



HAL
open science

Surveillance hydrologique par corrélation de bruit sismique aux échelles de la subsurface et du laboratoire

Thomas Gaubert

► **To cite this version:**

Thomas Gaubert. Surveillance hydrologique par corrélation de bruit sismique aux échelles de la subsurface et du laboratoire. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2023. Français. NNT : 2023PAUU3018 . tel-04440603

HAL Id: tel-04440603

<https://theses.hal.science/tel-04440603>

Submitted on 6 Feb 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Ecole Doctorale 211 : Sciences Exactes et leurs Applications

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

L'Université de Pau et des Pays de l'Adour

Spécialité doctorale "Géophysique"

présentée et soutenue publiquement par

Thomas Gaubert-Bastide

le 28 Avril 2023

Surveillance hydrologique par corrélation de bruit sismique aux échelles de la subsurface et du laboratoire

Jury

Mme.	Leparoux Donatienne	Directrice de Recherche	Université Gustave Eiffel	GéoEND	Rapporteuse
M.	Vergne Jérôme	Physicien CNAP	Université de Strasbourg	ITES	Rapporteur
M.	Brito Daniel	Professeur	Université de Pau et des Pays de l'Adour	LFGR	Examinateur
Mme.	Mazzilli Naomi	Maîtresse de Conférences	Université d'Avignon	EMMAH	Examinatrice
Mme.	Bordes Clarisse	Maîtresse de Conférences	Université de Pau et des Pays de l'Adour	LFGR	Co-Directrice
M.	Garambois Stéphane	Professeur	Université Grenoble-Alpes	ISTerre	Co-Directeur
M.	Bodet Ludovic	Maître de Conférences	Sorbonne Université	METIS	Invité
M.	Voisin Christophe	Chargé de Recherche CNRS	Université Grenoble-Alpes	ISTerre	Invité

L'épouvante inspirée par la mort et le temps qui passe amène bien souvent l'humanité à tenter de fuir l'un et l'autre. Nombreux sont alors ceux qui deviennent fugitifs de leur propre existence, cherchant par n'importe quel moyen à s'en évader et en oublient de vivre. S'évader afin d'oublier, ne serait-ce qu'un instant, le tragique destin qui les attend. La mort est certes une promesse, mais elle est aussi un choix, le choix quant à la façon de lui faire face. Cette liberté qui est donnée est un bien terrible fardeau que peu sont en mesure de supporter. Pyro, tu as su supporter ce fardeau. Je te dédie ce manuscrit, Papy, tu m'as enseigné la discipline, le contrôle de soi et le goût du travail. Merci de m'avoir poussé à réfléchir, à me mettre devant des documentaires, les parties de baby-foot, le goût du vin, l'importance de la communication, la magie de la musique, l'importance de la famille. Tu ne lira jamais cette thèse, tu ne m'écouteras jamais présenter mon travail. Pour répondre à ta question, Oui je suis heureux. Merci Pyro. Je t'aime.

Abstract

One of the greatest challenges to hydrogeophysical methods lies in the development of techniques for temporal monitoring of groundwater over time periods and spatial scales appropriate to the problem being studied. This must be considered while keeping a satisfactory resolution with respect to the dynamics of the process to be characterized by avoiding destructive tools and expensive budgets. For 20 years, the use of passive methods that do not require the use of active source, allows to circumvent the problems of logistics and to obtain signals of increasing quality related to the evolution of their processing and interpretation. Among these passive methods, passive seismic interferometry is a seismic imaging and monitoring method based on the convergence of ambient noise cross-correlations to the Green's function, which describes the physical parameters of the medium in which the seismic waves propagate. This convergence, necessary for imaging, is not essential for monitoring approaches.

The work presented in this manuscript focuses on the use of seismic interferometry in the context of characterizing controlled hydrological variations. Indeed, the seismic attributes, and in particular seismic velocities, are sensitive to environmental disturbances, in particular hydrological ones. This work brings together two scales. On the one hand, at the scale of a few hundred meters, a first part will focus on the use of a dense network of seismological sensors installed in order to spatialize dynamically the hydrological variations generated during 20 days by filling/draining cycles of a basin. This basin is located in the Crépieux-Charmy water catchment area in the urban area north-east of Lyon. This work highlights both the sensitivity of seismic velocity variations to the water table fluctuations, but also points out the influence of the unsaturated zone on the seismological measurements. On the other hand, in order to better understand these nonlinear relationships through petrophysical approaches, a controlled laboratory experiment was set up in which filling/emptying cycles of a sand-filled tank were studied. For this purpose, a temporal monitoring was performed using 12 saturation sensors and 2 pressure sensors to quantify hydrological variations, while diffuse seismic noise was generated by a source and recorded with 10 3-component accelerometers. These data were both analyzed with cross-correlation techniques between stations but also with a single station approach. It shows in particular significant variations in velocity that can be explained in part by strong variations in pressure occurring in this confined environment. Whether in the laboratory or in the field, seismic noise analyses show that seismic velocity variations are in phase opposition with water saturation changes. Their modeling can be done with petrophysical models that must take into account both the effects of fluid

substitution generating notably density changes and the effect of effective pressure. The seismic fields being dominated in both cases by surface waves, it is also necessary to take into account their sensitivity kernels in order to refine the correlations between seismic and hydrological variations and then consider a reliable localization of the variations as a function of depth.

Keywords: *Hydrogeophysics Seismic Noise, Velocity variations, Tomography, Surface waves Autocorrelation.*

Résumé

L'un des plus grands défis des méthodes hydrogéophysiques réside dans le développement de techniques de suivi temporel des eaux souterraines sur des périodes de temps et à des échelles spatiales adaptées à la problématique étudiée. Ceci doit être envisagé en gardant une résolution satisfaisante par rapport à la dynamique du processus à caractériser en évitant les outils destructeurs et les budgets coûteux. Depuis 20 ans, l'utilisation de méthodes passives qui ne nécessitent pas l'emploi de source active, permet de contourner les problèmes de logistiques et d'obtenir des signaux de qualité croissante liée à l'évolution de leur traitement et interprétation. Parmi ces méthodes passives, l'interférométrie sismique passive est une méthode d'imagerie et de suivi temporel sismique basée sur la convergence des corrélations croisées de bruit ambiant vers la fonction de Green, qui décrit les paramètres physiques du milieu au sein duquel se propagent les ondes sismiques. Cette convergence, nécessaire pour l'imagerie, n'est pas indispensable pour des approches de surveillance des milieux.

Le travail présenté dans ce manuscrit se focalise sur l'utilisation de l'interférométrie sismique dans un contexte de caractérisation de variations hydrologiques contrôlées. En effet, les attributs sismiques, et notamment les vitesses sismiques, sont sensibles aux perturbations environnementales, notamment hydrologiques.

Nous aborderons cette question à deux échelles. D'une part, à l'échelle de quelques centaines de mètres, une première partie se concentrera sur l'utilisation d'un réseau dense de capteurs sismologiques installés afin de spatialiser de manière dynamique les variations hydrologiques générées pendant 20 jours par des cycles de remplissage/drainage d'un bassin. Ce bassin est situé au sein du champ captant de Crépieux-Charmy localisé en milieu urbain au Nord-Est de Lyon. Ce travail met notamment en évidence à la fois la sensibilité des variations de vitesse sismiques aux battements de nappe phréatique, mais également pointe l'influence de la zone non saturée sur les mesures sismologiques.

Afin de mieux comprendre ces relations non linéaires par des approches pétrophysiques, une expérience contrôlée a été montée en laboratoire dans laquelle des cycles de remplissage et de vidange d'une cuve remplie de sable ont été étudiés. Pour cela, un suivi temporel a été réalisé à l'aide de 12 capteurs de saturation et 2 capteurs de pressions pour quantifier les variations hydrologiques, alors que le bruit sismique diffus a été généré par une source et enregistré à l'aide de 10 accéléromètres 3-composantes. Ces données ont été à la fois analysées avec des techniques de cross-corrélations entre stations mais également dans le cadre d'une approche par station unique. Elle montre notamment des variations importantes de vitesse explicables en partie par de fortes variations de pression fluide se

produisant dans ce milieu confiné.

Que ce soit en laboratoire ou sur le terrain, les analyses de bruit sismique montrent que les variations de vitesse sismique sont en opposition de phase avec les changements de saturation en eau. Leur modélisation peut se faire avec des modèles pétrophysiques qui doivent prendre en compte à la fois les effets de substitution de fluides générant notamment des changements de densité et les effets de pression effective. Les champs sismiques étant dominés dans les 2 cas par les ondes de surface, il convient également de prendre en compte leur noyaux de sensibilité afin d'affiner les corrélations entre variations sismiques et hydrologiques et d'envisager ensuite une localisation fiable des variations en fonction de la profondeur.

Keywords: *Hydrogéophysique Bruit de fond sismique, Variations de vitesse, Tomographie, Ondes de surface Auto-corrélation.*

Remerciement

Et bien, 3 ans 6 mois et des brouettes. Une thèse étant avant tout des rencontres, je tiens à dire merci aux gens qui m'ont donné un peu de soleil, car comme le disait Aznavour, "Il me semble que la misère Serait moins pénible au soleil".

Et en effet, il a bien raison. C'est tout de même ironique de parler de soleil au Béarn, mais ce sont les individus qui y habitent qui rendent le Béarn solaire. Merci à cette équipe de doctorants/ATER/Post-doc avec qui j'ai pu démarrer mon aventure : Aurélie, Gabriel, Stephen, Marie, Francho, Nicolas. Merci à ceux qui m'ont rejoints durant ces années : Marine, Marine, Alexis, JDP, Natael, Ben, Olivia. Merci à ceux qui sont partis en avance pour nous montrer que oui, le milieu de la Géol c'est compliqué : Naïm, Geoffrey, Victor, Pierre-Alexandre. Gab, oui j'ai écrit "c'est bon". Par contre, va vraiment falloir que tu apprennes à annoncer à la coinche, sinon on ne gagnera jamais le tournoi de la Ludi. J'ai vu aussi qu'en Turquie ils font des promos pour les cheveux, n'hésite pas.

Je vais particulièrement remercier mes partenaires de crimes, d'écumage de bar, qui m'ont beaucoup trop hébergé : Aurélie et Gab.

Pour être plus sérieux un instant, je vais remercier du fond du cœur ma directrice et mon directeur de thèse, sans qui cette aventure aurait une autre tronche. Merci beaucoup Clarisse, Stéphane, pour votre patience, vos disponibilités, vos sciences. Vous m'avez transmis beaucoup. J'ai pu jouer avec des données de terrain et de labo, ce qui est une chance incroyable. Clarisse, merci pour ton aide en labo, ça n'a pas été simple de monter cette manip, mais sans ton expérience cela n'aurait juste pas pu être possible. Stéphane, merci d'avoir pu répondre à mes mails avec une efficacité diabolique, même quand ceux-ci arrivaient à 3h du matin un dimanche. Merci de ne pas m'avoir bridé et d'avoir su m'orienter lorsque cela s'avérait nécessaire. Grâce à vous deux, je peux le dire, je me suis vraiment amusé en thèse et je n'ai pas vu le temps passer.

Comme j'ai déjà remercié mes compères doctorants, je vais maintenant remercier l'ensemble des permanents en Géol de l'UPPA, qui ont su malgré le Covid maintenir un semblant de vie de labo. Je vais remercier particulièrement Daniel, Jean-Paul et Anne qui savent pourquoi.

Je remercie aussi ma famille qui a su faire l'effort se s'intéresser à la géophysique et à mon travail. Merci les Bastide ! et merci les Gaubert !

Maintenant, une nouvelle page se tourne. J'ai appris beaucoup, je me suis amusé, Pau est maintenant une ville qui va énormément me manquer. Cette ville va me manquer car j'ai fait un gros morceau avec ma tendre, celle qui m'a permis d'endosser plusieurs casquettes : maraîcher et doctorant. Merci Alison pour ces moments de franche rigolade,

d'engueulade, de tendresse et d'amour. Tu m'as vraiment accompagné et tu m'as laissé t'accompagner. On a commencé un chouette truc avec, dans l'ordre d'arrivée, Merlin, Loustic, Orion, Charlie dit patachoud patarond, Bambou, Silk et enfin Minibus. Hâte de voir ce que demain nous réserve ! Aujourd'hui je suis heureux.

Adiu !

Table des Matières

Abstract	iii
Résumé	v
Remerciement	vii
Liste des figures	xiv
Liste des tables	xxix
1 Introduction générale	1
1.1 L'eau, une ressource stratégique	2
1.2 Les observables hydrologiques	3
1.2.1 Les observations de surface	3
1.2.2 Les observations en profondeur	4
1.2.3 Capacités de transport et de stockage	4
1.2.4 Méthodes de traçage	5
1.3 La modélisation en hydrogéologie	5
1.4 L'hydrogéophysique : la géophysique appliquée à la caractérisation des aquifères	6
1.4.1 Monitoring par méthodes électriques	11
1.4.2 Le radar géologique	13
1.4.3 Résonance magnétique protonique (RMP)	14
1.4.4 Méthodes sismiques actives	14
1.4.5 Vers le monitoring sismique passif : analyse spectrale du bruit de fond sismique	18
1.4.6 Problématique actuelle en hydrogéophysique	19
1.5 Exemple de monitoring par interférométrie de sismique passive	20
1.6 Objectifs et plan de la Thèse	24

2	Introduction au traitement de données de bruit sismique ambiant	27
2.1	Rappel sur les ondes sismiques	29
2.1.1	Les ondes de volume	29
2.1.2	Les ondes de Surface	30
2.1.3	Caractère Dispersif de certaines ondes sismiques	32
2.1.4	La coda	33
2.2	Introduction au traitement de Bruit sismique	34
2.2.1	Les différentes sources de bruit	35
2.2.2	Reconstruction de la fonction de Green à partir du bruit ambiant . . .	36
2.3	Analyse en réseau par Beamforming	38
2.3.1	Historique du beamforming	38
2.3.2	Relation longueur d'onde - ouverture d'antenne	40
2.4	Pré-traitement des signaux de bruit pour l'interférométrie	41
2.4.1	Filtrage	42
2.4.2	Blanchiment	42
2.4.3	Normalisation 1-bit	43
2.4.4	Cas des composantes horizontales : projection	43
2.5	Calcul et analyse des inter-corrélations	44
2.5.1	Représentation d'un corrélogramme	48
2.5.2	Obtention d'hodochrone	49
2.6	Principales méthodologies pour l'imagerie et le suivi temporel	50
2.6.1	Mesures des courbes de dispersion des ondes de surface	50
2.6.2	Mesure des variations de vitesse	53
2.6.3	Spatialisation de l'information par tomographie	61
2.7	Conclusions	64
3	Tomographie d'une barrière hydraulique	67
3.1	Le champ captant de Crépieux-Charmy, une réserve d'eau stratégique pour la ville de Lyon	68
3.1.1	Contexte géologique	69

3.1.2	Mesure de protection des nappes et dispositifs MAR	69
3.1.3	Caractérisation du dôme d'infiltration et enjeux du monitoring	70
3.2	High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions	71
3.2.1	Introduction	72
3.2.2	Seismic-noise survey of the Crépieux-Charmy water-catchment field	74
3.2.3	Seismic-noise data processing and analysis	78
3.2.4	Source analysis using a beamforming approach	79
3.2.5	High-resolution tomography monitoring	85
3.2.6	The tomographic scheme	85
3.2.7	Discussion	89
3.2.8	Conclusions	97
3.3	Supplementary Material	98
3.3.1	Courbe de dispersion	98
3.3.2	Noyau de sensibilité	101
3.3.3	Modèle numérique de Tomographie	102
4	Influence de la zone vadose dans les variations de vitesses d'ondes sismiques: une approche de laboratoire	105
4.1	L'approche de laboratoire: mesures en milieu contrôlé et instrumenté	107
4.2	Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment	110
4.2.1	Introduction	110
4.2.2	Experimental setup	112
4.2.3	Quantification of Rayleigh wave velocity variations with hydrological changes	120
4.2.4	Quantitative interpretation	124
4.2.5	Conclusion and perspectives	135
4.2.6	Time table of the experiment	136
4.3	Gestion des flux de données	137

4.3.1	Systèmes d'acquisition des données	138
4.3.2	Pilotage de l'acquisition de données	139
4.4	Étalonnage et fonctionnement des instruments de mesure	142
4.4.1	Source	142
4.4.2	Accéléromètre	144
4.4.3	Traitement des données	146
4.4.4	Variations de vitesses	147
4.5	Conclusion	148
4.5.1	Dispositif actuel	148
4.5.2	Dispositif futur	149
5	Approche par auto-corrélation et fenêtrage adaptif	153
5.1	Introduction	154
5.2	Auto-corrélation des signaux	155
5.3	Méthode de Stretching à fenêtre adaptive	159
5.3.1	Méthode de stretching classique	159
5.3.2	Description de la méthode de stretching par fenêtrage adaptatif (SAW)	162
5.3.3	Évolution du temps de calcul et résolution	165
5.3.4	Sensibilité de la cohérence	166
5.3.5	Mesure de la perturbation de vitesse par boîtes	168
5.3.6	Limites de la méthode	169
5.3.7	Comparaison avec des méthodes existantes de mesure de $\delta v/v$	170
5.4	Résultats comparatifs de l'approche par auto-corrélation	172
5.4.1	Variabilité des mesures de variations de vitesse suivant la station . . .	173
5.5	De l'intérêt des différentes approches de corrélations.	177
5.5.1	Approche par intra-corrélation	177
5.5.2	Les signaux obtenus par intra-corrélation	178
5.5.3	Comparaison des variations de vitesse estimées par différentes approches	180
5.6	Discussion et Conclusion	181
6	Conclusions et Perspectives	185

6.1	Conclusions principales	185
6.2	Perspectives	188
	Bibliographie	191
	Appendices	
Appendix A	27 Component Green Tensor	229
Appendix B	Sismogramme AC frequence	233
Appendix C	Pumping experiment	235
Appendix D	Mesure de vitesse. Test numérique	243

LIST OF FIGURES

- 1.1 Principales méthodes géophysiques appliquées à l'hydrologie, modifiée d'après Whiteley et al. (2019) 10
- 1.2 Exemple d'utilisation de l'ERT en cinématique 2D (Tresoldi et al., 2019): (a) résistivité apparentes acquises le 23/01/2016 puis converties en teneur en eau après inversion (b). (c) et (d) Mêmes résultats lors d'une expérience menée le 01/08/2016. 12
- 1.3 Les isochrones montrent un pourcentage donné de changement relatif de la résistivité électrique (ρ) et de la vitesse des ondes P (V_p) et leur évolution lors des acquisitions pour (a) les lignes NS et (b) les lignes WE. Les lignes pointillées en noir délimitent la zone d'infiltration et les flèches grises indiquent les croisements de lignes. D'après Blazevic et al. (2020). 15
- 1.4 Relation entre les variations de vitesse d'ondes S inversées à partir des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh (courbes en pointillées) et potentiel hydrique sur 300 jours (courbes pleines), d'après Lu (2014). Les axes de gauches représentent la potentiel hydrique représentant la charge hydraulique, h . Les axes des abscisses représentent les jours d'études. . . . 17
- 1.5 Amplitudes quotidiennes moyennes du niveau de bruit à 3 stations différentes comparées au niveau d'eau quotidien de la rivière Trisuli mesuré à Betrawati pendant l'année 2003. Chaque carré représente 1 jour, et sa couleur indique le mois de l'année. La progression de l'hystérésis observée est indiquée par la courbe de la flèche noire, d'après Burtin et al. (2008). 18

1.6	Principaux résultats obtenus par Sens-Schönfelder and Wegler (2006) sur un volcan. (A) Variations de vitesse calculés dans la gamme de période 2-8 dans la coda. Les points gris clair représentent l'écart type. (B) Variations de vitesse modélisées dans les bandes de périodes [6-8]s (bleu) et [2-4]s (rouge) à partir des données pluviométriques. La courbe noire représente les variations de nappes modélisées à partir des données pluviométriques en mm/jour, représentées par l'histogramme bleu.	21
1.7	Principaux résultats obtenus par Voisin et al. (2016) sur un glissement de terrain. Comparaison entre les variations relatives de vitesses mesurées sur les variations des ondes balistiques (onde de Rayleigh) et la mesure de pression des pores (bleu). L'histogramme violet représente la pluviométrie journalière.	22
1.8	Principaux résultats de Voisin et al. (2017) obtenus sur un champ captant. Comparaison entre les variations de vitesse obtenues à partir d'inter-corrélation horaire de la composante verticale (courbe noire) et les mesures piézométriques associées (courbe bleu).	23
1.9	Principaux résultats obtenus à l'échelle d'une vallée par Clements and Denolle (2018). La sous-figure (A) présente la différence de $\delta v/v$ régionalisée entre janvier 2005 et juin 2005, (B) la différence entre janvier 2012 et janvier 2017 et (C) la relation entre $\delta v/v$ et hauteur de nappe sur la totalité de l'expérience.	24
2.1	Illustration des vibrations induites par la propagation des ondes P (haut) et S_V (bas), modifié d'après (Aki and Richards, 2002).	30
2.2	Mouvements de particules induits par le passage d'ondes de surface de Love (haut) et de Rayleigh (bas), d'après Aki and Richards (2002)	31

2.3	Exemple de hodochrone 3C produit par le séisme de Sichuan du 12 mai 2008 par la station MONS. Une projection des composantes Nord et Est a été effectuée afin de pouvoir séparer les composantes radiale et transverse entre la source et le récepteur. Les couleurs représentent pour le bleu foncé l’arrivée et le train d’onde de l’onde P, le bleu clair l’onde S, en orange l’onde de Rayleigh et enfin en rouge l’onde de Love (Duret, 2012).	32
2.4	(a) Modèles de vitesse V_p , V_s et ρ synthétique. Dispersion théorique pour les vitesses de phase (b) et de groupe (c) des modes fondamentaux et supérieurs des ondes de Rayleigh en fonction de la période.	33
2.5	Illustration schématique des trajets d’ondes balistiques (a) et de la coda sismique (b), d’après Gaudot (2016). "R" représente un sismomètre quelconque enregistrant les différents trajets, les points gris représentant les hétérogénéités sur lesquelles l’onde va se diffracter pour former la coda.	34
2.6	Représentation de la densité spectrale du bruit sur une durée temporelle de 6 ans (2000-2006) calculée à la station KSJ1 localisée en Antarctique. Son éloignement de toute source de bruit humaine efface les variations journalières de puissance (Mordret, 2014).	36
2.7	(a) Exemple de sources de bruit équipartitionnées autour de deux capteurs. (b) Représentation schématique de la stabilité temporelle de cette équipartition.	38
2.8	Schéma d’un front d’onde en hypothèse d’ondes planes traversant un plan horizontal avec un angle d’incidence θ par rapport au Nord géographique d’après Rost and Thomas (2002).	39
2.9	Résultats du Beamformer obtenus dans l’étude de Behr et al. (2013) pour (A) la composante verticale et (B) la composante transversale à une période de 6 s; les analyses (C) et (D) représentent ces mêmes analyses pour une période de 12 s.	40
2.10	Illustration de l’opération de blanchiment. La figure (a) représente un signal enregistré pendant 10 s en laboratoire et son spectre (b). La figure (c) représente le même signal filtré puis blanchi entre 50 et 5000 Hz et son spectre (d).	43

2.11 Schéma de la projection des enregistrements Nord et est en composantes radiale et transverse à un couple de stations A et B	45
2.12 Haut: représentation schématique de deux stations A et B et d'un ensemble de sources (astérisques). Résultat d'une cross-corrélation dans un cas où les sources ne sont pas distribuées de façon homogène et provoquent alors une asymétrie dans le produit de la corrélation, d'après Stehly et al. (2007). 47	47
2.13 Représentation de l'évolution d'un champ d'onde reconstruit à l'aide de cross-corrélation sur 250 heures. Les signaux sont blanchis heure par heure puis corrélés dans la bande [3-40] Hz, d'après Garambois et al. (2019). Les phases dominantes autour de 1s représentent les ondes de Rayleigh	48
2.14 Hodochrone représentant la propagation des ondes de Love (composante transverse) sur un réseau de plusieurs centaines de kilomètres (Poli et al., 2012a).	50
2.15 Comparaison entre les fonctions de corrélation du bruit obtenues avec le réseau sismique dense à court terme d'EstOF (a, b) et le réseau clairsemé à long terme pour la surveillance sismique de la zone (c, d, fonctions de corrélation d'après Lehujeur et al. (2016)). Les fonctions de corrélation filtrées sont moyennées dans des distances de 150 m (a, c) et converties dans le domaine du nombre d'ondes et fréquence (b, d). Les flèches noires indiquent les artefacts répétitifs des instruments EstOF dans les domaines temps-distance (a) et fréquence-nombre d'ondes (b).	52

2.16	Champ d'onde moyen issu de corrélations avec le réseau EstOF. (a) Fonctions de corrélation du bruit moyennées sur des distances de 150 m et nettoyées dans le domaine fréquence-nombre d'ondes pour conserver uniquement les vitesses de phase entre 0.7 et 7 km/s, les périodes entre 0.28 et 5 s (0.2-3.5 Hz). (b, c) Module de la transformée de Fourier 2-D des fonctions de corrélation du bruit dans le domaine période-vitesse de phase pour les parties causale et acausale, respectivement. Les amplitudes sont codées par couleur et exprimées en décibels. Les carrés blancs et rouges indiquent les courbes de dispersion théoriques de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh pour le mode fondamental (R0) et la première harmonique (R1), respectivement. L'étiquette P indique les ondes P.	53
2.17	(a) Corrélogramme synthétique, (b) résultat des calculs de dv/v sous forme matricielle avec chaque décalage ϵ testé, (c) comparaison entre les valeurs de δv imposées et retrouvées.	57
2.18	(a) Soit le signal de référence (courbe noire) et ce même signal décalé en temps (rouge), avec un zoom (b), on peut représenter la valeur de la phase de l'interspectre en fonction de la fréquence (c) (point gris) et la régression linéaire associée (en pointillés noirs) sur une certaine bande de fréquence. (d) Représentation de δt en fonction du temps de cross-corrélation dans une bande de fréquence définie, d'après Hadziioannou (2011).	59
2.19	Représentation du temps moyen d'exécution de chaque méthode : Windowed cross-correlation (WCC), Déformation Temporelle Dynamique (DTW), Moving Windows Cross-Spectrum (MWCS), WCS et WTS. Modifiée d'après Yuan et al. (2021)	61
3.1	Localisation géographique du champ captant de Crépieux-Charmy et des autres site de captage d'eau potable de la métropole Lyonnaise, d'après Réfloch (2018)	68

3.2	Principe de barrière hydraulique utilisé sur le champ captant de Crépieux-Charmy. Dans des conditions naturelles, l’aquifère est alimenté par la rivière et la nappe peut être exposée à une contamination en cas de pollution des cours d’eau. Lorsque le bassin est rempli, un dôme d’infiltration se forme et le flux est inversé. Adapté de Réfloch (2018)	70
3.3	(a) Location and draft of the water pumping site of Crépieux-Charmy located to the East of the city of Lyon, in a dense urban area. It is surrounded by a railway line to the North and highways to the West, South, and East. Pumping areas, infiltration and sedimentation basins are indicated. (b) Zoom into the studied infiltration basin 5-2, which is monitored by a network of piezometers. The seismic network is composed of 99 sensors (stations) that are deployed along paths. Stations 2, 15, 21 and 30 and piezometer P95 are used later to illustrate the main results.(c) Chronicles of the basin filling cycles with the water level measurement in the basin (black curve) and the water table variations (blue curve) measured at piezometer P95 (blue star). Time 0 marks the beginning of the seismic recordings.	76
3.4	Seismic-noise data processing workflow designed to compute the dynamic two-dimensional tomographic maps of the seismic velocity variations. The beamforming stage offers access to the spatial distribution of the seismic noise sources and its stability. The three-component seismograms provide understanding of the seismic wavefield and identification of the different seismic phases.The $\delta v/v$ processing can be performed in the low (LF) or high (HF) frequency range according to the cross-correlation spectral properties.	78

3.5	Horizontal beamforming amplitudes averaged over 24-h time windows in the dominant [2-5 Hz] frequency range for three monitoring periods: (a) 0-24 h. (b) 48-72 h. (c) 120-144 h. The x-axis represents the slowness from the East and the y-axis the slowness from the North, which can be recovered for all directions with white circles. (d) Evolution of the spectral energy over the monitoring time (blue curve) with the smoothed variation over 24 h (dashed line) averaged in the [2-5] Hz band. Grey zones correspond to weekend periods.	80
3.6	TT (a), RR (b), and ZZ (c) correlograms computed between 2 Hz and 5 Hz for each component of the 324 m spaced (R_2, R_{21}) pair of receivers, over the 19 recording days. Time of monitoring is going upward. Red curve is the overall averaged cross-correlations for the component.	82
3.7	Seismograms of the TT (a), RR (b), and ZZ (c) components, obtained after stacking all of the cross-correlations computed for the whole experiment and all possible inter-station distances. Red and blue lines highlight the velocities of 400 m/s and 1850 m/s respectively.	83
3.8	Evolution of the piezometric level (solid blue) measured at piezometer P95 and of the hourly $\delta v/v$ velocity variations computed between the station pairs R_2-R_{21} (in red, East-West oriented) and $R_{15}-R_{30}$ (in black, North-South oriented) over the entire duration of the experiment, between 2 Hz and 5 Hz. Shadow areas represent the uncertainty on the measurement, obtained considering the maximum stretching function $\varepsilon_{max} \pm \sigma$ (σ being the variance).	84
3.9	Results of the inversion process illustrated at 210 h of monitoring. (a) $\delta v/v$ map relative to the start of the experiment, as obtained after three iterations of the inversion process. The black circles localize the filling point. (b, c) Initial (b) and final (c) distributions of the rays in terms of the azimuth and distance. (d) RMS error map. (e) Number of raypaths per cell.	87

3.10	Evolution of the $\delta v/v$ maps for 10 different key moments of the controlled monitoring experiments. The central graph shows the relative evolution of the water table measured at piezometer P95. The red stars highlight the moments for which the maps are shown.	88
3.11	Three-dimensional views of the seismic velocity variations observed at the maximum of each infiltration cycle; <i>i.e.</i> , at 225 h (a) and 390 h (b). The red triangles represent the seismic sensors, and the black crosses indicate the piezometers. The corresponding horizontal gradient maps are also shown for 225 h (c) and 390 h (d).	90
3.12	Dynamics of $\delta v/v$ values extracted from the tomography approach from selected cells. (a) Superimposition of the $\delta v/v$ tomography obtained at 225h, around the peak of the first filling cycle and a transect of piezometers, denoted by stars. Comparison between $\delta v/v$ measurements (red curves) smoothed on a 10h time window and averaged on the cells surrounding piezometers S20 (b) and P95 (c) and the corresponding water table variations (blue curves). Water table versus $\delta v/v$ evolution for the S20 (d) and P95 (e) areas. A time stamp is indicated through the color of the dots (empty basin: black; first infilling: blue; first drainage: red; second infilling: green; final drainage: orange). The grey dashed lines highlight the 1m-1% linear relationship. The vertical dashed lines of figures (b) and (c) which are highlighted by stars in Figures (d) and (e), mark the 6 selected times studied in Figure 3.13.	93
3.13	Comparisons between the relative water table variation measured on a line of piezometers and the corresponding velocity variations extracted from the [2-5 Hz] tomography maps obtained at 60 h (a), 230 h (b), 385 h (c), 420 h (d), 440 h (e) and 456 h (f). The stars represent the value of each piezometer along the transect (blue star highlights the P95 piezometer), while the black dots represent the value of the velocity variation obtained at each cell through the tomographies.	95

3.14	Normalized semblance maps showing the normalized phase velocity as a function of frequency, as obtained for: (a) the TT seismogram displayed in Figure 6 (a); (b) the vertical seismogram displayed in Figure 6 (c). The black lines correspond to the picked semblance maximum curves. (c) Shear wave velocity depth models obtained from the joint inversion of Rayleigh and Love dispersion curves. (d) Picked dispersion curves for the three diagonal elements of the cross-correlation tensor, superimposed upon the theoretical Love and Rayleigh dispersion curves obtained from the Vs model.	100
3.15	(a) Relative velocity variation for the Love waves as a function of frequency for the $R_2 - R_{21}$ pair. The blue dashed lines represent the beginning of the rise of the water table as recorded by piezometer P95 for the two cycles at 119 h and 287 h. The variations measured above 6 Hz appear uncorrelated from to the cycles. (b) Sensitivity kernels of the Love waves for different frequencies computed using the elastic model derived from the dispersion analysis shown in Figure 3.14(c).	101
3.16	(a) modèle en damier initial (b) modèle de spike initial (c) résultat d'inversion pour le modèle en damier (d) résultat d'inversion pour le modèle de spike (e) résidu entre (a) et (c), (f) résidu entre (b) et (d).	103
4.1	Distribution générale des vitesses d'onde P en fonction de la saturation et des fréquence d'écoutes dans des grès, d'après Batzle et al. (2006).	108
4.2	Sketch of the laboratory experiment: a sand tank of 1 m diameter is homogeneously water filled/drained from a spiral like system located nearby the bottom of the tank. The seismic source (red star) emits a continuous random noise recorded by a series of 10 3-C accelerometers (blue squares). A pressure sensor, located at the bottom of the tank (P_z), is used to evaluate the piezometric level. Another pressure sensor, located 28 cm deep, measures the pressure at the base of the vadose zone (P_v). The saturation profile is monitored by a vertical array of 12 capacitive probes (black diamonds).	114

4.3	The four hydrological cycles A, B, C and D as observed by the various hydrological measurements (P_z , P_v , and S_w). Precise starting times for imbibitions (I_A , I_B , I_C and I_D) and drainages (D_A , D_B , D_C and D_D) are indicated in Table 4.1. The notations H_A , H_B , H_C and H_D correspond to the beginning of the stable high saturation state occurring before the drainage.	115
4.4	Vertical saturation profiles measured during cycle D (from 1840 to 2200 minutes) displayed every 10 minutes. The colorbar provides time markers. (a) imbibition I_D , (b) stable high saturation H_D , (c) drainage D_D and (d) period of 140 minutes after the drainage. Each black line represents iso-periods of 6 minutes.	116
4.5	Seismic signals and seismograms measured at $t=100$ min (during I_A): (a) Whitened time signal in a 10s block recorded by accelerometers 0 and 9; XX component (b), YY component (c) and ZZ component (d) of the seismograms obtained after cross-correlation of all the 55 possible sensor pairs in the [200-475] Hz frequency band. The dashed blue linear curves represent direct theoretical traveltimes computed with velocities of 160 m/s and 45 m/s.	118
4.6	Polarization analysis of the trace obtained from cross-correlation of sensors 0 and 7 (distance 30 cm): (a) XX (or radial) component in black and ZZ (or vertical) component in red; (b) Time-varying polarization analysis. . .	119
4.7	Correlograms obtained on the whole experiment. (a) Power spectral density of the ZZ component. (b) Variation of the 0-9 sensor pair ZZ seismic trace in the 200-475 Hz range. The white line highlight a 75 m/s velocity marker. The reference signal used for the stretching processing, in red, is obtained by averaging all cross-correlations obtained after the four hydrological cycles were performed, in the [2300-3000] min period.	120

4.8	Broadband measurements ([200-475] Hz) of $\delta v/v$ observed in Rayleigh waves. Time lapse of all available station pairs on the ZZ component during the whole experiment (a). Global $\delta v/v$ (dashed black line) and standard deviation (light grey values) obtained after averaging velocity changes for offsets larger than 15 cm (b). Pressure measurements P_z and P_v are superimposed for direct comparison. The compaction effect (dashed green line) is estimated using a strong Savitzky-Golay filter. (c) Median of the coefficient β used in the stretching method to quantify the coherency between the reference trace and the individual 10-s long seismic traces.	122
4.9	Frequency-dependent velocity variations obtained after filtering cross-correlation signals with narrow frequency filters.	124
4.10	Velocity changes as a function of frequency during the whole imbibition/stable/drainage C. (a) Pressure measurements and selected representative times of cycle C (every 5 minutes during imbibition (blue stars) and drainage (red stars)). Velocity changes obtained during imbibition (b) and drainage (c) according to the narrow 100 Hz wide frequency filtering sliding every 25 Hz).	125
4.11	Velocity changes predicted in each layer slice using the Biot-Gassmann-Wood approach with a constant K_D (a) or by accounting for the effective pressure (b). These theoretical predictions are computed for every z_n depth after extrapolating the saturation and pore pressure measurements.	129
4.12	Evolution of absolute V_P and V_S velocities computed using the Biot-Gassmann-Wood model accounting for pore pressure effect at different times: (a) 1440 min, (b) 1453 min, (c) 1530 min and (d) 1605 min. (e) Comparison of the evolution of the predicted Rayleigh wave velocity at the depth of 5 cm with the direct measurements at 400 Hz of phase velocity in corresponding seismograms.	130
4.13	Averaged sensitivity kernels obtained for various frequency bands at different times: (a) 1440 min, (b) 1453 min, (c) 1530 min and (d) 1605 min.	131
4.14	Comparison of measured and predicted $\delta v/v$ in various frequency ranges	132

4.15	Velocity changes as a function of effective pressure for various frequency ranges. The effective pressure is selected 5 cm deep.	134
4.16	Schéma d'acquisition et utilisation d'un buffer. Le stockage de la donnée se fait tout d'abord dans un vecteur temporaire, ici noté buffer. L'écriture de ce vecteur se fait par bloc d'une seconde. Il peut contenir jusqu'à 10 blocs en même temps. Si la limite est atteinte alors le code renvoie un message d'erreur donnant les temps précis de surcharge	141
4.17	(a) Swiip émit. (b) Réponse en fréquence sur un capteur. (c) réponse en fréquence en cross-corrélation.	143
4.18	Schéma d'exécution des scripts. Les flèches noire représentent les calculs de cross-corrélation, d'inter corrélation et d'intracorrélation. Les flèches rouges représentent les calculs d'auto-corrélation.	147
4.19	Proposition de disposition pour de nouveau capteur de saturation.	149
4.20	Proposition de disposition pour (a) 31 accéléromètres (b) 51 accéléromètres (c) 76 accéléromètres (d) 101 accéléromètres.	151
5.1	(a) Représentation des corrélations ZZ des auto-corrélogrammes en fonction de la distance radiale des capteurs par rapport au bord de la cuve où est située la source. Représentation des auto-corrélogrammes calculés sur le capteur 0 (b) (trace rouge) et sur le capteur 5 (c) (trace bleue). Les amplitudes positives sont en rouge, alors que les amplitudes négatives sont en bleu.	157
5.2	Représentation de la polarisation (b) de la forme d'onde du sismogramme (a) obtenu par auto-corrélation. Le temps de propagation de l'onde est représenté par l'échelle de couleur.	159
5.3	(a) Résultats bruts de la méthode de stretching, où l'axe des X représente le temps du monitoring, celui des Y la valeur du $\delta v/v$ et l'échelle de couleur représente la valeur de cohérence β (de -1 à 1) entre une référence étirée ou compressée d'un facteur ϵ pour chaque ligne de l'auto-corrélogramme de la Figure 5.1. (b) Valeurs de $\delta v/v$ extraites de la matrice présentée dans la sous-figure (a) et comparaison avec les valeurs de pression.	160

5.4	(a) Corrélogramme numérique et (b) matrice de cohérence après application de la méthode de stretching. (c) Résultats de mesures de variation de vitesse et (d) valeurs de β pour les heures 150 et 250 du monitoring. Meilleure compression/dilatation du signal pour l'heure 150 (e) et 250 (f).	162
5.5	(a) Exemple de découpage possible d'un corrélogramme/auto-corrélogramme. Chaque ligne en pointillés jaune représente un bord de boîte et une étape de calcul de la SAW. (b) Exemple de création de masque sur un corrélogramme complet. Les données grises sont soit mise à 0 soit sous forme de <i>nan.</i> (c) et (d) Zoom entre 420 et 500 minutes.	163
5.6	Matrice de cohérence après application du masque présenté sur la Figure 5.5(b). La continuité de la recherche n'est plus entachée par des problèmes de cycle skipping.	164
5.7	(a) Représentation de la forme du centre de la fenêtre évolutive aux cours du temps du monitoring pour différentes tailles de boîtes.(b) Evolution du temps de calcul global (courbe orange) et du temps de calcul individuel (courbe bleue).	165
5.8	Évolution de la cohérence (facteur β) pour différentes tailles de boites.	167
5.9	Exemples de résultats de calcul de $\delta v/v$ pour différentes tailles de boîte. Les tailles 500 et 2 présentent des divergences importantes.	168
5.10	Auto-corrélogrammes autorisant (a) et rendant problématique (b) l'application de la méthode SAW	169
5.11	(a) Comparaison des mesures de $\delta v/v$ obtenues sur le même auto-corrélogramme par stretching classique (TS) et SAW. (b) Comparaison des mesures de $\delta v/v$ obtenues sur le même auto-corrélogramme en appliquant les méthodes les plus courantes pour l'obtention de variations de vitesse (MCWS, WCC, DTW) et la méthode SAW. (c) Analyse des temps de calculs nécessaires pour chacune des méthodes.	171

5.12	Mesures des variations de vitesse par capteur en se basant sur l'auto-corrélation des signaux et comparaison avec les niveaux de nappe enregistrés aux capteurs de pression Pf et Pz. L'expérience se réfère aux cycles C et D de l'expérience en laboratoire (chapitre précédent). Le temps 0 se réfère aux temps du monitoring 1400.	174
5.13	Variations de vitesses en fonction de la pression à la station 0 pour les cycles C (a) et D (b).	174
5.14	(a) Variations de pression en fonction du temps pour les 2 cycles C et D analysés. Les variations de vitesses mesurées à différents temps sont représentés en fonction de leur distance radiale par rapport à la source pour les phases d'imbibition (b) et de drainage (c) liées au cycle C. (d) et (e) idem pour le cycle D.	176
5.15	(a) Représentation des signaux obtenus par intra-corrélations des composantes X-Z en fonction de la distance par rapport au bord de la cuve, dans la bande 200-300 Hz. Zoom sur l'intra-corrélogramme de la trace rouge (b) et de la trace bleue (c). Les parties causales représentent les interactions entre X et Z et les parties acausales les interactions entre Z et X.	179
5.16	Relations entre les mesures de $\delta v/v$ (a) moyenne AC_0 AC_7 et $CC_{0,7}$ (b) SC_5 et AC_5	181
5.17	Représentation très schématique d'une onde directe diffractée évoluant dans deux milieux.	182
A.1	Representation du tenseur 9 composante de Green en intercorrélation à un temps donné pour l'ensemble des paires de stations	230
A.2	Représentation du tenseur 9 composantes de Green à décalage nul à un temps donné pour l'ensemble des stations disponible.	231
B.1	Représentation de la composante ZZ du tenseur de Green à décalage nul à un temps donné pour l'ensemble des stations dans différentes bandes de fréquence.	234

C.1	Représentation du réseau d'antenne du jeu de donnée de pompage- L'étoile rouge au centre du réseau représente le puit de forage, actif épisodiquement durant l'expérience.	236
C.2	Sismogramme 3-Composante sur la gamme de fréquence 1-10 Hz. (a) Transverse, (b) Radial, (c) Vertical	237
C.3	Représentation azimutale de l'ensemble des stations avec une interdistance entre 20 et 21.5 mètre. (a) Transverse (b) Radial (c) Vertical. La ligne bleue représente 2000 m/s, la ligne noire 400 m/s	238
C.4	A gauche Evolution du Beamformeur minute par minute sur une période spécifique de l'expérience [1350-1364] minutes, A droite Evolution des formes d'onde pour un couple de capteur.	239
C.5	Représentation de la fonction de Green 9-composantes en Inter-corrélation sur l'entiereté de la durée du monitoring, le temps du monitoring est exprimé en heure.	240
C.6	courbe rouge : représentation d'un $\delta v/v$ calculé avec un couple de capteur extrêmement proche ($d < 2$ mètre), courbe bleue : Variations de niveau de nappe relevées au puits de forage.	241
D.1	Test numérique de recherche de perturbation de vitesse	244
D.2	Test numérique de recherche de perturbation de vitesse avec ajout de cycle skipping	244

LIST OF TABLES

1.1	Tableau référençant les liens entre grandeurs géophysiques et propriétés hydrologiques.	8
4.1	Characteristics of the four hydrological cycles (A to D), each of them being decoupled into four consecutive phases : a static phase where the water level is maintained low (L), an imbibition process (I), a static phase where the water level is maintained high (H) and a drainage process (D). The last long phase L_E corresponds to the natural return to the final state of the system.	136
4.2	Hydrological parameter	137
4.3	Systèmes de type DAQ utilisés dans l'expérience	138

Chapitre 1

Introduction générale

1.1	L'eau, une ressource stratégique	2
1.2	Les observables hydrologiques	3
1.2.1	Les observations de surface	3
1.2.2	Les observations en profondeur	4
1.2.3	Capacités de transport et de stockage	4
1.2.4	Méthodes de traçage	5
1.3	La modélisation en hydrogéologie	5
1.4	L'hydrogéophysique : la géophysique appliquée à la caractérisation des aquifères	6
1.4.1	Monitoring par méthodes électriques	11
1.4.2	Le radar géologique	13
1.4.3	Résonance magnétique protonique (RMP)	14
1.4.4	Méthodes sismiques actives	14
1.4.5	Vers le monitoring sismique passif : analyse spectrale du bruit de fond sismique	18
1.4.6	Problématique actuelle en hydrogéophysique	19
1.5	Exemple de monitoring par interférométrie de sismique passive	20
1.6	Objectifs et plan de la Thèse	24

1.1 L'eau, une ressource stratégique

Aujourd'hui, source de tensions géopolitiques et socio-économiques, l'accès à l'eau potable est devenu un enjeu sociétal majeur au 21ème siècle. Une gestion efficace de la ressource en eau souterraine est donc indispensable pour garantir les besoins en eau de l'agriculture, de l'industrie, du commerce et de l'alimentation.

