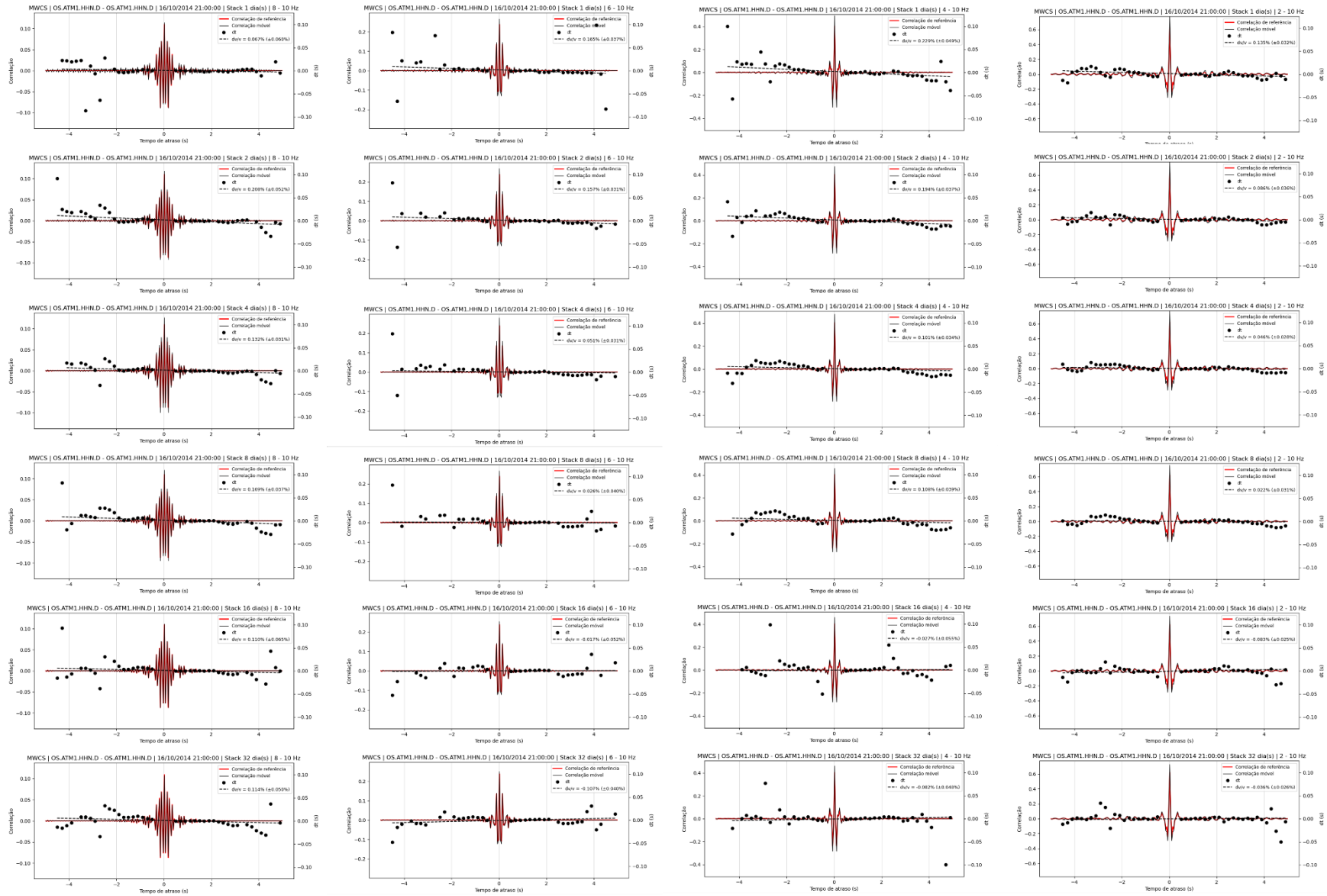


Figura 31. Resultados MWCS para uma combinação CEM-CER para autocorrelação do componente HHN da estação ATM1 (estudo de caso 2) em função de f_{\min} - f_{\max} e $temp$.

A estabilidade das regressões foi avaliada pelo desvio padrão médio das inclinações dt/t — que reflete a dispersão dos pontos de atraso dt em relação à reta ajustada — apresentada na [Figura 32A](#) e [Figura 32B](#). No primeiro estudo, observa-se de modo consistente que tanto o aumento de banda quanto o alongamento de t_{emp} reduzem o desvio padrão. No segundo, embora as bandas mais largas continuem a oferecer menor dispersão, o padrão de redução do desvio padrão médio com t_{emp} não se repete, sugerindo que a banda de frequências oferece influência mais detectável na estabilidade das regressões no método MWCS.

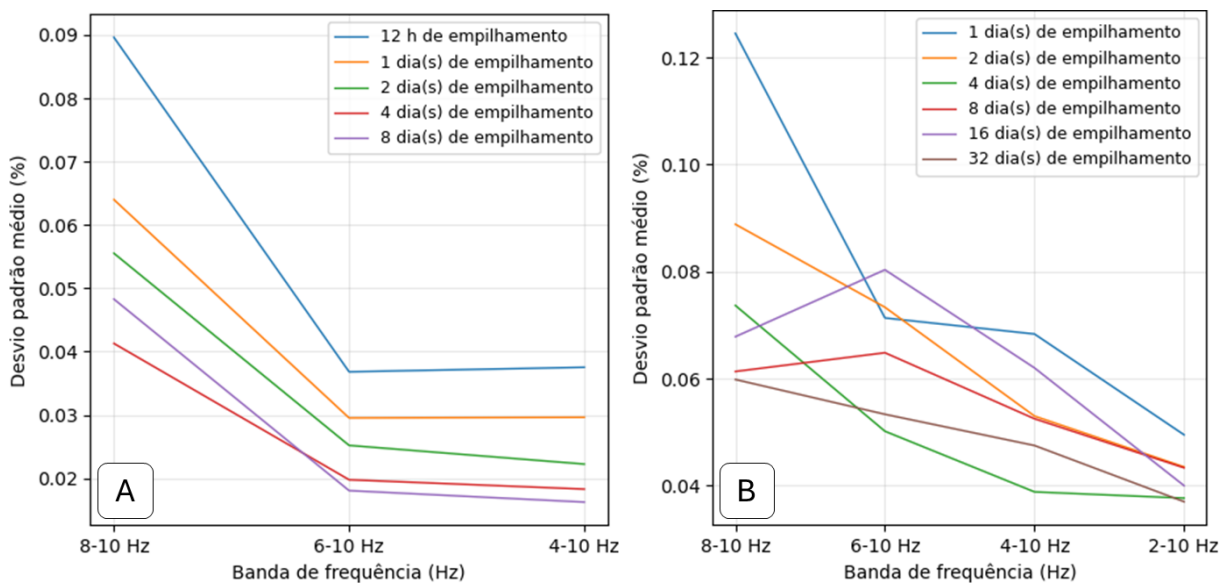


Figura 32. Variação do desvio padrão médio das inclinações dt/t obtidas por regressão linear ponderada para o primeiro (A) e segundo (B) estudos de caso.

As observações alcançadas são consistentes com a formulação teórica de [Medeiros et al. \(2015\)](#), especialmente o fato de bandas mais largas apresentarem sistematicamente melhor convergência. Assim, a avaliação realizada da convergência de forma de onda entre CEMs e CERs e a estabilidade das regressões lineares com o método MWCS orientou a seleção final dos parâmetros-chave para o equilíbrio de robustez estatística e resolução temporal em cada contexto. Para o primeiro estudo de caso, foram definidos $t_{emp} = 2$ dias, para o empilhamento de correlações, e $f_{min}-f_{max} = 4-10$ Hz, para o método MWCS. Já para o segundo, foram definidos $t_{emp} = 32$ dias e $f_{min}-f_{max} = 2-10$ Hz.



4.3.6. Pós-Processamento

Para detectar transições significativas em séries de variação de velocidade sísmica de maneira objetiva, foi aplicado um método de CPA que combina segmentação penalizada linearmente e custo L2 utilizando o pacote *ruptures* (Truong *et al.*, 2020), uma biblioteca Python para detecção de pontos de mudança que fornece análise e segmentação de sinais não estacionários.

Pacheco & Snieder (2005) demonstram que as múltiplas fases dispersas na *coda*, induzidas por uma variação local de velocidade, podem ser modeladas por um *kernel* de sensibilidade interpretado como função de densidade estatística. Esse *kernel* retorna os trechos de trajetória mais prováveis para a propagação das ondas entre fonte e receptor em um dado tempo (Barajas *et al.*, 2022). Fisicamente, as probabilidades podem ser interpretadas como a intensidade esperada recebida em cada posição do espaço ao longo do meio. Assim, para estender a avaliação espacial das variações de $\delta v/v$ no primeiro cenário também em função da profundidade, *kernels* de sensibilidade foram calculadas entre 4 Hz e 15 Hz com o pacote *disba* (Keurfon, 2021), que implementa um subconjunto dos códigos do *Computer Programs in Seismology* (Herrmann, 2013). Os cálculos foram realizados a partir de uma estrutura de velocidade discretizada em camadas — contendo, para cada camada, valor de espessura, velocidades das ondas S e P e densidade — construído em função de um perfil vertical de V_s gerado pela inversão por mínimos quadrados não linear de uma curva de dispersão (Xia *et al.*, 1999) obtida pelo método de Autocorrelação Espacial (SPAC; Aki, 1957) com o *software SeisImager/SW (Geometrics)*.



CAPÍTULO 5

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo apresenta e discute os resultados obtidos com a pesquisa, abrangendo tanto a validação do *software* desenvolvido quanto a aplicação dos métodos nos diferentes cenários de estudo. A apresentação é estruturada em três partes principais. A primeira trata da avaliação da capacidade do *software* desenvolvido em executar as etapas de processamento e da consistência dos resultados gerados. A segunda parte compreende os estudos de caso, nos quais os métodos foram aplicados a contextos distintos, sendo realizadas as interpretações das séries temporais de variação de velocidade derivadas de registros de ruído sísmico em função da base de dados externa integrada à análise. Por fim, são discutidos os padrões de variação temporal identificados, sua correlação com parâmetros de pluviometria e piezometria, e as implicações físicas e hidromecânicas associadas. Os resultados referentes ao primeiro estudo de caso foram publicados em [Guedes *et al.* \(2023\)](#).

5.1. *Software* SANBA

Para avaliar a derivação de séries de variação relativa de velocidade ($\delta v/v$) a partir de sinais de ruído sísmico utilizando o *software* desenvolvido, foi conduzido um ciclo de processamento baseado em dados reais complementados por manipulações sintéticas.

Um arquivo *miniSEED* proveniente do canal vertical da estação RD1B3, contendo 24 horas de registro amostrado a 100 Hz, foi adotado como dado 1. A partir dele, gerou-se um segundo dado com atraso artificial de 2 s ([Figura 33A](#)). Ambos os sinais foram segmentados em janelas de 600 s, sem sobreposição, com remoção da média e da tendência, seguidos por filtragem passa-banda entre 3 e 12 Hz. Para cada segmento, foram calculadas funções de correlação empregando correlação cruzada de fase, considerando atrasos entre -5 e +5 s ([Figura 33B](#)). As correlações resultantes foram empilhadas por

meio de uma janela móvel de 1 hora, de modo que cada empilhamento representasse a média de todas as correlações incluídas no intervalo temporal correspondente. Cada correlação empilhada foi então gravada em um novo arquivo *miniSEED* cumulativo, com o tempo inicial definido pelo centro da respectiva janela de empilhamento. O correlograma obtido (Figura 33C) apresenta um pico de amplitude em -2 s, coincidindo com o atraso introduzido, enquanto a Figura 33D evidencia o ganho na razão sinal-ruído decorrente do empilhamento.