Un aquifère est une formation géologique souterraine composée de roches ou de sédiments perméables capables de stocker et de transporter de l'eau souterraine (Foster and Chilton, 2003; Mays and Todd, 2005; Bear, 2012). Il agit comme un réservoir naturel d'eau souterraine et joue un rôle crucial dans le cycle de l'eau. Les aquifères se forment lorsque l'eau de pluie s'infiltré à travers le sol et pénètre dans les couches géologiques perméables, telles que les grès, les calcaires ou les alluvions. Une fois emmagasinée dans les pores ou les fractures des roches, l'eau souterraine peut être extraite par des puits ou des sources pour l'approvisionnement en eau potable, l'irrigation agricole ou d'autres utilisations.

La structure et les propriétés d'un aquifère peuvent varier en fonction des caractéristiques géologiques de la région où il se trouve. Certains aquifères sont confinés, ce qui signifie qu'ils sont emprisonnés entre des couches imperméables qui les isolent de la surface, tandis que d'autres sont non confinés et en contact direct avec la surface. Les débits d'eau souterraine dans les aquifères peuvent également varier, allant des débits relativement faibles dans les aquifères rocheux aux débits plus élevés dans les aquifères alluviaux. La gestion durable des aquifères est essentielle pour préserver cette ressource précieuse, car une surexploitation ou une contamination peut entraîner une diminution de la disponibilité en eau souterraine et des problèmes environnementaux.

Les aquifères dits "poreux", composés de roches sédimentaires consolidées (calcaire, craie) ou non consolidées (sables, graviers), représentent la grande majorité des aquifères de captage pour l'alimentation en eau potable des zones urbaines. Très sensibles à l'impact du changement climatique (sécheresse, changement de pluviométrie globale) ou aux risques de pollution associés à leur exploitation par les activités humaines, les champs captants font l'objet de stratégies de suivi temporel et/ou de recharge contrôlée (Management Aquifer Recharge ou MAR). Cette pratique consiste à contrôler la quantité d'eau disponible dans les réservoirs d'eau souterraine à l'aide de dispositifs artificiels (Todd, 1959). Parmi ceux-ci, les bassins d'infiltration, les puits ou l'aménagement de cours d'eau permettent l'introduction d'eaux extérieures dans une formation aquifère après transit dans la zone non saturée, appelée aussi "zone vadose" (Bouwer and Rice, 1978; Flint et al., 2002). Le MAR est donc une technique qui suscite de plus en plus d'intérêt et qui est couramment appliquée à la gestion des eaux pluviales dans les zones urbaines (Machiwal et al., 2018; Zhang et al., 2020) ou à la réutilisation de l'eau usée

(Zhang et al., 2020). Cette technique peut également être utilisée pour prévenir des potentielles pollutions transitoires des aquifères par ces apports extérieurs, notamment en tentant d'inverser les flux lors des échanges nappes-rivières (Réfloch, 2018). Il est donc important de pouvoir suivre dans le temps la mise en place de MAR, que ce soit pour la mise en place d'une barrière hydraulique ou pour caractériser les échanges nappes-rivières.

1.2 Les observables hydrologiques

La compréhension, la surveillance et la prévision des flux dans les aquifères sont nécessaires pour résoudre les problèmes de qualité et de disponibilité de la ressource en eau (Hermans et al., 2023). Ainsi, des observations, qu'elles soient réalisées en surface ou en profondeur, sont indispensables pour décrire l'ensemble des processus hydrologiques dans la zone critique (ZC), où se retrouvent toutes les interactions entre l'atmosphère, les sols et les écosystèmes (Brooks et al., 2015).

1.2.1 Les observations de surface

Les observables de surface vont permettre de quantifier et qualifier les interactions de l'aquifère avec l'atmosphère et les plans d'eau :

- Les précipitations sont l'une des principales variables mesurées en hydrologie car elles constituent la source principale d'eau pour les systèmes hydrologiques. Les précipitations sont mesurées à l'aide de pluviomètres ou de radars de précipitation (Jan et al., 2007; Natarajan et al., 2022). Il faut distinguer les précipitations totales des précipitations efficaces (Patwardhan et al., 1990). Les précipitations efficaces résultent de la différence entre les précipitations totales et l'évapotranspiration réelle d'un milieu (Jiří, 1980).
- Les débits de surface des cours d'eau sont mesurés en hydrométrie pour évaluer les variations de la quantité d'eau qui circule dans les cours d'eau et les rivières à l'aide de sondes radar ou en se basant sur des hydrogrammes (chroniques de débit) (Killian et al., 2019). Un hydrogramme est une représentation graphique de la variation temporelle du débit d'écoulement d'eau mesuré au sol. Il est également possible d'utiliser des compteurs d'infiltration qui ont évolué au fil des années pour devenir de plus en plus fiables (Kalbus et al., 2006).
- Les niveaux d'eau peuvent être mesurés dans les lacs, les rivières, les canaux et les réservoirs en utilisant des sondes ou des capteurs de niveau d'eau (souvent appelés jauges de niveau d'eau, Shum et al. (2003)). À grande échelle, ces mesures peuvent être effectuées à partir de données satellites (Birkett, 1994; Crétaux and Birkett, 2006; Zhang et al., 2011).

- Les propriétés de l'eau, telles que la température (Anderson, 2005), la conductivité électrique (Friedman, 2005) et le pH (Saalidong et al., 2022), reflètent la qualité de l'eau pour la consommation humaine et la vie aquatique. La conductivité électrique reflète la quantité de sels dissous dans l'eau et le pH indique l'acidité ou la basicité de l'eau. Leur surveillance permet également de suivre l'efficacité des traitements de l'eau et les impacts des activités humaines sur l'environnement aquatique.

1.2.2 Les observations en profondeur

Réalisées in situ, les mesures en profondeur permettent de caractériser l'aquifère et la zone vadose dans les conditions réelles d'interaction avec la matrice poreuse. Les mesures réalisables comprennent :

- La teneur en eau θ ou le taux de saturation S_w , qui caractérisent la quantité d'eau résiduelle ou en cours d'infiltration dans la zone vadose (ZV). Elle peut être mesurée par exemple à l'aide de sondes capacitatives (Barrière et al., 2012a). L'utilisation des techniques comme la réflectométrie en domaine temporel (TDR) permet également la détermination de la teneur en eau en proche surface à partir de la permittivité diélectrique (Cole, 1977; Topp et al., 1980; Jones et al., 2002).
- La charge hydraulique h : c'est une mesure de l'énergie potentielle par unité de poids de l'eau dans un système d'eau souterraine (Freeze and Cherry, 1979). Elle est souvent évaluée par mesure de niveau piézométrique, c'est à dire par évaluation du niveau d'eau dans un forage;
- Les propriétés de l'eau souterraine comme la température, la conductivité électrique ou la concentration en ions qui portent la signature des échanges de la nappe avec son environnement (Zaidi et al., 2015).

Pour bien comprendre et modéliser les flux hydrologiques, il faudrait ainsi mesurer ces différents paramètres simultanément et avec une bonne représentativité spatiale, mais cela nécessite l'utilisation de méthodes intrusives, qui vont non seulement perturber le milieu mais également s'avérer coûteuses.

1.2.3 Capacités de transport et de stockage

En hydrogéologie, la porosité est une mesure de l'espace vide ou des vides présents dans un matériau rocheux ou sédimentaire, généralement exprimée en pourcentage. C'est une propriété physique fondamentale qui détermine la capacité d'un matériau à stocker et à transporter de l'eau souterraine. La porosité représente la proportion d'espace ou de

volume total qui peut être rempli par de l'eau ou d'autres fluides. Elle est généralement notée ϕ . Il est possible d'en distinguer deux, la porosité primaire et la porosité secondaire. La porosité primaire fait référence à la porosité initiale qui se forme lors de la genèse du matériau. Elle est principalement déterminée par la nature et l'agencement des grains constituant le matériau, ainsi que par leur taille et leur forme. La porosité secondaire, quant à elle, se développe ultérieurement à la formation du matériau en raison de processus tels que la dissolution, la fracturation ou la cimentation.

La capacité du milieu poreux à laisser circuler un fluide est souvent caractérisée par la perméabilité intrinsèque k exprimée en m^2 . En hydrogéologie, on lui préfère souvent la notion de conductivité hydraulique K exprimée en m/s , comme initialement décrit par Darcy (1856). La plupart du temps, elle est mesurée en laboratoire sur un dispositif permettant d'évaluer le débit pour une charge donnée (expérience de Darcy). Mais elle peut également être mesurée sur le terrain par des tests d'injection ou de pompage en forage (van der Kamp, 2001).

1.2.4 Méthodes de traçage

Le traçage consiste à injecter un traceur artificiel non polluant (McGlynn et al., 2002; Allaire et al., 2009) à un point de l'aquifère, par exemple dans un puits, une cavité ou une rivière, et de le suivre dans le temps et l'espace via des mesures de concentration effectuées à différents points de prélèvement (résurgences naturelles, puits). L'objectif des tests de traçage est d'étudier les voies d'écoulement souterraines, d'évaluer la vitesse d'écoulement entre deux points et de pouvoir faire une estimation du coefficient de dispersion (Benischke, 2021). Les résultats d'un traçage sont illustrés par la courbe de restitution du traceur, donnant ainsi l'évolution des concentrations en fonction du temps en un point donné. Cependant, la réussite d'un test de traçage n'est pas garantie, l'absence de détection à un point de sortie ne permet pas de conclure s'il existe un chemin ou non entre le point d'émission et le point de réception de ce signal.

1.3 La modélisation en hydrogéologie

Lorsque l'observation in situ n'est pas possible mais que le milieu est suffisamment bien caractérisé, la modélisation permet d'envisager une approche prédictive des circulations de fluides dans le sous-sol (Jajarmizadeh et al., 2012). Les propriétés observées deviennent alors les paramètres d'entrée d'un modèle qui permet d'explorer différents phénomènes physiques et/ou domaines d'application (Abbott and Refsgaard, 1996; Devia et al., 2015; Wada et al., 2017; Enemark et al., 2019). On citera, par exemple, la modélisation des flux et le transport des polluants. La pertinence des résultats issus de modèles hydrologiques fait toutefois face à plusieurs problèmes et limites:

- La précision des données d'entrée et les incertitudes de mesure sont des facteurs clés qui peuvent affecter la qualité des résultats issus de modèles hydrologiques. En effet, ces modèles utilisent des données telles que la pluviométrie et la géométrie de l'aquifère pour simuler les processus hydrologiques. Si ces données sont imprécises, discontinues ou mal calibrées, cela peut entraîner des erreurs significatives dans les prévisions hydrologiques (Joannis and Bertrand-Krajewski, 2008; Texier et al., 1997; Claussen, 1998; Das and Mohanty, 2008).
- Les limites de la simulation numérique en termes de précision, de résolution spatiale et temporelle et de dépendance très forte aux conditions initiales et aux limites du modèle (Yeh, 1986).
- Les incertitudes liées aux paramètres de simulation des processus hydrologiques et aux hypothèses (Xiong et al., 2009).
- Les hypothèses de simplification, par exemple sur l'isotropie de la conductivité hydraulique à l'état initial (Réfloch, 2018).
- Les modèles hydrologiques sont limités par l'existence d'ensembles de paramètres multiples et variés qui sont également acceptables. Cette équifinalité entraîne une non-unicité du modèle et de possibles biais d'interprétation (Klepper and Ryan, 1991; Beven and Binley, 1992; McCabe et al., 2005; Beven, 2006; Wambura et al., 2018).

1.4 L'hydrogéophysique : la géophysique appliquée à la caractérisation des aquifères

Les problèmes aux limites rencontrés par les modèles hydrologiques peuvent parfois être résolus en ajoutant de nouvelles contraintes spatiales et temporelles. C'est en partie en cherchant à mieux contraindre ces modèles qu'une nouvelle discipline est apparue dans la communauté des géosciences au début des années 2000. L'hydrogéophysique vise ainsi à développer des méthodes d'investigations géophysiques spécifiquement sensibles aux paramètres hydrologiques (Daniels, 2004; Hubbard and Rubin, 2005a; Rubin and Hubbard, 2006a; Schirmer et al., 2013; Binley et al., 2015a; Fan et al., 2020; Hermans et al., 2023). La géophysique de prospection regroupe en effet un ensemble de méthodes d'investigations avec des capacités de pénétration, de résolution et des sensibilités aux paramètres du sous-sol très variés. Ces méthodes peuvent être naturellement utilisées pour caractériser la géométrie des aquifères et/ou les propriétés physico-chimiques de l'eau qu'ils contiennent, par exemple pour la surveillance de processus dynamiques tels

L'hydrogéophysique : la géophysique appliquée à la caractérisation des aquifères

que la migration de fluides ou les réactions biogéochimiques (Binley et al., 2015a). Les problématiques se rapportant à l'hydrogéophysique peuvent être regroupées sous une forme non exhaustive :

- La surveillance et la gestion des ressources en eau souterraine, problématique de plus en plus importante en raison de la croissance démographique et de l'utilisation accrue de l'eau pour l'irrigation, l'industrie et la production d'énergie (Jackson et al., 2001).
- La compréhension des processus hydrologiques à différentes échelles (de la parcelle au bassin versant) pour une meilleure gestion de l'eau, (Parsekian et al., 2015; Binley et al., 2015a).
- L'évaluation des risques liés aux inondations, aux glissements de terrain et aux sécheresses (Beer, 2004; Jongmans and Garambois, 2007).
- La caractérisation des aquifères et des nappes phréatiques, leur pollution éventuelle, pour une meilleure gestion des ressources en eau souterraine, (Voisin et al., 2017; Garambois et al., 2019).
- La mise en place de systèmes de surveillance en temps réel pour la détection des fuites d'eau dans les réseaux d'adduction d'eau et les canalisations, (Eyuboglu et al., 2003; Wong et al., 2018; De Coster et al., 2019).
- La caractérisation des sols et des sédiments pour une meilleure compréhension des processus géomorphologiques et hydrologiques (Cammeraat, 2002; Bracken and Croke, 2007)

A l'échelle de la zone vadose (ZV), les méthodes géophysiques de subsurface sont particulièrement adaptées aux problématiques de caractérisation et de suivi temporel, permettant des reconnaissances non intrusives, à grande échelle et à coût réduit par rapport aux forages. Cette ZV joue un rôle tampon entre l'atmosphère et les aquifères (Robinson et al., 2008). De nombreux articles de review portent sur l'utilisation des méthodes géophysiques comme complément aux mesures hydrologiques ou comme alternative (Jayawickreme et al., 2014; Parsekian et al., 2015; Binley et al., 2015b; Romero-Ruiz et al., 2018; Whiteley et al., 2019).

Les méthodes géophysiques peuvent par exemple être complémentaires aux mesures de puits, profitant d'une calibration ponctuelle, tout en décrivant la continuité des propriétés mesurées ou des hétérogénéités (fractures, karsts, zones privilégiées d'écoulement Whiteley

et al. (2019); Robinson et al. (2008)).

Le tableau 1.1 résume la sensibilité des observables géophysiques aux propriétés hydrologiques (d'après Binley et al. (2015a)).

Hydrogéophysique	
Grandeurs géophysique	sensibilité hydrologique
Conductivité électrique	Teneur en eau (Θ), teneur en argile, conductivité de l'eau interstitielle, salinité
Permittivité diélectrique	Stratigraphie, Teneur en eau
Modules élastiques	Lithologie, teneur en glace, état de cimentation, substitution de fluide
Densité de Proton	Teneur en eau, perméabilité.
Densité volumique	Teneur en eau, porosité.

Table 1.1 Tableau référençant les liens entre grandeurs géophysiques et propriétés hydrologiques.

Une observable géophysique nécessite d'être transformée en paramètre hydrologique pertinent à l'aide de lois empiriques ou de modèles pétrophysiques. Les lois constitutives qui relient les paramètres géophysiques mesurés aux propriétés (ou états) hydrologiques sont essentielles et sont développées depuis plus de 40 ans. Par exemple, une relation empirique entre la teneur en eau des sols et la permittivité diélectrique a été obtenue par Topp et al. (1980). De même, des développements sur la sensibilité de la résistivité électrique sont encore d'actualité depuis l'établissement de la loi d'Archie (Mualem and Friedman, 1991; Roberts and Lin, 1997; Brovelli et al., 2005; Revil, 2013). Au niveau sismique, les relations entre modules d'élasticité et densité sont approchées par des modèles poroélastiques (Biot, 1955, 1956a,b) décrivant la propagation des ondes sismiques dans un milieu poreux saturé ou non. Ces relations sont généralement utilisées pour quantifier l'effet de substitution de fluides et en particulier l'impact de la teneur en eau sur les propriétés élastiques effectives d'un sol, dont les vitesses sismiques (Barrière, 2011; Romero-Ruiz et al., 2018, 2021) et sont régulièrement discutées (Shin et al., 2016).

Il est possible de regrouper les méthodes hydrogéophysiques selon 5 grandes familles : sismiques, électriques, électromagnétiques, télédétection et par gravimétrie. Chaque méthode a une sensibilité différente aux paramètres physico-chimiques du milieu, avec

L'hydrogéophysique : la géophysique appliquée à la caractérisation des aquifères

des capacités de résolution, de pénétration et de suivi temporel différentes. Dans des conditions appropriées, elles peuvent fournir une spatialisation à grande échelle de certaines variables hydrologiques d'intérêt (teneur en eau, charge hydraulique, profondeur du toit de la nappe...), en général de manière indirecte. Elles seront en revanche assez efficaces lors d'approches en suivi temporel, par focalisation sur les variations relatives, notamment pour les méthodes passives.

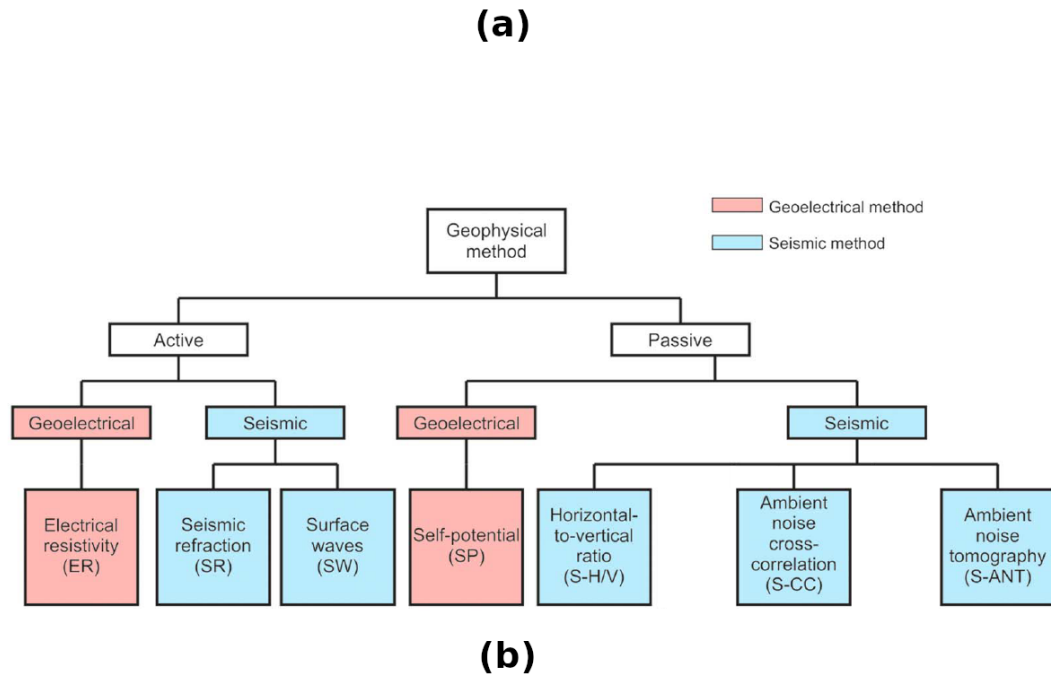


Fig. 1.1 Principales méthodes géophysiques appliquées à l'hydrologie, modifiée d'après Whiteley et al. (2019)

La Figure 1.1, inspirée de Whiteley et al. (2019), schématise les caractéristiques d'acquisitions de méthodes géophysique dans un contexte de monitoring hydrologique. Il est possible de différencier les méthodes d'acquisition passive (PII, S-H/V, S-ANT), qui permettent de suivre un changement dans le milieu de manière dynamique grâce à l'utilisation de sources naturelles ou anthropiques, des méthodes géophysiques utilisables à intervalles de temps réguliers dans une démarche de suivi temporel cinématique. Ces dernières sont en général mieux résolues pour la spatialisation de l'information, par tomographies répétées en 2D ou 3D par exemple. La télédétection n'est pas représentée sur ce graphique. Il faut noter que dans ce cadre, la gravimétrie peut être utilisée pour le suivi temporel, par exemple de l'accumulation de neige ou du contenu en eau (Xiao et al., 2015). Le satellite GRACE est utilisé dans le cadre de ces études afin de mesurer les variations du champ gravitationnel au cours du temps à grande échelle, mais avec une résolution limitée (Fores et al., 2018a).

1.4.1 Monitoring par méthodes électriques

Mesures passives de potentiel spontané (PS): La mesure passive du potentiel spontané utilise la distribution du potentiel électrique généré naturellement par des variations physico-chimiques du milieu, notamment par les phénomènes électrocinétiques (Abaza and Clyde, 1969; Revil, 2013). Cette méthode est très certainement la plus directement sensible aux variations d'écoulements des fluides dans le sous-sol (Rugari, 2013; Jouniaux et al., 2009). D'autres phénomènes peuvent également être captés par la mesure PS comme ceux liés aux des variations du potentiel redox de certains panaches de contaminants riches en matières organiques (Revil and Florsch, 2010) ou chimiques (Minsley et al., 2007). Cette méthode s'est notamment avérée utile pour estimer les propriétés hydrauliques lors d'essais de pompage (Darnet et al., 2003) et par tomographie hydraulique grâce à une inversion conjointe de h et de données PS (Soueid Ahmed et al., 2014). Elle a également été utilisée pour cartographier les chemins d'écoulement préférentiels et déterminer les vitesses d'écoulement d'eau (Ikard et al., 2012). Néanmoins, l'interprétation des variations du potentiel spontané en termes de flux reste difficile à faire car leurs amplitudes sont sensibles à tout changement de conductivité du milieu, aux variations des réponses des électrodes ainsi qu'au bruit anthropique (Bumpus and Kruse, 2014).

Tomographie de résistivité électrique (ERT): La résistivité électrique étant très sensible aux variations de la teneur en eau et de sa composition chimique, c'est une mesure privilégiée pour les études hydrogéophysiques. La tomographie de résistivité électrique (ERT) bénéficie actuellement de développements de systèmes d'acquisition autonomes intégrés pour la surveillance continue et d'alerte, avec des traitements en temps quasi-

réel. On peut citer, par exemple, la surveillance des digues de rivière (Tresoldi et al., 2019), le contrôle des conditions de déclenchement des défaillances dans les digues (Gunn et al., 2015) ou le suivi dynamique du processus d'infiltration d'eau dans des calcaires (De Carlo et al., 2020).

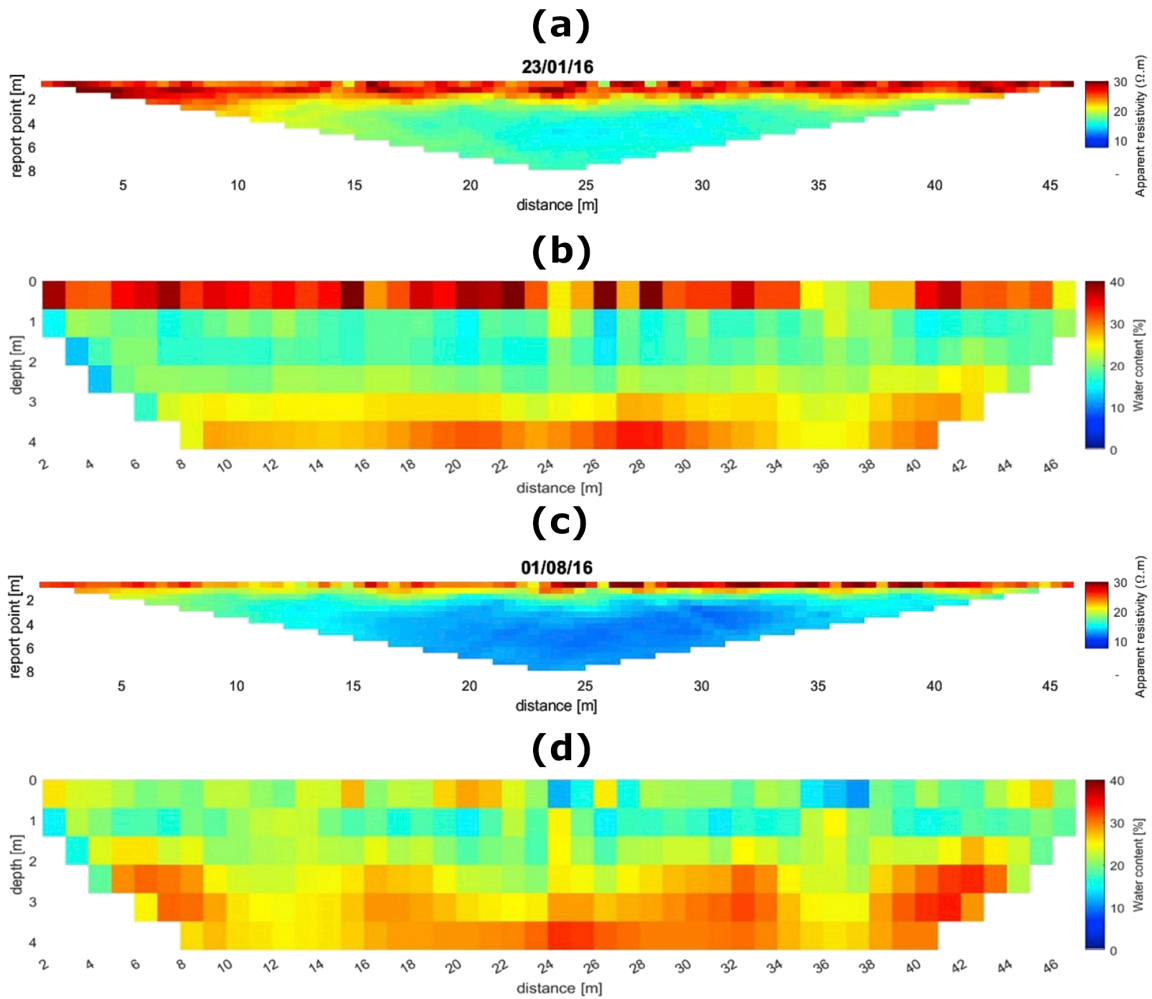


Fig. 1.2 Exemple d'utilisation de l'ERT en cinématique 2D (Tresoldi et al., 2019): (a) résistivité apparentes acquises le 23/01/2016 puis converties en teneur en eau après inversion (b). (c) et (d) Mêmes résultats lors d'une expérience menée le 01/08/2016.

Ces études récentes (illustrées par la Figure 1.2) montrent l'intérêt de l'ERT en termes de sensibilité et de résolution pour des applications hydrologiques, mais le temps d'acquisition reste assez long. En outre, la méthode peut souffrir de la présence de zones très conductrices qui peuvent biaiser l'interprétation, de bruit et de la difficulté d'obtenir des images répétées en 3D, avec une bonne résolution temporelle.

Polarisation induite La polarisation induite est une technique utilisée pour mesurer les propriétés capacitatives des roches et des sols (Fink et al., 1990; Oldenburg and Li, 1994). Comme les méthodes de résistivité électrique, elle consiste à injecter un courant électrique dans le sol à travers des électrodes mais elle va mesurer l'évolution (ou la relaxation) de la tension électrique qui en résulte à travers d'autres électrodes. La polarisation induite est utilisée pour évaluer l'état hydrique des sols et pour cartographier les zones d'infiltration d'eau dans les nappes phréatiques. Elle peut également être utilisée pour suivre les changements de relaxation dans le temps, ce qui permet de suivre les mouvements de l'eau dans les nappes phréatiques et de cartographier les zones d'infiltration d'eau (Yong-jun et al., 2015). Elle est fréquemment utilisée pour évaluer la pollution des eaux souterraines et du sol (Brahmi et al., 2021; Vu et al., 2021; Azffri et al., 2022; LIU et al., 2020).

Cependant, cette technique présente plusieurs limites, telles que la dépendance de la sensibilité à la conductivité électrique des matériaux, la nécessité d'utiliser des électrodes et des câbles pour injecter et mesurer le courant électrique, la sensibilité aux variations de température et d'humidité, l'exigence d'un grand nombre de mesures pour couvrir une zone donnée, l'absence de données sur la profondeur des structures ou des anomalies détectées et la sensibilité aux perturbations électriques et magnétiques (Revil et al., 2020; Kemna et al., 2012; Kessouri et al., 2019).

1.4.2 Le radar géologique

Le radar géologique (Ground Penetrating Radar, GPR) est une technique géophysique non destructive qui utilise des ondes EM à haute fréquence (10 MHz à quelques GHz) pour imager les contrastes de propriétés des matériaux à l'intérieur d'un milieu (Daniels, 2004). L'utilisation la plus courante est depuis la surface, où un émetteur transmet une onde EM qui va se réfléchir ou être diffractée pour être captée par une antenne réceptrice. Les formes d'ondes réfléchies sont majoritairement influencées par la permittivité diélectrique du sous-sol (vitesse), elle-même reliée à la teneur en eau du sol (Topp et al., 1980; Davis and ANNAN, 1989; Roth et al., 1990; Malicki et al., 1996; Stoffregen et al., 2002). La conductivité électrique du milieu va contrôler l'atténuation des ondes et donc leur pénétration. Dans un article de review, Liu et al. (2019) résument les différents modes d'acquisitions possibles de données (puits, en surface et éloigné de la surface) et les traitements associés. Si le GPR est assez prisé pour sa capacité à cartographier rapidement et efficacement la teneur en eau du sol sur des zones relativement vastes, la profondeur d'investigation du GPR au sol est limitée à quelques mètres en raison de la forte atténuation des ondes électromagnétiques dans les milieux conducteurs. Si le GPR est très efficace pour l'étude du permafrost, des glaciers ou plus généralement dans les zones résistives, il peut ainsi devenir inopérant dans les argiles ou en présence d'eau salée.

En termes de suivi temporel, des mesures spatiales combinées de Résonance Magnétique des Protons (RMP) et de GPR ont, par exemple, permis de détecter et de suivre l'évolution d'une poche d'eau (Garambois et al., 2016) présente au sein d'un glacier, sur une base cinématique. Lambot et al. (2009) suivent une infiltration à partir de 16 inversions de mesure GPR (afin d'économiser du temps de calcul). McGlashan et al. (2012) utilisent la tomographie GPR pour surveiller la biodégradation in situ du benzène.

1.4.3 Résonance magnétique protonique (RMP)

La Résonance Magnétique Protonique est la seule méthode géophysique qui permet d'obtenir un signal directement lié à l'eau souterraine. Elle utilise le comportement de résonance des moments magnétiques des protons d'hydrogène présents dans la molécule d'eau. Chaque proton est capable d'absorber l'énergie électromagnétique à une fréquence spécifique (la fréquence de Larmor) transmise par une boucle de courant. Après l'excitation à cette fréquence, les protons émettent à nouveau un champ électromagnétique à la même fréquence. Les variations de la réponse RMP en fonction de l'amplitude du courant permettent alors d'obtenir des modèles 1D de teneur en eau (Hertrich et al., 2007). La relaxation du signal fournit une information sur la perméabilité du milieu. Lesparre et al. (2020) ont montré la capacité de la RMP à mieux contraindre les modèles hydrologiques. De même, Vang et al. (2022) ont utilisé la RMP pour cartographier les variations du niveau de la nappe phréatique sur trois sites danois comprenant plus de 100 sondages. Les résultats de la RMP permettent de donner des estimations quantitatives du niveau d'eau à l'échelle régionale, sans forage, pour une meilleure connaissance des aquifères. La RMP s'est révélée prometteuse pour étudier la dynamique de l'infiltration de l'eau dans un aquifère karstique (Mazzilli et al., 2020).

1.4.4 Méthodes sismiques actives

Sismique réfraction L'apport de la sismique réfraction (SR) pour l'étude des aquifères est connu depuis longtemps. Une première étude (Yamamoto, 1974) l'utilise afin de mieux contraindre l'interprétation du comportement hydrologique d'un bassin versant via l'analyse géologique du sous-sol. Dans une autre étude, la SR a montré une possibilité de distinguer une limite lithologique d'une nappe phréatique à l'aide de la comparaison entre des vitesses d'ondes P et S couplées à des informations lithologiques (Schuyler-Rossie, 1987). D'autres études permettent d'arriver à des conclusions similaires (Haeni, 1988; Gaines et al., 2008; Flinchum et al., 2018). Bachrach and Nur (1998a) et Bachrach et al. (1998) proposent une discussion sur l'approche quantitative de Hertz-Mindlin (Mindlin, 1949) pour modéliser les vitesses d'onde P mesurées dans du sable par sismique réfraction et font une interprétation en terme de volume d'eau (en utilisant une approche Biot-

Gassman). Ils concluent que la SR permet d'imager des nappes phréatiques peu profondes et que les ondes réfléchies peuvent ne pas correspondre à la surface de la nappe.

L'intérêt est de très bien contraindre la ZC en termes géologiques, comme ont pu le faire Flinchum et al. (2018), tout en étant très sensible à la transition zone non saturée - zone saturée. Plus que la caractérisation fine du maillage de la ZC, la SR a un fort potentiel permettant de suivre l'évolution d'un système relativement lent. Par exemple, à partir de l'inversion des données ERT et sismiques (obtenues par SR), Blazevic et al. (2020) ont observé des tendances comparables notamment en termes de propagation latérale de l'infiltration, qui est détectée de manière similaire par les deux méthodes. Ils ont été en mesure d'identifier des chemins d'écoulement préférentiels. Cela met en évidence l'utilité de la combinaison de l'ERT de surface et de la réfraction sismique pour surveiller les processus hydrologiques et les changements de saturation en eau dans la zone vadose. La Figure 1.3 synthétise des time-lapses d'acquisition (de 1 à 11) mettant en avant des isochrones de changement pour les deux mesures.

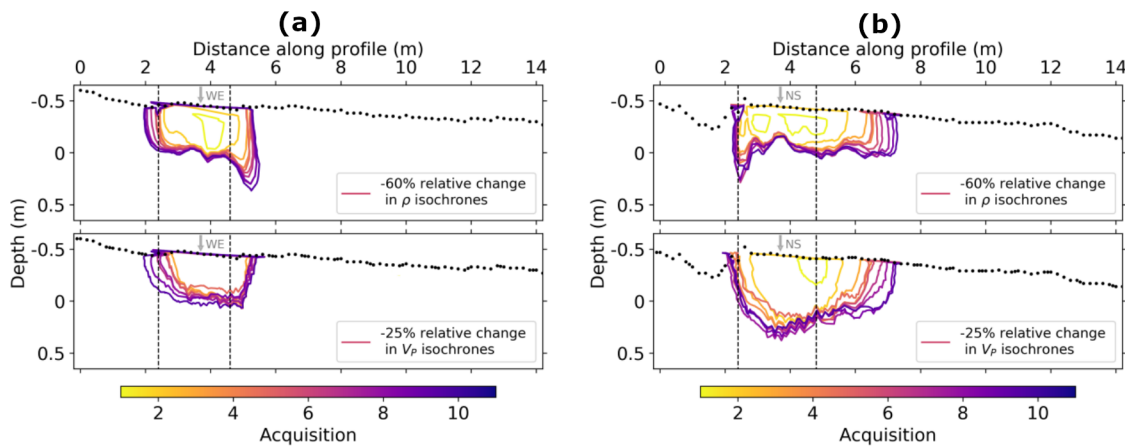


Fig. 1.3 Les isochrones montrent un pourcentage donné de changement relatif de la résistivité électrique (ρ) et de la vitesse des ondes P (V_p) et leur évolution lors des acquisitions pour (a) les lignes NS et (b) les lignes WE. Les lignes pointillées en noir délimitent la zone d'infiltration et les flèches grises indiquent les croisements de lignes. D'après Blazevic et al. (2020).

La méthode SR présente des limites en ce qui concerne l'acquisition des données. Comme décrit dans Blazevic et al. (2020), l'utilisation d'une source humaine pour générer les ondes sismiques nécessite un grand nombre de frappes sur chaque géophone (4) à chaque pas d'acquisition, afin de maximiser le rapport signal sur bruit. Selon le type d'étude et la résolution temporelle souhaitée, ce type d'étude peut ne pas permettre une continuité dans la donnée. Finalement, sa capacité de monitoring dynamique à haute résolution spatiale est diminuée par le temps d'acquisition assez important, bien que cela

dépende de la dynamique du processus étudié et de la logistique d'acquisition.

Analyse des ondes de surface Dans les contextes superficiels, l'analyse des ondes de surface est devenue populaire avec l'introduction de la méthode SASW (Spectral Analysis of Surface Waves). Cette méthode est basée sur une configuration à une source et deux géophones et sur des outils de base d'analyse du signal (Nazarian et al., 1983). Pour une onde générée, la courbe de dispersion est construite en estimant, pour chaque bande de fréquence, le délai de propagation entre les arrivées aux deux géophones. Une bande de fréquence définissant au final une profondeur de pénétration (comme il sera discuté au chapitre 2), il est possible de contraindre les propriétés physiques liées à ces profondeurs. La méthode MASW consiste à analyser les propriétés de dispersion ou d'ellipticité des ondes de surface, grâce à des enregistrements multicanaux (Park et al., 1999). Lu (2014) a étudié sur une durée de 7 ans la relation entre la vitesse des ondes P (produites par des sondes acoustiques) et la saturation du sol. Les ondes sismiques ont été enregistrées à l'aide d'un vibromètre Doppler laser permettant l'acquisition sur 30 voies réparties sur 5 mètres d'un signal avec une profondeur de pénétration utile de 2 mètres. Ces 30 voies permettent l'acquisition 4 fois par jour des ondes de Rayleigh avec un excellent rapport signal/bruit. L'inversion des courbes de dispersion de ces ondes de Rayleigh a permis d'obtenir ainsi des modèles de vitesse d'ondes S en fonction de la distance radiale et de la profondeur.

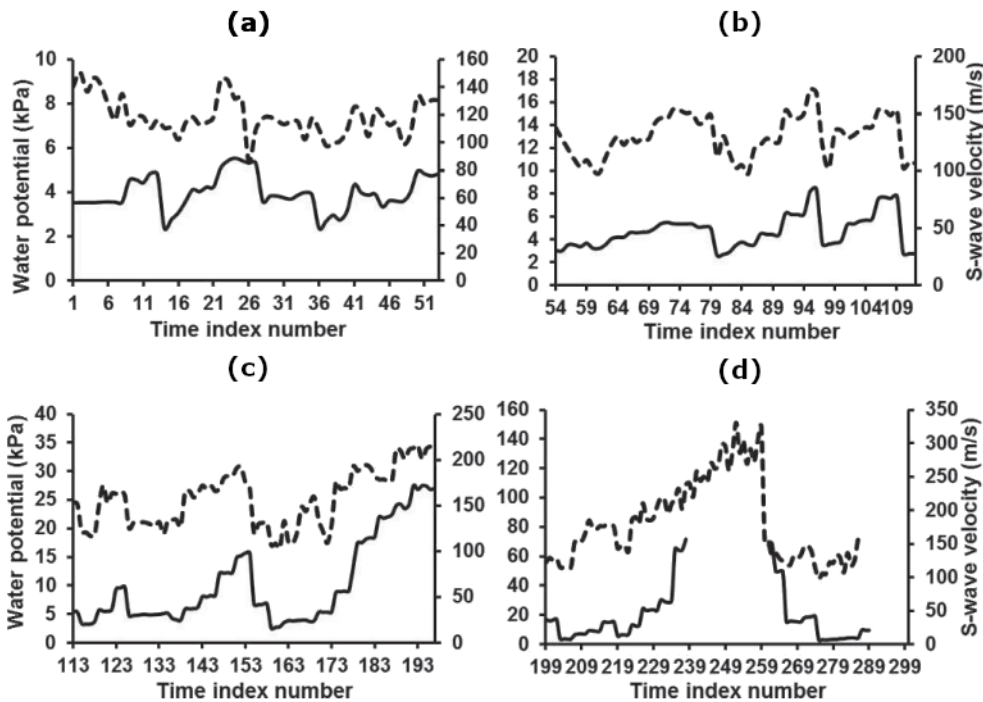


Fig. 1.4 Relation entre les variations de vitesse d’ondes S inversées à partir des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh (courbes en pointillées) et potentiel hydrique sur 300 jours (courbes pleines), d’après Lu (2014). Les axes de gauches représentent la potentiel hydrique représentant la charge hydraulique, h . Les axes des abscisses représentent les jours d’études.

Ces résultats sont ensuite interpolés sous la forme d’une cross-section 2D de 5 mètres de long sur 2 mètres de profondeur et montrent ainsi les variations des vitesses d’onde S selon X et Z sur une période de 1 an avec cette fois une résolution temporelle d’une journée. À partir des cross-sections, à une profondeur équivalente aux capteurs permettant l’acquisition des ondes P, ils ont montré une relation très forte entre la valeur h décrite précédemment et la variation de vitesse d’onde S (Figure 1.4). Cette expérience obtient une forte résolution spatiale pour caractériser les variations de propriété de la ZC, avec un dispositif toutefois lourd à mettre en place et à maintenir.

Les mesures expérimentales à l’échelle du laboratoire par laser-Doppler de la propagation des ondes de surface s’est avérée être un outil efficace pour étudier la ZV (Bodet et al., 2005, 2012; Pasquet et al., 2016), dont la communauté utilisant ce type d’outils propose de simplifier et d’homogénéiser les traitements entre les études, en proposant des algorithmes complets de traitement de données (Pasquet and Bodet, 2017).

1.4.5 Vers le monitoring sismique passif : analyse spectrale du bruit de fond sismique

L'utilisation du bruit sismique ambiant pour le monitoring de la subsurface est une méthode courante pour des applications environnementales (Nakamura, 1989; Lunedei and Malischewsky, 2015). La méthode se base sur l'analyse du rapport spectral des composantes horizontales et verticales (HVSr), et permet de suivre, par exemple, l'évolution du pergélisol (Köhler and Weidle, 2019). Cox et al. (2012) ont montré que la couche superficielle gelée saisonnière peut affecter la réponse du site, analysée à l'aide de la méthode HVSr. Guéguen et al. (2017) ont signalé une diminution de l'amplitude du rapport H/V (horizontal/vertical) sur plusieurs jours entre 2 et 10 Hz, en raison d'une chute de température de l'air en dessous de 0 °C à Grenoble, France. Cette méthode est aussi sensible aux cycles de gel-dégel à la surface du permafrost (Abbott et al., 2016).

L'étude de Burtin et al. (2008) a montré que l'augmentation saisonnière du bruit ambiant coïncide avec les fortes pluies de la mousson et une période de fonte rapide de la neige et de la glace dans les hautes altitudes. La cyclicité observée sur 24 heures est cohérente avec le débit des rivières dans la région. De plus, ils ont observé une relation en hystérésis entre le niveau du cours d'eau et l'amplitude du bruit observé (Figure 1.5). Cette hystérésis est liée, selon Burtin et al. (2008), à l'augmentation des vibrations du sol générées par le transport de la charge du lit.

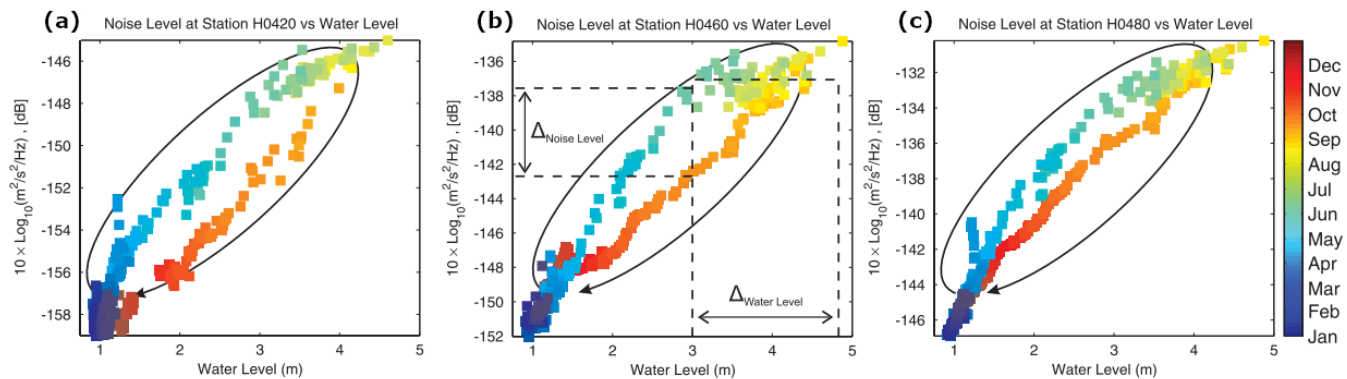


Fig. 1.5 Amplitudes quotidiennes moyennes du niveau de bruit à 3 stations différentes comparées au niveau d'eau quotidien de la rivière Trisuli mesuré à Betrawati pendant l'année 2003. Chaque carré représente 1 jour, et sa couleur indique le mois de l'année. La progression de l'hystérésis observée est indiquée par la courbe de la flèche noire, d'après Burtin et al. (2008).

Les méthodes de type HVSr pourraient devenir une technique efficace, abordable, passive et non invasive pour surveiller les systèmes hydrologiques à long terme avec une grande précision temporelle. Il est donc nécessaire de mener davantage d'études pour

évaluer ses limites et sa pertinence générale. Il est important de noter que l'interprétation de la variabilité des HVSR comme des changements structuraux pourrait être trompeuse si ces variations sont en réalité causées par des modifications des conditions extérieures du site, comme la répartition des sources de bruit et/ou les paramètres météorologiques (Chatelain et al., 2008). Ces sources pourraient être, comme l'ont identifié Burtin et al. (2011, 2008), le bruit de la rivière et ainsi permettre un proxy intéressant pour mieux contraindre les modèles hydrologiques (par une estimation du débit des rivières).

1.4.6 Problématique actuelle en hydrogéophysique

Les études hydrogéophysiques ont visé à aller au-delà de la cartographie d'anomalies géophysiques pour fournir des informations quantitatives qui peuvent être utilisées, par exemple, comme données d'entrée pour des modèles d'écoulement et de transport (Daniels, 2004; Hubbard and Rubin, 2005a; Rubin and Hubbard, 2006a; Schirmer et al., 2013; Jayawickreme et al., 2014; Parsekian et al., 2015; Binley et al., 2015a; Romero-Ruiz et al., 2018; Whiteley et al., 2019; Fan et al., 2020; Hermans et al., 2023).

Des efforts considérables ont été déployés récemment sur les méthodes d'acquisition de données, les traitements des signaux associés et les modèles pétrophysiques. Ces derniers restent complexes à l'échelle de la subsurface, caractérisée par une forte hétérogénéité. Ainsi, les relations qui relient les attributs géophysiques aux paramètres hydrologiques de subsurface, ainsi que les plages d'attributs géophysiques, peuvent varier considérablement suivant les différents types d'environnements (Hubbard and Rubin, 2005b; Rubin and Hubbard, 2006a).

Les techniques géophysiques sont devenues des moyens précieux pour l'étude non invasive et le suivi hydrologique à différentes échelles de temps et d'espace et permettent d'ajouter de nouvelles contraintes fiables aux modèles hydrogéophysiques (Fan et al., 2020). La possibilité de fournir une imagerie quadri-dimensionnelle (x, y, z, t), avec une dynamique représentative, une haute résolution spatiale et temporelle des évolutions de nappes reste un enjeu fondamental (Hermans et al., 2023).

En résumé, une méthode idéale en hydrogéophysique doit s'avérer précise, avoir des résolutions spatiale et temporelle suffisamment élevées et adaptées aux processus étudiés et être sensible aux propriétés hydrologiques en jeu. Chaque méthode rapidement décrite ci-dessus a des limites, en général liées au temps d'acquisition des données (pour les méthodes actives) qui empêchent d'avoir à la fois une bonne couverture spatiale avec une bonne résolution temporelle. Dans ce contexte, cette thèse se propose d'explorer le potentiel de l'interférométrie sismique, basée sur l'enregistrement du bruit de fond sismique, pour le suivi hydrologique.

1.5 Exemple de monitoring par interférométrie de sismique passive

Cette technique, utilisée à des fins d'imagerie et de suivi temporel à différentes échelles, utilise la corrélation du bruit sismique ambiant enregistré sur 2 capteurs pour reconstituer en quasi-continu le champ d'ondes sismiques se propageant entre ces 2 capteurs. En répétant ce calcul au cours du temps, l'évolution du champ d'ondes va porter la signature des changements de propriétés du milieu situé entre les 2 capteurs

Cette méthode a par exemple été appliquée sur un volcan par Sens-Schönfelder and Wegler (2006) qui ont montré le lien entre variations piézométriques et faibles variations de vitesse sismiques, obtenues à partir d'inter-corrélation de bruit de fond sismique. Ces variations mesurées à partir de la coda des ondes sismiques dans la fonction de Green reconstruite, subissent une forte influence saisonnière et sont en opposition de phase avec les variations de nappe modélisées à partir des données pluviométriques (Figure 1.6).

Exemple de monitoring par interférométrie de sismique passive

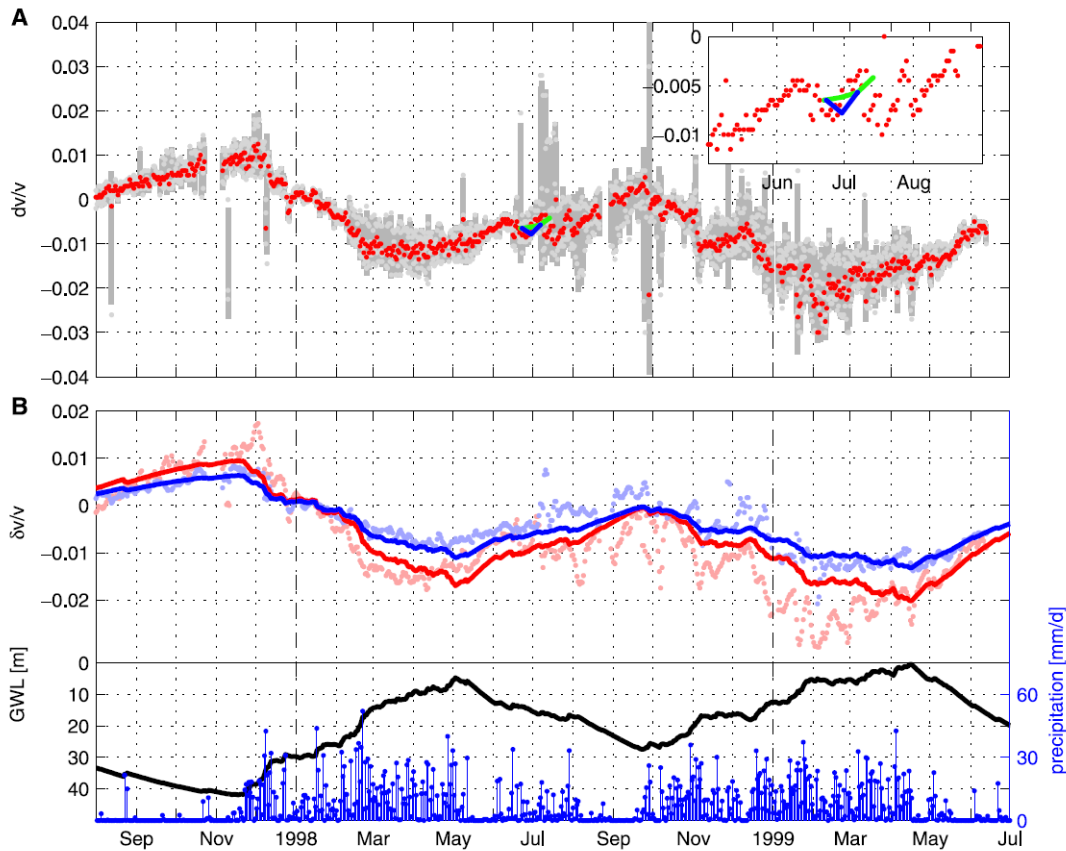


Fig. 1.6 Principaux résultats obtenus par Sens-Schönfelder and Wegler (2006) sur un volcan. (A) Variations de vitesse calculés dans la gamme de période 2-8 s dans la coda. Les points gris clair représentent l'écart type. (B) Variations de vitesse modélisées dans les bandes de périodes [6-8]s (bleu) et [2-4]s (rouge) à partir des données pluviométriques. La courbe noire représente les variations de nappes modélisées à partir des données pluviométriques en mm/jour, représentées par l'histogramme bleu.

Voisin et al. (2016) ont utilisé cette méthode pour le suivi d'un grand glissement de terrain à Utiku (Nouvelle-Zélande). À partir de la composante verticale, les intercorrélations journalières du bruit sismique ambiant ont montré des changements de vitesse sismique mesurés sur les ondes balistiques (ondes de Rayleigh) allant jusqu'à 1.5 %, 1.7. Ces variations suivent également une cyclicité saisonnière. Afin d'aller plus loin dans l'interprétation, ils ont comparé ces données de $\delta v/v$ avec les pressions d'eau interstitielle mesurées à la surface basale du glissement de terrain. La bande de fréquence utilisée, couplée à la profondeur de pénétration des ondes de Rayleigh, permet de mettre en évidence que les changements sont très localisés et sensibles aux oscillations de la nappe phréatique.



Fig. 1.7 Principaux résultats obtenus par Voisin et al. (2016) sur un glissement de terrain. Comparaison entre les variations relatives de vitesses mesurées sur les variations des ondes balistiques (onde de Rayleigh) et la mesure de pression des pores (bleu). L’histogramme violet représente la pluviométrie journalière.

Une première application sur un champ captant (dans ce cas précis, un aquifère poreux) a été mise en œuvre par Voisin et al. (2017). Cette étude a mis en relation des variations hydrologiques enregistrées au niveau d’un piézomètre avec des variations de vitesses des ondes de Rayleigh, reconstruites par inter-corrélation du bruit ambiant. Cette étude permet, dans un environnement contrôlé, de lier des amplitudes de variation d’une nappe phréatique et celles de vitesse avec une relation quasi-linéaire (Figure 1.8). Ce travail s’appuie sur une dizaine de capteurs et n’a pas pu atteindre l’étape de la spatialisation de l’information, c’est à dire qu’elle demeure à faible résolution spatiale.

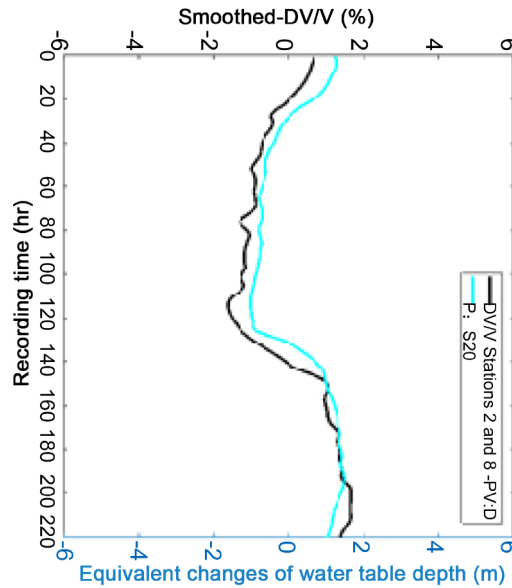


Fig. 1.8 Principaux résultats de Voisin et al. (2017) obtenus sur un champ captant. Comparaison entre les variations de vitesse obtenues à partir d’inter-corrélation horaire de la composante verticale (courbe noire) et les mesures piézométriques associées (courbe bleu).

Les deux précédentes études traitent de dispositifs déployés à échelles relativement modeste (< 1 km). Clements and Denolle (2018) ont utilisé un réseau d’observation à l’échelle de la vallée de San Gabriel (USA), sur des temps longs (2000-2017). Leur utilisation de l’inter-corrélation de bruit de fond permet d’obtenir des perturbations de vitesse d’amplitudes comparables à celles capturées sur différents piézomètres. Ils ont réussi à régionaliser l’information à l’aide des méthodes développées par Brenguier et al. (2008a). La Figure 1.9 présente en (a) et (b) l’évolution de la régionalisation du $\delta v/v$ entre janvier 2005 et juin 2005 et entre janvier 2012 et janvier 2017, à l’aide de 9 capteurs. La Figure 1.9 (c) résume la relation entre $\delta v/v$ et variation de nappe durant 17 ans. Cette étude combine des résultats de gravimétrie (via le satellite Grace) et de variations de vitesse.

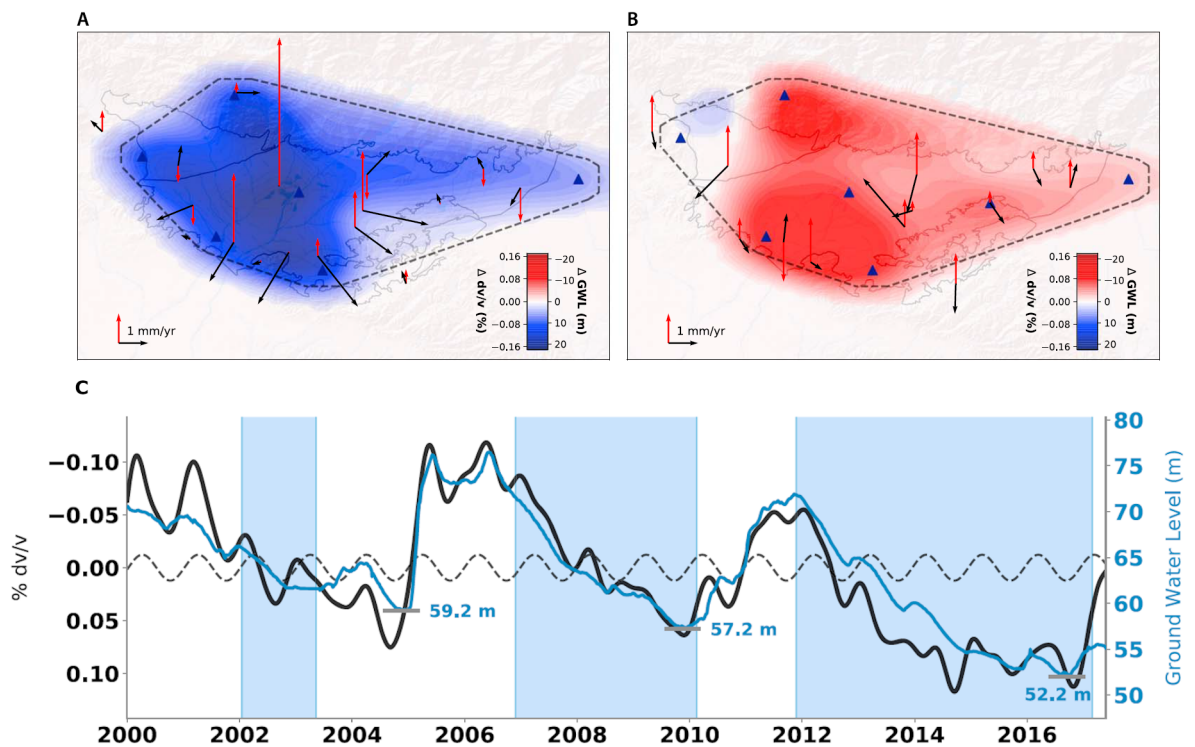


Fig. 1.9 Principaux résultats obtenus à l'échelle d'une vallée par Clements and Denolle (2018). La sous-figure (A) présente la différence de $\delta v/v$ régionalisée entre janvier 2005 et juin 2005, (B) la différence entre janvier 2012 et janvier 2017 et (C) la relation entre $\delta v/v$ et hauteur de nappe sur la totalité de l'expérience.

Malgré un nombre limité de capteurs (9), cette étude permet de suivre les évolutions régionales de variation de nappe, avec une résolution spatiale plus importante, mais qui reste limitée.

1.6 Objectifs et plan de la Thèse

L'objectif de ce doctorat est de pousser les études antérieures portant sur l'utilisation du bruit sismique pour le monitoring du contenu hydrique selon deux directions. D'une part, en essayant d'améliorer la résolution spatiale de cette méthode et faciliter ainsi une comparaison quantitative avec des piézomètres localisés. Pour cela, on a développé le traitement d'un jeu de données de terrain acquis dans le cadre du projet RESOLVE (UGA), où 100 capteurs ont été positionnés autour d'un bassin de rétention au sein du champ captant de Crépieux-Charmy. Durant cette acquisition, des cycles de remplissage et de vidange contrôlés ont été mis en œuvre par le personnel du champ captant et sont suivis par des capteurs piézométriques. Nous montrerons notamment que l'on peut envisager des reconstructions dynamiques de variations de vitesse, qui fournissent des résultats cohérents

Objectifs et plan de la Thèse

et complémentaires aux mesures piézométriques, mais avec une résolution spatiale largement améliorée par une approche tomographique. Cette étude a mis en évidence l'importance de la zone non saturée comme zone tampon. Ces résultats obtenus sur site opérationnel fournissent une vision 4D inédite de la formation d'un dôme hydraulique. Ils nous ont poussés à mieux comprendre les relations entre champs d'ondes sismiques reconstitués à partir du bruit et variations hydrologiques.

D'autre part, nous avons conçu une expérience de laboratoire en considérant des cycles d'imbibition/drainage contrôlés et instrumentés par des mesures hydrologiques indépendantes. Nous présenterons les comparaisons entre les variations de vitesses sismiques obtenues dans différentes bandes de fréquence, point de départ d'une spatialisation des variations en profondeur, et les mesures hydrologiques obtenues à différentes profondeurs. Un modèle pétrophysique, considérant les pressions fluides, explique les résultats obtenus.

Après une introduction sur les étapes basiques de traitement des signaux de bruit sismique (Chapitre 2), nous présenterons dans le Chapitre 3, les résultats obtenus sur le champ captant de Crépieux-Charmy (Lyon), dont une partie sera formée d'un article publié dans le journal *Water Resource Research* (Gaubert-Bastide et al., 2022). Le chapitre 4 se focalisera sur les expériences menées en laboratoire. A nouveau, une partie du chapitre reprendra un article à soumettre au *Journal of Geophysical Research*. Un chapitre 5 proposera une approche originale de traitements des signaux de bruit, en particulier pour l'estimation des vitesses sismiques issues de techniques d'auto-corrélation. Enfin, nous présenterons des conclusions principales de ce travail et des perspectives.

Chapitre 2

Introduction au traitement de données de bruit sismique ambiant

2.1	Rappel sur les ondes sismiques	29
2.1.1	Les ondes de volume	29
2.1.2	Les ondes de Surface	30
2.1.3	Caractère Dispersif de certaines ondes sismiques	32
2.1.4	La coda	33
2.2	Introduction au traitement de Bruit sismique	34
2.2.1	Les différentes sources de bruit	35
2.2.2	Reconstruction de la fonction de Green à partir du bruit ambiant	36
2.3	Analyse en réseau par Beamforming	38
2.3.1	Historique du beamforming	38
2.3.2	Relation longueur d'onde - ouverture d'antenne	40
2.4	Pré-traitement des signaux de bruit pour l'interférométrie	41
2.4.1	Filtrage	42
2.4.2	Blanchiment	42
2.4.3	Normalisation 1-bit	43
2.4.4	Cas des composantes horizontales : projection	43
2.5	Calcul et analyse des inter-corrélations	44
2.5.1	Représentation d'un corrélogramme	48
2.5.2	Obtention d'hodochrone	49
2.6	Principales méthodologies pour l'imagerie et le suivi temporel	50
2.6.1	Mesures des courbes de dispersion des ondes de surface	50

2.6.2	Mesure des variations de vitesse	53
2.6.3	Spatialisation de l'information par tomographie	61
2.7	Conclusions	64

Rappel sur les ondes sismiques

Ce chapitre vise à introduire les bases théoriques sur le bruit sismique, ainsi que les différentes méthodes d'analyse et de traitement qui seront ensuite utilisées lors des expériences à l'échelle du champ captant (un réseau dense de capteur déployés dans différentes directions, chapitre 3) et à l'échelle du laboratoire (un réseau limité de capteurs alignés, Chapitre 4).

2.1 Rappel sur les ondes sismiques

La propagation d'une onde sismique génère des déformations (par exemple des déplacements de particules) à travers un milieu pouvant le modifier irréversiblement si l'amplitude est suffisante. La vitesse de cette propagation va varier selon le type de milieu traversé. Dans le cas de sources actives ou de bruit sismique, ces déformations sont en général suffisamment faibles pour être décrites par la théorie visco-élastique. Certains attributs de la propagation vont permettre de caractériser ce milieu (vitesse de propagation, atténuation, polarisation, dispersion). A partir d'une source sismique, plusieurs types d'ondes peuvent se propager et se distinguent par leur vitesse, amplitude et polarisation. On peut distinguer 2 types d'ondes : les ondes de volume et les ondes de surface, résultant d'interactions entre les ondes de volume et la surface libre.

2.1.1 Les ondes de volume

Dans un milieu élastique, il existe deux types d'ondes de volume : les ondes P (premières arrivées) et les ondes S (secondaires).

Dans le cas d'un milieu isotrope et homogène, une onde P se déplace en ligne droite et les particules du solide traversé par ces ondes vibrent le long de l'axe de propagation de l'onde (déplacement longitudinal), comme illustré sur la Figure 2.1(a). En milieu élastique, la vitesse de propagation des ondes P V_p peut être décrite par les relations suivantes :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

où K est le module d'élasticité isostatique (module d'incompressibilité) du matériau, μ est le module de cisaillement (module de rigidité, parfois noté G et également appelé second paramètre de Lamé), ρ est la densité, et λ est le premier paramètre de Lamé.

Les ondes S, ou ondes de cisaillement, provoquent un déplacement perpendiculaire à la direction de propagation. Si cette direction est horizontale, alors nous pouvons caractériser les ondes S_V (par rapport au sens de propagation, Figure 2.1(b)). Contrairement aux ondes P, elles ne peuvent pas se propager dans un matériau qui ne peut se cisailer, comme un liquide dont la viscosité est faible (par exemple de l'eau), mais elles peuvent le faire dans un cas où la viscosité est très élevée (par exemple un ciment en cours de

consolidation). En milieu élastique, la vitesse de propagation des ondes S V_s peut être décrite par la relation suivante :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

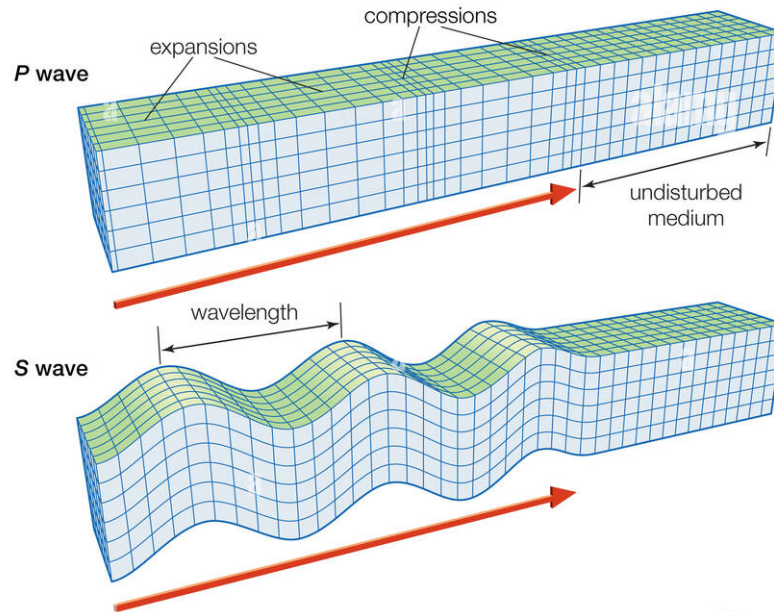


Fig. 2.1 Illustration des vibrations induites par la propagation des ondes P (haut) et S_V (bas), modifié d'après (Aki and Richards, 2002).

Ces deux ondes possèdent une décroissance d'amplitude suivant une loi en $1/r$, où r représente la distance entre un point de l'espace et la source sismique.

2.1.2 Les ondes de Surface

Les ondes de surface sont générées à partir d'interférences entre les ondes P et S directes et réfléchies/converties à la surface libre (Novotny, 1999; Bormann et al., 2012). Si l'on considère un demi-espace homogène infini avec une surface libre, seules les ondes de Rayleigh (R), marquées par une polarisation elliptique rétrograde par rapport au sens de propagation, sont générées (Figure 2.2(b)). Celles-ci se propagent essentiellement près de la surface libre avec une décroissance d'amplitude en $1/\sqrt{r}$ à l'horizontale, mais exponentielle par rapport à la profondeur (Aki and Richards, 2002). La différence de décroissance en amplitude entre les ondes de volume (P, S) et les ondes de surface permet à ces dernières de faire plusieurs fois le tour de la Terre lorsqu'elles sont produites par un séisme de forte magnitude.

Rappel sur les ondes sismiques

En ajoutant dans le modèle initial une seconde couche possédant ses paramètres physiques propres permettant la propagation d'ondes S avec des vitesses différentes en fonction de la profondeur, il est possible de produire un autre type d'ondes de surface, les ondes de Love (L). L'onde L est le résultat de l'interférence d'ondes S_H multiples réfléchies par cette couche élastique, bordée d'une part par un demi-espace élastique et d'autre part par la surface libre. Le mouvement des particules d'une onde de Love forme une ligne horizontale perpendiculaire à la direction de propagation (ce sont des ondes transversales) (Figure 2.2(a)). Elles possèdent les mêmes facteurs de décroissance en amplitude que l'onde R.

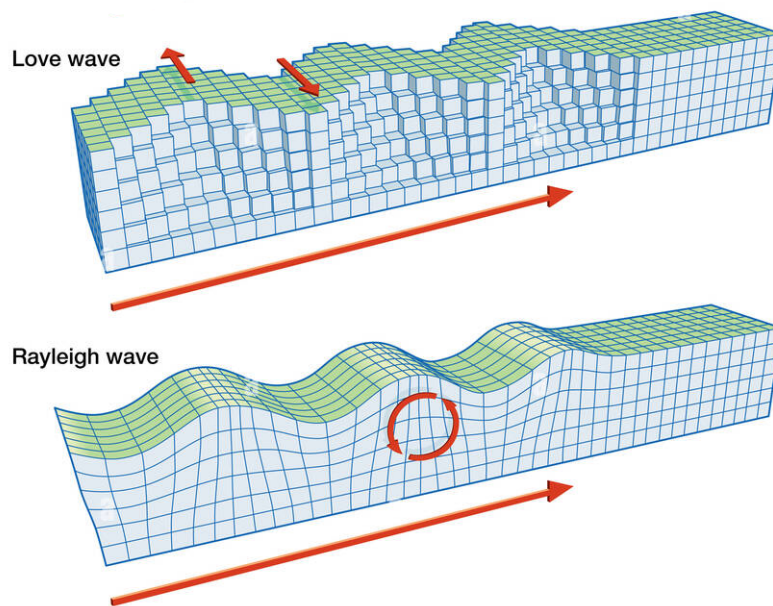


Fig. 2.2 Mouvements de particules induits par le passage d'ondes de surface de Love (haut) et de Rayleigh (bas), d'après Aki and Richards (2002)

Sur un hodochrone 3 composantes, la Figure 2.3 (Duret, 2012) fournit un exemple de séparation temporelle des différentes ondes évoquées pour le séisme de Sichan (M 7.2, 2008) enregistré sur le sismographe MONS.

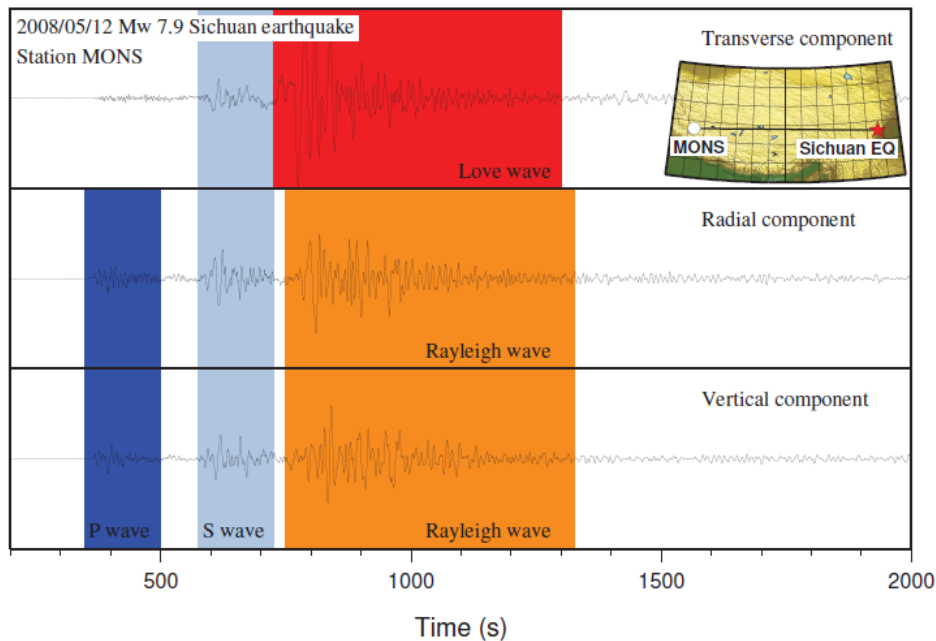


Fig. 2.3 Exemple de hodochrone 3C produit par le séisme de Sichuan du 12 mai 2008 par la station MONS. Une projection des composantes Nord et Est a été effectuée afin de pouvoir séparer les composantes radiale et transverse entre la source et le récepteur. Les couleurs représentent pour le bleu foncé l'arrivée et le train d'onde de l'onde P, le bleu clair l'onde S, en orange l'onde de Rayleigh et enfin en rouge l'onde de Love (Duret, 2012).

2.1.3 Caractère Dispersif de certaines ondes sismiques

La dispersion des ondes s'exprime comme des variations de vitesse en fonction de la fréquence (que ce soit la vitesse de phase, v_ϕ ou la vitesse de groupe v_g). Les ondes de surface deviennent dispersives dans les milieux hétérogènes. En effet, la pénétration et la sensibilité des ondes de surface dépendant de leur longueur d'onde ($\lambda = c/f$, avec c la vitesse et f la fréquence) les ondes seront sensibles à des matériaux situés à des profondeurs différentes suivant leur fréquence. Finalement, au premier ordre, la courbe de dispersion de la vitesse va ainsi refléter la distribution des vitesses sismiques, en particulier de V_s , en fonction de la profondeur.

Rappel sur les ondes sismiques

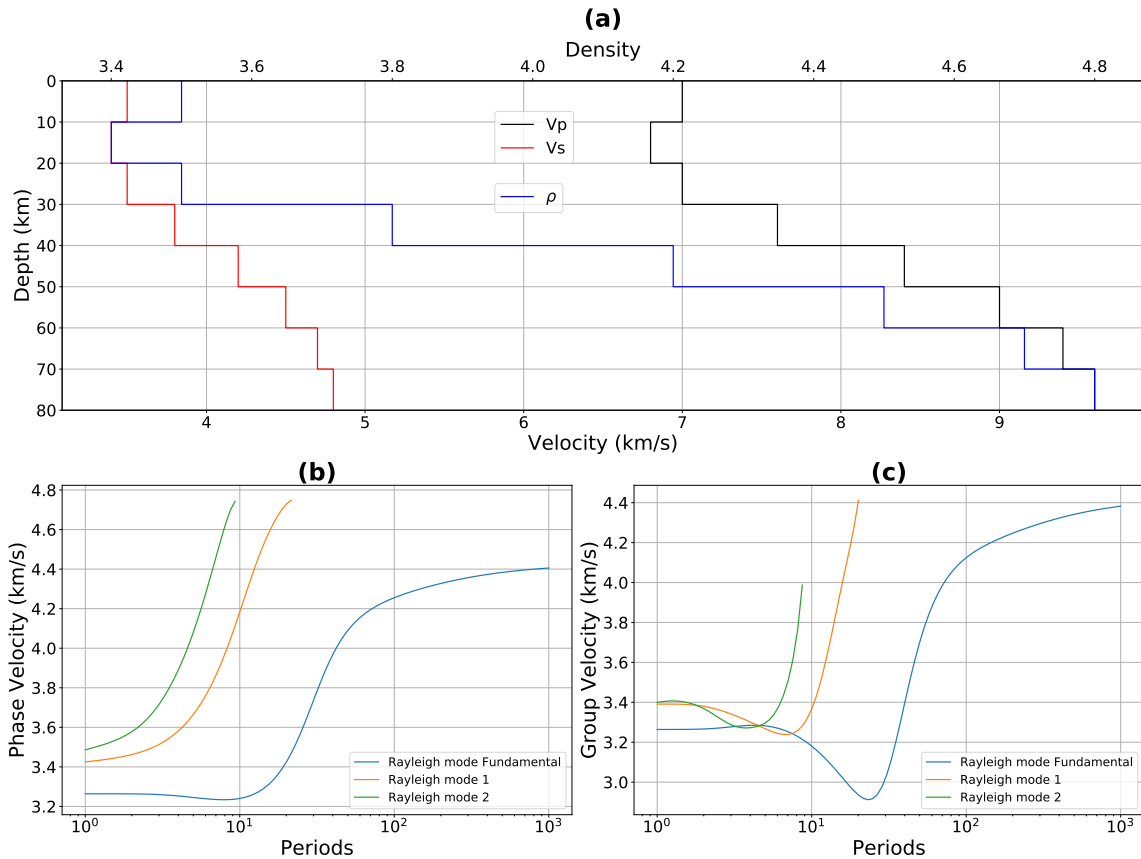


Fig. 2.4 (a) Modèles de vitesse V_p , V_s et ρ synthétique. Dispersions théoriques pour les vitesses de phase (b) et de groupe (c) des modes fondamentaux et supérieurs des ondes de Rayleigh en fonction de la période.

La Figure 2.4 illustre ici la relation entre les vitesses de phase, de groupe et les modèles de vitesses/densité du milieu pour le mode fondamental et les 2 premiers modes supérieurs des ondes de Rayleigh. Ces courbes théoriques ont été produites à l'aide de l'API Python Disba et l'exemple présenté ici est tiré du GitHub suivant : Luu (2021).

2.1.4 La coda

La coda sismique est la partie restante ou la "queue" d'un signal sismique après le passage des ondes balistiques (Hoshiwa, 1997). Cette partie du signal est formée par des réflexions, réfractions et diffractions multiples des ondes sismiques à l'intérieur du milieu traversé, selon des trajets complexes. Ainsi la durée, l'amplitude de la coda sismique peuvent fortement varier en fonction des propriétés notamment diffractantes du milieu traversé et des conditions sismiques telles que la distance et la magnitude du séisme (Fehler and Sato, 2003). Elle contient par essence des informations sur la structure du milieu traversé, telles que la densité et la vitesse de propagation des ondes sismiques.

Elle est ainsi souvent utilisée dans des cas dits "actifs" (séismes) à grande échelle afin de suivre des changements dans le milieu entre deux événements, mais également pour les techniques passives (Ratdomopurbo and Poupinet, 1995; Mayeda and Walter, 1996; Aki and Ferrazzini, 2000).