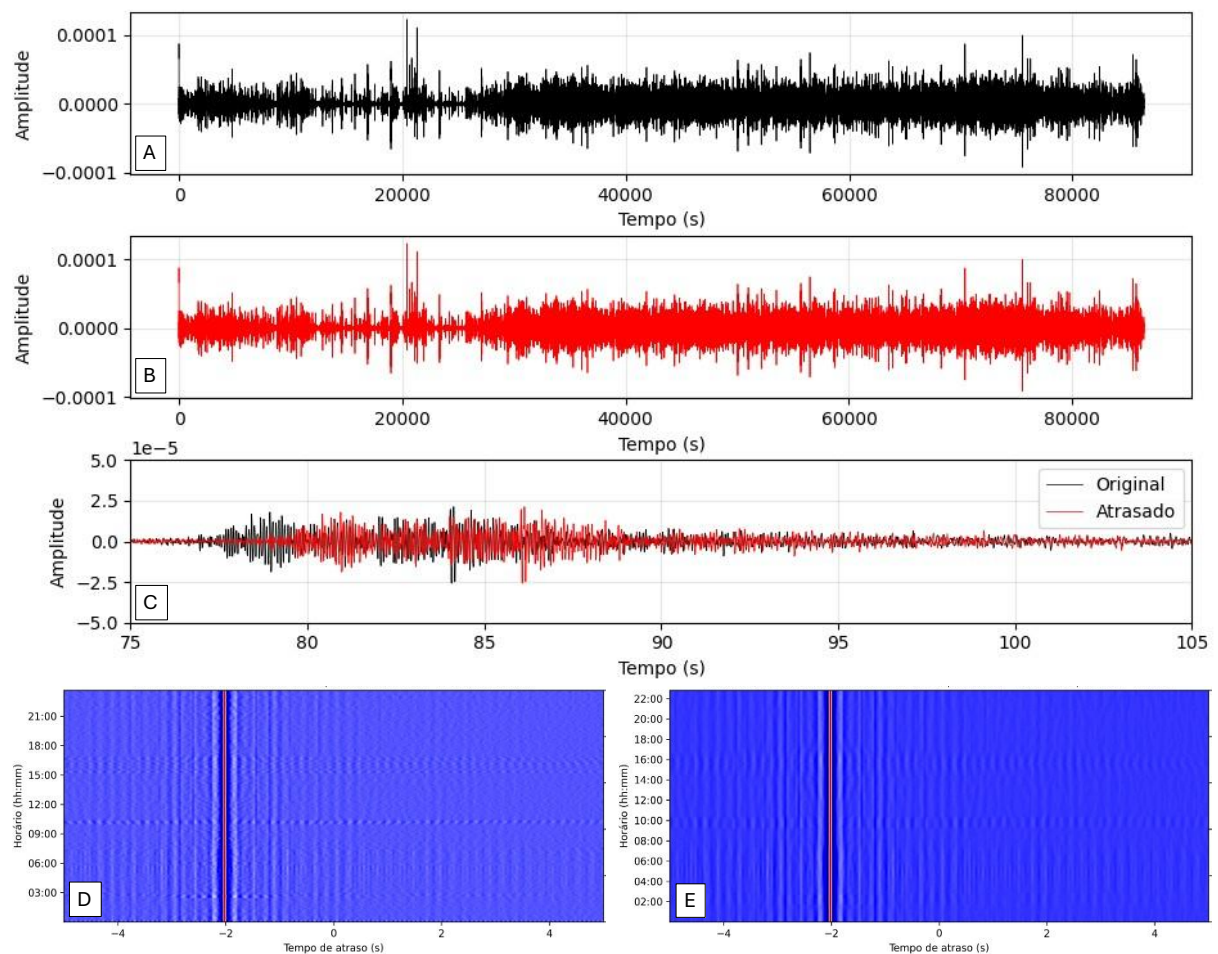


Figura 33. Demonstração da etapa de correlação de sinais de ruído sísmico com o *software*. A) Um sinal amostrado a 100 Hz com 24h de duração; B) O sinal em A atrasado em 2 s; C) Sobreposição entre os sinais em A e B; D) Correlograma obtido pela correlação cruzada de fase entre segmentos de 600 s dos sinais A e B; e E) Correlograma após empilhamento com janela móvel de 1 hora.

Para testar a capacidade em estimar variações de velocidade pelo método MWCS, foi conduzido um experimento controlado aplicando-se esticamentos conhecidos a um sinal de referência e comparando-se os resultados estimados com os valores impostos.

Inicialmente, foi calculada a média do correlograma empilhado da [Figura 33D](#), adotada como forma de onda de referência. Em seguida, gerou-se um conjunto de versões esticadas desse sinal por meio de interpolação no domínio da frequência. Cada esticamento correspondeu a uma perturbação pré-determinada variando de $-0,1\%$ a $+0,5\%$ — magnitudes de variações de $\delta v/v$ geralmente reportadas em estudos de monitoramento com o método — preservando o espaçamento e o número total de amostras do sinal original. A [Figura 34](#) apresenta comparações entre as formas de onda nos domínios do tempo e da frequência para dois esticamentos distintos, evidenciando que a manipulação preserva o conteúdo espectral original, introduzindo essencialmente uma defasagem controlada.

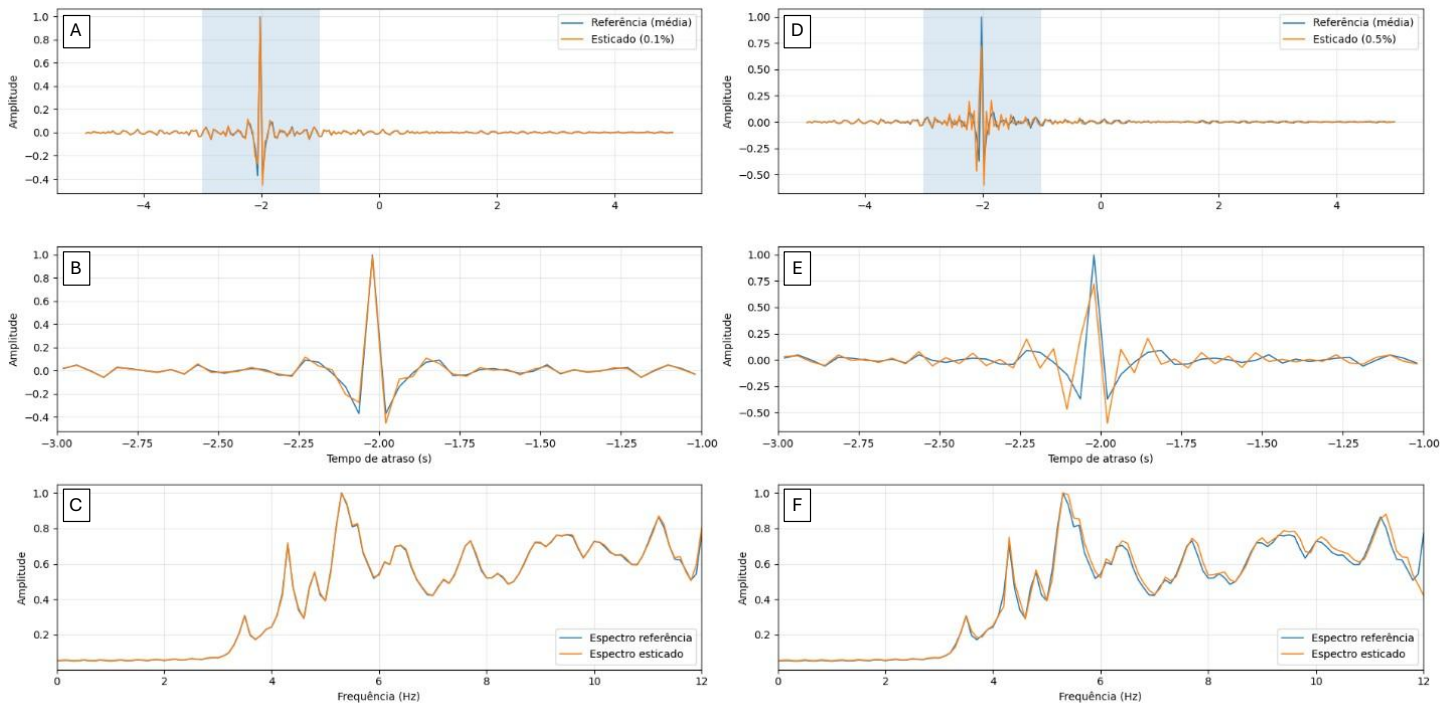


Figura 34. Comparações entre as formas de onda nos domínios do tempo e da frequência. A) Sinal de referência e sinal esticado em 0,1%; B) Zoom entre -3 s e -1 s de A; C) Comparação entre o espectro dos sinais de A; D) Sinal de referência e sinal esticado em 0,5%; E) Zoom entre -3 s e -1 s de D; F) Comparação entre o espectro dos sinais de D;

Todos os sinais esticados foram gravados sequencialmente em um novo arquivo *miniSEED*, em que o primeiro traço corresponde ao sinal de referência (médio) e os traços subsequentes representam os diferentes fatores de esticamento aplicados. O tempo inicial de cada traço foi incrementado em 600 s, simulando a separação temporal entre correlações empilhadas sucessivas. A [Figura 35](#) apresenta os resultados da análise MWCS,

mostrando a série de $\delta v/v$ estimada a partir das comparações entre o sinal de referência e suas versões esticadas. A concordância com diferenças sutis entre as séries observada e esperada confirma a consistência do método implementado no *software* para recuperar variações temporais de velocidade sísmica.

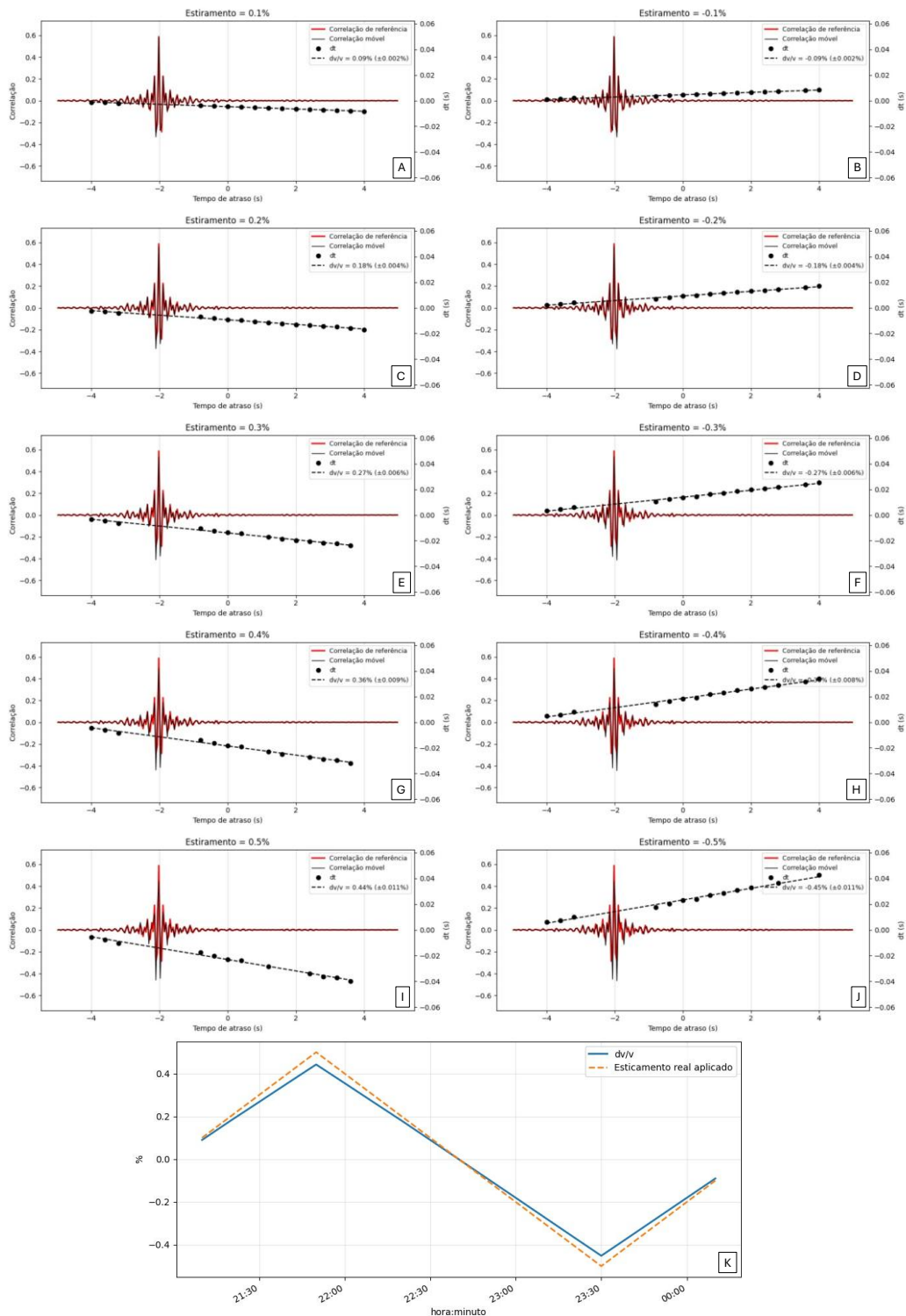


Figura 35. Resultados da análise MWCS para a comparação do sinal de referência com sinais esticados em 0,1% (A), -0,1% (B), 0,2% (C), -0,2% (D), 0,3% (E), -0,3% (F), 0,4% (G), -0,4% (H), 0,5% (I) e -0,5% (J). Apresentado em K a comparação entre a série de $\delta v/v$ estimada a partir das comparações entre o sinal de referência e suas versões esticadas e os reais esticamentos aplicados.



5.2. Cenários em Estudo

5.2.1. Estudo de Caso 1

A [Figura 36](#) reúne as séries de $\delta v/v$ para todos os pares de estações, agrupadas pela estação em comum, com o desvio-padrão indicado pela faixa sombreada ao redor das curvas. A [Figura 36G](#) apresenta a média suavizada de $\delta v/v$ por mediana móvel (linha preta), os níveis de precipitação (barras azuis) e os instantes de quedas de velocidade detectados automaticamente por CPA (linhas vermelhas), com os intervalos que englobam as quedas detectadas rotulados sequencialmente e realçados como faixas sombreadas. Na série média de variação de velocidade, as variações estão entre $-0,3\%$ e $0,3\%$, alternando períodos de estabilidade com fases de decréscimo e recuperação.

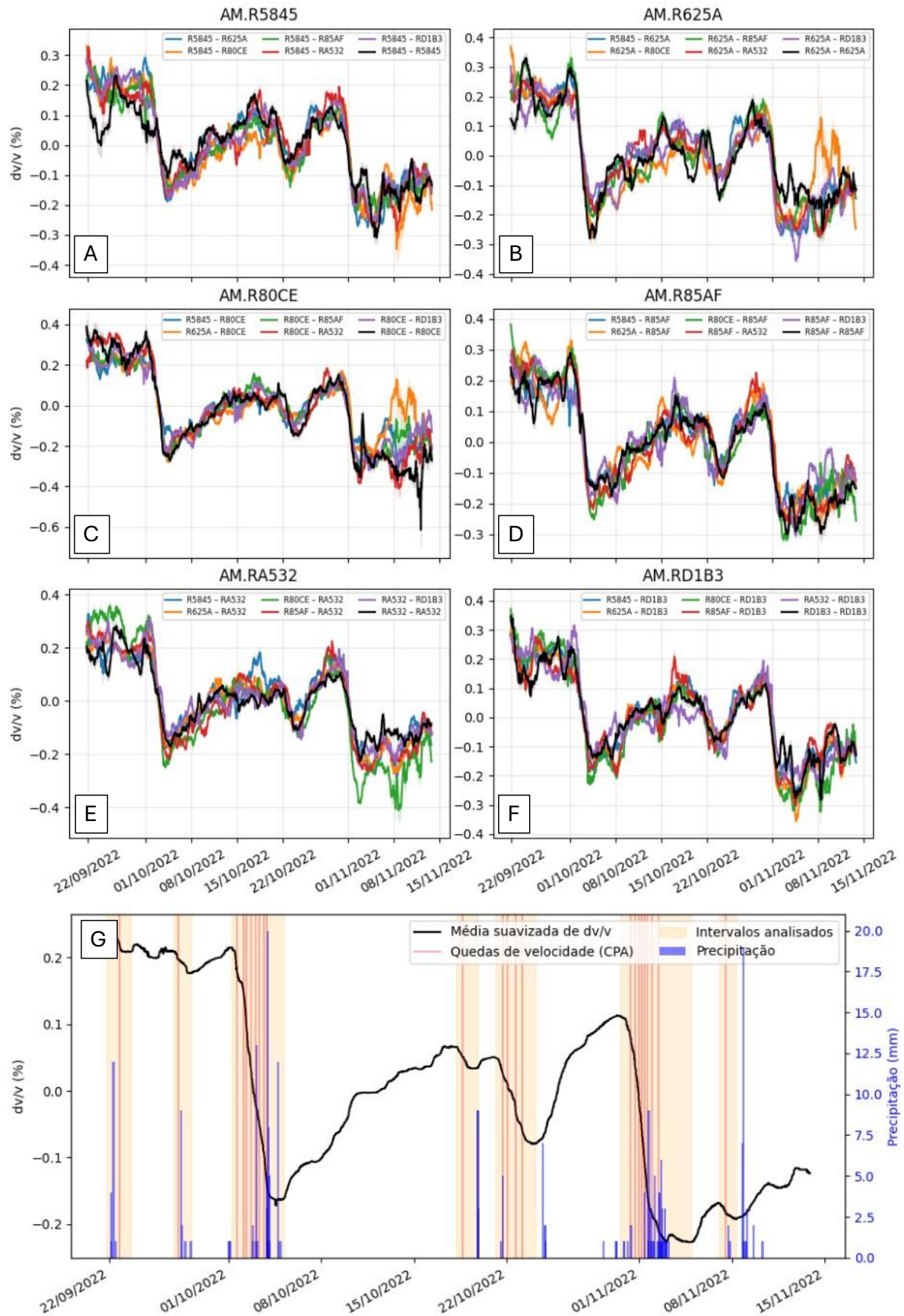


Figura 36. Variação da velocidade sísmica. Séries temporais para o receptor comum R5845 (A), R625A (B), R80CE (C), R85AF (D), RA532 (E) e RD1B3 (F). Integração da série de $\delta v/v$ média da rede com dados pluviométricos e interpretação de intervalos de atenção a partir da detecção de quedas de velocidade por CPA.

A [Figura 37](#) sintetiza a relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) e as métricas pluviométricas por intervalo. Observa-se correlação positiva moderada com o pico de precipitação ($r = 0,664$) e forte com a precipitação acumulada ($r = 0,949$).

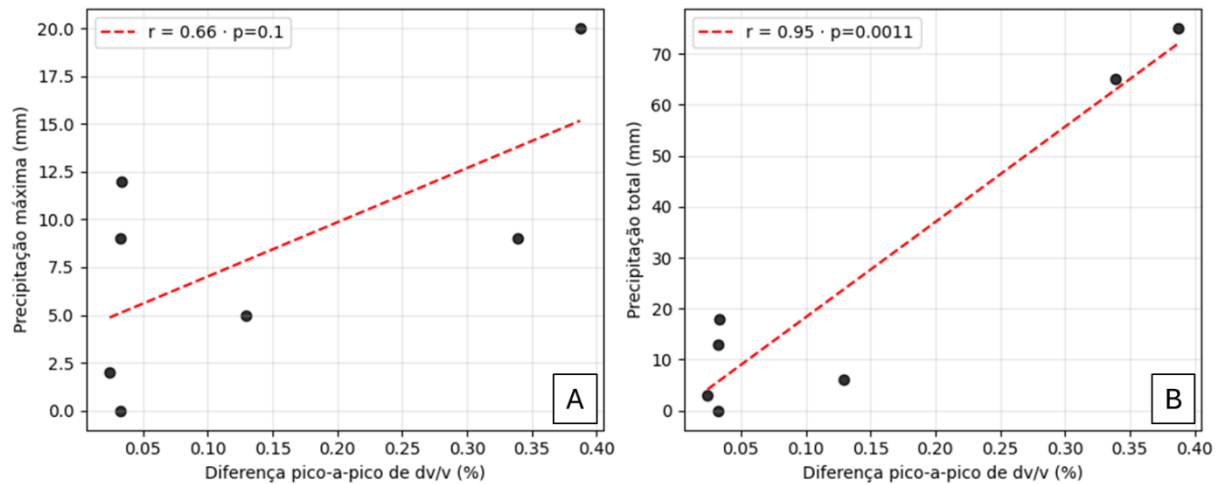


Figura 37. Relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) com a precipitação máxima (A) e precipitação total (B) por intervalo.

A [Figura 38](#) mostra mapas de contorno com a variação média de $\delta v/v$ da autocorrelação em cada receptor (tons esverdeados para valores menores e tons marrons para maiores), acompanhados por barras azuis com a precipitação média do dia. O padrão espacial reproduz o comportamento visto nas séries temporais da [Figura 36](#), com janelas de estabilidade, queda e recuperação alinhadas aos períodos chuvosos e secos.

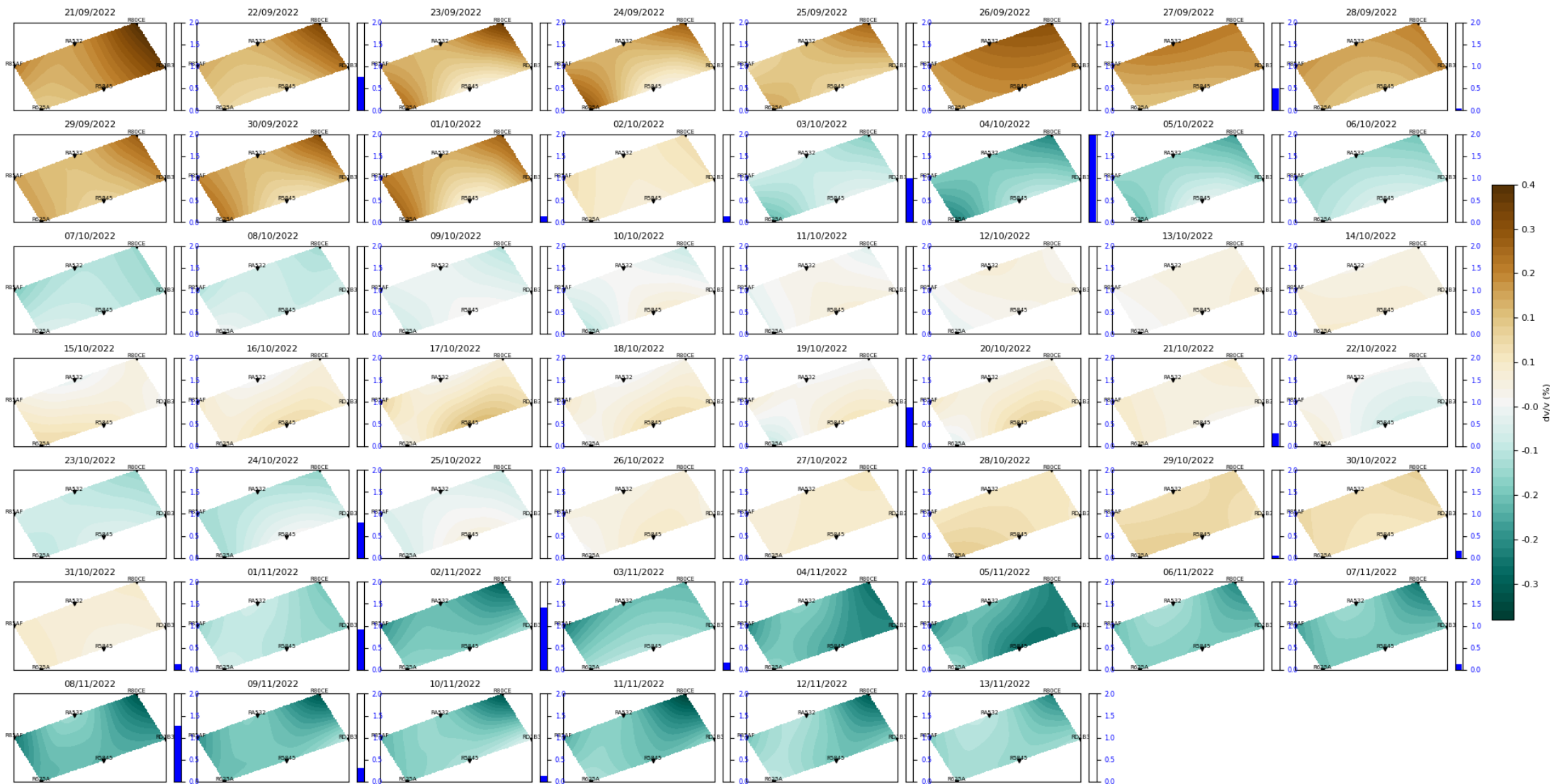


Figura 38. Mapas da variação média de dv/v da autocorrelação de cada receptor acompanhados por barras com a precipitação média do dia.