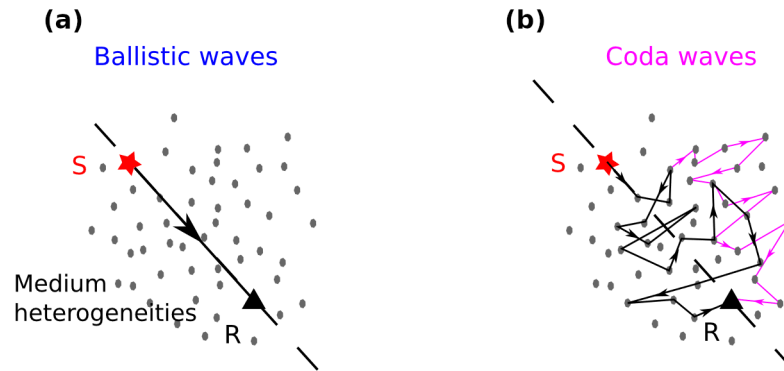


Fig. 2.5 Illustration schématique des trajets d’ondes balistiques (a) et de la coda sismique (b), d’après Gaudot (2016). "R" représente un sismomètre quelconque enregistrant les différents trajets, les points gris représentant les hétérogénéités sur lesquelles l’onde va se diffracter pour former la coda.

Les capacités de diffraction de la coda sont illustrées dans la Figure 2.5. C’est un champ d’onde parcourant une distance très grande par rapport aux ondes balistiques. De par cette particularité, la coda va extrêmement bien échantillonner le milieu et ainsi permettre d’observer des changements infimes s’y produisant (Grêt et al., 2005, 2006a; Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Mikesell et al., 2015; Stähler et al., 2011; Brenguier et al., 2007; Niederleithinger et al., 2014; Clements and Denolle, 2018).

2.2 Introduction au traitement de Bruit sismique

Dans un cas simple, une source générant de façon continue une perturbation dans un milieu hétérogène va mettre en place un champ d’onde complexe, composé d’un grand nombre d’ondes différentes (volume/surface) s’étant diffractées un grand nombre de fois dans le milieu (Nicolson et al., 2012; De Ridder and Biondi, 2015; Tromp, 2020). La complexité de ce champ rend l’interprétation difficile au premier ordre en comparaison à une onde produite par une source plus impulsive (tremblement de terre, Figure 2.3). La notion de bruit ambiant est alors employée. Cependant, ce champ complexe n’est pas un champ purement aléatoire (Campillo, 2006; Wapenaar et al., 2006). Il est possible de le reconstruire en reclassant les signaux en fonction de leur temps d’arrivée si certaines conditions sont réunies, telles que l’équipartition de l’énergie et la continuité des sources

dans le temps d'enregistrement (Paul et al., 2005; Wapenaar et al., 2006; Boschi and Weemstra, 2015). Le bruit sismique pourra ainsi être considéré comme diffus (Wapenaar and Fokkema, 2006).

Les méthodes utilisant le bruit de fond sismique, connues dans la littérature sous le nom d'interférométrie sismique, avec divers acronymes (SCAN, PII, ANSI), ont été largement utilisées pour imager les vitesses des structures géologiques à différentes échelles depuis les années 2000. Par exemple, à l'échelle de la Terre (Nishida et al., 2009), à l'échelle régionale (Shapiro et al., 2005; Lin et al., 2008) et à l'échelle kilométrique (Brennguier et al., 2007; De Siena et al., 2018). Leurs utilisations s'étendent pour différentes problématiques telles que les glissements de terrain (Voisin et al., 2016; Bièvre et al., 2018; Whiteley et al., 2019), les réservoirs géologiques pour le suivi des injections de gaz (Gassenmeier et al., 2014) ou pour la géothermie (Matzel et al., 2018). Ces méthodes ont ainsi un fort potentiel pour permettre de quantifier des changements physiques du milieu, et ceci de manière dynamique dans le cas des variations hydrologiques.

2.2.1 Les différentes sources de bruit

Il existe continuellement sur Terre des vibrations de faible amplitude contribuant au bruit ambiant, dont on peut distinguer l'origine par rapport aux périodes (T) considérées (Figure 2.6):

- $T > 20s$: le "hum" est lié au bourdonnement de la terre dû aux différents couplages entre l'atmosphère, l'océan et la Terre "solide" (Rhie and Romanowicz, 2004; Webb, 2007);
- $10s < T < 20s$: il est communément admis que cette gamme de période résulte de l'interaction entre les vagues océaniques et les plateaux continentaux (Cessaro, 1994);
- $1s < T < 10s$: d'après Longuet-Higgins (1950) et Hasselmann (1963), cette bande de période est considérée comme le pic majeur du bruit sismique et est liée à l'interaction entre houles océaniques et plancher marin. Le fait que cette gamme de période soit liée aux tempêtes provoque une migration annuelle des sources de bruit au gré des saisons des tempêtes.
- $T < 1s$: à partir de 1s de période, le bruit est principalement lié aux activités de surface telles que la pluie ou les orages pour les phénomènes naturels et surtout aux activités humaines. L'implication des activités humaines comme source de bruit impose des variations jour/nuit importantes.

La figure 2.6 illustre l'origine des différentes sources de bruit en fonction de leur période et de la puissance du bruit sismique enregistré par une station en Antarctique peu impactée par l'activité humaine (Mordret, 2014). D'après la bibliographie, les sources de bruit sont plutôt situées à la surface de la Terre. Par conséquent, celles-ci vont permettre de reconstruire des ondes de surface avec des amplitudes beaucoup plus importantes que les ondes de volume.

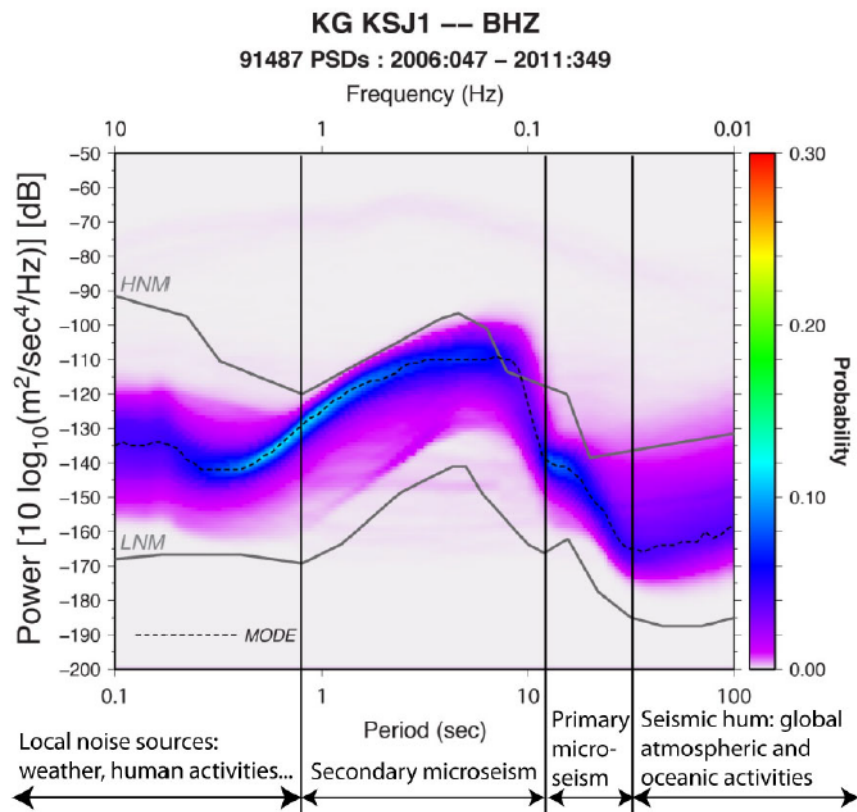


Fig. 2.6 Représentation de la densité spectrale du bruit sur une durée temporelle de 6 ans (2000-2006) calculée à la station KSJ1 localisée en Antarctique. Son éloignement de toute source de bruit humaine efface les variations journalières de puissance (Mordret, 2014).

2.2.2 Reconstruction de la fonction de Green à partir du bruit ambiant

Le bruit sismique est bien plus qu'un champ d'ondes complexe porteur d'une fréquence spécifique fonction de sa source : il permet notamment la reconstruction de champs d'ondes déterministes. Une façon d'exploiter le bruit de fond sismique est de calculer des inter-corrélations à partir des enregistrements sismiques de deux stations, ce qui permet de reconstruire la fonction de Green entre ces deux stations.

En mathématiques et en physique, une fonction de Green est une solution (également appelée solution élémentaire ou solution fondamentale) d'une équation différentielle linéaire

à coefficients constants, ou d'une équation aux dérivées partielles linéaire à coefficients constants (Gårding, 1984). En géophysique, la fonction de Green représente l'ensemble des paramètres élastiques d'un milieu à un temps t , exprimant la solution fondamentale du milieu. Ainsi, elle est censée représenter la réponse impulsionnelle d'un milieu et contenir toutes les informations sur la propagation des ondes en son sein. La technique de reconstruction de la fonction de Green trouve ses origines dans des études empiriques (Lobkis and Weaver, 2001; Campillo and Paul, 2003; Derode et al., 2003a; Roux et al., 2005; Shapiro and Campillo, 2004) et théoriques (Wapenaar and Fokkema, 2006; Wapenaar et al., 2010a,b). Un développement complet de la théorie de la corrélation de bruit de fond permettant de converger vers la fonction de Green sans hypothèse sur le milieu de propagation est décrit par Stehly (2007). À partir du développement réalisé par Gouedard et al. (2008), cette approche peut s'écrire comme:

$$\frac{d}{dt}C_{A,B}(\tau) = G_{A,B}(\tau) = G_{A,B}(-\tau). \quad (2.3)$$

Une récupération complète de la fonction de Green (G) à partir des corrélations croisées du bruit (C) est basée sur l'hypothèse que le champ d'ondes est équipartitionné, c'est-à-dire que tous les modes sont non corrélés et excités de manière égale. Pour atteindre ce régime, le bruit sismique doit être généré par des sources non corrélées et distribuées spatialement de manière égales dans le milieu (Derode et al., 2003b; Wapenaar, 2004). L'équation 2.3 montre aussi que $G_{A,B}(\tau) = G_{B,A}(\tau)$. Toutefois, cela est vrai uniquement si les sources sont disposées de façon homogène autour des deux stations.

Dans cette thèse, la dérivée de la corrélations croisée n'est pas utilisée, seule la corrélations croisée l'est pour 3 raisons (Mordret, 2014): i) les temps d'arrivée des ondes balistiques ne change pas lors du calcul de la dérivée ; ii) cela permet de gagner du temps de calcul ; iii) cela évite d'ajouter du bruit haute fréquence.

Ce principe permet, en utilisant des sources de bruits homogènes dans l'espace (Figure 2.7(a)) et stables dans le temps (Figure 2.7(b)), de suivre l'évolution de phénomènes naturels avec des résolutions temporelles dépendantes du temps τ utilisé lors du calcul de la corrélations croisée.

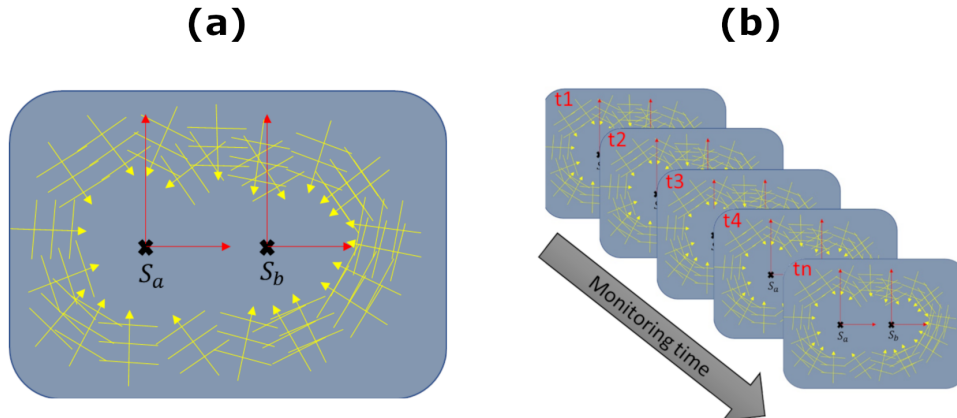


Fig. 2.7 (a) Exemple de sources de bruit équipartionnées autour de deux capteurs. (b) Représentation schématique de la stabilité temporelle de cette équipartion.

Les sections suivantes vont expliciter les principales méthodes d’analyses de réseau de stations qui permettent de retrouver un maximum d’information sur les signaux, en particulier sur l’origine des sources et des vitesses apparentes par beamforming (section 2.3) et la reconstruction des ondes dominantes (section 2.4).

2.3 Analyse en réseau par Beamforming

Le Beamforming est une méthode permettant de relocaliser l’azimut θ des sources sismiques et la lenteur apparente u des signaux enregistrés par une antenne de capteurs. Elle tire profit des décalages de phase pour extraire, dans une hypothèse d’ondes planes, la direction des sources de bruit dominantes. Cela peut être fait pour toutes les composantes d’un sismomètre : trois visualisations différentes présentant l’azimut et la lenteur apparentes des ondes dominantes sur chaque composante peuvent ainsi être créées.

2.3.1 Historique du beamforming

Depuis leur développement dans les années 1960, les réseaux sismiques ont donné un nouvel élan à la sismologie. Les enregistrements de signaux à l’aide de nombreux sismomètres ayant une horloge commune et une position précise produisent des ensembles de données homogènes qui permettent l’utilisation de techniques de localisation spatiale de sources. Un protocole basé sur une hypothèse d’ondes planes est décrit par Rost and Thomas (2002), Figure 2.8).

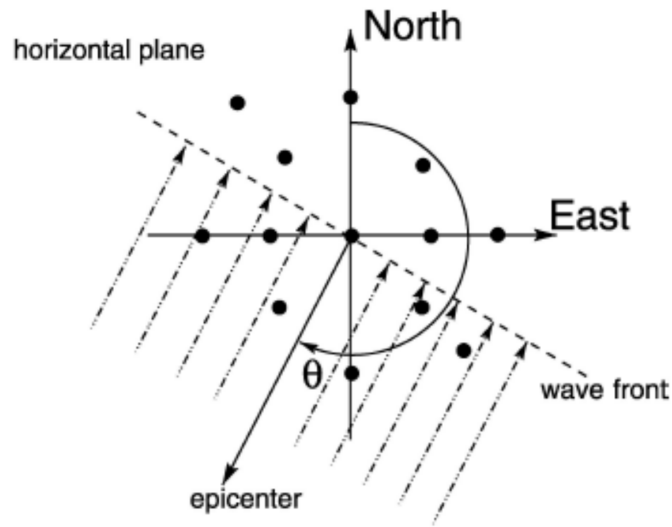


Fig. 2.8 Schéma d'un front d'onde en hypothèse d'ondes planes traversant un plan horizontal avec un angle d'incidence θ par rapport au Nord géographique d'après Rost and Thomas (2002).

Le Beamforming permet dans les faits de séparer les signaux cohérents du bruit. Dans ce cas, un signal cohérent va se répéter dans le temps et l'espace sur l'ensemble du réseau sismique alors que le bruit est défini comme un signal non représentatif de la distribution des sources. Cette technique utilise les temps de parcours du front d'ondes plan arrivant avec une lenteur et un azimut spécifiques pour chaque station individuelle j par rapport au centre du réseau (Figure 2.8). Si les enregistrements d'une station sont décalés dans le temps de manière appropriée pour un azimut et une lenteur donnés, tous les signaux ayant l'azimut et la lenteur correspondants s'additionneront de manière constructive, ce qui éliminera les signaux non constructifs par interférences destructives. Ainsi, la méthode du Beamforming amplifie les phases avec des lenteurs équivalentes, tout en supprimant le bruit incohérent et les phases avec une lenteur différente. Le Beamforming agit donc comme un filtre en nombre d'ondes (Rost and Thomas, 2002). L'efficacité de la suppression du bruit incohérent est directement dépendante du nombre de capteurs constituant l'antenne, de la distribution en longueur d'onde par rapport au centre du réseau et en azimuts par rapport au Nord. En traitement du signal, cette technique est appliquée en utilisant l'analyse temps-fréquence des nombres d'ondes. Elle permet de reconstruire le vecteur de lenteur complet (θ, u en simultané) et de calculer une matrice représentant la puissance d'une lenteur en fonction de l'azimut. Les délais des signaux enregistrés à différentes stations du réseau pour les mettre en phase sont utilisés pour l'analyse de l'azimut et de la lenteur du signal. Dans le cas où la lenteur et l'azimut

d'un signal sont inconnus, une recherche par inversion de toutes les combinaisons (θ, u) peut être effectuée pour trouver la meilleure combinaison de ces paramètres. Ce calcul est effectué dans le domaine spectral pour économiser du temps de calcul.

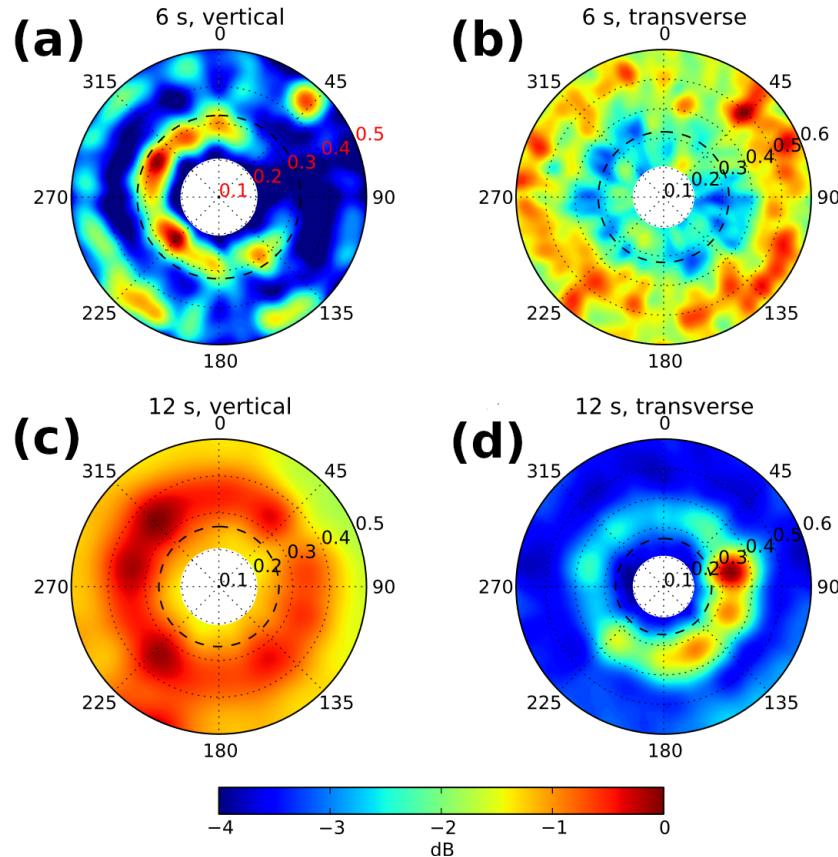


Fig. 2.9 Résultats du Beamformer obtenus dans l'étude de Behr et al. (2013) pour (A) la composante verticale et (B) la composante transversale à une période de 6 s; les analyses (C) et (D) représentent ces mêmes analyses pour une période de 12 s.

Une application concrète de la méthode du Beamforming est présentée Figure 2.9 pour 2 composantes et à 2 périodes (Behr et al., 2013). On observe des ondes de Love bien définies sur le sous-panel (D) avec une lenteur apparente proche de 0.3 s/km et une orientation Est-Nord-Est alors que les ondes de Rayleigh, bien définies à 6 s et 12 s de période, montrent des orientations sur la demi-lune Ouest pour la période 6 s et des pics bien marqués à 12 s vers 315 degrés, 280 degrés et 225 degrés.

2.3.2 Relation longueur d'onde - ouverture d'antenne

Dans les études de bruit de fond, le Beamforming permet d'obtenir des informations essentielles sur la distribution des sources dans le temps et l'espace, leur stabilité en temps

et en fréquence ainsi que sur les lenteurs dominantes. Ceci est important pour analyser la validité des hypothèses de reconstruction de la fonction de Green avant de les utiliser à des fins d'imagerie ou de monitoring. Cela n'est possible qu'avec l'utilisation de réseaux suffisamment denses et optimisés afin d'enregistrer correctement les longueurs d'ondes d'intérêt. Le rapport entre l'ouverture du réseau, les longueurs d'ondes minimales λ_{min} et les longueurs d'ondes maximales λ_{max} qui semble faire consensus actuellement est obtenu via les travaux de Tokimatsu (1997) et Wathelet et al. (2008):

$$\begin{aligned}\lambda_{max} &< 3d_{max} \\ \lambda_{min} &> 2d_{min}.\end{aligned}\tag{2.4}$$

Ou d_{min} et d_{max} représente les ouvertures maximales et minimales du réseau. En d'autres termes, le beamforming ne peut pas fonctionner sur des longueurs d'onde inférieures à deux fois la distance minimale entre deux stations et ne peut pas excéder trois fois la distance la plus grande disponible du réseau. Cependant, il faut tenir compte de la distribution des distances entre les stations (une seule paire de stations ne suffit pas). Dans le cas examiné dans cette thèse (Chapitre 3) portant sur un réseau avec une ouverture maximale de 700 mètres et une ouverture minimale de 5 mètres, les longueurs d'onde théoriques oscillent entre 10 et 2100 mètres. Le champ d'onde correspondant est constitué d'ondes de Love, avec un maximum d'énergie et de cohérence compris entre 2 et 5 Hz et une vitesse apparente de 400 m/s, ce qui donne des longueurs d'onde de 200 à 80 mètres, qui se situent dans la plage théorique décrite par Tokimatsu (1997) et Wathelet et al. (2008).

2.4 Pré-traitement des signaux de bruit pour l'interférométrie

Cette partie vise à décrire les différentes étapes de traitement des signaux enregistrés sur chaque capteur avant leur inter-corrélation entre 2 capteurs.

Les propriétés d'enregistrement des données à des fins de monitoring, que ce soit sur le terrain ou en laboratoire, vont dépendre de la dynamique et de la durée des processus étudiés, des limites matérielles (intrinsèques aux capteurs, capacités de stockage) et des ressources d'alimentation disponibles. Sur le terrain, il existe deux catégories de sismomètres : i) permanents (liés à des observatoires) et en général dédiés à la surveillance sismologique; ii) mobiles permettant l'acquisition de données avec un nombre élevé de capteurs. Sur le terrain, la dynamique en amplitude du bruit sismique fait que les vélocimètres sont en général utilisés. En laboratoire, la faible taille et la largeur de bande spectrale font que les accéléromètres sont privilégiés. Dans les deux cas, ces capteurs permettent l'acquisition des données dans plusieurs composantes : Nord, Est et Vertical pour les stations de terrain, et X, Y, Z pour celles de laboratoire.

2.4.1 Filtrage

Dans le cadre d'un jeu de données acquis sur le terrain, le contenu fréquentiel va dépendre des sources de bruit environnantes, les fréquences < 1 Hz étant en général émises par des phénomènes naturels, alors que les fréquences > 1 Hz sont liées à des activités anthropiques ou environnementales locales.

Selon les périodes dominantes portées par le bruit, le type d'onde reconstruite et la profondeur voulant être investiguée, il est alors possible d'appliquer un filtrage fréquentiel. Un filtrage fréquentiel est appliqué, notamment pour supprimer le bruit incohérent, les sources très localisées avec une gamme de fréquence très spécifique, ou les longueurs d'ondes mal captées par le réseau sismique. Une analyse préalable consiste à étudier la densité spectrale de puissance (ou Power Spectral Density, PSD) pour tous les capteurs et à évaluer l'évolution fréquentielle du signal. Une application conjointe des PSD et du Beamforming dans plusieurs gammes de fréquences permet également d'optimiser les caractéristiques des filtres afin de ne sélectionner que les bandes de fréquences où les sources sont constantes dans les domaines temporel et spatial avec une lenteur bien définie.

2.4.2 Blanchiment

Après l'application d'un filtre optimal, il est important d'égaliser l'énergie sur la bande de fréquence considérée : c'est l'opération de blanchiment (ou whitening en anglais). Elle permet notamment de minimiser l'impact d'événements ponctuels de forte amplitude (séisme, orage, ...) avec une signature fréquentielle marquée par rapport à d'autres événements moins énergétiques (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Brenguier et al., 2008b; Larose et al., 2015; Guillemot et al., 2021). Cette opération ne touche pas la phase des signaux, mais uniquement leur amplitude spectrale. Ce traitement est utilisé dans la quasi-totalité des études du bruit de fond sismique, car la condition de l'équipartition énergétique n'est naturellement que très rarement atteinte (Wapenaar and Fokkema, 2006). La Figure 2.10 illustre cette opération, où un signal brut enregistré en laboratoire (a) ayant le spectre (b) est filtré puis blanchi (c) donnant le spectre égalisé (d).

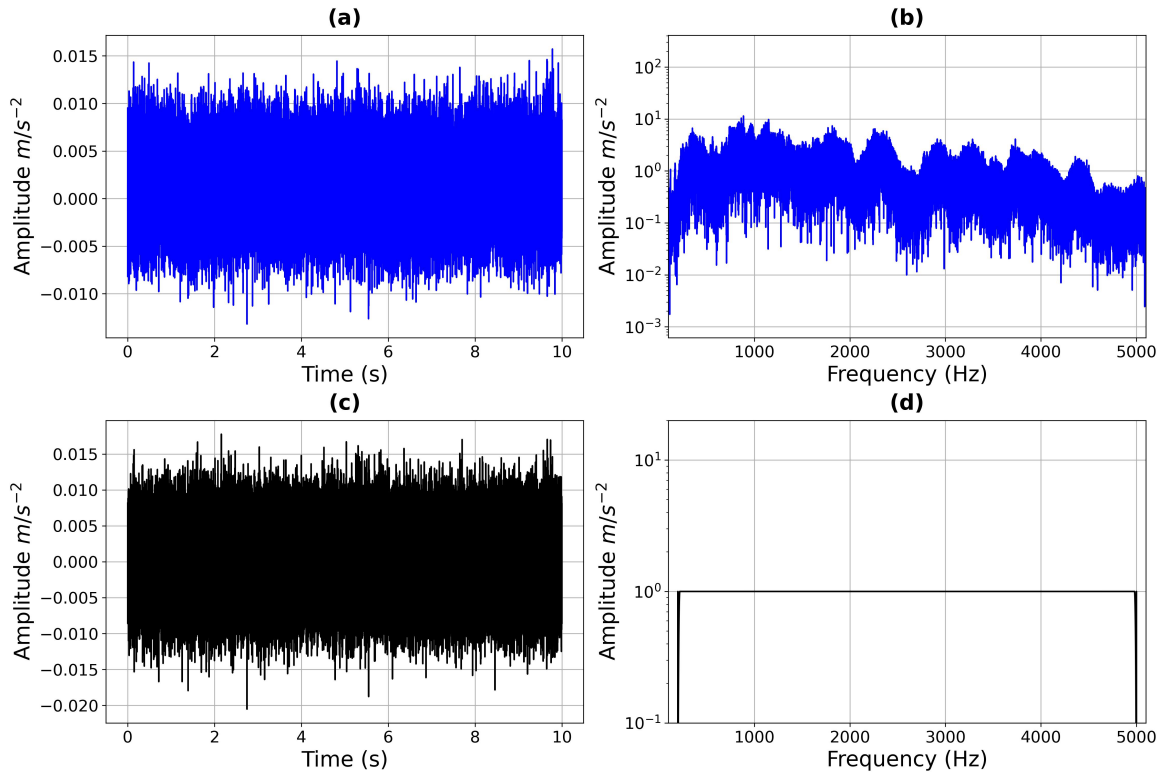


Fig. 2.10 Illustration de l'opération de blanchiment. La figure (a) représente un signal enregistré pendant 10 s en laboratoire et son spectre (b). La figure (c) représente le même signal filtré puis blanchi entre 50 et 5000 Hz et son spectre (d).

2.4.3 Normalisation 1-bit

La normalisation 1-bit consiste à prendre le signe de chaque échantillon x_i du signal filtré puis blanchi $x(t)$, c'est-à-dire à ne conserver que l'information de phase du signal. Le signal normalisé est alors nommé $\text{sgn}(x_i)$ où $\text{sgn}(x_i)$ est la fonction signe, décrite comme :

$$\text{sgn}(x_i) = \begin{cases} 1 & \text{si } x_i > 0 \\ 0 & \text{si } x_i = 0 \\ -1 & \text{si } x_i < 0 \end{cases} \quad (2.5)$$

Cette opération permet de préserver la phase du signal émergeant des inter-corrélations Cupillard et al. (2011), tout en éliminant l'information d'amplitude. Cette correction peut être employée dans des cas spécifiques où le blanchiment n'a pas assez atténué des événements à très forte amplitude et évite de devoir utiliser des écrêtages d'amplitudes.

2.4.4 Cas des composantes horizontales : projection

En général, les composantes Est et Nord de deux capteurs sismologiques enregistrent un mélange d'ondes se propageant dans le plan radial (ondes R) et le plan transverse (ondes

L). Afin de les séparer, il faut projeter ces enregistrements par rapport à l'orientation du couple de stations étudiées (Roux, 2009) :

$$a^T = a^N \sin \theta - a^E \cos \theta \text{ et } a^R = a^N \cos \theta + a^E \sin \theta \quad (2.6)$$

où θ représente l'angle entre le couple de stations S_a, S_b et le Nord (Figure 2.11), a^N le signal enregistré sur la composante Nord du capteur S_a et a^E le signal enregistré sur la composante Est du capteur S_a . Il est ainsi possible d'obtenir deux signaux polarisés sur le capteur S_a de manière radiale a^R et transverse a^T par rapport au couple de station. Cette opération doit être répétée pour l'ensemble des couples de capteurs possibles et peut théoriquement se faire avant ou après l'inter-corrélation. Pour l'application terrain présentée dans cette thèse, le choix a été fait d'opérer cette transformation sur les signaux de bruit filtrés et blanchis, avant le calcul des inter-corrélations. La deuxième méthode de rotation, décrite dans Lin et al. (2007) permet d'appliquer la rotation post corrélation, en utilisant l'ensemble des couples possibles :

$$\begin{pmatrix} NN & NE & NZ \\ EN & EE & EZ \\ ZN & ZE & ZZ \end{pmatrix} \quad (2.7)$$

Les résultats entre les deux sont identiques.

2.5 Calcul et analyse des inter-corrélations

L'inter-corrélation consiste à faire un calcul de semblance entre deux signaux, associé à un délai (ou "time lag").

De nombreux auteurs (Stehly, 2007; Gouedard et al., 2008; Lobkis and Weaver, 2001; Campillo and Paul, 2003; Derode et al., 2003a; Roux et al., 2005; Shapiro and Campillo, 2004; Wapenaar and Fokkema, 2006; Wapenaar et al., 2010a,b) ont montré que ce calcul de semblance permet la convergence vers la fonction de Green entre les deux capteurs.

D'après la littérature (Stehly et al. (2008)), l'inter-corrélation converge plus vers une fonction R que vers la fonction de Green, G . Pour converger parfaitement vers l'égalité $G = R$, il est nécessaire que la durée des enregistrements, notés T_w (appelés aussi fenêtre de corrélation), utilisés pour le calcul des inter-corrélations respectent plusieurs conditions : i) que la distribution des sources de bruits soit homogène dans ces enregistrements; ii) que le bruit sismique soit équipartionné (Cela signifie que tous les modes propres du milieu sont excités avec le même niveau d'énergie et une phase aléatoire, Stehly et al. (2008)). Lorsque le champ de source n'est pas homogène, alors la convergence de la fonction

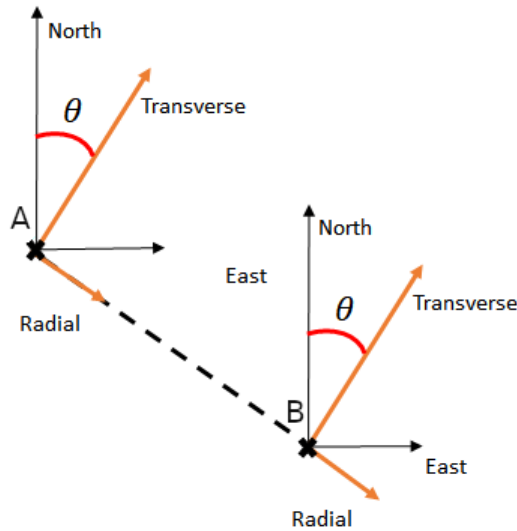


Fig. 2.11 Schéma de la projection des enregistrements Nord et est en composantes radiale et transverse à un couple de stations A et B .

R vers G est impossible (Stehly et al., 2008). La convergence de l'inter-corrélation vers R dépend également d'un autre paramètre, à savoir le nombre d'échantillons dans la fenêtre de corrélation T_w/f_s (f_s étant la fréquence d'échantillonnage du signal). Comme les enregistrements utilisés ont une longueur finie, des fluctuations persistent dans les corrélations, et la convergence vers R dépend de la longueur de la fenêtre utilisée (Sabra et al., 2005; Stehly et al., 2008). Cette convergence peut être quantifiée en utilisant l'amplitude de R sur les fluctuations résiduelles, qui évoluent en racine carrée de la quantité de données utilisées dans la corrélation croisée (Larose et al., 2004; Sabra et al., 2005; Snieder, 2004). Ainsi, T_w doit contenir un nombre d'échantillons assez élevé pour permettre la convergence vers G et l'égalité $R = G$, si le bruit est équipartitionné dans la durée de T_w et que les sources sont plus ou moins bien distribuées. Nous discuterons plus en détail du choix de T_w pour le monitoring.

L'opération mathématique de l'inter-corrélation, notée C , est décrite dans l'équation 2.8 et est équivalente à la corrélation entre le signal temporel enregistré en une station (a) et le signal conjugué enregistré en une autre station (b). Elle est notée C_{a_K, b_K} ou K représentera les composantes présentées précédemment :

$$C_{a_K, b_K} = a_K * b_K^* \text{ avec } K = T, R \text{ ou } Z, \quad (2.8)$$

ce qui est équivalent, en considérant une fenêtre temporelle τ à :

$$C_{a_K, b_K}(\tau) = \int_0^t a_K * b_K^*(t - \tau) dt \text{ avec } K = T, R \text{ ou } Z, \quad (2.9)$$

Pour résumer, l'identification de C et G (ou R le cas échéant) dépend donc d'un enregistrement suffisamment long du bruit ambiant et d'hypothèses sur la nature de ce bruit.

La Figure 2.12 présente de façon très schématique la formulation du calcul de l'inter-corrélation. Dans ce cas simple, tiré de Stehly et al. (2007), sont représentées deux stations sismiques, A et B , alors que les sources sont matérialisées par des astérisques. Ces sources vont produire des champs d'ondes se propageant entre les stations A et B , que l'on peut considérer par convention comme la partie causale, et entre les stations B et A , partie acausale. Dans le cas causal, A va devenir la source virtuelle de B et le produit de l'inter-corrélation (représentant la fonction de Green de A vers B , notée $G(A, B)$) va donc rendre compte de la propagation d'une onde comme si elle avait été émise par la station A et enregistrée en B . Dans le cas acausal, ce sera l'inverse.

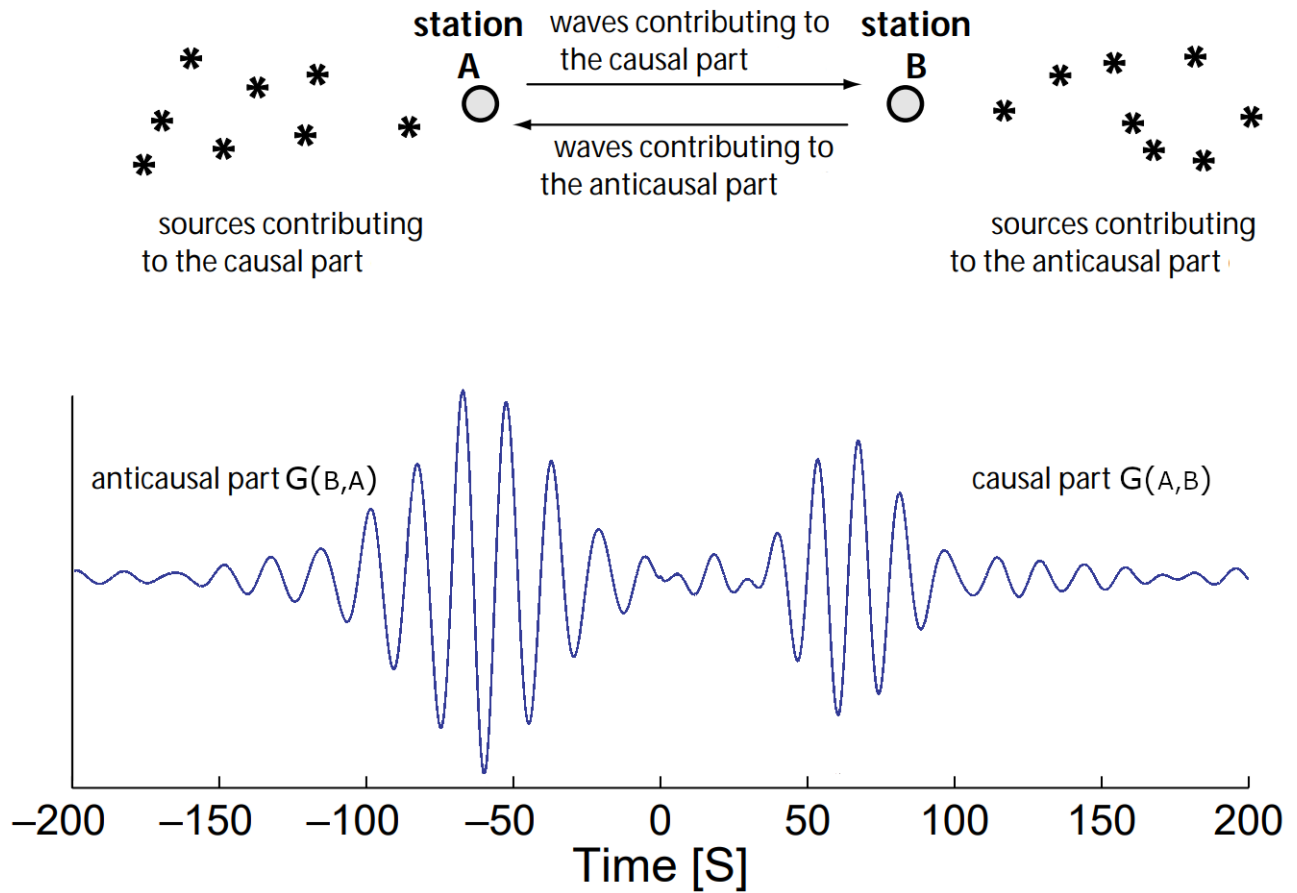


Fig. 2.12 Haut: représentation schématique de deux stations A et B et d'un ensemble de sources (astérisques). Résultat d'une cross-corrélation dans un cas où les sources ne sont pas distribuées de façon homogène et provoquent alors une asymétrie dans le produit de la corrélation, d'après Stehly et al. (2007).

Afin d'égaliser les inter-corrélations par rapport aux amplitudes des signaux pré-corrélations, il est possible d'utiliser la formule développée par Roux (2009):

$$G_{a_K, b_K} = \frac{C_{a_K, b_K}(\tau)}{\sqrt{\int_0^{T_w} S_{a, K}^2(\tau) d\tau \int_0^{T_w} S_{b, K}^2(\tau) d\tau}} \text{ avec } K = T, R \text{ ou } Z \quad (2.10)$$

À partir de cette approche, il est possible d'estimer le tenseur complet de la fonction de Green, noté $\mathbf{G}(a, b)$, pour l'ensemble des composantes KK pour un couple particulier de stations :

$$\mathbf{G}(a, b) = \begin{pmatrix} TT & TR & TZ \\ RT & RR & RZ \\ ZT & ZR & ZZ \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

En fonction des conditions d'acquisition des données et de la stabilité des sources dans l'espace et le temps, il est alors possible de généraliser ces calculs d'inter-corrélations à l'ensemble des couples de capteurs et pour différentes fenêtres temporelles T_w .

2.5.1 Représentation d'un corrélogramme

Pour un couple de capteurs donné, la généralisation des calculs pour une fenêtre temporelle particulière permet l'obtention d'un corrélogramme, qui représente l'évolution du champ d'onde en fonction du temps de l'enregistrement (appelé aussi temps de monitoring). Le glissement de la fenêtre temporelle T_w sur le temps de monitoring permet de mettre en place des recouvrements temporels, permettant dans certains cas d'améliorer le rapport signal/bruit global (Seats et al., 2012).

La résolution temporelle de la première dimension du corrélogramme (time lag) dépend directement de la fréquence d'acquisition de l'instrument, alors que la seconde dépend plutôt de la dynamique du processus étudié, mais également de la convergence des formes d'ondes. La convergence des formes d'ondes vers la fonction de Green a été abordée dans la section précédente et dépend du choix de la fenêtre temporelle de corrélation, T_w .

Cette représentation, que l'on peut normaliser, permet d'observer des variations de formes d'ondes (phase, contenu fréquentiel) des différentes arrivées composant le champ d'onde lors d'une expérience de suivi temporel, comme illustré sur la Figure 2.13 pour la partie causale (temps positifs). La couleur jaune représente les amplitudes positives et les couleurs bleues représentent les amplitudes négatives. Ce corrélogramme provient d'une étude d'hydrogéophysique (Garambois et al., 2019).