Um modelo vertical de velocidade da área — discretizado em camadas com espessuras, velocidades das ondas S e P e densidades (Figura 39A) — foi utilizado para estender a avaliação espacial das variações de $\delta v/v$ também em função da profundidade. Com base nesse modelo, *kernels* de sensibilidade foram calculadas do modo fundamental de ondas Rayleigh para 4–15 Hz. A interpolação dos *kernels* ao longo da frequência (Figura 39B) indica que a banda 4–10 Hz empregada nas medições de $\delta v/v$ é mais sensível ao intervalo de 7 a 12 m de profundidade.

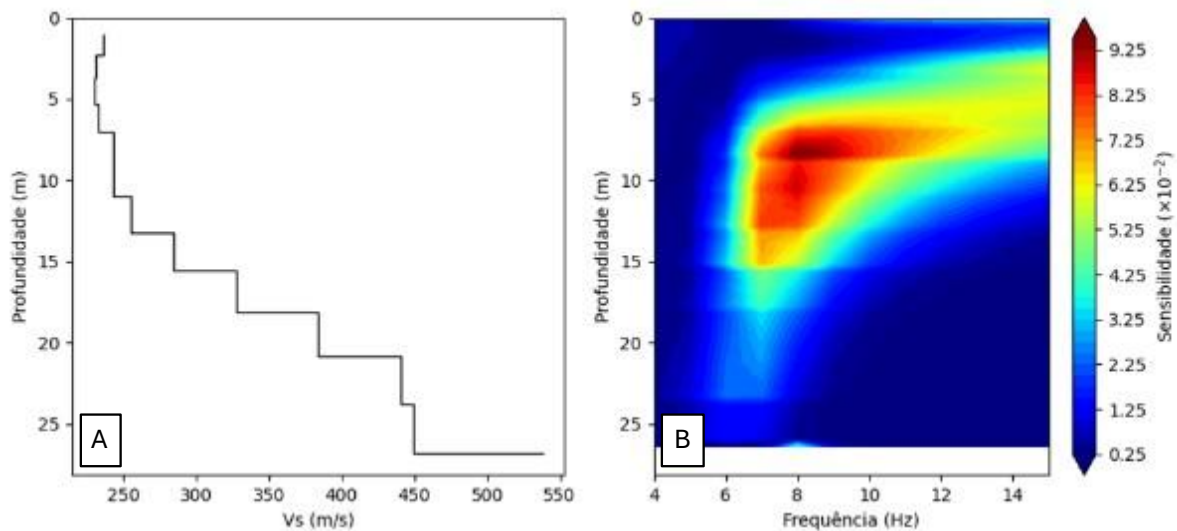


Figura 39. Análise de sensibilidade a partir de modelo vertical de velocidade da área (A) e *kernels* de sensibilidade em função da profundidade (B).

5.2.2. Estudo de Caso 2

A Figura 40 reúne as séries de $\delta v/v$ para todos os pares de componentes da estação ATM1, organizadas pela componente em comum, com o desvio-padrão indicado pela faixa sombreada. A Figura 40D apresenta os níveis de precipitação (barras azuis), a média suavizada de $\delta v/v$ por mediana móvel (linha preta), as leituras das nove campanhas trimestrais de nível piezométrico (pontos verdes), a tendência média do nível piezométrico (linha verde), o período de enchimento do reservatório (linha rosa tracejada) e os instantes de quedas detectados por CPA (linhas vermelhas), com os intervalos que englobam as quedas detectadas rotulados sequencialmente e realçados como faixas sombreadas. A série média exhibe amplitudes típicas entre $-0,25\%$ e $0,35\%$ e

um viés sazonal notável de diminuição da velocidade entre dezembro e abril e recuperação entre abril e dezembro.

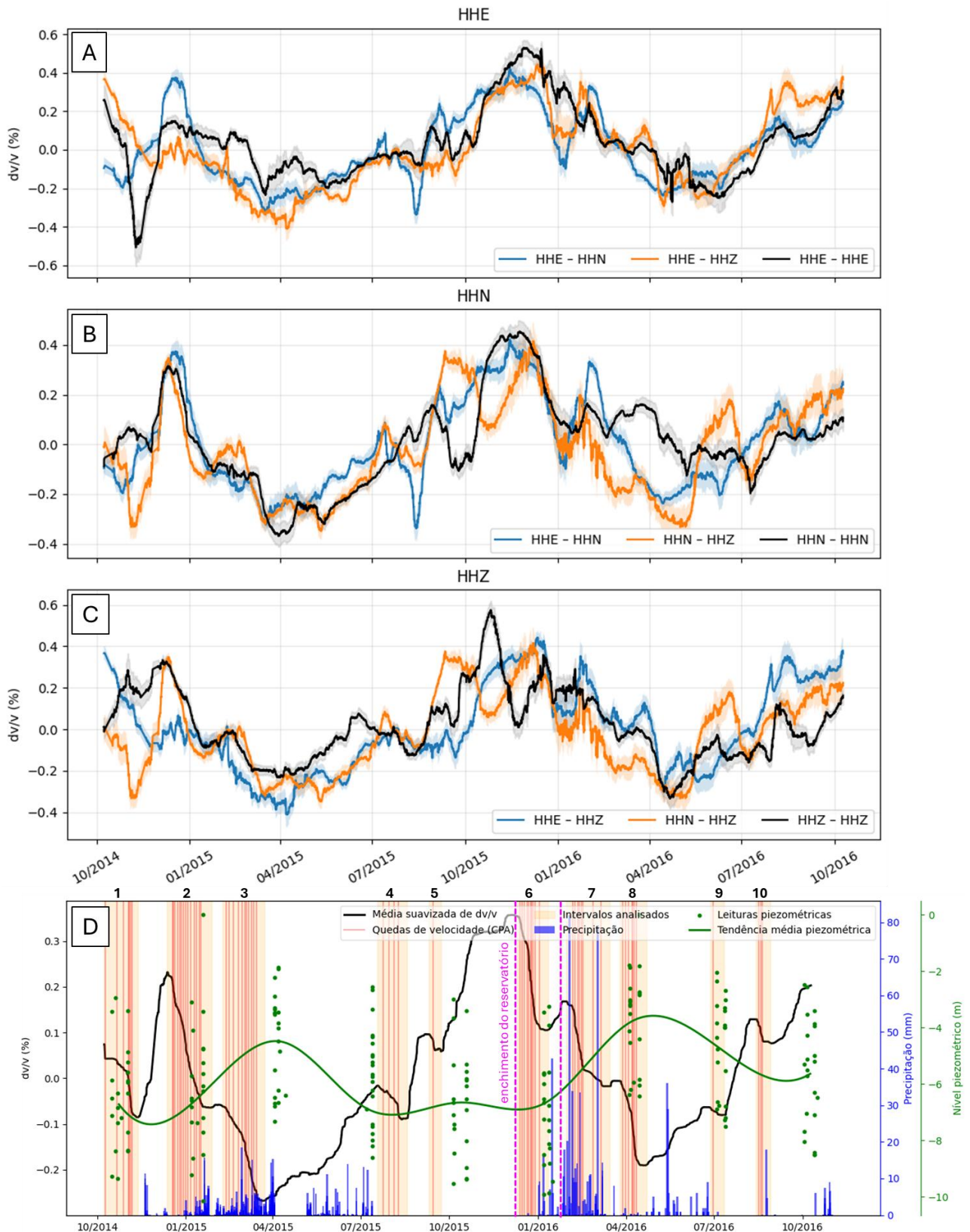


Figura 40. Variação da velocidade sísmica. Séries temporais para o componente comum HHE (A), HHN (B) e HHZ (C). Integração da série de $\delta v/v$ média com dados pluviométricos e piezométricos, e interpretação de intervalos de atenção a partir da detecção de quedas de velocidade por CPA.

A [Figura 41](#) apresenta, por intervalo, a relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) e as métricas pluviométricas. Observa-se correlação positiva fraca com o pico diário de precipitação ($r = 0,31$) e moderada com a precipitação acumulada ($r = 0,51$). A [Figura 42](#) mostra correlação positiva moderada entre as quedas de $\delta v/v$ e o aumento do nível piezométrico (diferença pico a pico) nos intervalos analisados ($r = 0,629$).

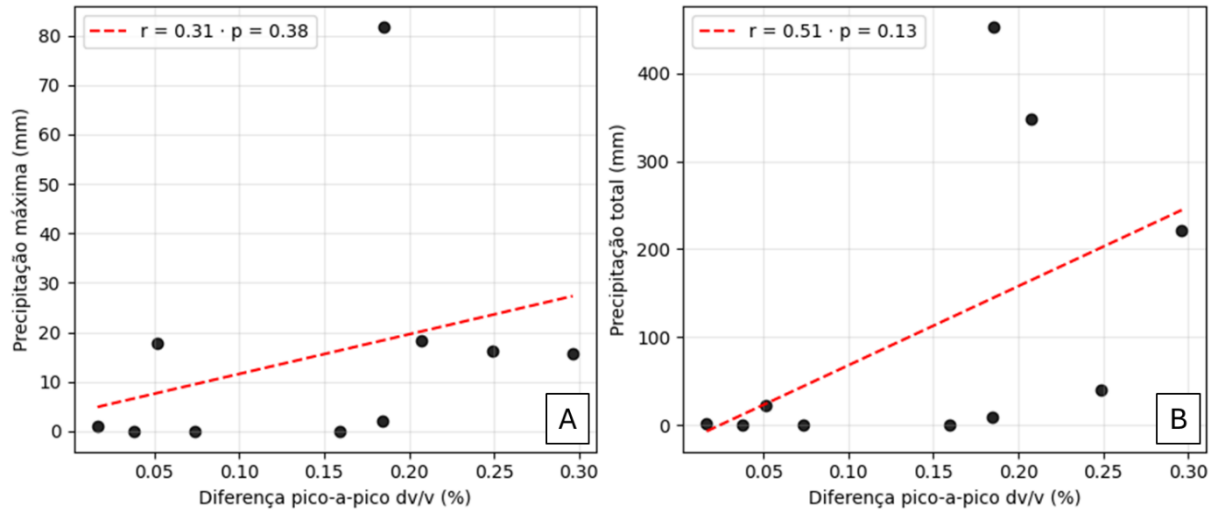


Figura 41. Relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) com a precipitação máxima (A) e precipitação total (B) por intervalo.