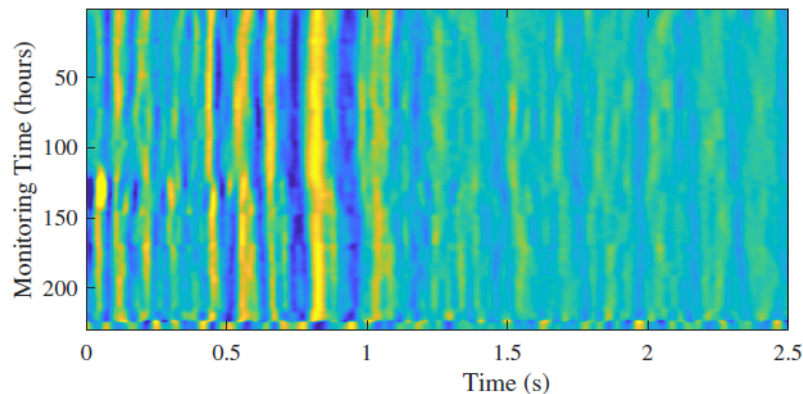


Fig. 2.13 Représentation de l'évolution d'un champ d'onde reconstruit à l'aide de cross-corrélation sur 250 heures. Les signaux sont blanchis heure par heure puis corrélés dans la bande [3-40] Hz, d'après Garambois et al. (2019). Les phases dominantes autour de 1s représentent les ondes de Rayleigh

Le calcul d'inter-corrélation sur des fenêtres de temps évolutives dans le but de produire des corrélogrammes est une étape très importante pour les opérations de surveillance. Ce sera à partir des corrélogrammes que les variations de vitesse seront mesurées.

2.5.2 Obtention d'hodochrone

A partir de plusieurs stations dont la position est connue, il est possible de généraliser le calcul des inter-corrélations pour l'ensemble des couples de capteur possible. Une trace individuelle d'un corrélogramme peut ainsi être associée à une distance inter-station permettant de produire des hodochrones. Un hodochrone représente un instantané de la propagation du champ d'onde en fonction de la distance (inter-station dans ce cas). Afin d'améliorer le rapport signal sur bruit, la meilleure solution est d'utiliser l'ensemble des traces présentes dans le corrélogramme, si les variations temporelles restent limitées, pour sommer les formes d'ondes cohérentes sur l'ensemble du temps du monitoring et détruire les formes d'ondes incohérentes. Il existe plusieurs méthodes (Yang et al., 2023): La moyenne, la médiane, l'approche par moindres carrés (RMS), l'analyse du rapport signal/bruit et la sommation non linéaire (Phase weight stack, PWS). Toutes ces méthodes visent à amplifier les phases cohérentes et à diminuer le résidu incohérent, observable dans le corrélogramme. Quelle que soit la méthode, il en ressort une trace pour chaque couple de capteurs disponible, caractérisé par des distances inter-station différentes. En associant toutes les traces possibles triées en fonction de la distance, on obtient un hodochrone, qui peut être 3-composantes. Ceci permet une identification claire des différentes ondes en présence, sur lesquelles on pourra se concentrer par la suite. Par exemple, à grande échelle, la Figure 2.14 montre la propagation des ondes de Love reconstruites par inter-corrélation des composantes transverses sur plusieurs centaines de kilomètres dans une bande de fréquence [0.5-1 Hz], après sommation sur un an (Poli et al., 2012b).

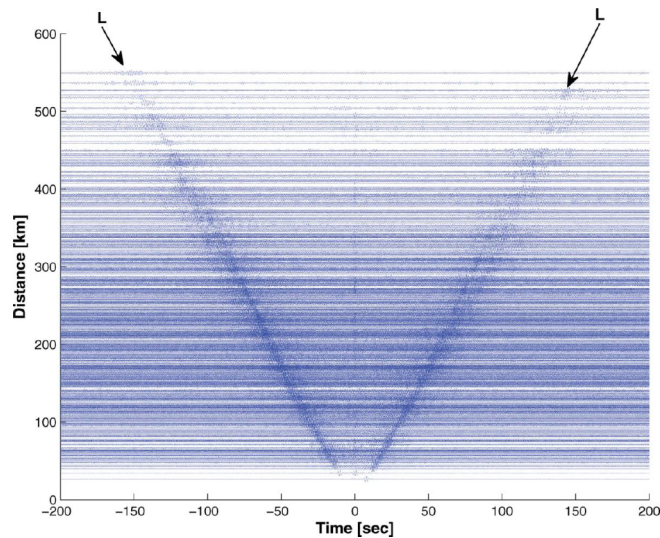


Fig. 2.14 Hodochrone représentant la propagation des ondes de Love (composante transverse) sur un réseau de plusieurs centaines de kilomètres (Poli et al., 2012a).

Une telle représentation permet d’apprécier la propagation des ondes (P, S, R ou L). Dans certains cas, il est également possible de détecter l’anisotropie du milieu en triant les traces en fonction de la distance et de l’azimuth.

2.6 Principales méthodologies pour l’imagerie et le suivi temporel

Que ce soit à partir des hodochrones ou des corrélogrammes, des efforts conséquents ont été déployés pour le développement de méthodologies dédiées à l’imagerie ou au suivi temporel, ceci à différentes échelles (Barmin et al., 2001; Shapiro et al., 2005; Brenguier et al., 2007; Lin et al., 2008). On présentera rapidement dans cette section les principales approches classiquement utilisées pour la mesure des observables nécessaires pour ces deux perspectives, avant de présenter la technique de tomographie utilisée pour la spatialisation de celles-ci. Il faut noter que les travaux présentés dans cette thèse sont principalement consacrés au suivi temporel hydrologique, c’est pourquoi on sera plus exhaustif dans la description des techniques de mesure de variations de vitesse.

2.6.1 Mesures des courbes de dispersion des ondes de surface

À des fins d’imagerie, il est possible à partir des hodochrones d’obtenir une courbe de dispersion globale (obtenue sur l’ensemble du réseau) ou locale entre deux stations, généralement en considérant les ondes de surface dominantes. Celle-ci va permettre de calculer la distribution de la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur, après une inversion 1D (Beaty et al., 2002). Il est possible d’identifier deux types de vitesses : la

vitesse de groupe v_g , représentant la propagation de l'énergie, ou la vitesse de phase v_ϕ . Les vitesses de groupe et de phase sont liées au nombre d'onde k (exprimé en rad/m) et à la vitesse angulaire ω (exprimée en rad/s) à l'aide de la relation suivante :

$$v_g = \frac{d\omega}{dk} \quad (2.12)$$

$$v_\phi = \frac{\omega}{k}. \quad (2.13)$$

Dans un milieu infini et homogène, la dispersion n'existe pas et donc $v_g = v_\phi$.

2.6.1.1 Détermination des vitesses de groupes

Une méthode classiquement utilisée est une analyse de type fréquence-temps (FTAN) qui a été initialement développée par Levshin et al. (1972). Elle permet d'obtenir la vitesse v_g d'une onde entre deux points. En considérant une approche bruit de fond sismique, il est possible d'utiliser un capteur comme source. La méthode utilise un filtre gaussien glissant avec des fréquences centrales bien définies f_c ($f_c = \frac{f_1+f_2}{2}$, f_1, f_2 représentent les bornes du filtre). Pour chaque bande de fréquence, le carré de l'amplitude de la transformée de Fourier du signal est calculé et représente l'énergie transportée par l'onde sur cette bande de fréquence (Ndikum et al., 2014). Ensuite, une transformée d'Hilbert est appliquée au signal en temps afin d'obtenir une enveloppe de la trace sismique. Une fois ce travail effectué, il est possible de produire une matrice 2-D temps-fréquence dont les colonnes sont les valeurs d'énergie à une fréquence donnée et les lignes sont les valeurs d'énergie à une vitesse de groupe constante. De cette matrice il est possible d'isoler les modes fondamentaux des ondes des modes supérieurs (Natale et al., 2004) et de pointer les maxima d'énergie.

2.6.1.2 Détermination des vitesses de phases

Les vitesses de phase apportent des informations sur la vitesse de propagation de la phase d'une onde au sein d'un milieu, qui peuvent être différentes de la vitesse de propagation de son énergie (Pollitz and Snoke, 2010; Lin and Ritzwoller, 2011; Rau and Forsyth, 2011). Leur mesure peut se faire par exemple par une méthode de type fréquence-nombre d'ondes (f-k). À partir d'un hodochrone noté $S(t, x)$, il est possible d'obtenir une image dans le domaine f-k en appliquant une double transformée de Fourier à la matrice $S(t, x)$: la première en fréquence, pour passer du domaine temporel t au domaine fréquentiel f ou ω , la seconde permet de passer de l'axe des distances inter-station x au domaine du nombre d'onde k . Pour finalement obtenir des vitesses de phase, il faut calculer le module de la matrice $f - k_{\omega, k}$, ce qui permet d'obtenir une nouvelle matrice,

$V\phi_{T,km/s}$. Un exemple de ce traitement tiré de l'article Lehujeur et al. (2018) est présenté sur les figures 2.15 et 2.16.

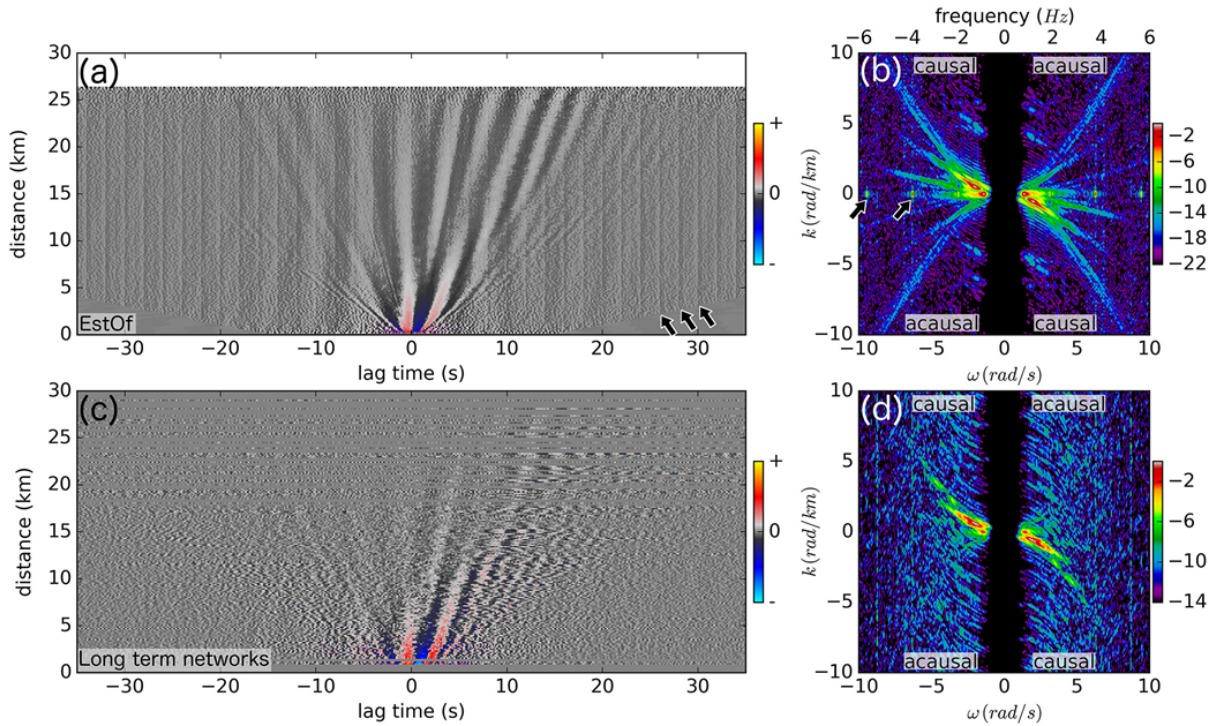


Fig. 2.15 Comparaison entre les fonctions de corrélation du bruit obtenues avec le réseau sismique dense à court terme d'EstOF (a, b) et le réseau clairsemé à long terme pour la surveillance sismique de la zone (c, d, fonctions de corrélation d'après Lehujeur et al. (2016)). Les fonctions de corrélation filtrées sont moyennées dans des distances de 150 m (a, c) et converties dans le domaine du nombre d'ondes et fréquence (b, d). Les flèches noires indiquent les artefacts répétitifs des instruments EstOF dans les domaines temps-distance (a) et fréquence-nombre d'ondes (b).

La Figure 2.15 met en évidence deux hodochrones différents obtenus sur la même zone d'étude. Le premier (a) est tiré de l'étude de Lehujeur et al. (2018), le second (c) de l'étude de Lehujeur et al. (2016). Les Figures (b) et (d) sont les transformées FK des deux hodochrones. Par la suite, un masque est appliqué sur la Figure (b) pour isoler les vitesses v_ϕ comprises entre 0.7 et 7 km/s et une bande de fréquence comprise entre 0.2 et 3.5 Hz. La Figure 2.16 représente en (a) l'effet du masque sur les données et en (b) et (c) les vitesses de phase ainsi pointées pour les parties acausale et causale.

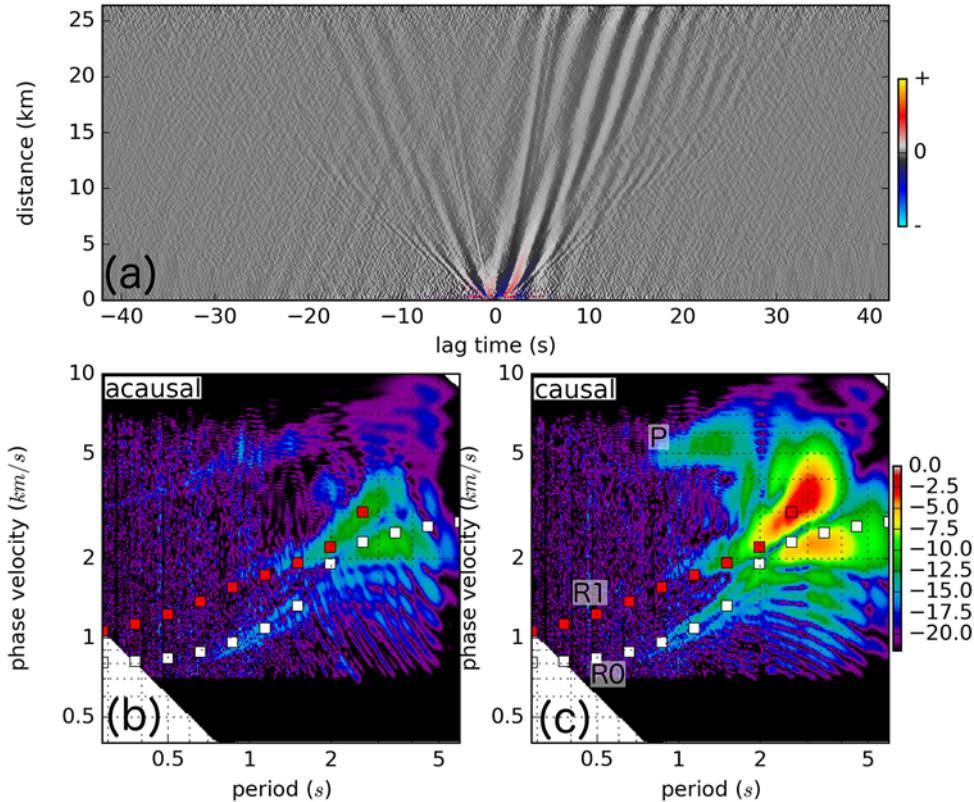


Fig. 2.16 Champ d'onde moyen issu de corrélations avec le réseau EstOF. (a) Fonctions de corrélation du bruit moyennées sur des distances de 150 m et nettoyées dans le domaine fréquence-nombre d'ondes pour conserver uniquement les vitesses de phase entre 0.7 et 7 km/s, les périodes entre 0.28 et 5 s (0.2-3.5 Hz). (b, c) Module de la transformée de Fourier 2-D des fonctions de corrélation du bruit dans le domaine période-vitesse de phase pour les parties causale et acausale, respectivement. Les amplitudes sont codées par couleur et exprimées en décibels. Les carrés blancs et rouges indiquent les courbes de dispersion théoriques de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh pour le mode fondamental (R0) et la première harmonique (R1), respectivement. L'étiquette P indique les ondes P.

Les vitesses de groupe et de phase sont généralement mesurées sur un ensemble de traces sommées et ne peuvent pas caractériser la variation des propriétés du milieu. Afin d'obtenir ces informations, il faut mesurer d'autres propriétés du champ d'onde, comme par exemple les variations de vitesses apparentes.

2.6.2 Mesure des variations de vitesse

Dans le cas de cette thèse, les mesures des variations de vitesse s'effectuent sur les corrélogrammes. Dans le cas où un corrélogramme présente une forme d'onde dominante stable (pour les ondes balistiques, Mordret et al. (2020)) ou un ensemble de formes d'ondes stables (pour la coda, Sens-Schönfelder and Wegler (2006)), il est possible d'appliquer plusieurs méthodologies afin de déterminer les variations fines de vitesse au cours du

temps. La résolution temporelle de cette mesure est définie par (i) l'exposition des capteurs aux sources de bruit, (ii) le rapport signal sur bruit ou (iii) le type d'onde considéré (coda ou balistique). Pour les ondes balistiques, le paramètre le plus important est la stabilité des sources (qui peuvent rapidement modifier la vitesse apparente (Mordret et al., 2020)) alors que pour la coda, c'est l'équipartition de l'énergie qui s'avère primordiale.

La mesure de la variation de vitesse $\delta v/v$ peut être effectuée soit dans le domaine temporel, soit dans le domaine fréquentiel. Dans les deux cas, les techniques exploitent l'évolution du temps de parcours moyen δt d'une onde entre deux capteurs. Dans un milieu donné, pour une onde possédant une vitesse v de propagation suivant un rai de longueur P , le temps d'arrivée t peut se calculer comme :

$$t = \int_P \frac{1}{v} dS \quad (2.14)$$

Supposons que le milieu subit une variation de vitesse $\delta v/v$ constante spatialement entre une source et un récepteur, le nouveau temps de trajet $t + \delta t$ est donné par Snieder (2006):

$$t + \delta t = \int_P \frac{1}{v + \delta v} dS = \int_P \left(\frac{1}{v} - \frac{\delta v}{v^2} \right) dS \quad (2.15)$$

qui devient en utilisant la relation de l'équation 2.14 :

$$\delta t = - \int_P \frac{1}{v} \frac{\delta v}{v} dS = - \frac{\delta v}{v} \int_P \frac{1}{v} dS = - \frac{\delta v}{v} t, \quad (2.16)$$

et donc :

$$\frac{\delta t}{t} = - \frac{\delta v}{v}. \quad (2.17)$$

Cette dernière relation n'est valable que si le chemin de propagation de l'onde est constante au cours du temps.

Une onde sismique peut voir sa vitesse évoluer en fonction de plusieurs paramètres physiques. L'étude menée par Wada et al. (2017) montre que les changements de vitesse sismique de la croûte terrestre basés sur le bruit sont connus pour être affectés par des perturbations environnementales, telles que les précipitations, les charges de pression atmosphérique et les changements de température. En amont de cette étude, la surveillance basée sur le bruit a permis de mieux comprendre les processus tectoniques et volcaniques, de détecter la relaxation post-sismique à long terme dans les zones de failles (Brenquier et al., 2008a; Hobiger et al., 2012), les diminutions de vitesse comme précurseurs des éruptions volcaniques (Brenquier et al., 2011; Wegler and Sens-Schönfelder, 2007), et les interactions entre les systèmes sismiques et volcaniques (Brenquier et al., 2014). Les

vitesse sismiques sont également affectées par des perturbations environnementales externes, telles que les précipitations (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Tsai, 2011) et les contraintes thermoélastiques (Hillers et al., 2015; Meier et al., 2010). Une mesure de variation de vitesse peut donc contenir énormément d'information. Alors que la plupart des perturbations sont de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-2} %, les contributions hydrologiques dans la mesure de variation de vitesse oscillent entre 0.1 et 100 %. La compréhension de la mesure, sa modélisation (par exemple, Meier et al. (2010)) permette de corriger la plupart des perturbations environnementales sur cette mesure et d'isoler des petit événement pouvant être interpréter comme des précurseurs d'éruption volcanique, Rivet et al. (2015).

Les sous-sections suivantes vont présenter les principales méthodes de mesures de variation de vitesse.

2.6.2.1 Mesure par cross-corrélation fenêtrée

Le monitoring des variations de vitesse par une technique de cross-corrélation fenêtrée ou WCC (windowed cross-correlation) est décrit par Snieder (2006) et utilisée dans plusieurs études sur la coda (Grêt et al., 2006a; Haney et al., 2009; Mikesell et al., 2015). La WCC recherche le maximum de la fonction de corrélation croisée entre deux séries temporelles : une étant un signal de référence et l'autre, une trace individuelle issue du corrélogramme. Cette recherche s'effectue dans une fenêtre temporelle limitée, dans laquelle les ondes d'intérêt sont isolées. On trouve ainsi le déphasage dt qui maximise la similarité entre les deux séries temporelles. La référence peut être la première trace enregistrée au début de l'expérience (en sismique active) ou la moyenne ou médiane du corrélogramme calculée sur l'ensemble de l'expérience ou sur une période stable. Il est possible de construire alors une fenêtre temporelle appelée t_w (ou t_w est centré entre t_{min} et t_{max} de la forme d'onde considérée) et d'injecter ces données dans l'équation suivante afin de retrouver le meilleur coefficient de cross-corrélation (R) possible :

$$R^{(t,t_w)}(t_s) = \frac{\int_{t-t_w}^{t+t_w} u_{unp}(\tilde{t}) u_{per}(\tilde{t} + t_s) \delta\tilde{t}}{\left(\int_{t-t_w}^{t+t_w} u_{unp}^2(\tilde{t}) \delta\tilde{t} \int_{t-t_w}^{t+t_w} u_{per}^2(\tilde{t}) \delta\tilde{t} \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (2.18)$$

où u_{unp} représente la référence et u_{per} une trace individuelle. Il est possible, en calculant un grand nombre de coefficients de corrélation obtenus avec différentes valeurs de t_s , d'obtenir un catalogue de formes d'ondes décalées. Le meilleur coefficient de cross-corrélation permet de déterminer la valeur de $\delta t/t$ optimale et ainsi la valeur de $\delta v/v$ via la relation établie dans l'équation 2.17. La méthode WCC peut introduire des erreurs si le contenu spectral des formes d'ondes varie et si le signal présente des problèmes de sauts de cycles (Mikesell et al., 2015).

2.6.2.2 Stretching

La méthode du stretching est utilisée dans un grand nombre d'études (Hadziioannou et al., 2009; Zhan et al., 2013; Voisin et al., 2016, 2017; Tsogka et al., 2017; Yuan et al., 2021) afin de monitorer des changements sur une gamme de $[10^{-3} - 10]$ % de variation de vitesse. Similairement à la méthode WCC, il est nécessaire de calculer une référence représentative de l'ensemble des événements d'un corrélogramme. Par contre, le signal sera ensuite étiré ou compressé afin de disposer d'une bibliothèque de signaux pour des temps différents. La seconde étape consiste à calculer la correspondance optimale entre chaque trace du corrélogramme et l'ensemble des références étirées ou compressées d'un facteur ϵ . La correspondance optimale se présente sous la forme d'une matrice de cohérence, définie par un coefficient β et le temps du monitoring T . Ce coefficient de cohérence permet de contrôler la qualité des correspondances. Cette matrice de cohérence (T_m, ϵ) possède des valeurs de β comprises entre -1 (déphasage parfait) et 1 (superposition de phase). Ainsi, le stretching permet d'appliquer un coefficient de rejet via la valeur β pour chaque colonne de la matrice.

Un exemple numérique est donné sur la Figure 2.17 à partir du code de stretching développé durant cette thèse. Elle montre un corrélogramme présentant une variation périodique de vitesse entre -3 et 3 % auquel s'ajoute un bruit aléatoire (Figure 2.17(a)). La Figure 2.17(b) montre les résultats de l'algorithme sur la recherche du déphasage optimal ϵ , tandis que la Figure 2.17(c) compare les variations de vitesse obtenues avec celles injectées dans le modèle.

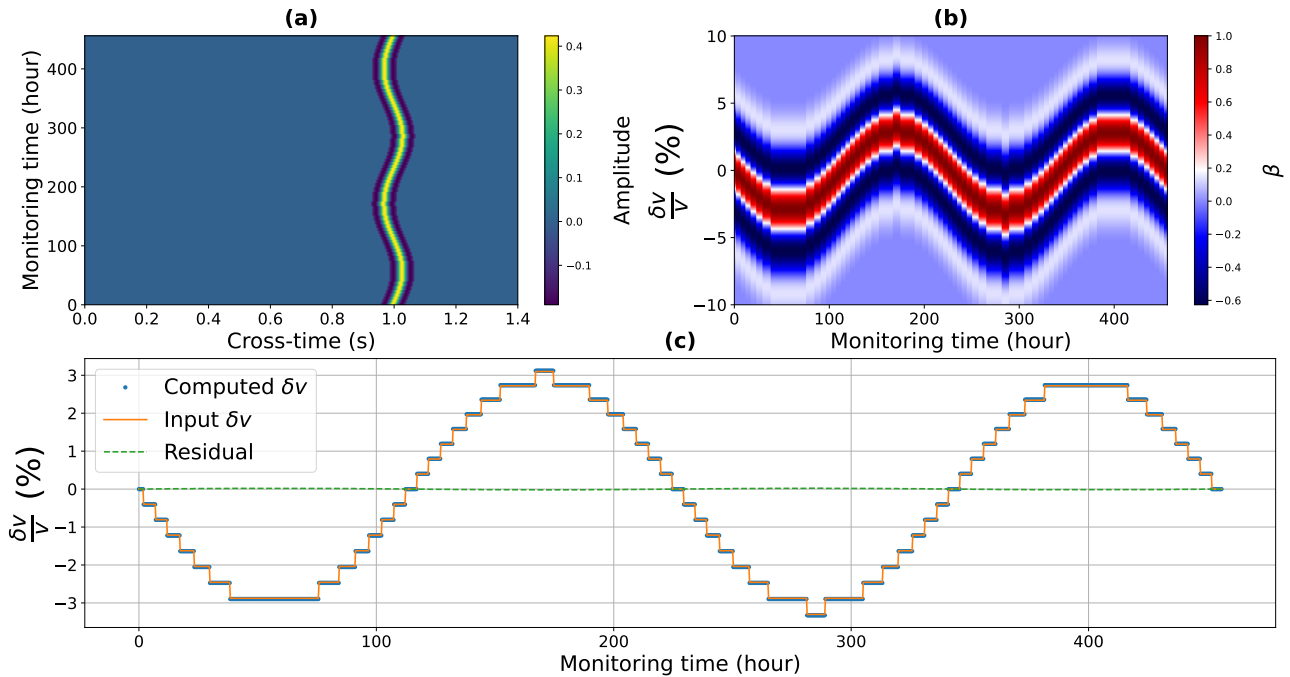


Fig. 2.17 (a) Corrélogramme synthétique, (b) résultat des calculs de $\delta v/v$ sous forme matricielle avec chaque décalage ϵ testé, (c) comparaison entre les valeurs de δv imposées et retrouvées.

Il est possible d'améliorer le processus de recherche en mettant à zéro tous les signaux en dehors de la fenêtre de recherche ou en normalisant entre -1 et 1 les signaux dans la fenêtre de recherche. Dans le cadre de petites variations de formes d'onde, cela permet de réduire le risque de cycle skipping, mais ces opérations sont à déconseiller lorsque les variations dépassent les 10 %, car il est possible de supprimer des variations réelles. Si elle est robuste, sa nature de "catalogue" ne permet pas de produire l'ensemble des possibilités de variations de vitesse (surtout si elles sont discontinues).

2.6.2.3 Déformation temporelle dynamique

Initialement développée pour la reconnaissance vocale adaptée aux variations du débit de parole (Sakoe and Chiba, 1978; Müller, 2007), la déformation temporelle dynamique (DTW) est mieux adaptée pour suivre des déphasages non linéaires ou trop importants. Cette méthode a été transposée à la sismologie en étendant l'algorithme initial et en posant le problème complet d'optimisation non linéaire (Hale, 2013), puis utilisée pour estimer des déphasages non linéaires (Herrera and Van der Baan, 2012; Ma and Hale, 2013). Sur le principe, l'objectif est d'estimer la fonction de décalage \tilde{t} entre deux traces, $s_o(t)$ et $s(t)$, satisfaisant l'équation suivante : $s(t) \approx s_o(\tilde{t})$. Une fonction erreur e entre ces deux

traces est définie via l'équation 2.19.

$$e(t, \delta t) = (s(t) - s_o(t + \delta t))^2, \quad (2.19)$$

où δt représente l'ensemble des potentiels δt_j de retard ou d'avance implémentés par l'utilisateur.

L'accumulation des erreurs en fonction du temps permet de construire une nouvelle matrice distance $d(t, \delta t)$ (Hale, 2013; Mikesell et al., 2015), telle que

$$d(t_1, \delta t_1) = e(t_1, \delta t_1) \quad (2.20)$$

$$d(t_i, \delta t_j) = e(t_i, \delta t_j) + \min \begin{cases} d(t_{i-1}, \delta t_{j-1}) \\ d(t_{i-1}, \delta t_j) \\ d(t_{i-1}, \delta t_{j+1}) \end{cases} \quad (2.21)$$

où i représente le nombre total d'échantillons dans une trace et j le nombre de valeurs δt précédemment définies.

Il est ainsi possible d'obtenir la distance d minimale entre les deux traces pour un échantillon i donné. Finalement, \tilde{t} est retrouvable par l'ensemble des retards et d'avances donnant une erreur minimale telle que $s(t) \approx s_o(\tilde{t})$. Un élément clé de cet algorithme est l'accumulation non linéaire des erreurs d'alignement. En appliquant le même accumulateur de manière répétée dans toutes les directions le long de tous les axes échantillonnés d'une image multidimensionnelle, il est possible de retrouver les déphasages en fonction du temps. Outre un gain en précision, l'intérêt de cette méthode est d'être plus robuste vis-à-vis des problèmes liés au cycle skipping que le stretching ou la WCC. Elle est cependant plus gourmande en termes de temps de calcul.

2.6.2.4 MWCS ou méthode des doublets

Alors que les trois méthodes précédemment présentées agissent sur la phase des signaux, la MWCS utilise les inter-spectres afin de pouvoir obtenir des mesures de variation de vitesse lorsque la phase des ondes est peu résolue. Cette méthode des doublets sismiques (Moving-Window Cross-spectral) permet d'obtenir une mesure de δv grâce à une stratégie équivalente à la méthode WCC, mais appliquée dans le domaine spectral (Mikesell et al., 2015). Historiquement, elle a été développée en sismologie par Poupinet et al. (1984) pour des enregistrements avant et après le séisme de Coyote Lake, Californie, (Mw = 5.9) du 6 août 1979. Elle a notamment mis en avant de légers décalages très faibles dans la coda sismique (0.2 %). Naturellement, elle est adaptée à la coda sismique car moins dépendante de la stabilité des formes d'ondes et par conséquent des sources.

Le principe repose sur le calcul de l'inter-spectre entre 2 traces (référence et trace individuelle d'un corrélogramme), c'est à dire la mesure de puissance spectrale des deux signaux. La phase de l'inter-spectre $\phi(f)$ peut s'écrire comme :

$$\phi(f) = 2\pi\delta t_i f. \tag{2.22}$$

Comme illustré sur la Figure 2.18(a), on peut estimer $\phi(f)$ pour différentes fenêtres glissantes sur les parties acausale et causale d'une corrélation, puis par régression linéaire, estimer δt_i en fonction d'une bande de fréquence Δf (Figure 2.18(c)) et de la position de la fenêtre glissante T_n . Ceci permet d'obtenir δv en fonction de deux paramètres, Δf et T_n (Figure 2.18(d)).

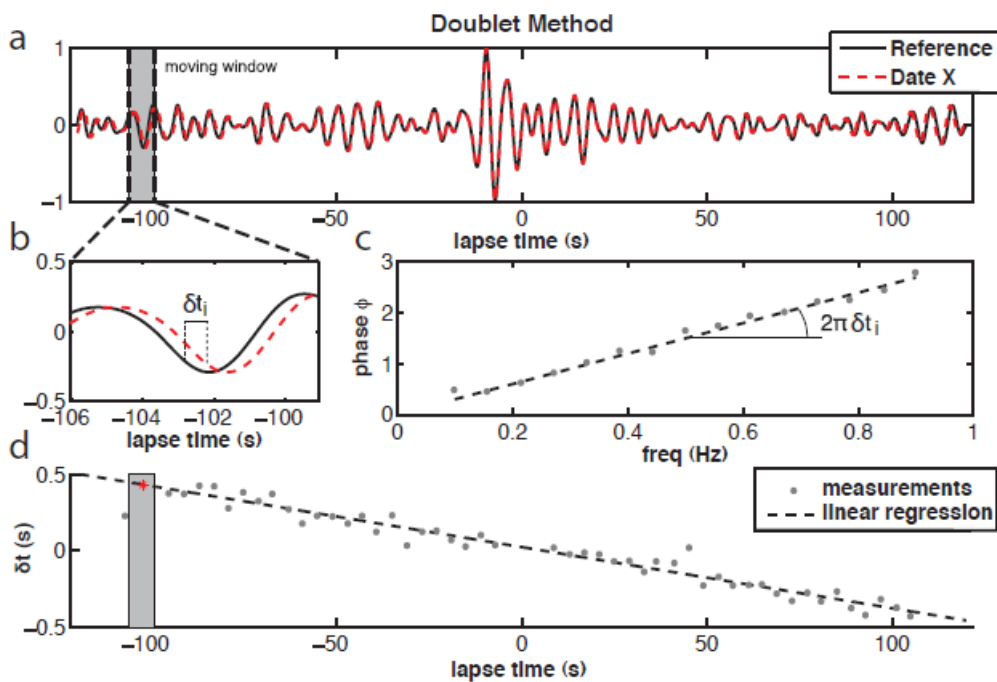


Fig. 2.18 (a) Soit le signal de référence (courbe noire) et ce même signal décalé en temps (rouge), avec un zoom (b), on peut représenter la valeur de la phase de l'interspectre en fonction de la fréquence (c) (point gris) et la régression linéaire associée (en pointillés noirs) sur une certaine bande de fréquence. (d) Représentation de δt en fonction du temps de cross-corrélation dans une bande de fréquence définie, d'après Hadziioannou (2011).

Bien que cette estimation fréquentielle puisse être bien adaptée pour des mesures basées sur les ondes de balistiques, il a été montré à l'aide d'un système expérimental que, pour une source constante dans le temps, le stretching permettait de mieux résoudre les

perturbations de vitesse que la méthode de MCWS (Hadziioannou et al., 2009).

2.6.2.5 Approche par ondelettes en fréquence (Wavelet Cross-spectrum)

Une dernière méthode récente a été proposée dans le domaine fréquentiel par Mao et al. (2020). Ils ont proposé de combiner la transformée en ondelettes, qui permet à la fois une localisation de l'information dans le temps et en fréquence, avec soit une approche en doublets (méthode WCS), soit en Stretching (méthode WTS), pour mesurer les déphasages des formes d'ondes dans le domaine spectral.

Trois désavantages sont toutefois à retenir pour les mesures de déphasage :

- elles ne sont fiables avec cette approche temps-fréquence que pour les signaux avec un bon rapport signal sur bruit
- elles peuvent souffrir de problèmes de cycle skipping
- le temps de calcul augmente considérablement.

2.6.2.6 Résumé sur les différentes méthodes de mesures fines de variation de vitesse

Divers articles ont déjà réalisé des reviews sur les différentes méthodes de suivi des variations de vitesse (Mikesell et al., 2015; Yuan et al., 2021). Dans ce manuscrit, cinq méthodes différentes ont été rapidement décrites, chacune présentant des avantages et des inconvénients. Selon Mikesell et al. (2015), pour des signaux de qualité équivalente, la méthode DTW offre la meilleure résolution possible tout en évitant le cycle skipping.

Dans notre travail, nous avons abordé la question du choix de la méthode selon trois critères : le type et la qualité du signal, la flexibilité de la méthode et le temps de calcul. La Figure 2.19 de Yuan et al. (2021) met en évidence les temps d'exécution pour le calcul des décalages pour chaque méthode : le temps d'exécution des méthodes de Stretching et de MWCS est équivalent, alors que la méthode de WCC reste la plus performante même si elle reste limitée aux signaux de bonne qualité pour une approche en fréquence. À l'opposé, les méthodes WCS et WTS sont plus lentes de deux à trois ordres de grandeur.

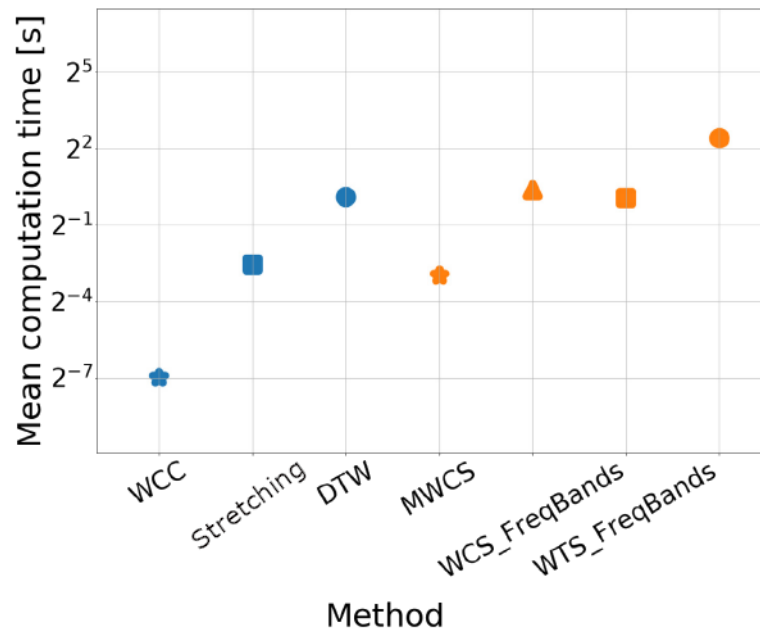


Fig. 2.19 Représentation du temps moyen d'exécution de chaque méthode : Windowed cross-correlation (WCC), Déformation Temporelle Dynamique (DTW), Moving Windows Cross-Spectrum (MWCS), WCS et WTS. Modifiée d'après Yuan et al. (2021)

Dans le cas de cette thèse, la majorité des signaux analysés sont des ondes balistiques dominantes, ce qui réduit l'intérêt de la méthode DTW qui fournit une valeur de δt pour chaque échantillon de trace. De plus, le nombre de stations, notamment lorsqu'on utilise un réseau dense, nécessite une méthode plutôt rapide, ce qui élimine les méthodes de WTS et de WCS. Entre les méthodes de MCWS et de stretching, la méthode de stretching est plus performante lorsque les sources sont stables dans le temps (Hadziioannou et al., 2009).

2.6.3 Spatialisation de l'information par tomographie

La spatialisation de l'information en sciences de la Terre passe souvent par des modèles. En ce qui concerne les ondes de surface, ces modèles sont représentés par des grilles de cellules contenant des valeurs reflétant les vitesses de groupe ou de phase pour une surface donnée. Si des noyaux de sensibilité sont inclus dans l'analyse, on peut alors parler de volume.

Il y a deux manières de calculer un modèle : le problème direct et le problème inverse. Le problème direct consiste à calculer des données théoriques équivalentes aux données observables, en utilisant des paramètres physiques qui peuvent être distribués dans les cellules du modèle. L'obtention de ces paramètres nécessite de nombreuses mesures et analyses sur le terrain, ce qui rend cette approche coûteuse et rarement applicable en

sismologie. Le problème inverse, en revanche, consiste à retrouver le modèle de paramètres physiques à partir des observables mesurées (Snieder and Trampert, 1999).

D'une manière générale, la formulation inverse permet de construire un pont entre les observables d et les propriétés physiques d'un modèle m , via une fonction G , de manière généralement non linéaire :

$$d = G(m). \quad (2.23)$$

Pour une vision approfondie en géophysique sur le problème inverse, on peut se référer à l'ouvrage de Richter (2021).

Dans le cadre de cette thèse, l'objectif est de spatialiser les informations de variations de vitesses mesurées entre paires de capteurs au fil du temps. Pour ce faire, une méthode de tomographie est utilisée, largement employée en sismologie et en sismique active, ainsi que pour l'imagerie par bruit de fond sismique (Mordret et al., 2014; Yang et al., 2023). Dans ce dernier cas, les données d sont des courbes de dispersion obtenues entre paires de capteurs, qu'il est nécessaire de spatialiser sur des grilles multi-fréquences en 3D. Ainsi, des courbes de dispersion locales peuvent être reconstituées pour chaque nœud de la grille, qui peuvent ensuite être inversées pour obtenir un modèle en 3D des vitesses de phase V_s .

Cette procédure est simplifiée dans notre cas, car nous ne cherchons qu'à spatialiser l'information dynamique en considérant uniquement des rais droits. Les ondes analysées étant des ondes de surface dans une gamme de fréquence unique. Pour cela, nous avons utilisé la méthode d'inversion proposée par Barmin et al. (2001) à des fins d'imagerie à grande échelle. Les ondes de surface sont ainsi traitées comme des rais échantillonnant une zone restreinte à l'intérieur d'un périmètre prédéterminé, sans prendre en compte les effets de diffraction. Ces hypothèses font que le problème inverse reste mal posé dans notre cas, mais la littérature actuelle juge que cela reste une bonne approximation (Shapiro et al., 2005; Brenguier et al., 2007; Lin et al., 2008).

Pour chaque période de suivi temporel analysé, le schéma d'inversion suivra un processus itératif où, à chaque itération, le calcul de la différence entre les variations de vitesse calculées d'après le modèle $G(m)$ et les variations de vitesse observées fourniront un critère de réjection de certains rais sismiques. L'inversion possède une fonction de régularisation pondérée, qui inclue un lissage spatial F et un facteur d'amortissement H en fonction de la densité de rais. Pour le lissage spatial, deux paramètres peuvent être ajustés : la taille de la région de lissage L_{corr} et son poids α . Le facteur d'amortissement est contrôlé par le paramètre σ qui définit une fonction exponentielle qui fusionne le modèle estimé avec l'état de référence dans les régions à faible couverture de données et par son poids β . Lorsque la couverture des données est bonne, ce terme n'a pas d'effet, ce qui est souvent

le cas quand on utilise les réseaux denses, sauf sur les bords du modèle.