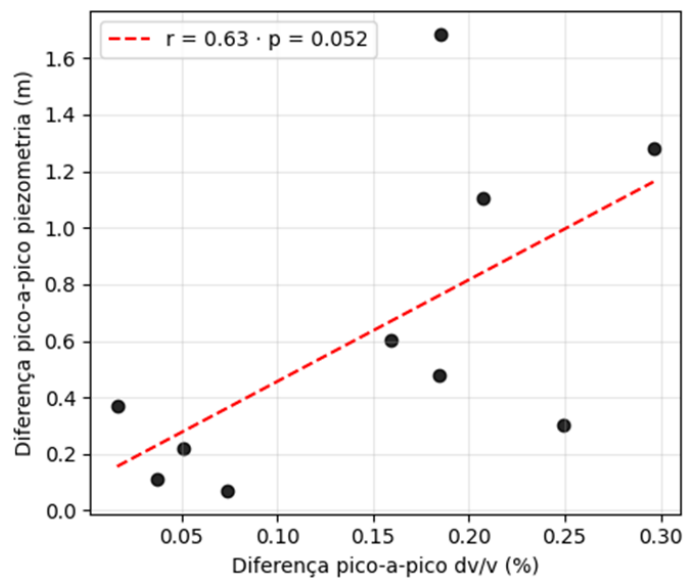


Figura 42. Relação entre as quedas de $\delta v/v$ (diferença pico a pico) com nível piezométrico (diferença pico a pico) por intervalo.

Na ausência de um modelo de estrutura de velocidade local, aproximações por comprimento de onda podem ser utilizadas para estimar a janela de sensibilidade das variações de $\delta v/v$ (e.g., [Mainsant et al., 2012](#)). Considerando ~ 1050 m/s a 2 Hz e ~ 250 m/s a 10 Hz (contexto geológico típico de solos densos com aumento gradual da velocidade com a profundidade com transição para rocha), a banda 2–10 Hz amostra, com aproximação $z \approx \lambda/4$, aproximadamente o intervalo de 6 a 131 m de profundidade.

5.2.3. Discussão

Analisar a série de $\delta v/v$ média em ambos os casos em estudo é uma aproximação razoável para uma avaliação generalizada. Essa abordagem pode compensar variações causadas pela mudança de localização ou orientação das fontes de ruído, uma vez que é uma forma de média azimutal ([Olivier et al., 2019](#)).

Durante o período de observação de 50 dias no primeiro estudo de caso, a área da encosta monitorada permaneceu estável. Assim, os esforços foram direcionados à análise das relações observáveis entre as perturbações da velocidade sísmica ao longo do tempo e os níveis de precipitação, uma vez que as condições de saturação em resposta a chuvas em tais regiões são um fator determinante na fluidificação do solo e desencadeamento de eventos de deslizamento ([Andrus & Stokoe, 2000](#); [Mainsant et al., 2012](#); [Le Breton et al., 2021](#); [Dias et al., 2021](#)).

As magnitudes das perturbações de $\delta v/v$ observadas na [Figura 36](#) (primeiro caso; $-0,3\%$ a $0,3\%$) e [Figura 40](#) (segundo caso; $0,25\%$ a $0,35\%$), assim como em outros estudos em escala local (e.g., [Planès et al., 2016](#); [Voisin et al., 2016](#); [Olivier et al., 2017](#); [Planès et al., 2017](#); [Voisin et al., 2017](#); [Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021](#)), são maiores do que as amplitudes usualmente relatadas em monitoramentos sazonais de abrangência regional, provavelmente devido à banda de frequências mais elevada adotada. [Le Breton et al. \(2021\)](#) apontam, em revisão, que diferenças nas magnitudes de $\delta v/v$ decorrem das faixas de frequência e das profundidades de investigação consideradas. Destacam ainda que: a) variações de $\delta v/v$ tendem a ser mais expressivas com distâncias interestações mais curtas; b) devido à filtragem em frequências mais altas, amplitudes de $\delta v/v$ em monitoramentos rasos costumam exceder as de contextos profundos; e c) as velocidades sísmicas nos primeiros metros de solo podem variar rapidamente ao longo do dia. Em conjunto, essas observações indicam que o monitoramento próximo à superfície —

geralmente com estações próximas e análise de frequências mais altas — é mais sensível a variações rápidas do que abordagens voltadas a materiais mais profundos.

Na [Figura 38](#) foram utilizados os resultados obtidos por autocorrelação em cada receptor do primeiro caso, que assume que a mudança de velocidade associada a uma estação é uma aproximação razoável de $\delta v/v$ naquele ponto. Para um par de estações, os *kernels* de sensibilidade das mudanças de velocidade sísmica apresentam picos acentuados nas proximidades dos receptores ([Obermann et al., 2013b](#)). Espacialmente, as mudanças de velocidade parecem responder majoritariamente a mecanismos que afetam a encosta de forma relativamente homogênea e isotrópica, sem anomalias locais expressivas. Ainda segundo premissas das funções de sensibilidade, os resultados obtidos pela análise cruzada entre componentes de estação única no segundo caso são espacialmente mais significativos na posição da própria estação. As séries de $\delta v/v$ mostram amplitudes, tendências e estabilidade (desvio padrão) similares entre as obtidas por autocorrelação e correlação cruzada entre componentes, sugerindo que os efeitos que afetam o sistema hidromecânico (*e.g.*, infiltração, fissuras etc.) na área se manifestam de forma também isotrópica (*i.e.*, sem dependências de direção evidente).

Na [Figura 39](#), comparando as *kernels* de sensibilidade com a profundidade, o intervalo de maior sensibilidade (7 a 12 m) corresponde à porção rasa de baixa velocidade interpretada como solo, mais suscetível a efeitos de pressão hidrostática quando comparada a formações mais profundas ([Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021](#)). No segundo caso, o intervalo de maior sensibilidade (6 a 131 m) — estimado por transformação baseada em comprimento de onda — corresponde provavelmente a um perfil desde a porção superficial de solo até intermédios do material rochoso. Esse domínio cobre a zona potencial do sistema hidromecânico que governa as variações de velocidade, como a infiltração de água da chuva, nível de água subterrânea e o aumento do nível piezométrico, que é propagado ao longo do perfil de solo devido a difusão hidráulica do meio.

As mudanças de velocidade derivadas do campo de ondas coda são principalmente sensíveis a variações na velocidade da onda S (*e.g.*, [Grêt et al., 2006a](#); [Snieder, 2006](#); [Oullet et al., 2022](#)). Em meios granulares saturados, o aumento da pressão dos poros reduz a tensão efetiva e o módulo de cisalhamento, levando a uma diminuição em V_s ([Snieder & van den Beukel, 2004](#)), tornando as medições de $\delta v/v$ particularmente sensíveis a processos hidromecânicos próximos à superfície. Nos intervalos analisados na [Figura 36G](#)

e [Figura 40D](#), há uma relação aparente entre as quedas de velocidade e as métricas pluviométricas e piezométricas.

A partir da análise de correlação envolvendo as quedas de velocidade nos intervalos analisados, em ambos os casos, a consistência da precipitação — ainda que em intensidades menores —, quando resulta em volumes acumulados elevados, parece ser um gatilho mais provável para quedas de velocidade do que picos isolados. Chuvas intensas e curtas tendem a exceder a capacidade de infiltração do solo, favorecendo escoamento superficial e produzindo menor recarga efetiva em profundidade. Já chuvas mais constantes, abaixo ou próximas da capacidade de infiltração, favorecem a percolação difusa ao longo do perfil não saturado e o aumento da carga hidráulica em camadas rasas e intermediárias. A pressão piezométrica é uma medida direta desta carga e equivalem a variações de pressão de poros na região amostrada por esses instrumentos, que aumenta em função da recarga proveniente de chuvas. Enquanto a precipitação é um contribuinte externo sujeito a não linearidades hidrológicas (*e.g.*, infiltração-excedente, escoamento superficial, armazenamento antecedente), o nível piezométrico, por outro lado, integra no tempo e no espaço a fração da precipitação que efetivamente alcança e pressuriza a zona saturada, incorporando a memória hídrica do sistema (*i.e.*, umidade antecedente), o que justifica, no segundo caso, a melhor correspondência da métrica piezométrica com as quedas de velocidade em comparação com as derivadas diretamente de pluviometria.

A série média de $\delta v/v$ entre outubro de 2014 e outubro de 2016 no segundo estudo de caso abrange parte das fases de pré-enchimento e enchimento do reservatório de Belo Monte e exibe uma tendência sazonal coerente com o regime hidrológico regional. A fase de enchimento do reservatório de Belo Monte, entre dezembro de 2015 e fevereiro de 2016, coincide com uma forte diminuição de $\delta v/v$ — sem indicadores de precipitação entre dezembro e o início de janeiro — provavelmente causada pela infiltração de água devido ao enchimento. Na estação chuvosa, a recarga eleva o nível freático e a pressão de poros nas camadas rasas, explicando as quedas de velocidade entre dezembro e abril. No contexto local de aquíferos fissurados, chuvas persistentes e difusas mantêm a frente de umedecimento ativa e favorecem a difusão de pressão em profundidades rasas. As séries piezométricas preservam a assinatura sazonal do Rio Xingu (máximos na cheia, mínimos na estiagem), acompanhando a precipitação antecedente e o gradiente hidráulico, com amplitudes maiores onde a topografia favorece o fluxo subterrâneo e materiais finos intensificam efeitos capilares. A influência operacional dos reservatórios é sobretudo



marginal, mais nítida junto às margens e em terrenos planos, decaindo rapidamente com a distância e a declividade, mas não invertendo o sinal sazonal (Campos *et al.*, 2018). Assim, nas áreas menos suscetíveis ao enchimento — como na estação ATM1 — a dinâmica de $\delta v/v$ permanece dominada pelo ciclo pluvial natural esperado, com queda de velocidade durante a recarga do período úmido e recuperação durante o período seco. No entanto, confirmar se a influência do reservatório é realmente insignificante em toda a bacia do rio Xingu requer estudos adicionais em áreas mais distantes do reservatório, particularmente durante períodos em que o reservatório esteja em plena capacidade.

As principais quedas de $\delta v/v$ em ambos os casos são seguidas por períodos de recuperação gradual da velocidade. Conforme observado por Olivier *et al.* (2017), após a cessação da chuva o solo tende a dessaturar, promovendo a recuperação das velocidades. No entanto, verifica-se que o retorno aos níveis prévios é mais lento do que a queda inicial, sugerindo que o meio responde mais rapidamente ao aumento de saturação do que à sua posterior recuperação para o estado anterior. Enquanto a saturação acumulada eleva rapidamente a carga hidráulica e pressão de poros, a recessão depende da dissipação de pressões e da drenagem controlada pela condutividade e porosidade efetiva, processos intrinsecamente mais lentos. Além disso, alguns intervalos com quedas de velocidade sem registros concomitantes de precipitação são observados em ambos os casos (*e.g.*, intervalo 4 no primeiro; intervalos 1, 4 e 5 no segundo). Tais casos podem refletir infiltração tardia (também discutida por Bièvre *et al.*, 2018) ou eventos de precipitação localizados (microclimas) não captados pela estação pluviométrica utilizada.

Assim, os episódios de diminuição de $\delta v/v$ nos casos analisados estão relacionados principalmente ao aumento de pressão de poros, conforme também discutido em demais estudos de monitoramento em cenários hidrológicamente ativos (*e.g.*, Mainsant *et al.*, 2012; Olivier *et al.*, 2017; Lecocq *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2017; Clements & Denolle, 2018; Andajani *et al.*, 2020; Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021; Almagro Vidal *et al.*, 2021). À medida que a água infiltra e a saturação aumenta, a carga imediata eleva a pressão de poros, favorecendo dilatação do espaço poroso, redução de contatos grão-a-grão e abertura de microfissuras, o que diminui V_s (Grêt *et al.*, 2006a). Esse efeito poroelástico é mais pronunciado nas camadas rasas e se atenua em profundidade, onde a pressão litostática passa a predominar sobre a hidrostática (Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021). Ambos os estudos de caso convergem para um encadeamento hidromecânico que governa as variações de velocidade: precipitação → infiltração →

recarga hídrica acumulada → aumento da carga hidráulica → aumento da pressão de poros → redução da tensão efetiva → redução do módulo de cisalhamento → diminuição de V_s e queda de $\delta v/v$. A dinâmica de difusão hidrológica proposta é ilustrada na [Figura 43](#).

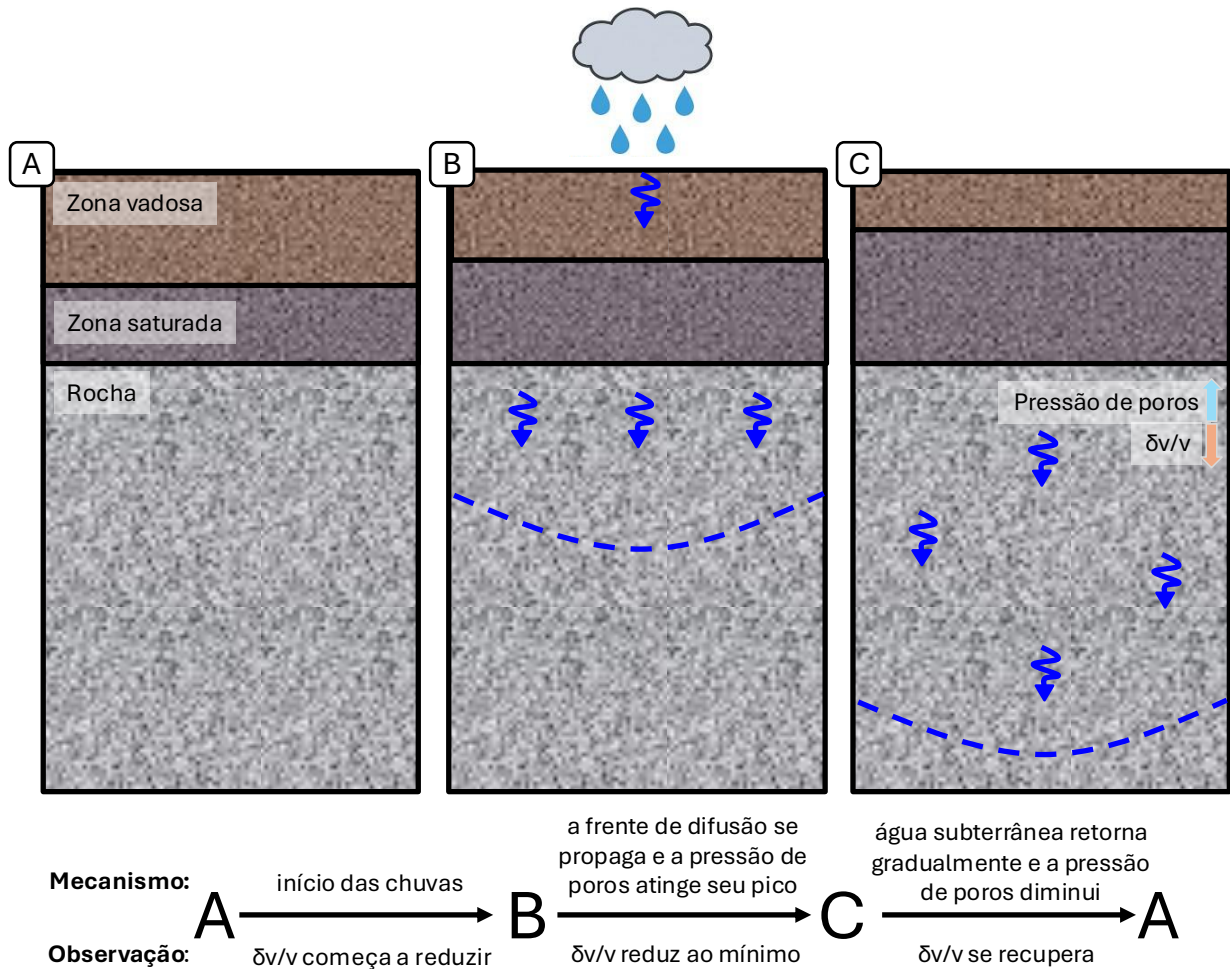


Figura 43. Dinâmica da difusão hidrológica e variação da velocidade sísmica. As setas azuis indicam a infiltração da água da chuva. A linha tracejada azul representa a frente de difusão da pressão de poros impulsionada pela elevação do nível da água subterrânea. A) Período sem chuva; B) Período em que a chuva começa e a água infiltra através da camada superficial fraturada; e C) Período em que a água subterrânea sobe, a frente de difusão se propaga para baixo e a pressão de poros atinge seu pico.

Diversos trabalhos reforçam o papel dominante da pressão de poros e da difusão poroelástica na modulação de $\delta v/v$, especialmente em contextos hidrológicos (e.g., [Voisin et al., 2016](#); [Clements & Denolle, 2018](#); [Fokker et al., 2021](#); [Andajani et al., 2020](#); [Rodríguez Tribaldos & Ajo-Franklin, 2021](#)). Entretanto, a literatura demonstra que esse não é o único mecanismo capaz de influenciar a variação da velocidade sísmica em contextos de monitoramento. Processos termoelásticos associados a mudanças de temperatura podem



induzir ciclos reversíveis de abertura e fechamento de fraturas, impactando diretamente a rigidez do meio (Bièvre *et al.*, 2018; Colombero *et al.*, 2018). A geração e evolução de microfraturas sob carregamento mecânico ou danos cossísmicos também podem produzir reduções de velocidade independentes de processos hidrológicos (Hussain *et al.*, 2019; Marc *et al.*, 2021; Illien *et al.*, 2022). Nesse sentido, embora a pressão de poros represente um mecanismo fisicamente consistente e amplamente suportado para explicar os resultados obtidos, a ausência de bases de dados complementares independentes (*e.g.*, temperatura, deformação ou parâmetros geotécnicos) limita a capacidade de avaliar de forma clara a contribuição relativa de mecanismos adicionais na resposta sísmica medida, que pode refletir a superposição de múltiplos processos físicos atuando simultaneamente.



CAPÍTULO 6

6. CONCLUSÕES

A presente pesquisa demonstrou os métodos de Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente e Interferometria de Onda *Coda* como eficientes ferramentas geofísicas de monitoramento para a quantificação de mudanças de velocidade sísmica no meio. De modo geral, as principais conclusões podem ser sintetizadas nos seguintes pontos:

- a) Os resultados mostraram direta sensibilidade a propriedades das rochas sob perturbação de saturação de fluídos e aplicabilidade prática para monitoramentos de curta e longa duração e em diferentes escalas espaciais, posicionando a combinação entre a Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente e Interferometria de Onda *Coda* como tecnologia geofísica eficaz para monitorar processos hidrogeológicos;
- b) A pressão de poros foi interpretada como o mecanismo físico que governa as variações de velocidade, sendo as quedas de velocidade uma resposta a redução da tensão efetiva causada pelo avanço da frente de difusão da poroelasticidade impulsionada pela recarga efetiva. Entretanto, reconhece-se que a resposta sísmica pode refletir a superposição de processos físicos adicionais atuando simultaneamente. Investigações futuras podem ser orientadas à integração de bases de dados complementares para expandir a capacidade de avaliar a contribuição de outros mecanismos;
- c) Os resultados obtidos alinham-se a resultados publicados em trabalhos similares e avançam o estado da arte ao apresentar respostas em novas áreas e novas conjunturas de instrumentos e análise de dados;
- d) O tempo de empilhamento é um compromisso entre robustez do sinal e a resolução temporal necessária para o monitoramento em estudo. Para definir mais objetivamente o tempo de empilhamento que eleve a razão sinal-ruído sem suprimir variações relevantes e sem sacrificar a resolução temporal



demasiadamente, recomenda-se uma seleção guiada pela avaliação da similaridade entre as correlações empilhadas móveis e a correlação de referência;

- e) Para definir mais objetivamente a banda de frequência no processamento com os métodos, recomenda-se, em complemento à avaliação da similaridade entre as correlações empilhadas móveis e a correlação de referência, uma seleção guiada também pela avaliação da PSD dos dados e da precisão do ajuste das regressões lineares no MWCS. A partir da análise comparativa realizada, foi constatado, para ambos os casos estudados, que as bandas de frequência mais largas apresentarem melhor convergência de forma de onda (similaridade) entre correlações empilhadas móveis e a correlação de referência, bem como se associam a melhor precisão das previsões de $\delta v/v$ através das regressões lineares;
- f) Para reduzir a subjetividade na interpretação de variações de velocidade, recomenda-se o uso de critérios estatísticos (como a técnica CPA) para destacar mudanças de $\delta v/v$ e orientar a identificação de intervalos/eventos para análise;
- g) Isolar o mecanismo físico que causa as variações de velocidade depende fortemente de conhecimento sobre a área e da integração com base de dados adicionais;
- h) Indicar espacialmente onde a mudança de velocidade ocorre ainda se fundamenta em simplificações do problema físico, como adotar transformações baseadas no comprimento de onda e análises de *kernels* de sensibilidade a partir da suposição de que ondas de superfície dominam o campo de ondas *coda* analisado. Assim, recomenda-se orientar a análise ao padrão de perturbação do meio;
- i) Recomenda-se que as limitações não sejam interpretadas como impedimento operacional, mas como parte intrínseca da utilização consciente e tecnicamente correta das metodologias;
- j) O registo de sinais de ruído sísmico por instrumentos de curto período e de mais baixo custo — como os modelos RS1D utilizados no primeiro estudo — podem ser empregados satisfatoriamente para derivar séries interpretáveis de $\delta v/v$;
- k) Tanto redes baseadas em um arranjo de estações quanto de estação única podem ser eficazes com os métodos. A correlação entre componentes de estação única e as autocorrelações também mostraram ser uma boa abordagem para inferir



mudanças temporais, indicando que séries estáveis e fisicamente interpretáveis também podem ser obtidas com instrumentação mínima, possibilitando o monitoramento também em locais remotos equipados com um ou poucos instrumentos, ou áreas que exigem níveis mínimos de invasividade instrumental.

- l) O *software* SANBA teve a consistência dos resultados validada e consolidada em um ambiente único todo o ciclo de processamento para transformar dados brutos de ruído ambiente em séries de variação de velocidade sísmica. Ao permitir que todas as etapas de processamento sejam executadas de forma automatizada, controlável e simplificada, a ferramenta representa um avanço na reprodutibilidade e eficiência do processamento com os métodos. O *software* contribui como uma alternativa gratuita, aberta e de uso facilitado com as atividades de pesquisadores, profissionais e estudantes que pretendam conduzir projetos de monitoramento com os métodos em diferentes contextos de aplicação. Esforços futuros podem ser direcionados à implementação de mais recursos e técnicas de análises de sinais e processamento. O projeto está atualmente disponibilizado em plataforma online de hospedagem de código-fonte e desenvolvimento colaborativo em repositório dedicado, acessível através do endereço <https://github.com/victorjsguedes/SANBA>.

Por fim, constata-se que a Interferometria Sísmica de Ruído Ambiente e Interferometria de Onda *Coda* são campos de estudo ativo e com alto potencial de aplicabilidade no Brasil, se destacando por serem metodologias de baixo custo, não-invasivas e possibilitarem monitoramento contínuo com alta resolução temporal e sensibilidade a pequenas variações não atingíveis com métodos sísmicos tradicionais. Com a elucidação teórica, validação em contextos reais brasileiros e implementação do fluxo de processamento em *software* acessível, esta tese reduz barreiras técnicas, amplia o acesso da comunidade às metodologias e as posiciona como solução operacional para programas de monitoramento no país, contribuindo com estratégias de gestão de riscos e gerenciamento de recursos naturais e apoiando tomada de decisões mais informadas para a sociedade.



REFERÊNCIAS

- Aguiar, G. Z. de, & Maciel, S. T. R. (2022). Earthen dam monitoring using passive seismic: a forward modeling study. *Brazilian Journal of Geophysics*, 40(2). <https://doi.org/10.22564/brjg.v40i2.2152>
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415–457.
- Aki, K. (1969). Analysis of seismic coda of local earthquake as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74(2):615–631.
- Aki, K., & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3322–3342.
- Aki, K., & Richards, P. G. (2002). *Quantitative Seismology*. 2nd Edition. University Science Books.
- Almagro Vidal, C., Zaccarelli, L., Pintori, F., Bragato, P. L., & Serpelloni, E. (2021). Hydrological Effects on Seismic-Noise Monitoring in Karstic Media. *Geophysical Research Letters*, 48(15). <https://doi.org/10.1029/2021GL093191>
- Andajani, R. D., Tsuji, T., Snieder, R., & Ikeda, T. (2020). Spatial and temporal influence of rainfall on crustal pore pressure based on seismic velocity monitoring. *Earth, Planets and Space*, 72(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01311-1>
- Andrus, R.D., Stokoe, K.H., 2000. Liquefaction resistance of soils from shear-wave velocity. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 126, 1015–1023.
- Asten, M.W. 1978. Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(6):1623–1636. ISSN 1943-3573.