Dans le détail, le schéma utilisé par Mordret et al. (2013) consiste à définir le modèle d'étude m de la grandeur physique recherchée U représentant la vitesse de groupe et U_o le modèle de vitesse de groupe initial dans son cas, tel que : $m = \frac{U_o - U}{U}$. Dans notre cas, nous mesurons une variation de vitesse. il faut donc construire U en fonction de U_o tel que $U = U_o + U_o \delta v$. Considérons une perturbation de phase , δt , par rapport à un modèle de vitesse initial, U_o , équation 2.24, suivant un rai p d'une longueur ds :

$$\delta t = t - t_o = \int_p \frac{ds}{U(s)} - \int_p \frac{ds}{U_o(s)}, \quad (2.24)$$

Avec le modèle m définit comme

$$m = \frac{U_o - U}{U}, \quad (2.25)$$

Il devient alors possible de rendre linéaire la relation entre δt et m , et de définir un vecteur $d = \delta t_{obs} = t_{obs} - t_o$, (Mordret et al., 2013). Et donc pour le rai j :

$$d_j = \delta t_j = G_j(m) = \int_{p_j} \frac{m}{U_o} ds \quad (2.26)$$

A la première itération m est homogène. Les itérations suivantes seront effectuées en considérant le modèle de vitesse final obtenu lors de l'itération précédente. A chaque itération, pour estimer m , nous utiliserons la fonction de pénalisation suivante, S :

$$S(m) = (G(m) - d)^T C_d^{-1} (G(m) - d) + \sum_{k=0}^n \alpha_k^2 \|F_k(m)\|^2 + \sum_{k=0}^n \beta_k^2 \|H_k(m)\|^2. \quad (2.27)$$

Le premier terme de l'équation représente l'écart de la prédiction du modèle par rapport aux données (erreur), le deuxième terme est la condition de lissage spatial et le troisième terme est la contrainte d'amortissement qui pénalise la prédiction pondérée du modèle. Il est possible de définir H, F comme :

$$F(m)(x) = m(x) - \int_S K(x, x') m(x') dx' \quad (2.28)$$

$$H(m)(\mathbf{x}) = e^{-\lambda \rho(\mathbf{x})} \quad (2.29)$$

Où $\rho(x)$ représente la densité de rais, qui définit le poids relatif des cellules lors du lissage où celles avec le plus de rais auront le plus de poids. K , le noyau de lissage, tel que :

$$K(x, x') = A * e^{-\frac{|x-x'|^2}{2\sigma^2}} \quad (2.30)$$

et

$$\int_S K(x, x') dx' = 1 \quad (2.31)$$

L'équation 2.31 assurant une équité entre les cellules. Il apparaît ainsi que les paramètres influants sont les facteurs α et β . Il est possible de définir une matrice \mathbf{Q} comme :

$$\mathbf{Q} = \alpha \mathbf{F}^T \mathbf{F} + \beta \mathbf{H}^T \mathbf{H} \quad (2.32)$$

permettant une reformulation de l'équation 2.27 sous forme matricielle:

$$\mathbf{S}(\mathbf{m}) = (\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}) + \mathbf{m}^T \mathbf{Q} \mathbf{m} \quad (2.33)$$

où \mathbf{m} est le modèle, \mathbf{d} est le vecteur de données, \mathbf{C}_d est la matrice de covariance des données et \mathbf{G} une matrice de taille i, j contenant la longueur des chemin dans chacune des cellules du modèle. Ainsi le minimum de la fonction \mathbf{S} est possible pour le modèle \mathbf{m}_{\min} tel que :

$$\mathbf{m}_{\min} = \mathbf{G}^* \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{d} \quad (2.34)$$

ou \mathbf{G}^* est défini comme

$$\mathbf{G}^* = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{Q})^{-1} \mathbf{G}^T \quad (2.35)$$

Ce processus est réitéré 3 fois, en éliminant à chaque itération un certain nombre de rais permettant de converger vers un modèle expliquant aux mieux les données.

2.7 Conclusions

Ce chapitre avait pour objectif principal de présenter les fondements théoriques et les techniques de traitement des données spécifiques au bruit de fond. Ces connaissances seront ensuite mises en pratique dans les études présentées, que ce soit sur le terrain ou en laboratoire, en se basant sur un état de l'art non exhaustif. Bien que ces études aient été menées avec des différences significatives en termes de sources sismiques et de nombre de capteurs, on peut résumer les principales étapes comme suit :

L'analyse préliminaire des données est une étape cruciale, notamment dans le domaine fréquentiel, afin de déterminer si il existe une périodicité éventuelle et la gamme de fréquence la plus énergétique. Suivant les cas, et notamment le nombre de capteurs disponibles, une analyse en réseau par beamforming permettra de mieux étudier l'homogénéité des sources sismiques ainsi que leur stabilité, ceci dans plusieurs gammes de fréquences.

En fonction des résultats de ces analyses, on pourra alors passer à une étape de traitement des données qui inclut un filtrage dans la gamme de fréquences la plus adaptée où les sources sismiques sont homogènes et stables, suivi d'un blanchiment de ces données

Conclusions

filtrées afin d'homogénéiser les effets de sources. Pour les composantes horizontales, une étape supplémentaire de rotation pour décomposer les composantes enregistrées en composantes transverses et longitudinales pour chaque couple de capteurs est importante. Enfin, pour chaque couple de capteurs et chaque composante, on peut procéder aux calculs de cross-corrélations sur une certaine période de temps.

Les étapes suivantes dépendent des objectifs : suivi temporel ou imagerie ? Les inter-corrélations peuvent être moyennées de manière optimisée en supprimant certaines périodes à mauvais rapport signal sur bruit, puis représentées sous forme d' hodochrones afin de mieux comprendre le champ d'ondes en présence. Ensuite, l'hodochrone peut être analysé en le filtrant dans certaines bandes de fréquences, par exemple. Les inter-corrélations peuvent également être représentées individuellement sous la forme de corrélogrammes, qui mettent l'accent sur les variations temporelles du champ d'onde en présence pour chaque couple de capteur.

Une fois le champ d'onde bien compris, on pourra utiliser les ondes de surface, en général dominantes, pour des buts d'imagerie, par obtention de courbes de dispersion par exemple sur les traces sommées. On pourra également utiliser des techniques d'analyse des variations de forme d'onde par rapport à une référence, afin d'établir finement les variations de vitesse au cours du temps. Enfin, nous avons présenté rapidement comment spatialiser les informations qui sont déduites le long de rais rejoignant chaque couple de capteurs à l'aide d'un schéma tomographique.

L'application de ces méthodologies sera présentée ensuite sur des données réelles dans 2 cas d'expériences hydrologiques contrôlées. La première concerne une acquisition conduite sur le champ captant de Crépieux-Charmy à l'aide d'un réseau dense de 100 capteurs (Chapitre 3). La seconde a été menée à l'échelle du laboratoire, avec de nombreux développements expérimentaux dédiés à l'enregistrement continu du bruit sismique enregistré avec une ligne de capteurs (Chapitre 4). Le chapitre 5 va proposer une approche originale de mesure des variations sismiques à partir de techniques d'auto-corrélations et d'intra-corrélations (entre composantes) sur une partie du jeu de données présenté au Chapitre 4.

Chapitre 3

Tomographie d'une barrière hydraulique

3.1	Le champ captant de Crépieux-Charmy, une réserve d'eau stratégique pour la ville de Lyon	68
3.1.1	Contexte géologique	69
3.1.2	Mesure de protection des nappes et dispositifs MAR	69
3.1.3	Caractérisation du dôme d'infiltration et enjeux du monitoring	70
3.2	High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions	71
3.2.1	Introduction	72
3.2.2	Seismic-noise survey of the Crépieux-Charmy water-catchment field	74
3.2.3	Seismic-noise data processing and analysis	78
3.2.4	Source analysis using a beamforming approach	79
3.2.5	High-resolution tomography monitoring	85
3.2.6	The tomographic scheme	85
3.2.7	Discussion	89
3.2.8	Conclusions	97
3.3	Supplementary Material	98
3.3.1	Courbe de dispersion	98
3.3.2	Noyau de sensibilité	101
3.3.3	Modèle numérique de Tomographie	102

3.1 Le champ captant de Crépieux-Charmy, une réserve d'eau stratégique pour la ville de Lyon

Les infrastructures pour l'alimentation en eau de la métropole lyonnaise sont le fruit de quatorze siècles d'évolution afin d'aboutir à une solution pérenne (Réfloch et al., 2017). On dénombre ainsi 11 zones de captage différents (Figure 3.1) dont 4 sur le site de Crépieux-Charmy. Situé au nord-est de l'agglomération, en pleine zone urbaine, ce champ captant alimente environ 1,3 million d'habitants et constitue ainsi une réserve d'eau stratégique. Le site est équipé de 111 pompes qui ont permis de produire 210 000 m^3 d'eau par jour en moyenne en 2016 (Réfloch, 2018), représentant environ 87% des apports de l'ensemble des sites de captage entre 2016 et 2017 et 95% entre 1995 et 2016. De par sa localisation géographique (en plein cœur de la métropole lyonnaise) et du risque de pollution venant du canal de Miribel, le site fait l'objet d'une étroite surveillance. La qualité de l'eau est ainsi continuellement surveillée par des analyses bactériologiques et physico-chimiques (330 000 prélèvements en 2016). En amont et en aval du champ captant sont positionnées deux stations d'alerte évaluant la qualité des eaux de surface (température, hauteur d'eau, chimie).

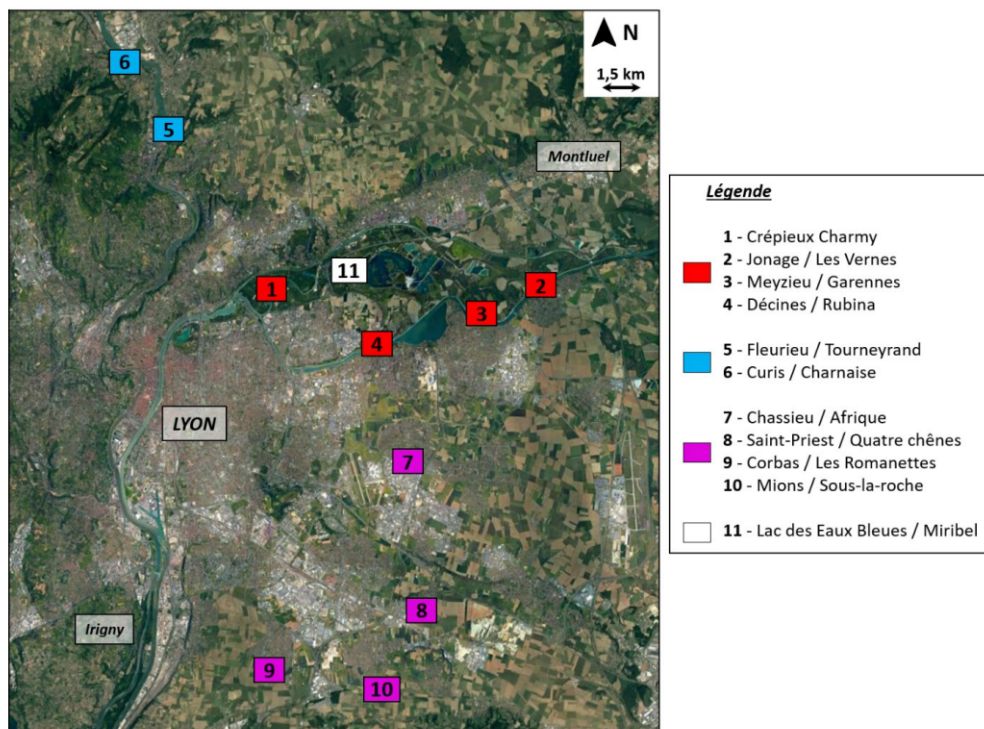


Fig. 3.1 Localisation géographique du champ captant de Crépieux-Charmy et des autres sites de captage d'eau potable de la métropole Lyonnaise, d'après Réfloch (2018)

Le champ captant de Crépieux-Charmy, une réserve d'eau stratégique pour la ville de Lyon

Ce champ captant a déjà fait l'objet de deux thèses permettant de saisir son importance et ses caractéristiques hydrogéologiques. Loizeau (2013) a permis par son travail de mieux comprendre le fonctionnement des différents éléments du champ captant de Crépieux-Charmy (bassins d'infiltration, puits, rivières, nappe, zone non saturée) et propose à travers une modélisation 3D une observation des flux et direction des écoulements à l'échelle du champ captant de Crépieux-Charmy. Réfloch (2018) a mis au point un modèle numérique permettant de simuler les transferts d'eau et de chaleur au sein du champ captant avec une dynamique bi-mensuelle.

3.1.1 Contexte géologique

Le champ captant de Crépieux-Charmy est situé dans des formations datant du Miocène. La nappe phréatique captée par ce champ captant est présente dans les alluvions fluviales du Rhône. Cette accumulation d'alluvions quaternaires présente une alternance de couches de sables fins, de mélanges sablo-graveleux, de passées argileuses et de galets qui repose sur un substratum argileux Loizeau (2013). L'épaisseur du réservoir varie entre 15 et 25 mètres, avec une zone saturée entre 10 et 20 mètres.

3.1.2 Mesure de protection des nappes et dispositifs MAR

A l'aide des deux stations d'alerte, il est possible de détecter la présence de polluants dans l'eau fluviale avant même que celle-ci n'atteigne le champ captant. Par exemple, des événements en 2016 et 2022, publiés dans la presse française, décrivent des concentrations de perfluorés supérieures aux normes de sécurité européennes. Il est en effet courant que des concentrations importantes en pesticides d'origine agricole, en microplastiques ou en substances pharmaceutiques soient détectées dans le canal de Miribel et soient susceptibles de contaminer les ressources en eau potable. Lorsque ces concentrations atteignent des taux trop élevés et peuvent mettre en danger la santé des consommateurs, le champ captant peut mettre en place des techniques de protection de nappe (appelées recharge artificielle des nappes en français et sous l'acronyme MAR en anglais). La barrière hydraulique, par exemple, est un système permettant de faire barrage à la pollution. Le principe de la barrière hydraulique se base sur une augmentation locale du niveau piézométrique faisant office de zone tampon entre la rivière et la nappe (Figure 3.2).

Dans un état normal et en l'absence de pollution, c'est la rivière qui alimente la nappe comme présenté en Figure 3.2. En cas de pollution de la rivière, ce flux naturel est donc susceptible de contaminer les zones de pompage. Le remplissage d'un bassin d'infiltration va provoquer l'élévation artificielle du niveau d'eau par imbibition forcée (dôme d'infiltration) et inverser le flux entre le bassin et la rivière, protégeant ainsi la nappe. Lorsqu'il devient nécessaire de mettre en place une barrière hydraulique, il est

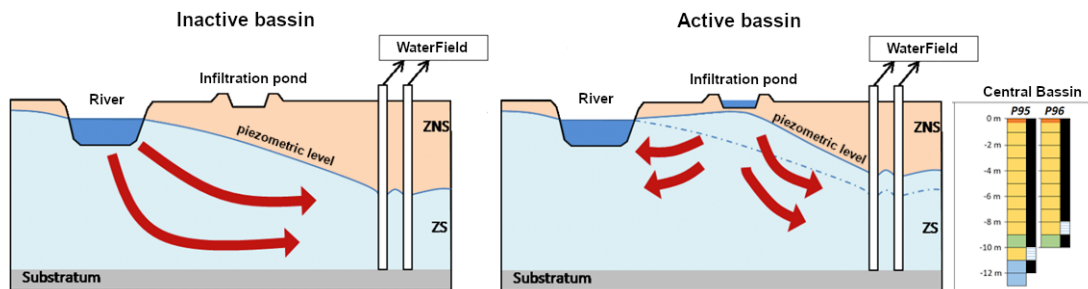


Fig. 3.2 Principe de barrière hydraulique utilisé sur le champ captant de Crépieux-Charmy. Dans des conditions naturelles, l'aquifère est alimenté par la rivière et la nappe peut être exposée à une contamination en cas de pollution des cours d'eau. Lorsque le bassin est rempli, un dôme d'infiltration se forme et le flux est inversé. Adapté de Réfloch (2018)

donc très important de pouvoir suivre sa géométrie et son évolution dans le temps afin d'en surveiller son efficacité.

3.1.3 Caractérisation du dôme d'infiltration et enjeux du monitoring

Cette surveillance du dôme d'infiltration, indispensable pour vérifier l'efficacité de la barrière hydraulique, est généralement réalisée par mesure des niveaux piézométriques et analyse des propriétés des eaux dans les forages (Réfloch, 2018). Ces mesures sont par définition ponctuelles et leur interpolation à l'échelle du champ captant est limitée par la répartition des forages. En utilisant la méthode PII et les relations entre les variations de vitesse d'onde sismique et les variations de contenu en eau, ainsi qu'un réseau dense de capteurs, il devient envisageable de produire une cartographie fine de l'information hydrogéologique en calculant le $\delta v/v$ entre l'ensemble des paires de station du réseaux puis en re-spatialisant cette information par tomographie.

C'est dans ce but que deux études préliminaires ont été réalisées par Voisin et al. (2017) et Garambois et al. (2019) afin d'évaluer la relation entre la variation de vitesse (en pourcentage) et la variation de hauteur de nappe (en mètres). Ces deux études ont permis de montrer que i) le site se prête particulièrement bien aux méthodes de bruit de fond sismique de part la très forte activité anthropique qui assure un bruit quasi-continu et haute fréquence; ii) les variations de vitesses sont directement reliées aux variations du niveau d'eau avec une relation quasi linéaire de 1% de variation de vitesse pour 1 m de variation de hauteur de nappe; iii) les variations de vitesses suivent assez bien un modèle de substitution de fluides de type Biot-Gassmann. Ces conclusions très encourageantes ont abouti à une surveillance continue de 20 jours à l'aide de 100 nodes répartis autour

High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions

d'un bassin d'infiltration spécifiquement activé pour l'étude. Cette expérience à l'échelle du terrain a été réalisée dans le cadre du projet Resolve. Le traitement du signal a été réalisé dans le cadre de la thèse et a été publié par l'American Geophysical Union dans sa revue *Water Resources Research: High-Resolution Monitoring of Controlled Water Table Variations From Dense Seismic-Noise Acquisitions* Gaubert-Bastide, T., Garambois, S., Bordes, C., Voisin, C., Oxarango, L., Brito, D., and Roux, P. (2022), *Water Resources Research*, 58(8).

3.2 High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions

Abstract

Water-resource management has become a major global issue in a world threatened by climate change. High-resolution geophysical methods may be of valuable help in monitoring the water masses, both in space and time. Passive seismic interferometry takes advantage of ambient seismic noise to recover the variations in seismic wave velocity induced by changes in groundwater. We present hereafter the time and space monitoring of an hydraulic dome artificially formed to prevent biological and chemical pollutants from entering the exploitation field of Crépieux-Charmy (Lyon, France). We use a dense seismic network to passively monitor the water table changes induced by infilling of an infiltration basin at the water supply facility for the two million inhabitants of the Lyon Metropolis (France). We assess the hourly seismic velocity variations over 19 days, during which two filling and drainage cycles were performed. The use of a dense three-component seismic network allows fine characterization of the seismic wavefield, and offers the possibility to include the analysis of 4851 raypaths in a robust inversion algorithm based on ray theory. The velocity variations are mapped with high resolution. They are directly related to the water table variations and to residual water saturation changes within the unsaturated zone. This seismic experiment highlights the three-dimensional (3D) implementation and evolution of a hydraulic dome under the infiltration basin. This dynamic information helps in the understanding and modeling of water flows between the water table and a river, which represents a fundamental issue for discussions on the effectiveness of the barrier.

Plain language summary

Monitoring aquifers becomes a crucial necessity to keep the water resource safe and sustainable, especially in water catchment fields which are usually located in proximity of urban areas. Passive seismic interferometry, which takes advantage of the continuous ambient seismic noise signals, can provide access to the properties and evolution of the water table with a noticeable spatial resolution. Here, we propose the use of a dense

seismic network to monitor water content changes, artificially generated by controlled infilling/drainage cycles of a basin originally designed to mitigate potential pollution of the water field from surrounding rivers. The analysis of waves propagating within the network allows us to obtain hourly time-lapse seismic velocity variation maps with high resolution. It notably highlights the shape of a water dome that appears (or disappears) when filling (or emptying) the basin, but also that seismic variations are sensitive to both water table and water content variations occurring within the vadose zone. This study eventually shows that the seismic-noise based method can provide relevant information on fluid flow variations and pragmatically on the effectiveness of the infiltration basin to protect the water field from potential pollution.

3.2.1 Introduction

Unconfined aquifers are an essential water resource. Their preservation in terms of both quantity and quality is a major challenge due to the expected impacts of climate change and their exploitation by human activities. Among others, managed aquifer recharge (MAR) is a practice of increasing interest which is commonly applied to stormwater management in urban areas Machiwal et al. (2018); Zhang et al. (2020) or water reuse Zhang et al. (2020). Using infiltration basins or trenches, MAR systems could generate very dynamic responses of the water table and generally rely on the vadose zone for contaminant mitigation. The characterization and temporal monitoring of such systems are classically based on piezometric measurements, which provide unmatched sensitivity to water table fluctuations. However, it is by essence local and sparse due to drilling costs. Available methods for moisture and water potential monitoring based on Time Domain Reflectometry (TDR) or capacitance probes, tensiometers or neutron logging face similar limitations and are generally complex to implement and maintain during long periods Vereecken et al. (2008).

Geophysical methods can offer a wide range of characterization possibilities, which depend on their sensitivities to the physicochemical parameters of the medium, their resolution, and the depth of penetration. In appropriate conditions, they could provide a spatialization at larger scale of some hydrological variables of interest. For more than 20 years, the application and development of water-sensitive methods have been the subject of focused research referred as hydrogeophysics Hubbard and Rubin (2005a); Rubin and Hubbard (2006b). However, depending on the scale of the studied processes, the potential for their deployment and autonomy might be a hindrance, particularly when monitoring is required with methods based on active sources Binley et al. (2015b).

Passive seismic methods such as ambient noise cross-correlation use stand-alone recording stations and benefit from continuous seismic noise sources. This continuity allows seismic

wavefields to be reconstructed and then analyzed over time. Since its initial development about 20 years ago, this popular approach is increasingly used in various Earth studies for both imaging and monitoring purposes that are carried out at various scales Lobkis and Weaver (2001); Campillo and Paul (2003); Derode et al. (2003a). Ambient noise cross-correlation is based on the principle that cross-correlation of two seismic noise records acquired by two sensors can provide the Earth response to perturbations between the two sensors, *i.e.*, the Green's function, if the noise sources are spread isotropically in space. Basically, it means that the cross-correlation of the ambient noise recorded by two receivers is mathematically equivalent to the signal recorded by one receiver when a local source is located at the other. When continuously recorded, the ambient noise has therefore the ability to reveal any modification in medium properties, whether mechanical or hydrological, with a given temporal resolution.

This methodology has paved the way for continuous temporal monitoring of Green's functions, and in particular, to track very fine seismic velocity variations related to changes in different properties of the medium. These analyses are generally based on coda waves, which arrive in the seismic wave train that follows the ballistic waves. They represent backscattered waves from numerous heterogeneities distributed along the wave's pathway and provide very repeatable waveforms with noticeable weak variations in seismic velocities Grêt et al. (2006b). This approach was used, for instance, at the Earth crust scale to observe weak water table variations for Merapi volcano Sens-Schönfelder and Wegler (2006), for crustal stress reductions after a major seismic event Wegler et al. (2009) and for fluid flow during volcano eruptions Brenguier et al. (2011); Mordret et al. (2010). In the critical zone, various environmental processes have been monitored (Larose et al., 2015, for a review), including permafrost James et al. (2019), water resources Lecocq et al. (2017a); Clements and Denolle (2018), and groundwater flow Grobbe et al. (2021).

Contrary to coda waves, which sample a tortuous path between two seismic stations many times, ballistic waves are supposed to propagate along a direct pathway between the two sensors. They can be associated to volume (P/S) or surface waves (Rayleigh/Love modes) and are identified as early arrivals in seismograms. The latter dominate the seismograms, especially in sedimentary environments where coda waves have low energy because of weak scattering potential. Recently, Voisin et al. (2017); Garambois et al. (2019) and Kim and Lekic (2019a) suggested the use of ballistic waves to monitor near-surface water table variations. They were notably able to exploit and quantify the sensitivity of body and surface waves to changes in water content. However, they simply considered water table changes, without taking into account potential variations occurring within the unsaturated zone. Takano et al. (2020) also used ballistic waves to monitor

an active volcano, while Brenguier et al. (2020) succeeded in separating body waves from surface waves by taking advantage of a dense seismic network.

Besides well established imaging techniques based on noise analysis, the spatialization of the observed variations is generally limited due to the sparse number of stations available. Here we show that high-resolution seismic noise interferometry can be obtained for monitoring hydrological variations. For this purpose, we deployed a network of 99 3-component (3C) seismic stations around an infiltration basin that was designed to provide an artificial recharge of the aquifer and generate a hydraulic barrier to protect the pumping wells in case of accidental pollution of surrounding rivers. After presenting the site and the sequence of filling/emptying of the basin that was monitored over 19 days, we show the global seismic processing workflow that leads to the reconstruction and analysis of 4851 seismic traces. The dense three-component seismic network allows precise characterization and monitoring of both the noise sources and the seismic wavefield. From the analysis of the Love wave velocity variations, we reconstruct hourly tomographic images of the velocity variations with high resolution. They show, in particular, the hydraulic dome geometry, its evolution over time and space, highlighting the effectiveness of the system in reducing water exchange between the river and the water field. In addition, this study shows that the unsaturated zone has a direct influence in the measured seismic velocity changes.

3.2.2 Seismic-noise survey of the Crépieux-Charmy water-catchment field

3.2.2.1 A strategic and sensitive site

The Crépieux-Charmy drinking water pumping field (Figure 3.3) is a complex system that supplies 87% of the tap water for the two million inhabitants of the Lyon metropolitan area (France). It extends to the East of Lyon over a highly protected area of 375 ha, where 111 wells pump the groundwater into the modern fluvial aquifer. This strategic area located in the vicinity of a highly urbanized area and surrounded by rivers and canals, is very sensitive to pollution risks, especially from rivers. To protect groundwater from river pollution and maintain the groundwater level, 12 infiltration basins were built around the pumping areas. These infiltration basins are filled with a 50 cm thick sand layer for filtration purposes. A previous study put forward the major role of a compacted soil layer beneath the sand probably due to the basin construction work Réfloch et al. (2017). It limits the infiltration rate and contributes maintain an unsaturated layer between the basin and the water table. The basin is supplied from a pumping system fed by a sedimentation basin connected to the Vieux Rhone river (Figure 3.3b). The pumping system is controlled to maintain a maximum head of 1.8 m in the basin with

High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions

0.2 m fluctuations (Figure 3.3c) and a minimum vadose zone thickness of 2 m below the basin. Moreover, the pumping stops if the turbidity of the Vieux Rhone river exceeds 50 NTU. This system should consequently modify the direction and intensity of the water flow, which naturally goes from rivers toward the groundwater. For this reason, the understanding of water exchanges between the groundwater and the surface water is of major importance, as is the effectiveness of the active protection barriers formed by these infiltration basins.

The pumping site is monitored by more than 100 piezometers that are scattered throughout the site. Various hydrogeological studies have been carried out at the site scale, which highlighted the influence of groundwater pumping and Managed aquifer recharge (MAR) interventions on the aquifer levels and properties Réfloch (2018). At a smaller scale, a basin (5-2) located between Miribel canal and the Vieux Rhône has been the subject of more detailed studies through the implementation of a network of piezometers (Figure 3.3b) that provides measurements of water temperatures and piezometric levels Réfloch (2018). They have highlighted the following points: (1) the natural flow is to the South; (2) the infiltration basin 5-2 feeds the southern part much more than the northern part; and (3) the hydraulic barrier created below the basin disappears in a maximum of 1 to 2 days.

Although interesting, this work suffers from the small number of piezometers especially on the eastern part of the basin, which has prevented any detailed mapping of the hydraulic dome and its evolution over time. This is problematic in the present geological context, which exhibits sedimentary variability that generates important heterogeneity of permeability. From the surface, the vertical sedimentary sequence is composed of modern alluvial deposits composed of sands and coarse gravels of about 11 to 20 m of thickness. In this sequence, a main 2-m thick clayey layer has been identified in all available boreholes surrounding the basin at an average depth of 7 m. Its lateral extension, especially to the North-East where no borehole was drilled, remains unknown Loizeau (2013). Below this layer, inclusions of fine material were observed in boreholes with unclear organization. This modern alluvial sequence rests on a thick layer of claystones and molasse with low permeability.

3.2.2.2 The seismic-noise experiment

The site of Crépieux-Charmy is located in a highly urbanized zone and is surrounded by several sources of anthropic seismic noise (*e.g.*, the city, highways, railway, factories). For these reasons, noninvasive hydrogeophysics and particularly seismic noise based methods were considered to be able to provide high-resolution views of the dome and its evolution over time. A preliminary study, which only involved 10 seismic sensors that recorded

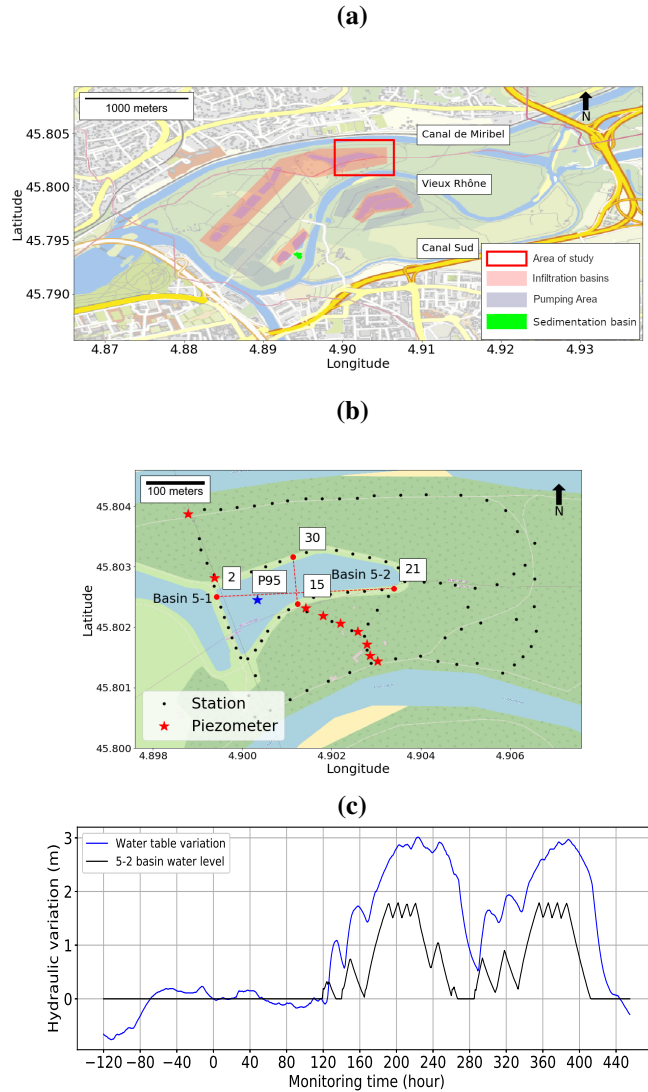


Fig. 3.3 (a) Location and draft of the water pumping site of Crépieux-Charmy located to the East of the city of Lyon, in a dense urban area. It is surrounded by a railway line to the North and highways to the West, South, and East. Pumping areas, infiltration and sedimentation basins are indicated. (b) Zoom into the studied infiltration basin 5-2, which is monitored by a network of piezometers. The seismic network is composed of 99 sensors (stations) that are deployed along paths. Stations 2, 15, 21 and 30 and piezometer P95 are used later to illustrate the main results. (c) Chronicles of the basin filling cycles with the water level measurement in the basin (black curve) and the water table variations (blue curve) measured at piezometer P95 (blue star). Time 0 marks the beginning of the seismic recordings.

High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions

the ambient seismic noise over 10 days, showed strong lateral variability of the hydraulic dome Voisin et al. (2017). In the following, we present the results of a survey using a dense seismic network that is designed to improve the monitoring resolution of the controlled changes in the groundwater flow. In all, 99 seismic nodes were deployed around the infiltration basin 5-2. They were positioned in open areas to allow good reception of the GPS satellites and synchronisation of the seismic stations. The network covers a wide range of azimuths and inter-station distances (Figure 3.3b). The 3-C Fairfield velocimeters have a cut-off frequency of 4.5 Hz, and recorded the seismic noise between September 15 and October 3, 2018 (*i.e.*, over 19 days), with a sampling frequency of 250 Hz. This represents a data volume of approximately half a terabyte.

During this period, two cycles of filling/emptying of the basin 5-2 were performed to determine the efficiency of the seismic monitoring methodology. Before the experiment, the basin was kept empty since August 3, 2018. At the beginning of the seismic experiment, the water table was measured at an elevation of 163.52 m in the piezometer P95 (well surface elevation of 169.39 m). In this condition, the unsaturated layer was 5.87 m thick at the lower point of the basin, which corresponds to a very dry state. The elevation of the dikes surrounding the basin is approximately 2.5 m above the bottom of the flat basin, with the West dike elevation culminating at 172.23 m. Figure 3.3c presents the evolution of the water level in the basin 5-2 and the variation of the water table measured at piezometer P95 (reference taken at time 0 hour) during the seismic monitoring period. At the beginning of the seismic acquisition, the basin 5-2 was kept empty during the first 5 days (from 0 h to 119 h) in order to acquire a base signal. The basin was then fed during 100 h (from 120 h to 220 h). It reached the maximum level of 1.8 m at time 190 h. The water supply was then regulated during 30 h. The basin was then drained until emptiness in 50h. After a 20 h rest period, a second filling/emptying cycle was applied in about 130 h. Lastly, the final drainage period was monitored until the water table reached its initial level.

The basin level and the water table variations exhibited a noticeable time shift (Figure 3.3c), which can be observed due to the fact that the filling of the basin is not carried out in a linear way, but consists of different filling phases of various periods until. This makes it possible to analyze the phase differences between the different peaks present on the two evolution curves. During basin filling phases, the time shift corresponds to the time for water to travel through the vadose zone whose width continuously changes during the experiment. These time shifts therefore provide an estimate of the average infiltration velocity in the vadose zone. Based on a detailed analysis of the corresponding peaks of the 2 curves, we could estimate a 0.3 m/hour infiltration velocity during the first infilling

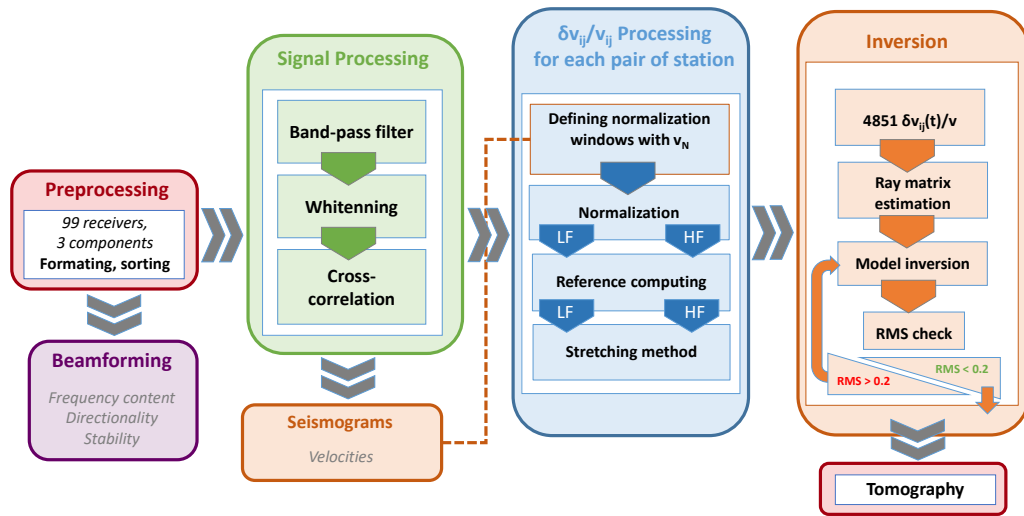


Fig. 3.4 Seismic-noise data processing workflow designed to compute the dynamic two-dimensional tomographic maps of the seismic velocity variations. The beamforming stage offers access to the spatial distribution of the seismic noise sources and its stability. The three-component seismograms provide understanding of the seismic wavefield and identification of the different seismic phases. The $\delta v/v$ processing can be performed in the low (LF) or high (HF) frequency range according to the cross-correlation spectral properties.

whereas it rises to 0.5 m/hour during the second infilling. This observation is consistent with an increase in average water content between the two cycles: before the first infilling, the vadose zone was at residual saturation when the water content was much higher at the beginning of the second infilling which probably followed an incomplete drainage. The observed difference could then be attributed to an increase of the medium relative permeability and to a progressive capillary wetting during the first infiltration event.

3.2.3 Seismic-noise data processing and analysis

To compute reliable tomographic maps of the velocity variations, the workflow includes several steps, as sketched in Figure 3.4. In this section, we focus on the steps that start after the data recording and until the velocity variations are obtained per pair of stations. The first stage is the pre-processing, which simply consists of formatting and sorting the dataset. A beamforming analysis is performed on these raw data, to assess the spatial origin and time stability of the seismic sources (Section 3.2.4).

The second step encompasses various signal-processing steps that were chosen for calculation of the cross-correlations per sensor and component pair (Section 3.2.4.1). By re-sorting these cross-correlations as a function of receiver distance, the propagation of

the wavefield can be represented and analyzed for each component (Section 3.2.4.2). This step provides a clear separation of the seismic wavefield between the ballistic and coda parts that will be crucial for the third step, the relative seismic velocity $\delta v/v$ computations (Section 3.2.4.3). The final dataset is composed of 4851 hourly $\delta v/v$ measurements, which will be the input to get hourly tomographic inverse maps, as discussed in Section 3.2.5.

3.2.4 Source analysis using a beamforming approach

The beamforming compares the seismic wavefield with waves propagating under different azimuths and velocities (or slownesses). Beamforming has been used in many seismic-noise studies; *e.g.*, for phase velocity estimations Harmon et al. (2008), source directionality assessment Behr et al. (2013), and surface-wave tomography Roux and Ben-Zion (2017); Wang et al. (2020). The use of dense and large arrays with a wide azimuthal cover ensures accurate resolution Rost and Thomas (2002). The computation relies on the plane-wave assumption so that sources located within the receiver array or any kind of arrivals that are not recorded by several receivers will not be emphasized. The processing uses the differences in arrival with the center of the array as a reference Boué et al. (2013), and it can be performed in different frequency ranges and for different components. This analysis is particularly important here as our survey is performed in a highly urbanised zone (Figure 3.3a), where the origin of the seismic noise can vary both in space and time due to the presence of multiple time-varying sources (*e.g.*, highways, railways, factories).

A typical example of the beamforming outputs separately computed for the two horizontal components and then gathered after summation is shown in Figure 3.5. This was computed in the [2-5 Hz] frequency range using 24-h time windows with a code adapted from the double beamforming algorithm of Boué et al. (2013). The beamforming outputs appear stable over time and show almost isotropic patterns at 400 m/s velocity, with a slight East-West dominance. Figure 3.5d highlights the variability of the amplitude power over the monitoring time. It is computed over 1-h time windows, while the black dashed line represents the amplitude smoothed over a 24-h moving window. The quieter periods appear during weekends (grey area). We will see in the following that these noise conditions appear to be sufficiently stable and isotropic at the site to produce consistent and stable wavefields over most sensor pairs. We note that during weekdays (*i.e.*, 48-72 h, 120-144 h), the maximal energy comes from the West, where there is the northern ring road of the Lyon metropolis.

3.2.4.1 Cross-correlation computations

For the horizontal components, the ij ray has an azimuth $\theta = \widehat{ijN}$ (with the North) corresponding to the path between the two receivers, which will very rarely match the

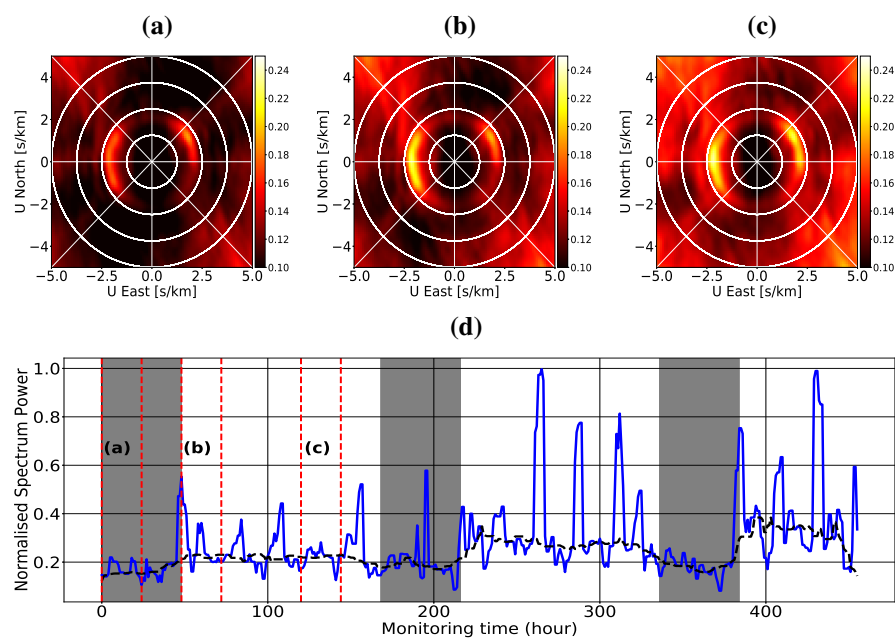


Fig. 3.5 Horizontal beamforming amplitudes averaged over 24-h time windows in the dominant [2-5 Hz] frequency range for three monitoring periods: (a) 0-24 h. (b) 48-72 h. (c) 120-144 h. The x-axis represents the slowness from the East and the y-axis the slowness from the North, which can be recovered for all directions with white circles. (d) Evolution of the spectral energy over the monitoring time (blue curve) with the smoothed variation over 24 h (dashed line) averaged in the [2-5] Hz band. Grey zones correspond to weekend periods.

High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions

recording North-South ($S_{i,N}$) and East-West components ($S_{i,E}$). As suggested by Roux (2009), the equivalent radial ($S_{i,R}$) and transverse ($S_{i,T}$) components measured by the receiver R_i along the ij ray can be recovered using the relations:

$$S_{i,T} = S_{i,N} \sin \theta - S_{i,E} \cos \theta \quad \text{and} \quad S_{i,R} = S_{i,N} \cos \theta + S_{i,E} \sin \theta. \quad (3.1)$$

The cross-correlation of seismic noise signals recorded by two receivers ($R_i; R_j$) is theoretically an estimate of the Green's function, *i.e.*, the impulse response of the Earth between these two receivers, if the noise sources are isotropically distributed around them. The product of the cross-correlation in the three projected dimensions (R, T, Z) of the receivers pair ($R_i; R_j$) is a tensor of nine components that represents the Green's function in space:

$$\mathbf{G}(i, j) = \begin{pmatrix} TT & TR & TZ \\ RT & RR & RZ \\ ZT & ZR & ZZ \end{pmatrix} \quad (3.2)$$

When dealing with the same components, we obtain the TT (transverse-transverse), RR (radial-radial), and ZZ (vertical-vertical) coefficients that compose the diagonal of the \mathbf{G} tensor. All of the other coefficients in $\mathbf{G}(i, j)$ obtained by correlating different components of the signals (for instance R and Z) are not addressed in this paper.

For all of the components, to eliminate spurious energetic events and to balance the spectral content Shapiro et al. (2005), the signals are first whitened on a daily basis between 1 Hz and 20 Hz, which is the band of interest at our scale. The processed signals are then sliced in $T_w = 1$ min long time windows, and normalized by the energy of each time slice to get diagonal coefficients of the $\mathbf{G}(i, j)$ tensor:

$$G(i, j)_{KK} = \frac{S_{i,K}(t) \otimes S_{j,K}(-t)}{\sqrt{\int_0^{T_w} S_{i,K}^2(\tau) d\tau \int_0^{T_w} S_{j,K}^2(\tau) d\tau}} \quad \text{with } K = T, R \text{ or } Z \quad (3.3)$$

Eventually, these cross-correlations are stacked over 10 mn or one hour, to improve the signal-to-noise ratio without degrading the dynamics of the variations that we want to reconstruct. An illustration of the TT , RR , and ZZ final correlograms is shown in the $[-2.8, 2.8]$ s time lag window in Figure 3.6 for the 324 m spaced (R_2, R_{21}) pair of receivers. The red trace represents the overall averaged cross-correlations for this pair, and will be a reference when computing the velocity changes $\delta v/v$ in Section 3.2.4.3. The TT correlograms obtained for this pair of stations that are mainly oriented East-West show acceptable symmetry. They show a dominant wave packet that arrives at ± 0.9 s and corresponds to an apparent velocity of 360 m/s. Contrary to the TT component,

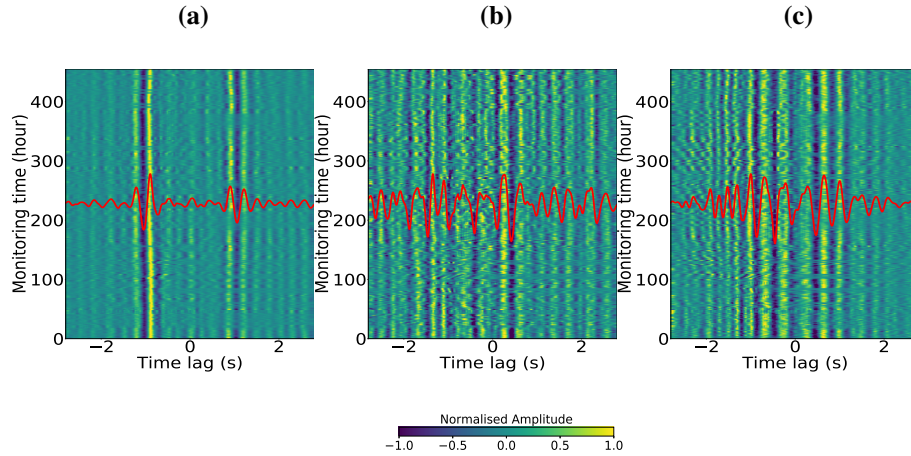


Fig. 3.6 TT (a), RR (b), and ZZ (c) correlograms computed between 2 Hz and 5 Hz for each component of the 324 m spaced (R_2 , R_{21}) pair of receivers, over the 19 recording days. Time of monitoring is going upward. Red curve is the overall averaged cross-correlations for the component.

the RR and ZZ components show more disturbances, which is possibly related to the local noise generated by the pumps. They are also more complex, with many different events arriving at several times. In the following, we address the complexity of the seismic wavefield using all available distances, through the network of 99 sensors.

3.2.4.2 Analysis of the seismograms

To analyze the multi-component wavefields which will be used for monitoring purposes, we gathered all averaged cross-correlations filtered in the [2-5 Hz] frequency band, taking into account all station pairs available through the deployment of the 99 sensors, which provides 4851 traces with distances ranging from 12 m to 645 m (Figure 3.7), with few with distances beyond 550 m.

These figures show relatively well separated ballistic waves with different patterns according to the component. They are all symmetric, which reinforces the hypothesis of the isotropic spatial distribution of seismic sources. The TT component is dominated by a surface wave with an apparent velocity slightly over 400 m/s, while the RR component shows a dominant wave that propagates slightly faster. The ZZ component is more complex, with various waves of similar amplitudes but with a wide range of velocities, from 1850 m/s for the first arrivals to 200 m/s for the slowest, which is consistent with previous observations made by Garambois et al. (2019). It should be noted that the available energy is stable as a function of distance and is relatively limited in frequency, with a peak between 2 Hz and 4 Hz, and a rapid decline thereafter, with almost no energy beyond 10 Hz. A more detailed analysis of the wavefield through phase velocity dispersion

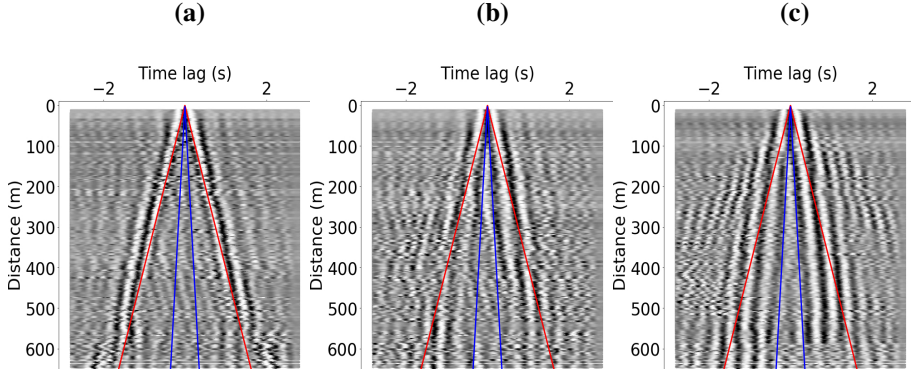


Fig. 3.7 Seismograms of the TT (a), RR (b), and ZZ (c) components, obtained after stacking all of the cross-correlations computed for the whole experiment and all possible inter-station distances. Red and blue lines highlight the velocities of 400 m/s and 1850 m/s respectively.

analysis of the 3C data is provided in Supplementary material S1.

3.2.4.3 Computations of velocity variations

The TT seismogram shows a satisfactory signal-to-noise ratio (Figure 3.7a) and a relatively simple symmetric wavefield dominated by the fundamental mode of Love waves between 2 Hz and 9 Hz (Figure S1). In addition, as shown in Section 3.2.4, the horizontal components of the noise are relatively stable over time and azimuth. For these reasons, the velocity variations have been computed considering the ballistic Love waves, which dominate the TT data. This analysis is performed with the stretching technique Sens-Schönfelder and Wegler (2006), which consists in quantifying the similarity of each hourly cross-correlation, stretched by a set of ϵ values, with the overall mean of the cross-correlation signal that is considered as a reference. The quantification is made by cross-correlating the two signals in the time window of the dominant ballistic wave, *i.e.* the Love wave. This linear search automatically extracts the maximum correlation coefficient and the corresponding stretching factor ϵ_{max} . This automatic analysis is controlled by a rejection process based on the value of the correlation coefficient: values below a coefficient of 0.8 are ignored, which represents 26.7% rejection. The computations provide the optimized time shift of the signal dt at a time t compared to the reference, and consequently the relative velocity variations for each trace of the correlogram $\delta v/v = -dt/t = \epsilon_{max}$.

The process was applied to the 4851 available correlograms in the [2-5] Hz frequency band and provided hourly $\delta v/v$ estimates relative to a reference during the whole acquisition for all 4851 pairs. In the following, we shifted the relative $\delta v/v$ values to ensure that

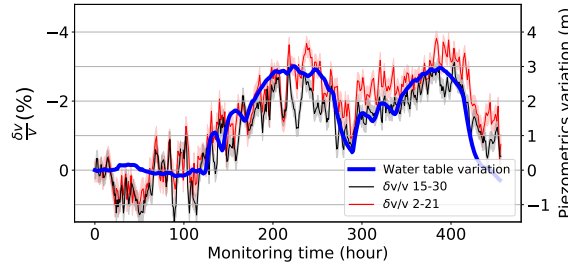


Fig. 3.8 Evolution of the piezometric level (solid blue) measured at piezometer P95 and of the hourly $\delta v/v$ velocity variations computed between the station pairs R_2 - R_{21} (in red, East-West oriented) and R_{15} - R_{30} (in black, North-South oriented) over the entire duration of the experiment, between 2 Hz and 5 Hz. Shadow areas represent the uncertainty on the measurement, obtained considering the maximum stretching function $\varepsilon_{max} \pm \sigma$ (σ being the variance).

$\delta v/v = 0$ at $t = 0$ s, the starting time of the seismic experiment, for all pairs.

The result of this cross-correlation processing is a set of 4851 cross-correlation functions. They are supposed to be the Green's function between two stations along a path. Each of them indeed carries information about the global changes between the two stations and it is worth visualizing these $\delta v/v$ variations, even if the spacial resolution is not optimized at this point. In Figure 3.8, the $\delta v/v$ variations for the $R_2 - R_{21}$ and $R_{15} - R_{30}$ pairs are compared to the relative water table variations measured at the P95 piezometer. The direct paths of these two pairs both cross the basin with different azimuths (see Figure 3.3). The $\delta v/v$ and water table curves are anti-correlated: negative velocity variations are associated with rising water table. This anti-correlation has often been observed when velocity variations are estimated on surface waves Voisin et al. (2016, 2017) and quantitatively well explained using a poroelastic fluid substitution approach Garambois et al. (2019). The hourly $\delta v/v$ measurements show high frequency variations, that we interpret as measurements uncertainties linked to fluctuating hourly reconstructed waveforms with different signal-to-noise ratio. In addition, we note that the two filling cycles show some small discrepancies highlighting some delays and nonlinear responses, especially when considering (1) the small $\delta v/v$ variations observed before the filling; (2) the different $\delta v/v$ responses depending on the pair of stations between the two maxima and (3) the failure for $\delta v/v$ to return to the initial state at the end of the experiment. These discrepancies might come from two reasons. First, the major difference between the two measurements is that the piezometer measurement provides only local information, while the $\delta v/v$ integrates information along the path between two stations. Second, the potential sensitivity of $\delta v/v$ measurements to water saturation changes within the unsaturated zone

can affect the consistency. In order to prevent any ambiguous interpretation, we aim at implementing a tomography process with very high spatial resolution that will lead us to a discussion on the effect of the unsaturated zone.

3.2.4.4 Frequency/depth analyses

Velocity variations shown in Figure 3.8 were computed after selecting the [2-5 Hz] frequency band dominating cross-correlated signals. We additionally show in Figure S2a in supplementary material the $\delta v/v$ evolution over time as a function of frequency for the $R_2 - R_{21}$ pair. This frequency analysis confirms that velocity variations related to hydrological cycles are observed only in a very limited frequency band, with a lack of sensitivity both below 2 Hz but also above 5.5 Hz. The kernel sensitivity computations performed for Love waves (Figure S2b in supplementary material) support these observations : the sensitivity of Love waves to changes in the environment is maximum between 2 and 7 m depth and is only significant and constant for frequencies between 2 and 5 Hz. In contrast, lower and higher frequencies show larger sensitivity kernels at depths larger than the lowest position of the water table. These computations seem to confirm the observation that the velocity variations captured from the cross-correlations when computed in the [2-5 Hz] frequency range are the most sensitive to the fluctuations of the water table and water content occurring within the modern and coarse alluvial deposits located between 2 and 7 m depth.

3.2.5 High-resolution tomography monitoring

From these integrated $\delta v/v$ measurements, we aim to produce high resolution time-lapse spatial $\delta v/v$ maps to emphasize the shape of the water dome and the potential water fluxes.

3.2.6 The tomographic scheme

For this purpose, we use a tomographic approach by inverting all of the paths in the 2 Hz to 5 Hz frequency range with a 1-hour time step. A similar approach was first proposed by Brenguier et al. (2008b) for volcanic applications, and then taken further by Clements and Denolle (2018) at a larger scale, to regionalize the $\delta v/v$ measurements obtained on the coda waves for groundwater applications. Here, we use the (straight) ray theory approach of Barmin et al. (2001), to carry out fast and reliable tomography, as further adapted by Mordret et al. (2014) to obtain group velocity maps from ballistic-wave seismic-noise analysis. This optimization process requires the use of a regularization function (here, as a spatial Gaussian smoothing term) and an additional term that constrains the amplitude of the perturbations according to the local path density.

The inversion scheme follows an iterative process: at each iteration, the rays with the largest root mean square (RMS) error ($> 70\%$) are discarded for the following iteration. These large errors might be related to bad signal-to-noise ratios in the cross-correlation computation due to local sources or artefacts in the $\delta v/v$ measurements. To maintain acceptable spatial resolution (a model obtained with at least 40% of the initial number of rays), the inversion is stopped after three iterations. The velocity variations are mapped onto a 44×22 roughly rectangular grid with square mesh (19.9 m). The spatial Gaussian term is characterized by a correlation length of 50 m and a smoothing strength of 0.05. These parameters were selected as a satisfactory compromise between resolution and stability of results, after different attempts, including checkerboard tests. The detailed results derived at 210 h of monitoring are shown in Figure 3.9. This shows in (a) the map of the $\delta v/v$ relative to the beginning of the experiment (time 0).

At the beginning of the tomography process, the dataset contains 4010 rays that are homogeneously distributed in azimuth and distance (Figure 3.9b). At the end of the third iteration, 2705 rays are retained, as shown in Figure 3.9c. We note that no particular azimuth is removed by the RMS checking process, despite the polarisation of the sources discussed in Section 3.2.4. Conversely, short offset rays that are favorable to mixed arrivals (interference) clearly tend to be eliminated. The RMS error appears to be homogeneous on the whole grid (Figure 3.9d) and lower than 0.15, except for a few very sparse grid points that show larger errors. At the final iteration, *i.e.* after removal of the raypaths with large RMS, the ray density remains high. Indeed, some cells are illuminated by more than 150 rays, while on average, there is a density of 90 rays per cell, except at the edges of the grid (Figure 3.9d). It needs to be noted that additional tests carried out with the help of checkerboard tests have confirmed the great resolution of the tomography with this illumination.

The $\delta v/v$ map of Figure 3.9a shows a maximum of the velocity variations in the southern sector of the infiltration basin, slightly East of the filling point. We also see fairly moderate values within the basin, as well as a North-South variation. The eastern part of the exploration area remains relatively static, with almost no velocity change.

3.2.6.1 Evolution of the velocity variation tomographic maps

A similar inversion procedure is carried out for each hour of the monitoring experiment, with a RMS error between 9.2% and 18.8%, where the number of rays varies from 1940 to 4851. This allows us to obtain a dynamic animation of the spatial variations in the relative velocity. It must be noted that a movie showing the 3D evolution of the hourly velocity variation tomographies is available in Supplementary material S3. In Figure 3.10, we isolated the maps obtained at 10 characteristic key moments. To facilitate their reading,

High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions

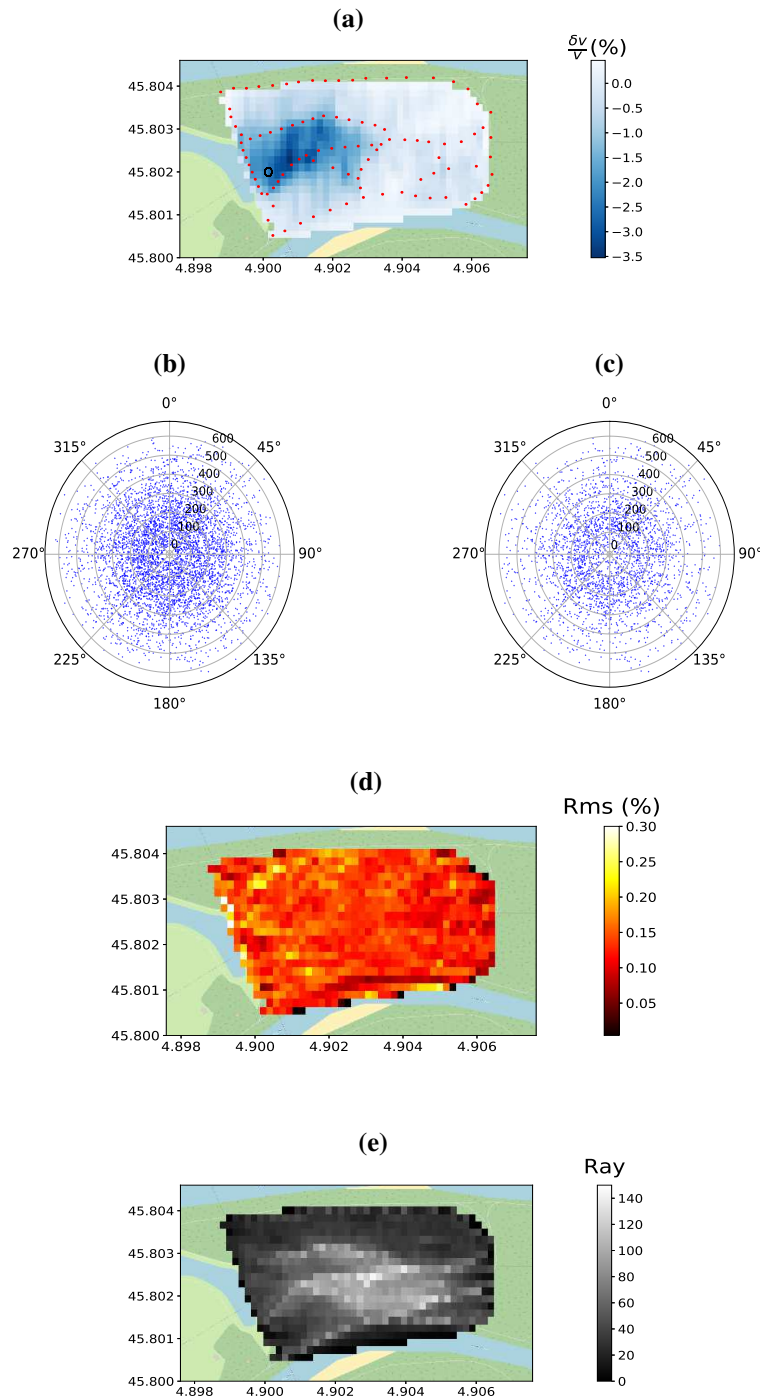


Fig. 3.9 Results of the inversion process illustrated at 210 h of monitoring. (a) $\delta v/v$ map relative to the start of the experiment, as obtained after three iterations of the inversion process. The black circles localize the filling point. (b, c) Initial (b) and final (c) distributions of the rays in terms of the azimuth and distance. (d) RMS error map. (e) Number of raypaths per cell.

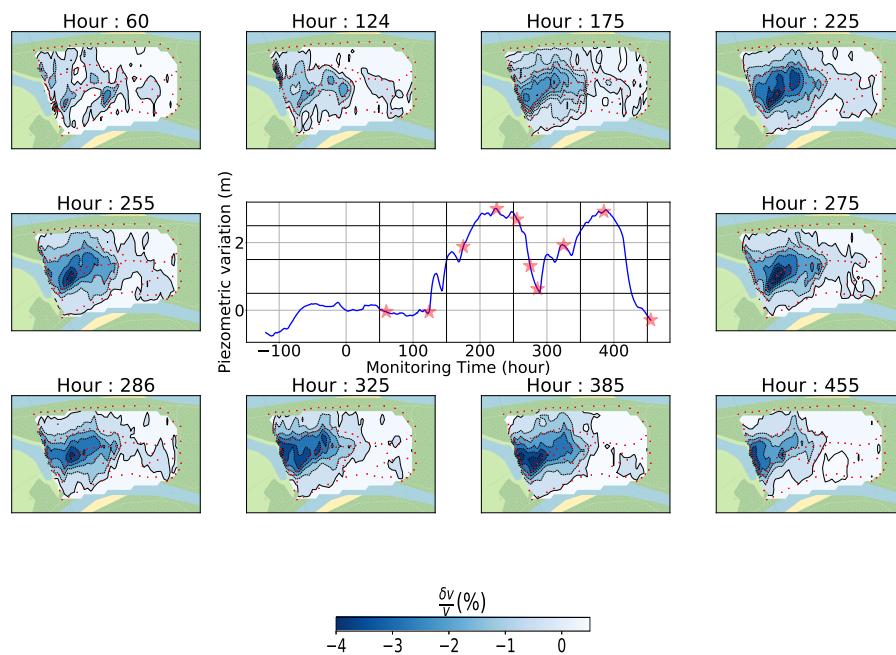


Fig. 3.10 Evolution of the $\delta v/v$ maps for 10 different key moments of the controlled monitoring experiments. The central graph shows the relative evolution of the water table measured at piezometer P95. The red stars highlight the moments for which the maps are shown.

the center of Figure 3.10 shows the continuous variations of the water table level measured at piezometer P95 (*i.e.* near the point of injection), as well as the key moments (red stars). It should be noted that the piezometer data provide information on the variations of the water table but not on the infiltration in the unsaturated zone, which probably started a few hours before.

During the first 60 hours, we observe an initial state showing little localized negative velocity variations, possibly related to natural transfers with rivers, or residual saturation in the vadose zone from past infiltration or precipitation events. The infilling of the basin starts at 119h, and the maps highlight the build-up of a negative $\delta v/v$ already established at 124 h which culminates at 225 h, in agreement with measured water table variations. At this time, well-localized patches are visible within the basin, which form what looks like a dome that stretches in the direction of the basin. Outside the basin, smaller negative velocity variations can also be seen. We note that $\delta v/v$ slightly decreases in value during the drainage cycle, and then increases again during the second filling cycle, only to decrease again during the second drainage. Surprisingly, although decreasing, the system does not return to equilibrium at the end of the experiment (at 455 h), unlike the piezometric measurements. This appears to indicate that water exchanges are still ongoing in the vadose zone with a clear effect on the velocity of surface waves. This point will be discussed afterwards.

3.2.7 Discussion

In the previous sections, we showed that passive seismic interferometry used with a dense network can provide time-lapse information of hydrological variations with very high spatial and temporal resolution. Indeed, the dynamics of velocity changes and of the piezometric variations recorded locally appear relatively well correlated at first glance. This new view allows a detailed study of this relationship. In particular the quantitative approach derived with a limited number of sensors and a single filling cycle by Voisin et al. (2017) and Garambois et al. (2019) can be further discussed. Their analysis seemed to show a linear relationship in which 1% of $\delta v/v$ measured on surface waves roughly corresponds to 1 m of water table variations. In this section, we will discuss further the hydrological impacts of our seismological results according to 3 points: (1) the contribution of a 3D representation of the water dome and flows with a very high resolution compared to water table local measurements; (2) the differences between $\delta v/v$ and piezometer data, which highlights the additional sensitivity of seismic data to water content changes occurring in the unsaturated zone; (3) the applicability of such seismic monitoring for operational but also for other hydrological monitoring purposes.

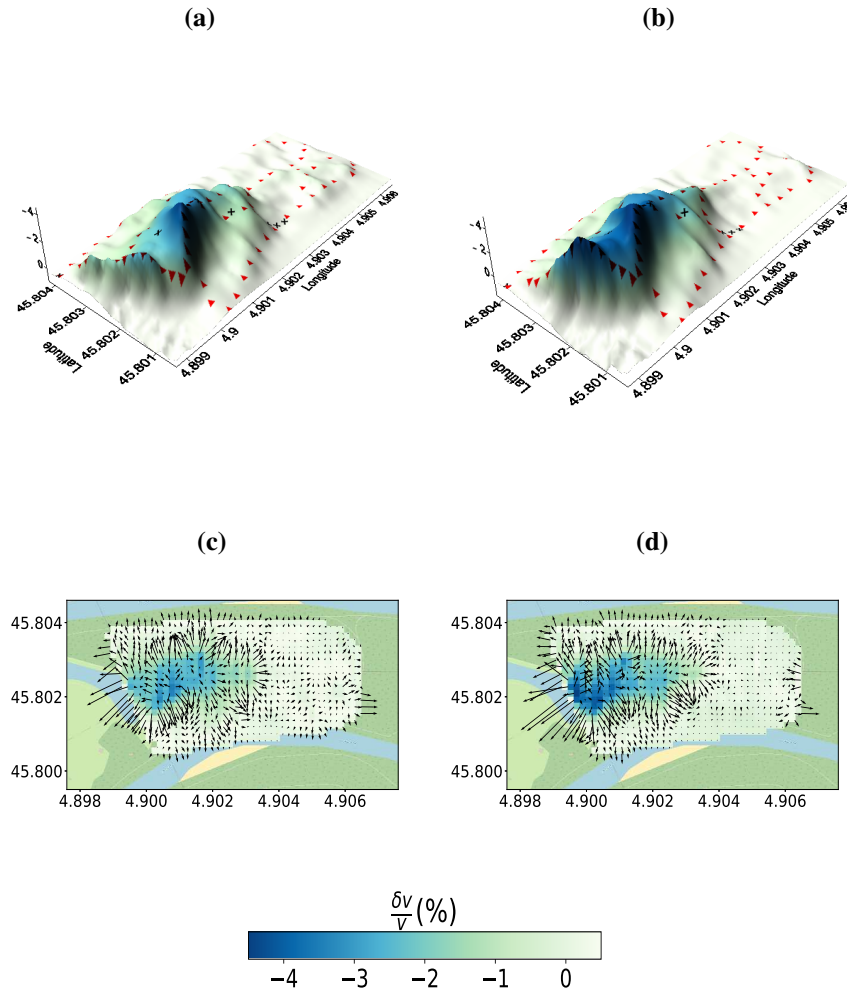


Fig. 3.11 Three-dimensional views of the seismic velocity variations observed at the maximum of each infiltration cycle; *i.e.*, at 225 h (a) and 390 h (b). The red triangles represent the seismic sensors, and the black crosses indicate the piezometers. The corresponding horizontal gradient maps are also shown for 225 h (c) and 390 h (d).

3.2.7.1 Contribution of the seismic monitoring for 3D characterization of the hydraulic barrier

The groundwater variations observed during the infiltration cycles on this site were previously derived from precise temperature and water table data measured from a sparse number of piezometers Réfloch (2018). They could nonetheless put some constraints on the preferential flow of the system; namely : (1) the natural North-South flow direction of the water table is reversed; (2) the hydraulic dome has a very steep slope; and (3) the hydraulic dome created by the basin is not symmetric, with the groundwater response stronger and faster for the southern part of the site.

To better show the geometry of the seismic signature generated by the two filling cycles, the velocity variations have been plotted at the times corresponding to the two absolute

peaks relative to the establishment of the hydraulic dome (Figure 3.11). Additionally, we computed the horizontal gradients observed at the same two periods (Figure 3.11), where the amplitudes and directions are represented by arrows. This representation highlights the significant fluxes observed from the middle of the infiltration basin to the outside. What stands out from Figure 3.11 is the elongation of the dome along the stretch of the basin. This also highlights the steepness of the dome at the two maximums, with a much steeper slope on the South side. This is possibly due to the concave shape of the basin that promotes converging flows and/or to accumulation of water in the dyke. The maximum velocity decrease is thus located at the South edge of the basin nearby the basin dyke where no piezometer is available. The West-East spatial variability is also very high, with a strong drop in the areas outside of the basin. This is even more true after the drainage of the second cycle, where almost no variation is visible on the eastern side: the basins only provide hyper-localized protection. On the Western part, these 3D plots show a strong velocity gradient, in the dyke separating basin 5-2 from the emptied adjacent western infiltration basin 5-1 (Figure 3.3). Despite located on the edge of the tomography, this sharp variation is well constrained by the large number of rays illuminating this area (Figure 3.9). The dyke is composed of finer compacted material and is likely to better retain water due to a lower permeability. It must be noted that the velocity decrease is stronger during the second filling cycle. The second imbibition in the dyke probably benefited from the first wetting phase.

All of these high-resolution quantitative images will undoubtedly be crucial input to better constrain numerical models designed to analyze the impact of the infiltration basin on river/aquifer exchanges.

3.2.7.2 Comparison between seismic and piezometric time evolution: role of the unsaturated zone

The high-resolution dynamic maps allows us to compare the computed seismic velocity variations with available hydrological data, both in time and space. Figure 3.12a presents piezometers P95 and S20 locations used for the temporal comparison while piezometers located along a generally North-West South-East transect are used for the space analysis. The $\delta v/v$ data were extracted from dynamic tomographies at cells located near piezometers of interest.

The temporal evolution of $\delta v/v$ and water table levels are plotted in Figures 3.12b and 3.12c. The hourly $\delta v/v$ data are smoothed over 10 hours to attenuate high frequency variations and they generally follow the water level variations for the two selected areas. At the beginning of the experiment, the comparison shows the instability of the seismic monitoring approach when the water-table variations are small. During the first infilling,

both signals follow a similar increasing trend and reach a maximum at the same time. The decrease during the drainage phases is more significant for the water table level than for the seismic measurement. A similar trend is observed during the second infilling. Both signals reach their maximum at the same time and with the same intensity as for the first infilling. To better illustrate these behaviours, it is convenient to represent H-plots, displaying the water table level as a function of $\delta v/v$ in Figures 3.12d (for S20) and 3.12e (for P95). During the initial infilling (blue dots), the proportionality relationship between the changes in the velocity and the water table variations roughly fits that proposed by Voisin et al. (2017): $1\% = 1 \text{ m}$, which is marked by the dashed line. During this phase, the increase of the saturated level is the main contribution to velocity variations, as numerically shown by Garambois et al. (2019) who considered a sharp delineation between the saturated zone and the dry soil. When the basin has been emptied, the drainage phase (red dots) starts with a very clear and quick drop of the water table level, contrary to velocity variations which decrease much slower and remain far from reaching the initial state, as already noticed on the tomography maps (Figure 3.10). Similar trends are observed during the second infilling (green dots) and drainage (orange dots). During the last drainage, the velocity variations decrease is much slower than the water table with -1% still remaining after 3 days.

Both Figures 3.12d and 3.12e present a well-identified hysteretic behavior where the first infilling (blue dots) and the final drainage (orange dots) clearly follow two different paths. This behavior is observed for both the piezometer P95 located inside the basin and the piezometer S20 located close to the dyke outside the basin. The first drainage (red dots) and second infilling (green dots) describe a secondary loop nested in the main one for the piezometer S20. This effect may be linked with the imbibition/drainage within the dyke. During the last drainage, the moment when the level of the water table crosses zero again, around 440h, the variations in velocity are still of the order of 2%. Using a poroelastic approach Garambois et al. (2019), one can compute the expected velocity variations of Love waves as a function of water content. This fluid substitution approach makes sense here since the medium is very high in both porosity and permeability. It strongly limits capillary effects that introduce non linear effects in velocity changes Knight and Nolen-Hoeksema (1990a); Solazzi et al. (2021). Under this approach, velocities changes in the $S_w=0-0.95$ range are attributed to changes in bulk density: an increase in water saturation is therefore associated to a linear decrease S wave velocity. The behavior of P-wave velocity is more complex, with a linear decrease followed by an abrupt increase when water saturation increases. The Love waves velocity, which only depends on that of S waves, linearly decreases with increasing water saturation.

High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions

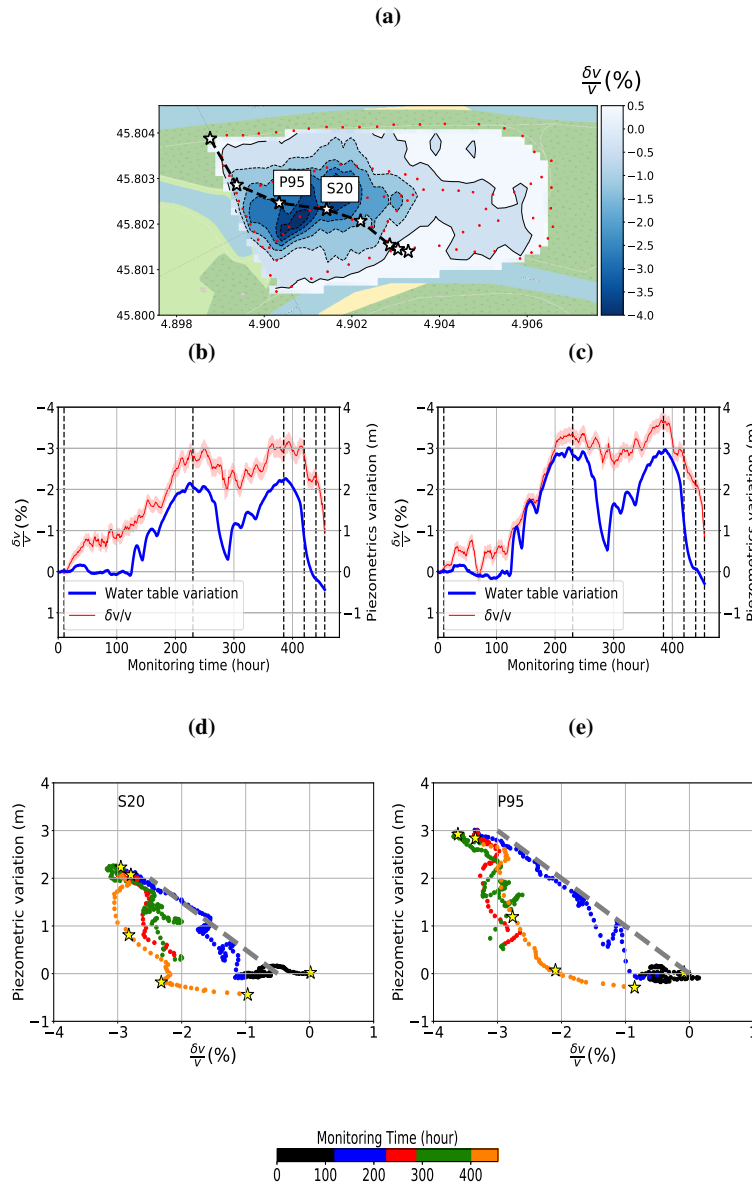


Fig. 3.12 Dynamics of $\delta v/v$ values extracted from the tomography approach from selected cells. (a) Superimposition of the $\delta v/v$ tomography obtained at 225h, around the peak of the first filling cycle and a transect of piezometers, denoted by stars. Comparison between $\delta v/v$ measurements (red curves) smoothed on a 10h time window and averaged on the cells surrounding piezometers S20 (b) and P95 (c) and the corresponding water table variations (blue curves). Water table versus $\delta v/v$ evolution for the S20 (d) and P95 (e) areas. A time stamp is indicated through the color of the dots (empty basin: black; first infilling: blue; first drainage: red; second infilling: green; final drainage: orange). The grey dashed lines highlight the 1m-1% linear relationship. The vertical dashed lines of figures (b) and (c) which are highlighted by stars in Figures (d) and (e), mark the 6 selected times studied in Figure 3.13.

Considering a porosity of 35 %, the observed remaining 2% of $\delta v/v$ would correspond to water content variations of about 30 to 35 %. In order to interpret these observations, it should be reminded that the sensitivity of Love waves, analyzed for the velocity variation computations, is dominant and constant between depths of 2 and 7 m in the frequency range used (Supplementary material, Figure S2). During the experiment, the water table fluctuates between 3 and 6 m. This confirms that the water table level changes should strongly affect velocity variations. During drainage phases, the saturation profile above the water table and the capillary fringe exhibits a decreasing trend. The shape and dynamics of this profile are mainly controlled by gravity, capillary effects and relative permeability decrease induced by decreasing saturation. This behavior should promote a delayed drainage flow in the unsaturated zone. The latter could be accentuated by double porosity effects if the material presents an heterogeneous pore microstructure Moench (2008). Consequently, the slow rate of seismic velocity change could be due to the slower decrease of the water content within the desaturated zone, compared to the rate of water table level change.

The enlarged hysteretic behavior observed on P95 piezometer can be explained by its location well inside the basin. In this place, one can assume that infiltration and drainage flows are almost vertical. The S20 piezometer is located outside the basin, few meters away from the dyke. In this place, the seismic signal most likely integrates the contribution of the dyke to the water flow and to local capillary effects. The distribution of water at this location is certainly more complex and 3D, as observed on seismic tomographies. (Figure 3.11).

Based on the high-resolution dynamic maps, we also compare the water table evolution measured along a line of piezometers globally oriented North/West-South/East (*i.e.*, Figure 3.12a) and the spatial extraction of the results derived from seismic tomography maps, at 6 different monitoring times (Figure 3.13). At first sight, the two measurements have a similar trend in subfigures (a), (b) and (c) and both render a dome shape with different spatial resolutions, the seismic tomography providing more detailed information. On the other hand, there is no information provided by the seismic approach on the northwest edge of the transect (distance labeled 0m), due to a lack of illumination.

The tomography reveals that the dome has steeper slopes than those obtained by interpolation of the piezometric levels and that the maximum of water content change is shifted of several tens of meters to the southeast compared to the information provided by the single piezometer P95 located within the basin. The last drainage stage is characterized by a gradual return of the water table level to its initial state, while seismic velocities decay much more slowly and less homogeneously in space. Indeed, edge effects visible at the

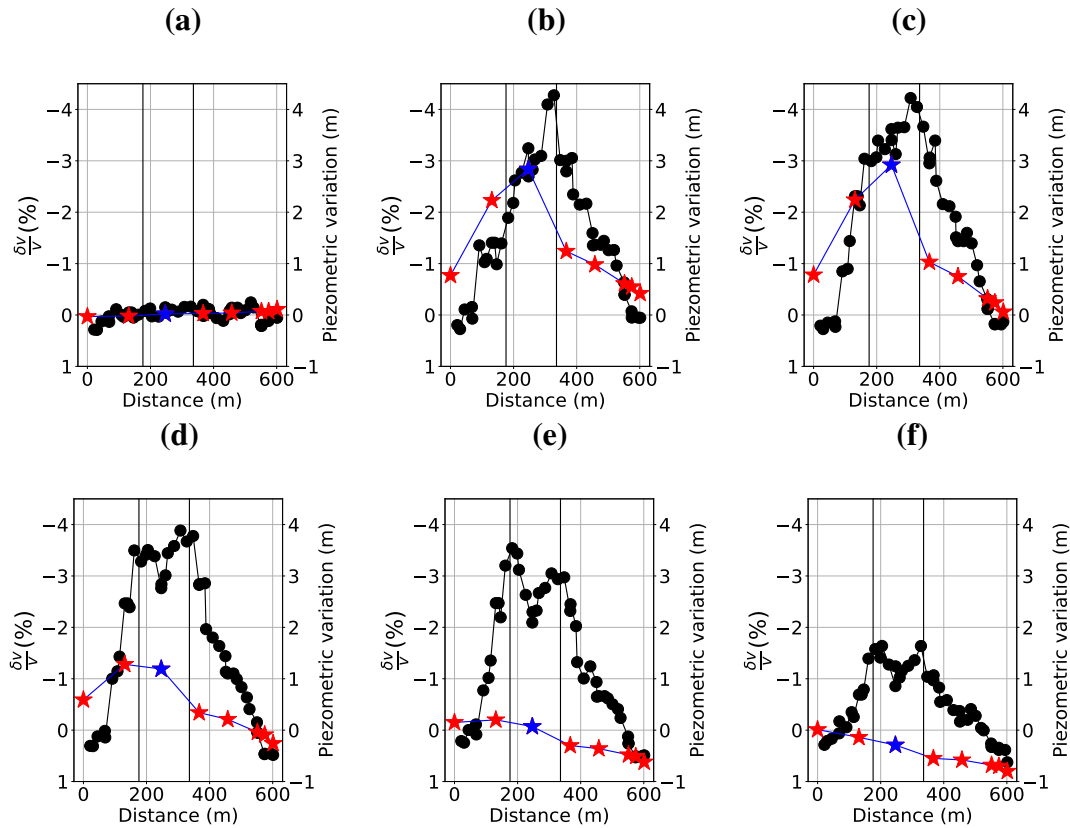


Fig. 3.13 Comparisons between the relative water table variation measured on a line of piezometers and the corresponding velocity variations extracted from the [2-5 Hz] tomography maps obtained at 60 h (a), 230 h (b), 385 h (c), 420 h (d), 440 h (e) and 456 h (f). The stars represent the value of each piezometer along the transect (blue star highlights the P95 piezometer), while the black dots represent the value of the velocity variation obtained at each cell through the tomographies.

location of dykes seem to persist while the drainage is more efficient in the center of the basin. Interestingly, the two dykes do not completely show the same behavior : the southern one seems to fill and drain more quickly. Again, this observation reinforces the possibility of an effect of water flow in both saturated and unsaturated conditions within the dyke.