- Asten, M.W.; Henstridge, J.D. 1984. Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49(11):1828-1837, ISSN 0016-8033.
- Barajas, A., Margerin, L., & Campillo, M. (2022). Coupled body and surface wave sensitivity kernels for coda-wave interferometry in a three-dimensional scalar scattering medium. 2022(2), 1013–1029. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac091i>
- Barella, C. F., Sobreira, F. G., & Zêzere, J. L. (2019). A comparative analysis of statistical landslide susceptibility mapping in the southeast region of Minas Gerais state, Brazil. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78(5), 3205–3221. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-1341-3>
- Bellanova, J., Calamita, G., Giocoli, A., Luongo, R., Macchiato, M., Perrone, A., Uhlemann, S., & Piscitelli, S. (2018). Electrical resistivity imaging for the characterization of the Montaguto landslide (southern Italy). *Engineering Geology*, 243, 272–281. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.07.014>
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
- Bertelli, T. (1872). Osservazioni sui piccoli movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologiche, *Bullettino Meteorologico dell'Osservatorio del Collegio Romano*, XI, 11
- Bertello, L., Berti, M., Castellaro, S., & Squarzoni, G. (2018). Dynamics of an Active Earthflow Inferred From Surface Wave Monitoring. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(8), 1811–1834. <https://doi.org/10.1029/2017JF004233>
- Bièvre, G., Franz, M., Larose, E., Carrière, S., Jongmans, D., & Jaboyedoff, M. (2018). Influence of environmental parameters on the seismic velocity changes in a clayey mudflow (Pont-Bourquin Landslide, Switzerland). *Engineering Geology*, 245, 248–257. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.08.013>
- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Revil, A., Robinson, D. A., Singha, K., & Slater, L. D. (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of



subsurface processes over multiple scales. In *Water Resources Research* (Vol. 51, Issue 6, pp. 3837–3866). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/2015WR017016>

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., and Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: a literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3):205–227.

Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., & Nercessian, A. (2008). Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, 1(2), 126–130. <https://doi.org/10.1038/ngeo104>

Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606), 547–549.

Campos, J.E.G.; Fiori, J.P.O.; Santos, L.M.; Kuller, M.L.; Aguiar, F.F. 2018. Estudo de potenciometria para a verificação de existência de aquífero suspenso: caso do bairro Jardim Independente I (Altamira, PA). In: XX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Campinas, São Paulo.

Chambers, J.E., Wilkinson, P.B., Kuras, O., Ford, J.R., Gunn, D.A., Meldrum, P.I., Pennington, C.V.L., Weller, A.L., Hobbs, P.R.N., Ogilvy, R.D., 2011. Threedimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK. *Geomorphology* 125 (4), 472–484. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.017>.

Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33(2), 264–269.

Clements, T., & Denolle, M. A. (2018). Tracking Groundwater Levels Using the Ambient Seismic Field. *Geophysical Research Letters*, 45(13), 6459–6465. <https://doi.org/10.1029/2018GL077706>

Colombero, C., Baillet, L., Comina, C., Jongmans, D., Larose, E., Valentin, J., & Vinciguerra, S. (2018). Integration of ambient seismic noise monitoring, displacement and meteorological measurements to infer the temperature-controlled long-term evolution of a complex prone-to-fall cliff. *Geophysical Journal International*, 213(3), 1876–1897. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy090>

D’Hour, V., Schimmel, M., do Nascimento, A. F., Ferreira, J. M., & Lima Neto, H. C. (2016). Detection of Subtle Hydromechanical Medium Changes Caused By a Small-



- Magnitude Earthquake Swarm in NE Brazil. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1097–1113. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1156-0>
- de Oliveira, G., Chen, J. M., Mataveli, G. A. V., Chaves, M. E. D., Rao, J., Sternberg, M., dos Santos, T. v., & dos Santos, C. A. C. (2020). Evapotranspiration and precipitation over pasture and soybean areas in the xingu river basin, an expanding amazonian agricultural frontier. *Agronomy*, 10(8). <https://doi.org/10.3390/agronomy10081112>
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., & Fink, M. (2003). Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 113(6), 2973–2976.
- Dias, H. C., Hölbling, D., & Grohmann, C. H. (2021). Landslide susceptibility mapping in Brazil: A review. In *Geosciences (Switzerland)* (Vol. 11, Issue 10). MDPI. <https://doi.org/10.3390/geosciences11100425>
- Dias, L.S.O. 2022. Monitoramento Microssísmico de uma Cava e Barragem de Rejeitos em Mineração - Estudo de Caso de Cajati/SP. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 173 pp.
- Duvall, T. L., Jefferies, S. M., Harvey, J. W., & Pomerantz, M. A. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 362, 430–432.
- Ekström, G. 2001. Time domain analysis of earth's long-period background seismic radiation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 106(B11):26483–26493.
- Famiglietti, J. S. 2014. The global groundwater crisis, *Nat. Clim. Change*, 4, 945–948.
- Feng, Y., Lu, D., Moran, E. F., Dutra, L. V., Calvi, M. F., & de Oliveira, M. A. F. (2017). Examining Spatial Distribution and Dynamic Change of Urban Land Covers in the Brazilian Amazon Using Multitemporal Multisensor High Spatial Resolution Satellite Imagery. *Remote Sensing*, 9(4). <https://doi.org/10.3390/rs9040381>
- Ferreira, B.N. 2018. O uso de ondas de superfície do ruído sísmico cultural e ambiental para a detecção de alvos rasos. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 127 pp.



- Fiolleau, S., Uhlemann, S., Wielandt, S., & Dafflon, B. (2023). Understanding slow-moving landslide triggering processes using low-cost passive seismic and inclinometer monitoring. *Journal of Applied Geophysics*, 215. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2023.105090>
- Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Bard, P. Y., Comina, C., Cornou, C., Cox, B., Di Giulio, G., Forbriger, T., Hayashi, K., Lunedei, E., Martin, A., Mercerat, D., Ohrnberger, M., Poggi, V., Renalier, F., Sicilia, D., Socco, V., 2018. Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6): 2367-2420. DOI: 10.1007/s10518-017-0206-7
- Gabet, E. J. (2007). A theoretical model coupling chemical weathering and physical erosion in landslide-dominated landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 264, p. 259–26
- Gauthier, C., Lin, Z., Peter, B. G., & Moran, E. F. (2019). Hydroelectric Infrastructure and Potential Groundwater Contamination in the Brazilian Amazon: Altamira and the Belo Monte Dam. *Professional Geographer*, 71(2), 292–300. <https://doi.org/10.1080/00330124.2018.1518721>
- Gomes, J. R. A., & do Nascimento, A. F. (2021). Monitoring seismic velocity changes in the Saint Peter and Saint Paul Archipelago-Equatorial Atlantic using ambient noise interferometry. *Journal of South American Earth Sciences*, 109. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103251>
- Goutorbe, B., de Oliveira Coelho, D. L., & Drouet, S. (2015). Rayleigh wave group velocities at periods of 6-23 s across Brazil from ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 203(2), 869–882. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv343>
- Grêt, A., Snieder, R., & Scales, J. (2006a). Time-lapse monitoring of rock properties with coda wave interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(3). <https://doi.org/10.1029/2004JB003354>
- Grêt, A., Snieder, R., & Özbay, U. (2006b). Monitoring in situ stress changes in a mining environment with coda wave interferometry. *Geophysical Journal International*, 167(2), 504–508. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03097.x>
- Guedes, V. J. C. B., Prosdocimi, G. A. S., Miranda, F. J., Maciel, S. T. R., & Rocha, M. P. (2023). Influence of rainfall in a short-term seismic velocity monitoring at an urban



- landslide site in Minas Gerais, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 214. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2023.105071>
- Gutenberg, B. (1951). *Observations and Theory of Microseisms*. American Meteorological Society, Boston, MA, pages 1303{1304.
- Gutenberg, B. (1958). *Microseisms*. *Advances in Geophysics*, 5:53{92.
- Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., & Campillo, M. (2009). Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6), 3688–3695.
- Harba, P., & Pilecki, Z. (2017). Assessment of time–spatial changes of shear wave velocities of flysch formation prone to mass movements by seismic interferometry with the use of ambient noise. *Landslides*, 14(3), 1225–1233. <https://doi.org/10.1007/s10346-016-0779-2>
- Hasselmann, K. (1963), A statistical analysis of the generation of microseisms, *Reviews of Geophysics*, 1, 177209.
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1081–1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>
- Hickey, C. J., Römkens, M. J. M., Wells, R. R., & Wodajo, L. (2015). *Advances in Water Resources Engineering*. In *Advances in Water Resources Engineering (Vol. 14)*. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-11023-3>
- Himi, M., Anton, M., Sendros, ´ A., Abanco, ´ C., Ercoli, M., Lovera, R., Deidda, G.P., Urruela, A., Rivero, L., Casas, A., 2022. Application of Resistivity and Seismic Refraction Tomography for Landslide Stability Assessment in Vallcebre, Spanish Pyrenees. *Remote Sens.* 14 (24) <https://doi.org/10.3390/rs14246333>.
- Hunter, J.D., 2007. Matplotlib: a 2D graphics environment. *Comput. Sci. Eng.*, 9, 99–104. <https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.55>
- Hussain, Y., Cardenas-Soto, M., Uagoda, R., Martino, S., Rodriguez-Rebolledo, J., Hamza, O., & Martinez-Carvajal, H. (2019). Monitoring of Sobradinho landslide (Brasília, Brazil) and a prototype vertical slope by time-lapse interferometry. *Brazilian Journal of Geology*, 49(2). <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920180085>



- Jiang, C., & Denolle, M. A. (2020). Noisepy: A new high-performance python tool for ambient-noise seismology. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1853–1866. <https://doi.org/10.1785/0220190364>
- Jones, E., Oliphant, T., Peterson, P., *et al.*, 2001. SciPy: Open-Source Scientific Tools for Python. <http://www.scipy.org/>
- Joubert, A., Feuvre, M. le, & Côte, P. (2018). Passive monitoring of a sea dike during a tidal cycle using sea waves as a seismic noise source. *Geophysical Journal International*, 214(2), 1364–1378. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy180>
- Kalacska, M., Lucanus, O., Sousa, L., & Arroyo-Mora, J. P. (n.d.). High-Resolution Surface Water Classifications of the Xingu River, Brazil, Pre and Post Operationalization of the Belo Monte Hydropower Complex. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.12521900.v1>
- Kang, K. H., Chao, W. A., Yang, C. M., Chung, M. C., Kuo, Y. T., Yeh, C. H., Liu, H. C., Lin, C. H., Lin, C. P., Liao, J. J., Chang, J. M., Ngui, Y. J., Chen, C. H., & Tai, T. L. (2021). Strengthening the rigidity of landslide materials measured by seismic interferometry. *Remote Sensing*, 13(14). <https://doi.org/10.3390/rs13142834>
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2009). *Geofísica de exploração*. São Paulo: Oficina de textos, 438 p.
- Keppeler, F. W., Andrade, M. C., Trindade, P. A. A., Sousa, L. M., Arantes, C. C., Winemiller, K. O., Jensen, O. P., & Giarrizzo, T. (2022). Early impacts of the largest Amazonian hydropower project on fish communities. *Science of the Total Environment*, 838. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155951>
- Keurfon, L. (2021). Disba: Numba-accelerated computation of surface wave dispersion. [10.5281/zenodo.5775195](https://doi.org/10.5281/zenodo.5775195)
- Killick, R., Fearnhead, P., & Eckley, I. A. (2012). Optimal detection of changepoints with a linear computational cost. *Journal of the American Statistical Association*, 107(500), 1590–1598.
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., & Wassermann, J. (2015). ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science and Discovery*, 8(1). <https://doi.org/10.1088/1749-4699/8/1/014003>



- Laudi, L., Agius, M. R., Galea, P., D'Amico, S., & Schimmel, M. (2023). Monitoring of Groundwater in a Limestone Island Aquifer Using Ambient Seismic Noise. *Water (Switzerland)*, 15(14). <https://doi.org/10.3390/w15142523>
- Le Breton, M., Bontemps, N., Guillemot, A., Baillet, L., & Larose, É. (2021). Landslide monitoring using seismic ambient noise correlation: challenges and applications. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 216). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103518>
- Lecocq, T., Caudron, C., & Brenguier, F. (2014). Msnoise, a python package for monitoring seismic velocity changes using ambient seismic noise. *Seismological Research Letters*, 85(3), 715–726. <https://doi.org/10.1785/0220130073>
- Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H. A., Brenguier, F., & Stammer, K. (2017). Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and re-elastic and hydrological modeling. *Scientific Reports*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14468-9>
- Longuet-Higgins, M. S. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 243, 135.
- Lopes, P. F. M., Cousido-Rocha, M., Silva, M. R. O., Carneiro, C. C., Pezzuti, J. C. B., Martins, E. G., de Paula, E. M. S., & Pennino, M. G. (2024). Droughts and controlled rivers: How Belo Monte Dam has affected the food security of Amazonian riverine communities. *Environmental Conservation*, 51(1), 27–35. <https://doi.org/10.1017/S0376892923000358>
- Mainsant, G., Larose, E., Brnnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., & Jaboyedoff, M. (2012). Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(1). <https://doi.org/10.1029/2011JF002159>
- Makus, P., & Sens-Schönfelder, C. (2024). SeisMIC - an Open Source Python Toolset to Compute Velocity Changes from Ambient Seismic Noise. *Seismica*, 3(1). <https://doi.org/10.26443/seismica.v3i1.1099>
- Marc, O., Sens-Schönfelder, C., Illien, L., Meunier, P., Hobiger, M., Sawazaki, K., Rault, C., & Hovius, N. (2021). Toward using seismic interferometry to quantify landscape mechanical variations after earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111(3), 1631–1649. <https://doi.org/10.1785/0120200264>



- Medeiros, W. E., Schimmel, M., & do Nascimento, A. F. (2015). How much averaging is necessary to cancel out cross-terms in noise correlation studies? *Geophysical Journal International*, 203(2), 1096–1100. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv336>
- Milne, J. 1886. *Earthquakes and other earth movements*, volume 56. D. Appleton,
- Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Sens-Schönfelder, C., & Campillo, M. (2013a). Depth sensitivity of seismic coda waves to velocity perturbations in an elastic heterogeneous medium. *Geophysical Journal International*, 194(1), 372–382. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt043>
- Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Campillo, M., (2013b). Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118 (12), 6285–6294. <https://doi.org/10.1002/2013JB010399>
- Oliva, P., Viers, J., Dupre, B. (2003). Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology*, vol. 202, p. 225–256
- Olivier, G., Brenguier, F., Carey, R., Okubo, P., & Donaldson, C. (2019). Decrease in Seismic Velocity Observed Prior to the 2018 Eruption of Kīlauea Volcano With Ambient Seismic Noise Interferometry. *Geophysical Research Letters*, 46(7), 3734–3744. <https://doi.org/10.1029/2018GL081609>
- Olivier, G., Brenguier, F., de Wit, T., & Lynch, R. (2017). Monitoring the stability of tailings dam walls with ambient seismic noise. *Leading Edge*, 36(4), 350a1-350a6. <https://doi.org/10.1190/tle36040350a1.1>
- Ouellet, S. M., Dettmer, J., Olivier, G., DeWit, T., & Lato, M. (2022). Advanced monitoring of tailings dam performance using seismic noise and stress models. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 301. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00629-w>
- Pacheco, C., & Snieder, R. (2005). Time-lapse travel time change of multiply scattered acoustic waves. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 118(3), 1300–1310. <https://doi.org/10.1121/1.2000827>
- Paul, A., Campillo, M., Margerin, L., Larose, E., & Derode, A. (2005). Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8).



- Perrone, A., Canora, F., Calamita, G., Bellanova, J., Serlenga, V., Panebianco, S., Tragni, N., Piscitelli, S., Vignola, L., Doglioni, A., Simeone, V., Sdao, F., Lapenna, V., 2021. A multidisciplinary approach for landslide residual risk assessment: the Pomarico landslide (Basilicata Region, Southern Italy) case study. *Landslides* 18 (1), 353–365. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01526-z>.
- Peterson, J. (1993), Observations and modeling of seismic background noise, USGS Open File Report, 93-322, 94 pp.
- Planès, T., Mooney, M. A., Rittgers, J. B. R., Parekh, M. L., Behm, M., & Snieder, R. (2016). Time-lapse monitoring of internal erosion in earthen dams and levees using ambient seismic noise. *Géotechnique*, 66(4), 301–312. doi:10.1680/jgeot.14.p.268
- Planès, T., Rittgers, J. B., Mooney, M. A., Kanning, W., & Draganov, D. (2017). Monitoring the tidal response of a sea levee with ambient seismic noise. *Journal of Applied Geophysics*, 138, 255–263. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.01.025>
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., & Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5719–5731.
- Ratdomopurbo, A., & Poupinet, G. (1995). Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophysical Research Letters*, 22(7).
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, Chichester. 2^a edição, 712 pp.
- Rhie, J. and Romanowicz, B. (2004). Excitation of earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling. *Nature*, 431(7008):552–556.
- Rizzo, R., Garcia, A. S., Vilela, V. M. de F. N., Ballester, M. V. R., Neill, C., Victoria, D. C., da Rocha, H. R., & Coe, M. T. (2020). Land use changes in Southeastern Amazon and trends in rainfall and water yield of the Xingu River during 1976–2015. *Climatic Change*, 162(3), 1419–1436. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02736-z>
- Rodríguez Tribaldos, V., & Ajo-Franklin, J. B. (2021). Aquifer Monitoring Using Ambient Seismic Noise Recorded with Distributed Acoustic Sensing (DAS) Deployed on Dark Fiber. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(4). <https://doi.org/10.1029/2020JB021004>



- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., & Fehler, M. C. (2005). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(3), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2004GL021862>
- Samyn, K., Travelletti, J., Bitri, A., Grandjean, G., Malet, J.P., 2012. Characterization of a landslide geometry using 3D seismic refraction travelttime tomography: the La Valette landslide case history. *J. Appl. Geophys.* 86, 120–132. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.07.014>.
- Sánchez-Pastor, P.S. 2019. Monitoring the subsurface elastic properties using ambient seismic noise: 2011 El Hierro eruption and Reykjanes geothermal reservoir. Tese de doutorado. Department of Earth and Ocean Dynamics. Universitat de Barcelona. 140 pp.
- Schimmel, M., & Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130, 497–505. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x>
- Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Passive image seismometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33(21). <https://doi.org/10.1029/2006GL027797>
- Shapiro, N. M., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7). <https://doi.org/10.1029/2004GL019491>
- Shirzad, T., Assumpcao, M., & Bianchi, M. (2020). Ambient seismic noise tomography in west-central and Southern Brazil, characterizing the crustal structure of the Chaco-Paraná, Pantanal and Paraná basins. *Geophysical Journal International*, 220(3), 2074–2085. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz548>
- Snieder, R. (2006). The theory of coda wave interferometry. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2–3), 455–473. <https://doi.org/10.1007/s00024-005-0026-6>
- Snieder, R., & van den Beukel, A. (2004). The liquefaction cycle and the role of drainage in liquefaction. *Granular Matter*, 6(1), 1–9. <https://doi.org/10.1007/s10035-003-0151-9>
- Snieder, R., Grêt, A., Douma, H. & Scales, J. (2002). Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity, *Science*, 295, 2253–2255



- Su, L. Jun, Xu, X. Qian, Geng, X. Yu, Liang, S. Qing, 2017. An integrated geophysical approach for investigating hydro-geological characteristics of a debris landslide in the Wenchuan earthquake area. *Eng. Geol.* 219, 52–63. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.11.020>.
- Tanimoto, T. and Um, J. (1999). Cause of continuous oscillations of the earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 104(B12):28723–28739.
- Truong, C., Oudre, L., & Vayatis, N. (2020). Selective review of offline change point detection methods. In *Signal Processing (Vol. 167)*. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.sigpro.2019.107299>
- Uhlemann, S., Hagedorn, S., Dashwood, B., Maurer, H., Gunn, D., Dijkstra, T., Chambers, J., 2016. Landslide characterization using P- and S-wave seismic refraction tomography — the importance of elastic moduli. *J. Appl. Geophys.* 134, 64–76. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.08.014>.
- Van Der Walt, S., Colbert, S.C., Varoquaux, G., 2011. The NumPy array: a structure for efficient numerical computation. *Comput. Sci. Eng.*, 13, 22–30. <https://doi.org/10.1109/MCSE.2011.37>
- Ventosa, S., Schimmel, M., Stutzmann, E., & Arduin, F. (2019). Extracting coherent sources from ambient noise data using the f–k and slowness–frequency representations. *Geophysical Journal International*, 218(2), 1383–1398.
- Voisin, C., Garambois, S., Massey, C., & Brossier, R. (2016). Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. *Interpretation*, 4(3), SJ67–SJ76. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0010.1>
- Voisin, C., Guzmán, M. A. R., Réfloch, A., Taruselli, M., & Garambois, S. (2017). Groundwater Monitoring with Passive Seismic Interferometry. *Journal of Water Resource and Protection*, 09(12), 1414–1427. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912091>
- Wang, Q. Y., Brenguier, F., Campillo, M., Lecointre, A., Takeda, T., & Aoki, Y. (2017). Seasonal Crustal Seismic Velocity Changes Throughout Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(10), 7987–8002. <https://doi.org/10.1002/2017JB014307>
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation: *Physical Review Letters*, 93, 254301. [doi:10.1103/PhysRevLett.93.254301](https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.93.254301)



- Weaver, R. L., & Lobkis, O. I. (2001). Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Physical Review Letters*, 87(13), 134301.
- Webb, S. 1998. Broadband seismology and noise under the ocean. *Reviews of Geophysics*, 36:105–142.
- Whiteley, J. S., Chambers, J. E., Uhlemann, S., Boyd, J., Cimpoiasu, M. O., Holmes, J. L., Inauen, C. M., Watlet, A., Hawley-Sibbett, L. R., Sujitapan, C., Swift, R. T., & Kendall, J. M. (2020). Landslide monitoring using seismic refraction tomography – The importance of incorporating topographic variations. *Engineering Geology*, 268. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105525>
- Wiechert, E. (1899). Experimentelle Untersuchungen ber die Geschwindigkeit und die magnetische Ablenkbarkeit der Kathodenstrahlen. *Annalen der Physik*, 305(12), 739-766.
- Wu, R., Cheng, F., Xia, J., Guan, J., Zhao, K., & Zhao, L. (2025). A comprehensive overview of seismic ambient noise method: Maturity or stagnation? In *Journal of Applied Geophysics* (Vol. 239). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2025.105757>
- Xia, J., Miller, R. D., and Park, C. B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: *Geophysics*, Vol. 64 (3), 691–700
- Xie, F., Larose, E., Wang, Q., & Zhang, Y. (2023). In-situ monitoring of rock slope destabilization with ambient seismic noise interferometry in southwest China. *Engineering Geology*, 312. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106922>
- Yalcinkaya, E., Alp, H., Ozel, O., Gorgun, E., Martino, S., Lenti, L., Bourdeau, C., Bigarre, P., Coccia, S., 2016. Near-surface geophysical methods for investigating the Buyukcekmece landslide in Istanbul, Turkey. *J. Appl. Geophys.* 134, 23–35. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.08.012>.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., & Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168(1), 259–274.