3.2.7.3 Potential applications for the monitoring of various hydrological systems

Although already studied at different scales by different authors as mentioned in the introduction, this study reinforces the idea that seismic noise interferometry proves to be a complementary tool to the intrusive observations classically used in hydrology (when

they are possible).

Indeed, this method has the potential to bring new information with high spatial resolution while keeping a satisfactory temporal resolution. Unlike active methods, which require logistics that are difficult to overcome over the long term, such passive method is easy to implement for monitoring purposes. It is even well suited in urban areas which can be complicated to instrument with classical geophysical methods due to anthropic noise. It can reach an unmatched sensitivity that can detect velocity variations of the order of 0.1 % in some cases Brenguier et al. (2008b); Clements and Denolle (2018). Although site dependent, the amplitude of these variations have theoretically the potential to provide quantitative information of water content changes through fluid substitution poroelastic type methods Barrière et al. (2012a); Garambois et al. (2019), while their frequency signatures gives the range of depth involved. To achieve this goal, controlled experiment performed at the site or laboratory scales would help assessing this seismic/hydrological relationship. Our study performed on controlled hydrological cycles shows significant variations of the order of a few percent, mainly because the recorded variations are integrated over shallow depths. It also shows an important sensitivity to water table changes but also to variations in water content within the unsaturated zone, making the response richer than piezometers but also more complex.

The measured velocity variations have a frequency signature that can theoretically provide water content variations in different depth ranges : the superficial variations should dominate at high frequencies while deeper variations should be accessible thanks to lower frequencies. It would be possible to quantify vertical transfers, provided that a sufficiently large frequency response and a model of velocity variations as a function of depth are available. In our case, the content of urban noise sources and the attenuation of sedimentary soils prevented us to benefit from a sufficiently broad spectrum. Moreover, the presence of a high-velocity layer that balances the sensitivities of the available frequencies between 2 and 7 m depth prevented us from constraining the infiltration and variations at depth. In natural systems, seismic noise imaging shows that it is possible to access a wider band frequency content, by combining anthropogenic and natural noise Chmiel et al. (2019). Thus, it appears feasible to extend such study to follow, in 3D, deeper hydrological systems or more generally any process where natural or anthropogenic fluid transfers are involved. This can be done at large scale thanks to permanent seismological stations Lecocq et al. (2017a) or through transient installations at different scales depending on the studied system Clements and Denolle (2018). In all cases, the spatial resolution will depend on the number of rays passing through a cell of the tomography grid, and consequently on the distribution and number of sensors.

For operational purposes, the feasibility of increasing the number of piezometers can be hindered by prohibitive drilling costs and environmental issues. The use of seismic interferometry with widely distributed sensors across water management sites can therefore offer a cheaper and non-intrusive alternative. As evidenced in this paper, the proposed methodology could offer an original spatialized information of the hydraulic functioning of MAR basins. The same approach should be applicable to other MAR systems based on trenches or injection wells provided that the aquifer response is compatible with the sensitivity range of the method. In the framework of MAR systems using stormwater or wastewater, the dynamics of water flow within the unsaturated zone is identified as a key factor for contaminant removal. The ability of the method to provide informations on the drainage dynamics could probably be used to estimate residence times and thus a better understanding of the mechanisms related to the vadose zone. The seismic tomography strategy would provide valuable information about water exchanges at the larger scale of a drinking water pumping site or even a city where the sustainability of unconfined aquifers could rise concerns. To achieve this objective while maintaining a satisfactory spatial resolution, the number of seismic sensors in the acquisition network must be very dense, for instance through the use of distributed acoustic sensors (DAS). In this case, spatially continuous seismic information is provided by superficially buried optical fibers, or those already existing for communication purposes in urban areas, which can be interrogated regularly Rodríguez Tribaldos and Ajo-Franklin (2021).

3.2.8 Conclusions

This study proposes an assessment of the capacity of a dense seismic network operated passively to provide accurate information about the spatial and temporal evolution of the water table. The network was deployed around an infiltration basin located within a drinking water pumping site localized in an urban area. The role of this basin is: (1) to artificially recharge the aquifer to sustain the groundwater level and (2) to prevent the entry of polluted waters by reversing the water flow. The monitoring approach relies on the passive interferometry method, which consists of cross-correlating seismic noise recordings between pairs of stations, and precisely measuring their velocity variations. This experiment focused on the effect of two cycles of filling and drainage of the basin on the unconfined aquifer. We have demonstrated the sensitivity of the surface waves velocity to groundwater changes. The seismic velocity tends to decrease as the water content in the volume of interest increases. The proposed methodology well captured the water table rise due to the infiltration from the basin. However, during draw-down phases, the effect of delayed drainage appears to generate a hysteretic behaviour of the $\delta v/v$ values with respect to the water table levels measured in control piezometers. This

sensitivity to the behaviour of the unsaturated zone opens very promising perspectives since available techniques mainly relies on local water content or suction sensors. Ongoing research aims at exploring this question based on laboratory scale controlled experiments.

The high density of the seismic network allowed applying a tomography approach, based on a high number of 4851 seismic rays, to map the seismic signal with a high spatial resolution. These maps were computed on an hourly basis that appeared suitable to capture the dynamics of the studied phenomenon. Except computational and data storage costs, the time resolution of this procedure could reach 1 to 10 minutes, depending on the ray length, but at the risk of generating noisier time variations. As a first approximation, the seismic velocity variations are associated to the water table level changes. Seismic velocity variation maps thus provide coherent patterns of the hydraulic dome generated by the basin during filling/drainage cycles. It constitutes a promising complementary approach to piezometric maps interpolated from sparse data. Of note, it shows the high spatial variability of the dome with its strong asymmetry, which is crucial information to assess its effectiveness in terms of pollution prevention. We were also able to show that it is possible to detect residual variations within the unsaturated zone, above the piezometric water level. This study emphasizes the great potential of seismic noise interferometry for monitoring water table changes. Seismic networks at the water-field scale would be able to track groundwater and river exchanges, and the influence of pumping activities on the water resources, with outstanding resolution. This can be considered in the near future through the use of distributed acoustic measurement systems that can be deployed in a perennial way within this type of site, for a better management of water resources.

3.3 Supplementary Material

3.3.1 Courbe de dispersion

In order to understand the 3C seismic wavefield reconstructed from seismic noise cross-correlations, we investigate the phase velocity dispersion properties that can be computed using the linear frequency-wavenumber processing tool provided by the Geopsy package Wathelet et al. (2004). The normalized semblance velocity-frequency output maps were obtained considering all traces with distances ranging from 100 m to 500 m, from 1 Hz to 19 Hz. Figure 3.14 shows the resulting analysis for the TT (Figure 3.14a) and the ZZ (Figure 3.14b) components, which highlights a highly dispersive mode that slightly differs with the component of the cross-correlation. The fundamental mode of the TT component is well visible from 2 Hz to 8 Hz, followed by a possible higher mode from 10 Hz to 13 Hz. The ZZ (and RR , not shown) component shows a single mode, from 2 Hz to 13 Hz. These fundamental modes were picked with a satisfactory accuracy on the three available cross-correlation components, the pickings being then superimposed on Figure

Supplementary Material

3.14d. It is clear that the three dispersion curves are not identical: those picked from the RR and ZZ components are perfectly consistent, while the TT component is shifted (Figure 3.14d). This split is most likely due to the presence of different types of surface waves, according to the component : Rayleigh waves for the RR and ZZ components and Love waves for the TT component. The joint inversion of the Love and Rayleigh dispersion curves provides a family of possible Vs models classified according to their misfit (Figure3.14.c). The best model is used to compute synthetic Love and Rayleigh dispersion curves, which fit rather well the observed dispersion curves.

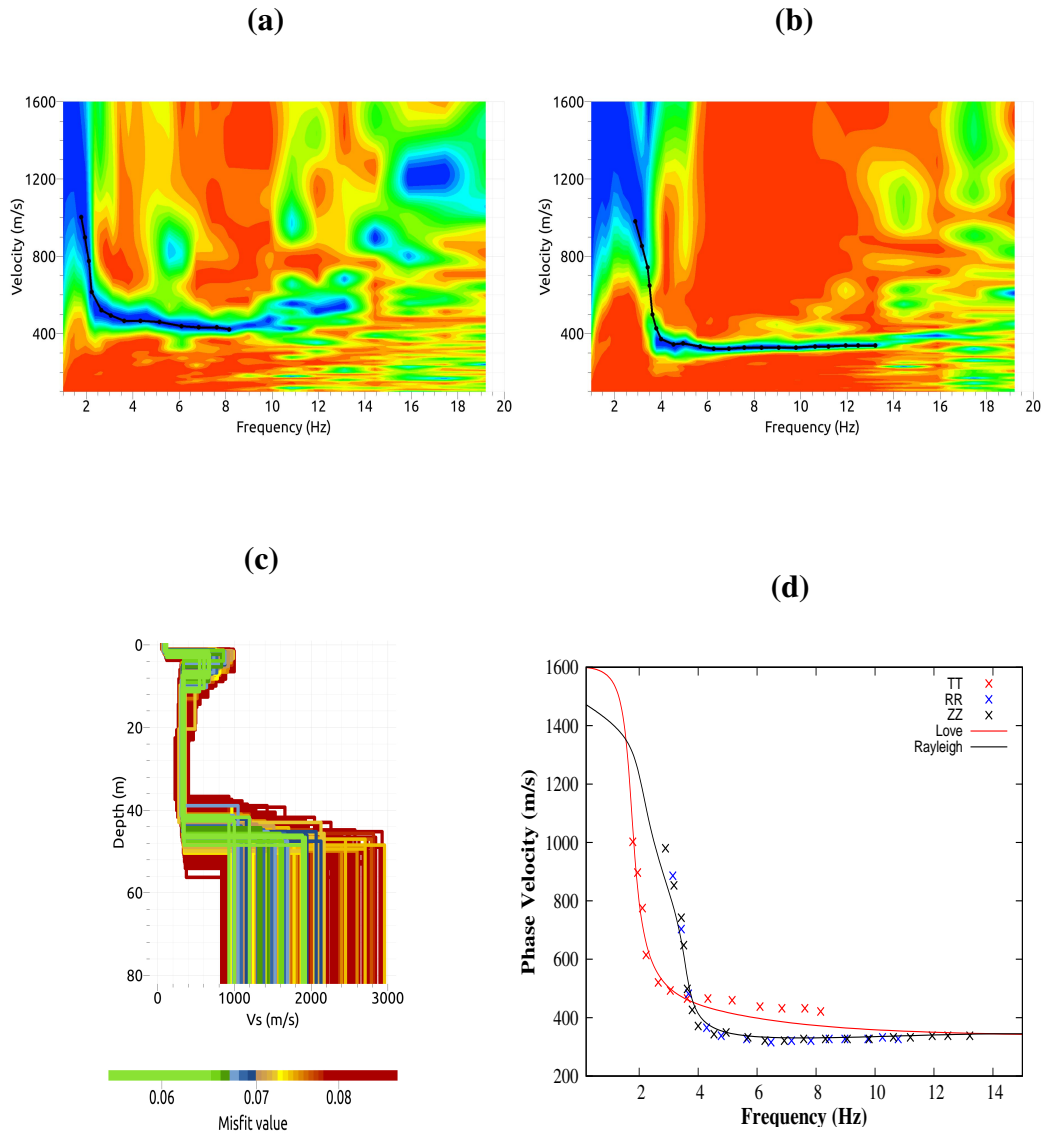


Fig. 3.14 Normalized semblance maps showing the normalized phase velocity as a function of frequency, as obtained for: (a) the TT seismogram displayed in Figure 6 (a); (b) the vertical seismogram displayed in Figure 6 (c). The black lines correspond to the picked semblance maximum curves. (c) Shear wave velocity depth models obtained from the joint inversion of Rayleigh and Love dispersion curves. (d) Picked dispersion curves for the three diagonal elements of the cross-correlation tensor, superimposed upon the theoretical Love and Rayleigh dispersion curves obtained from the V_s model.

By construction, this average model can not address the geological variability of the site but provides a satisfactory 1D velocity profile marked by the presence of a high V_s ($V_s=700$ m/s) velocity between 2 and 6 to 7 m depth resting on a slow layer ($V_s=330$ m/s). There is also a strong contrast around 45 m to 50 m depth, which could mark the transition between fluvial sediments and a thick molasse bedrock. It should be noted

Supplementary Material

that only the inclusion of the high shear wave velocity layer can explain the differences observed between the dispersion curves of the Rayleigh and Love waves. This velocity inversion is consistent with geological observations available from piezometric boreholes located in the area. They indicate the presence of a 1 m to 2 m thick sand layer (low velocity) resting on a layer of coarse gravels with sands (large velocity) followed by more clayey layers observed from 7 to 8 m of depth according to the places Loizeau (2013). The presence of these clay layers reduces shear wave velocity compares to the gravel one and generate the velocity inversion. This model will help in understanding the sensitivity of surface waves at depth, especially for the Love waves used for the calculation of the velocity variations.

3.3.2 Noyau de sensibilité

We illustrate here how the $\delta v/v$ time evolution depends on the frequency of the reconstructed seismic signal. Figure 3.15 shows the $\delta v/v$ computations performed for the $R_2 - R_{21}$ station pair on a 10-min time windows between 1 Hz and 7 Hz, considering a frequency band of 1 Hz width that overlaps by 0.25 Hz. Figure 3.15 shows a continuous response to the groundwater variations between 2 Hz and 5.5 Hz. Outside of this frequency range, for this pair of stations, the $\delta v/v$ appears not affected by changes in the water content generated by the filling/drainage cycles of the basin.

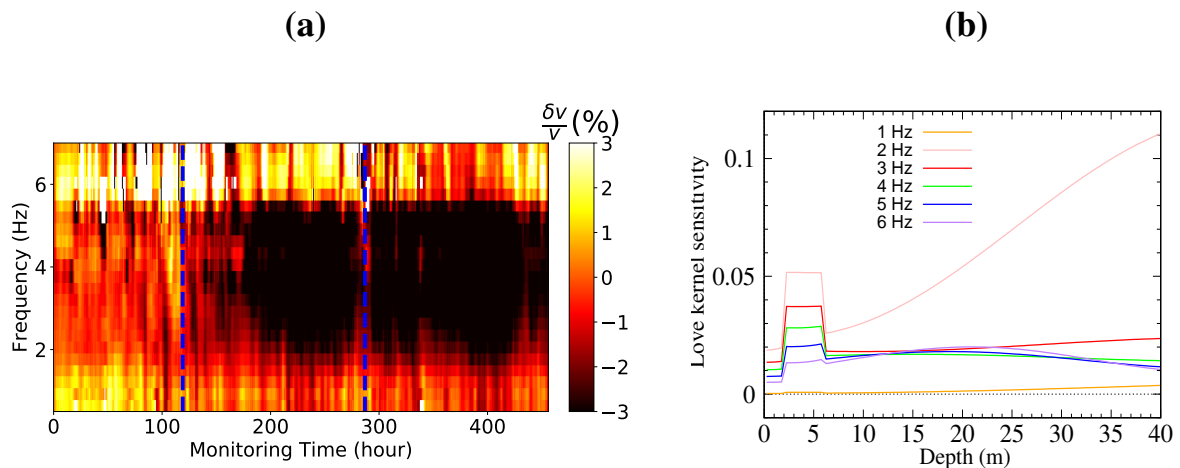


Fig. 3.15 (a) Relative velocity variation for the Love waves as a function of frequency for the $R_2 - R_{21}$ pair. The blue dashed lines represent the beginning of the rise of the water table as recorded by piezometer P95 for the two cycles at 119 h and 287 h. The variations measured above 6 Hz appear uncorrelated from to the cycles. (b) Sensitivity kernels of the Love waves for different frequencies computed using the elastic model derived from the dispersion analysis shown in Figure 3.14(c).

This observation can be explained by the Love sensitivity kernel computed for different

frequencies using the code of Herrmann (2013) for the best 1D Vs model inverted from Love and Rayleigh fundamental modes displayed in Figure 3.14c. According to this model, the kernels computed between 2 and 5 Hz are very sensitive to the presence of the high-velocity zone found between 2 and 7 m deep (gravel layer). At 1 Hz, the sensitivity kernel is rather flat : waves with such a low frequency are sensitive to depths larger than 40 m. At 2 Hz and above, the sensitivity kernels show a consistent bump between 2 and 7 m depths. This bump is the peak of sensitivity for 3, 4 and 5 Hz, meaning that waves at those frequencies will be particularly sensitive to the changes occurring at the depths between 2 and 7 m. Thus, we can conclude that for the monitoring of groundwater subsurface variations, we benefited from the good adequacy between the frequency band available in the cross-correlations computations and the optimal sensitivity of the Love waves.

3.3.3 Modèle numérique de Tomographie

Les variations de vitesse sont cartographiées dans une grille rectangulaire de 44x22 nœuds, régulièrement espacés tous les 19,9 mètres. La redistribution des variations de vitesse permet, en utilisant le lien fort entre variation de vitesse et variation hydrologique, de spatialiser cette information et de retrouver ainsi les variations du contenu en eau à une certaine profondeur. Cette profondeur est directement liée à la fréquence de filtrage utilisée lors du calcul des variations de vitesse et au noyaux de sensibilité, 3.15. De plus, cela permet d'utiliser la seconde hypothèse posée par Snieder (2006) sur la spatialisation du δv entre deux capteurs. La résolution du problème inverse peut être estimée à l'aide de tests numériques sur des formes abstraites. Il a été créé numériquement deux jeux de données, le premier en damier avec des variations de vitesse brutales (de -4 % à 4 %) et le second sous forme de pics de variations fortes entourés par des cellules sans variations.

La résolution de ces deux tests montre que le modèle d'inversion utilisé est performant dans les deux cas de figure (voir Figure 3.16).

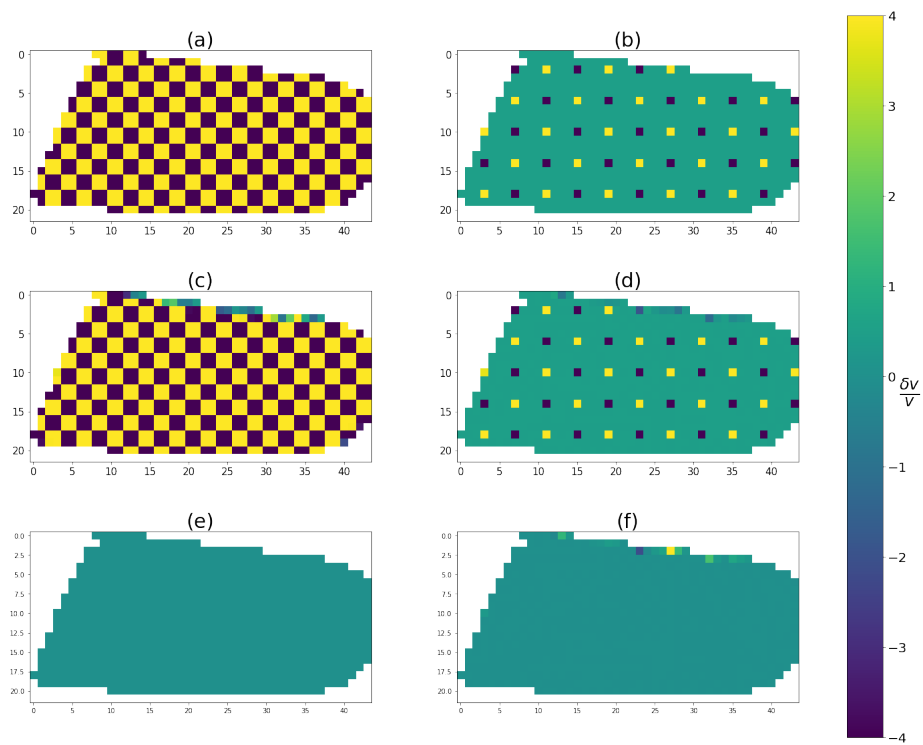


Fig. 3.16 (a) modèle en damier initial (b) modèle de spike initial (c) résultat d'inversion pour le modèle en damier (d) résultat d'inversion pour le modèle de spike (e) résidu entre (a) et (c), (f) résidu entre (b) et (d).

Chapitre 4

Influence de la zone vadose dans les variations de vitesses d'ondes sismiques: une approche de laboratoire

4.1	L'approche de laboratoire: mesures en milieu contrôlé et instrumenté	107
4.2	Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment	110
4.2.1	Introduction	110
4.2.2	Experimental setup	112
4.2.3	Quantification of Rayleigh wave velocity variations with hydrological changes	120
4.2.4	Quantitative interpretation	124
4.2.5	Conclusion and perspectives	135
4.2.6	Time table of the experiment	136
4.3	Gestion des flux de données	137
4.3.1	Systèmes d'acquisition des données	138
4.3.2	Pilotage de l'acquisition de données	139
4.4	Étalonnage et fonctionnement des instruments de mesure	142
4.4.1	Source	142
4.4.2	Accéléromètre	144
4.4.3	Traitement des données	146
4.4.4	Variations de vitesses	147
4.5	Conclusion	148

4.5.1	Dispositif actuel	148
4.5.2	Dispositif futur	149

Le traitement des données terrain sur le champ captant de Crépieux-Charmy a montré un fort hysteresis imbibition/drainage qui suppose un effet non négligeable de la zone vadose. L'interprétation de ces données ne pouvait être que partielle de par l'absence de mesure des taux de saturation dans cette zone vadose. Afin d'améliorer notre compréhension des phénomènes mis en jeu, nous avons mis en place une expérience originale et à notre connaissance unique, permettant la surveillance par bruit de fond sismique d'un échantillon de sable instrumenté et dont les variations de contenu en eau sont contrôlées.

La mise en place du dispositif expérimental a bénéficié d'un historique d'une quinzaine d'années au LFCR, avec le développement de différents dispositifs expérimentaux dans la gamme du kiloHertz pour le suivi temporel de la prise de ciment appliquée à la consolidation des sols (Sénéchal et al., 2010), l'effet des variations de saturation sur les vitesses et atténuations sismiques (Barrière et al., 2012b) ou les effets sismoélectriques (Bordes et al., 2015; Holzhauer et al., 2017). Des mesures de laboratoire ont par ailleurs été développées dans la gamme du megaHertz, en particulier pour les mesures sismoélectriques en milieu saturé, homogène (Devi et al., 2018) ou stratifié (Gomes et al., 2021). Ces mesures utilisent la technologie de l'interférométrie laser pour une mesure ponctuelle et sans problèmes de couplage entre le capteur et le milieu. Toutes ces expériences ont été réalisées en sismique active avec des sources mécaniques ou piezoélectriques en ciblant spécifiquement les ondes P . L'originalité de ce nouveau dispositif réside donc dans l'utilisation du bruit de fond sismique qui a nécessité de nouveaux développements et dans l'utilisation exclusive des ondes de surface avec une notion de surveillance continue des paramètres physiques de la cuve.

4.1 L'approche de laboratoire: mesures en milieu contrôlé et instrumenté

La surveillance des paramètres hydrologiques à travers des études de terrain ne suffit pas pour faire avancer l'interprétation des phénomènes à partir des mesures géophysiques. Bien qu'elles produisent des catalogues de données colossaux avec des résultats prometteurs, elles ne fournissent pas la finalité attendue. Il existe toujours des paramètres mal compris ou mal pris en compte, tels que l'impact des sources sur la mesure du bruit de fond sismique, l'hétérogénéité des sols, la distribution de la porosité ou encore les variations de température. Afin de mieux comprendre ces divers paramètres, il faut absolument passer par des expériences à des échelles beaucoup plus petites, mieux contraintes et si possible, avec un seul paramètre évoluant à la fois. Pour citer quelques auteurs et re-situer notre expérience dans ce qui existe déjà, il est possible de trier les expériences en laboratoire en utilisant trois critères. i) La fréquence du signal mesurée ii) La taille du dispositif iii)

Le type de mesure. En général, le choix du dispositif de mesure doit être adapté aux objectifs de l'étude et aux propriétés du milieu étudié, telles que sa taille, sa complexité et sa géométrie, Figure 4.1.

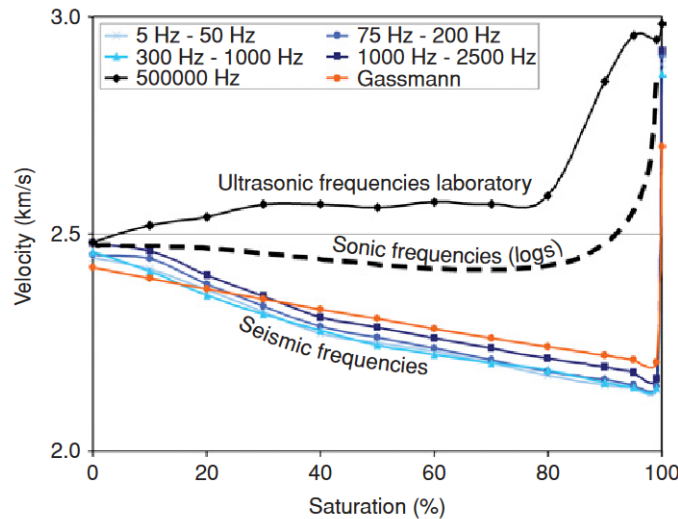


Fig. 4.1 Distribution générale des vitesses d'onde P en fonction de la saturation et des fréquence d'écoutes dans des grès, d'après Batzle et al. (2006).

Il y a un lien évident entre la taille du dispositif expérimental, la zone investiguée par les ondes et le dispositif de mesure adapté (Batzle et al., 2006). A l'échelle centimétrique, les études de Pasquet et al. (2016) ou Bodet et al. (2005) utilisent un laser doppler permettant de caractériser la zone vadose avec des fréquences balayant un spectre [100-4000] Hz permettant de générer des ondes de surface entre [500-1200] Hz et des ondes P au delà. L'utilisation du laser permet une acquisition de signaux sismique de très haute qualité, mais n'offre pas de perspective de monitoring actuellement. L'échelle légèrement au-dessus est plus étudiée. Winkler and Nur (1982) proposent une approche utilisant des cartouches phonographiques à cristaux pour détecter les signaux et mesurer la réponse d'une barre de roche (1 mètre de longueur et quelques centimètres d'épaisseur) mise en résonance dans un mode normal de torsion ou d'extension. Par cette approche, ils relient la vitesse des ondes P et la vitesse des ondes S à la saturation des différentes roches testées avec une fréquence de [500-9000] Hz. Barrière et al. (2012b) propose un travail sur l'atténuation des ondes P et la variation de leur vitesse sismique vis à vis des variations de saturation avec un échantillon métrique dans la gamme de fréquence [1000-2000] Hz. Velea et al. (2000) propose une approche utilisant un set-up expérimental cylindrique de 91.5 cm de diamètre et 87 cm de profondeur, remplie de sable d'Ottawa. En utilisant des mesures multi-

physiques TDR/sismique, leur étude permet d'estimer la saturation à partir des mesures de TDR à différentes profondeurs, et de comparer des vitesses d'onde sismique à ces mêmes profondeurs obtenues dans la bande de fréquence [0.5-4] kHz sur une durée 2200 heures. A une échelle légèrement supérieure, Lorenzo et al. (2013) ont pu mettre en relation des variations de contenu fluide dans un échantillon expérimental cylindrique de $6 \times 9 \times 0.44$ m constitué d'un sable non homogène (ρ [1.52-1.7]). En utilisant 64 accéléromètres 1-C (composante verticale) ils ont pu calculer des modèles de vitesses d'onde P (sur 40 cm) évoluant en fonction de la nappe. Enfin ces auteurs montrent que V_p varie plus en surface qu'en profondeur car les changements y sont plus importants. Ce dispositif expérimental a donné lieu à une autre publication, Shen and Lorenzo (2016), proposant un protocole d'inversion sismique conjointe (V_p , V_s) pour déterminer les conditions de distribution des fluides in situ se basant sur i) la connaissance des paramètres physiques du milieu (porosité, coefficient de Poisson, densité) ii) l'estimation de la courbe caractéristique sol-eau (définie par Dvorkin and Nur (1998)) en se basant sur les équations de Van Genuchten (1980) iii) Les mesures V_p , V_s . Enfin, une approche originale pour caractériser l'érosion interne d'un échantillon expérimental rectangulaire de 1.5 m de longueur, 0.5 m de hauteur et 0.18 m de largeur a été proposée par Maalouf et al. (2022). Cette étude combine des mesures sismiques et de résistivité (méthode ERT) pour obtenir des informations fiables sur la distribution de la résistivité dans l'échantillon. Contrairement aux études précédentes (Velea et al., 2000; Barrière et al., 2012b; Lorenzo et al., 2013; Shen and Lorenzo, 2016), le traitement des mesures sismiques a été réalisé par auto-corrélation des signaux provenant d'une source active répétée dans le temps. Cette approche permet de travailler sur des ondes ayant subi de nombreuses diffractions dans le milieu, ce qui offre une plus grande sensibilité aux changements qu'une onde directe. De plus, la bande de fréquence analysée est plus proche de celle observée sur le terrain, [80-120] Hz. En utilisant conjointement des mesures ERT et des mesures sismiques, il apparaît possible de localiser et de suivre l'évolution de l'érosion interne d'un simulis de barrage.

L'expérience proposée dans ce manuscrit se situe entre ce qu'a pu faire Barrière et al. (2012b) pour le milieu considéré, Velea et al. (2000) pour la dimension de l'échantillon expérimental et Maalouf et al. (2022) pour la mesure et le type de traitement des données (bien que nous utiliserons une source émettant un bruit continu et non pas des signaux considérés comme actifs). La bande de fréquence qui est analysée représente la bande [200-500] Hz, permettant de faire un pont entre les observables de Maalouf et al. (2022) et Barrière et al. (2012b).

Le travail expérimental de cette thèse a fait l'objet de la rédaction d'un article, présenté en section 4.2, encore en préparation au moment de la rédaction de ce manuscrit. Des

compléments d'information, non présentés dans l'article, seront donnés en section 4.3. Nous montrerons en particulier que la mise en place de cette expérience a nécessité un important travail de gestion des flux et du stockage des données.

4.2 Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

abstract

In this study, we propose to use a metric-sized experimental device to generate a set of surface wave data through the Passive seismic interferometry (PII) method, in order to better characterize the vadose zone in 2D. The selection of this method is based on the ease of generating surface waves, regardless of the depth of the source used, and the continuity that is not easily obtainable with active seismic acquisitions. The experimental sample includes 2 pressure sensors to monitor the groundwater level and 11 capacitive probes to measure saturation variations. Seismic monitoring is provided by 10 three-component accelerometers (3-C) to obtain 55 seismic traces (45 inter-correlation and 10 auto-correlation), which are used to compute detailed wavefield seismograms. Velocity variations are obtained using a stretching algorithm, initially developed by Sens-Schönfelder and Wegler (2006). Over 72 hours, we performed 4 complete cycles (imbibition/drainage), allowing for repeatability of measurements and a sufficiently long monitoring time to study in more detail the relationships between residual saturation and velocity variation of Rayleigh waves obtained by correlating seismic noise. This experiment, which is largely independent of source and temperature influences, allows us to highlight the impact of the vadose zone and the vertical variations of the fluid on velocity variations using the PII method on the 200-475 Hz frequency bands with Rayleigh waves.

4.2.1 Introduction

It is essential to develop techniques for monitoring aquifers and the unsaturated zone above, both for assessing water resources and identifying potential contamination risks. The unsaturated zone, also known as the vadose zone (VZ), is the layer of soil and rock above the groundwater table. It is a complex system made up of interconnected solid, gas, and liquid phases Robinson et al. (2008). The VZ plays a critical role in the interactions between life, air, water, and rocks, but many of the processes that occur there are not well understood Wilson et al. (2018). The VZ is also affected by phenomena such as surface water runoff, evaporation, plant transpiration, meteorological events, and temperature fluctuations Vereecken et al. (2015). In some cases, matric forces can be stronger than gravity, leading to unexpected fluid movement Yortsos (1995). Contaminant transport in the VZ also plays a major role in aquifer pollution Dahan et al.

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

(2009). To understand this transport, we need technologies or methods that can provide information about the VZ's hydraulic and chemical properties Fernández de Vera et al. (2016). Commonly used instruments include water content sensors (such as time-domain reflectometry probes), suction cups for water sampling, and tensiometers for measuring water pressure Sisson et al. (2002); Hubbell et al. (2002); Dahan et al. (2009). However, new developments are providing alternative methods that offer improved measurement quality. One example is the use of time-domain transmissometry sensors, which can reduce signal attenuation compared to traditional TDR probes. Blonquist Jr et al. (2005b,a); Vaz et al. (2013). However, these instruments (such as TDR probes, TDT sensors, capacitive probes, piezometric well, tensiometer) can be costly and difficult to use, which may limit their application, especially for agricultural and urban soil management Niemczynowicz (1999); Blonquist Jr et al. (2005a); Moradkhani (2008).

Proper monitoring and control of contaminant transport through the VZ is crucial for protecting groundwater from pollution Vereecken et al. (2015). However, traditional monitoring methods are invasive and destructive, and the data they provide is difficult to spatially interpret due to the heterogeneity of the VZ and the limited number of sensors that can be deployed. In recent years, advances in hydrology and geophysics have led to the development of new geophysical methods that offer excellent spatial and temporal resolution, Daniels (2004); Hubbard and Rubin (2005a); Rubin and Hubbard (2006a); Schirmer et al. (2013); Binley et al. (2015a); Fan et al. (2020); Hermans et al. (2023). One such method is passive seismic interferometry (PII, ANSI, SCAN). This method is based on theoretical and analytical studies Lobkis and Weaver (2001); Campillo and Paul (2002); Derode et al. (2003a); Roux et al. (2005); Shapiro and Campillo (2004); Shapiro et al. (2005); Wathelet et al. (2004) allowing to converge, by the cross-correlation of signals recorded at two different sensors separated by a distance d on a common temporal basis, towards the Green's function. In Geophysics, the Green's function (GF) is defined as the response of the medium at one point to an impulsive source at another point. In a case of homogeneous source distribution this property is reciprocal. The first temporal resolution of this method is entirely based on the time taken by distant sources to represent an isotropic distribution around the sensors or allow the appearance of a dominant or stable waveform Hadziioannou et al. (2009). The second is related to the minimum velocity of the waves passing through the medium with respect to the distance of the sensor pair. For example, in an urban environment where the distribution of sources is simple to set up (due to the activity of the city itself) it is possible to obtain a seismic trace per hour or per minute. As the sources used in seismic noise being mainly located at the surface of the earth, they tend to create surface waves Mordret et al. (2014). Surface waves have many

interesting properties. While the velocity depends on the elastic properties of the medium, a surface wave will pass through different media depending on its frequency band. The penetration depth can be probed by a sensitivity kernel which will highlight the sensitivity to the depth affecting the path of a wave between two sensors. Moreover, we know from Larose et al. (2015) that changes in velocity are related to changes in stiffness while changes in correlation coefficient are related to geometric or structural changes. Using these properties, Meier et al. (2010); Mainsant et al. (2012); Hillers et al. (2014); Rivet et al. (2015); Voisin et al. (2016, 2017); Planès et al. (2017); Wang et al. (2020); Clements and Denolle (2018); Garambois et al. (2019); Taruselli et al. (2020); Grobbe et al. (2021); Gaubert-Bastide et al. (2022); Mao et al. (2022) obtained convincing results regarding the possibility of monitoring changes in velocity associated with a GWL variation from cross-correlation monitoring.

It appears to be reasonable that in certain conditions, it is possible to i) detect variations in velocity within different zones of a medium (such as the vadose zone and the groundwater level) through monitoring, and ii) establish a correlation between surface waves of different frequencies to isolate both the aquifer and the vadose zone for the duration of the monitoring. Additionally, the relationship between waveform variation and hydrological variation has been extensively studied in laboratory settings, as demonstrated by previous research including studies by Winkler and Nur (1982); Spencer Jr (1981); Knight and Nolen-Hoeksema (1990b); Velea et al. (2000); Barrière et al. (2012a); Bordes et al. (2015); Holzhauer et al. (2017); Lorenzo et al. (2013). In these experimental studies, some used samples on a metric scale, utilizing pure sand quartz (silicon content greater than 99.9%). Studies such as those by Barrière et al. (2012a); Shen and Lorenzo (2016) have laid the foundation for estimating residual saturation from volume waves. However, it should be noted that the majority of these studies are based on volume waves (P and S waves) and do not take advantage of the penetration of surface waves, as previously established by Tittmann et al. (1987); Socco and Strobbia (2004).

4.2.2 Experimental setup

The experimental setup (Figure 4.2) is composed of a cylindrical tank of 1 m in diameter and 75 cm in height, filled to a height of 58 cm with sand, commonly called Landes sand and composed of 99 % of quartz. It was previously used in smaller sandbox experiments by Barrière et al. (2012a), Bordes et al. (2015), and Holzhauer et al. (2017). The sand tank can be homogeneously water filled or drained through a spiral system located at the bottom. Water supply is gravity driven from a water tank connected to the sand by a valve located 7 cm above the bottom of the tank. The use of any electric pumps, although efficient, has been proscribed because of strong and uncontrolled pressure

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

jumps/drops when switched on/off, which generate non-linear changes of hydrological properties.

A seismic source consisting of a piezoelectric loudspeaker is located very close to the surface to maximize the amplitudes of surface waves. It emits a continuous random noise, which is recorded by a series of 10 3-components (3-C) accelerometers, non-uniformly spread along the longitudinal x axis. This configuration allows the reconstruction of a large number of receiver pairs with a high variability in terms of distances between these pairs, which is an important point when studying the ambient noise and reconstructing seismograms. At the hydrological level, the monitoring system consists of two pressure sensors, respectively located at -52 cm (P_z) and -28 cm (P_v), which will be used to monitor the piezometric level. This is completed by a vertical array of 12 capacitive probes (WaterScout SM 100), which monitor the evolution of the saturation profile between -9 cm and -48 cm.

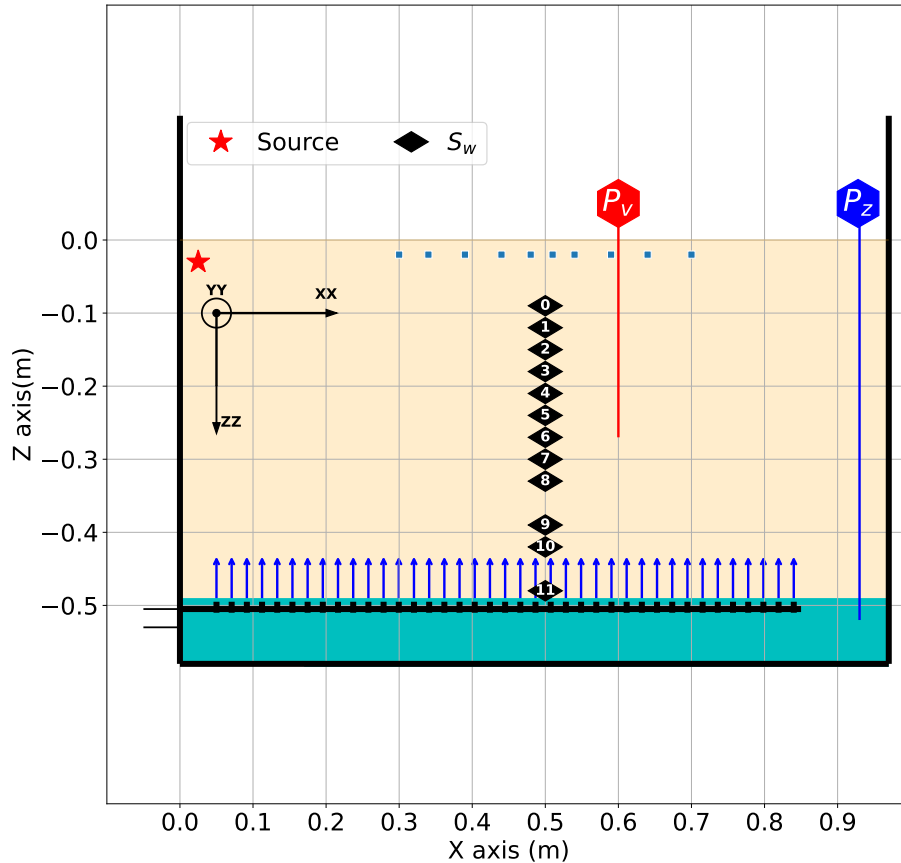


Fig. 4.2 Sketch of the laboratory experiment: a sand tank of 1 m diameter is homogeneously water filled/draind from a spiral like system located nearby the bottom of the tank. The seismic source (red star) emits a continuous random noise recorded by a series of 10 3-C accelerometers (blue squares). A pressure sensor, located at the bottom of the tank (P_z), is used to evaluate the piezometric level. Another pressure sensor, located 28 cm deep, measures the pressure at the base of the vadose zone (P_v). The saturation profile is monitored by a vertical array of 12 capacitive probes (black diamonds).

4.2.2.1 The controlled continuous hydrological experiment

Our experiment last for 3 days, during which we conducted four imbibition/drainage cycles during the first two days (labelled A, B, C and D, Fig. 4.3). This experiment was extended to a third day so that the system could return to equilibrium. In the following, we label imbibition cycles I_A , I_B , I_C and I_D while drainage cycles are labelled D_A , D_B , D_C and D_D (Figure 4.3). During each filling/drainning cycle, stable states of high saturation are reached and are denoted H_A , H_B , H_C and H_D . All the representative times of these cycles are provided in Table 4.1 of appendix.

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

Although the shape of hydrological measurements are very similar, we have generated sequences with variable characteristic times for each cycle, in order to reproduce potential realistic conditions occurring at the field scale. For instance, the second imbibition I_B started before the drainage D_A finished, which had been the case during a field experiment Gaubert-Bastide et al. (2022). In contrast, imbibition I_C is implemented after a long delay to let the sand return to a stable saturation level. Finally, the drainage cycle D_B is carried out more slowly, by lowering the outflow rate.

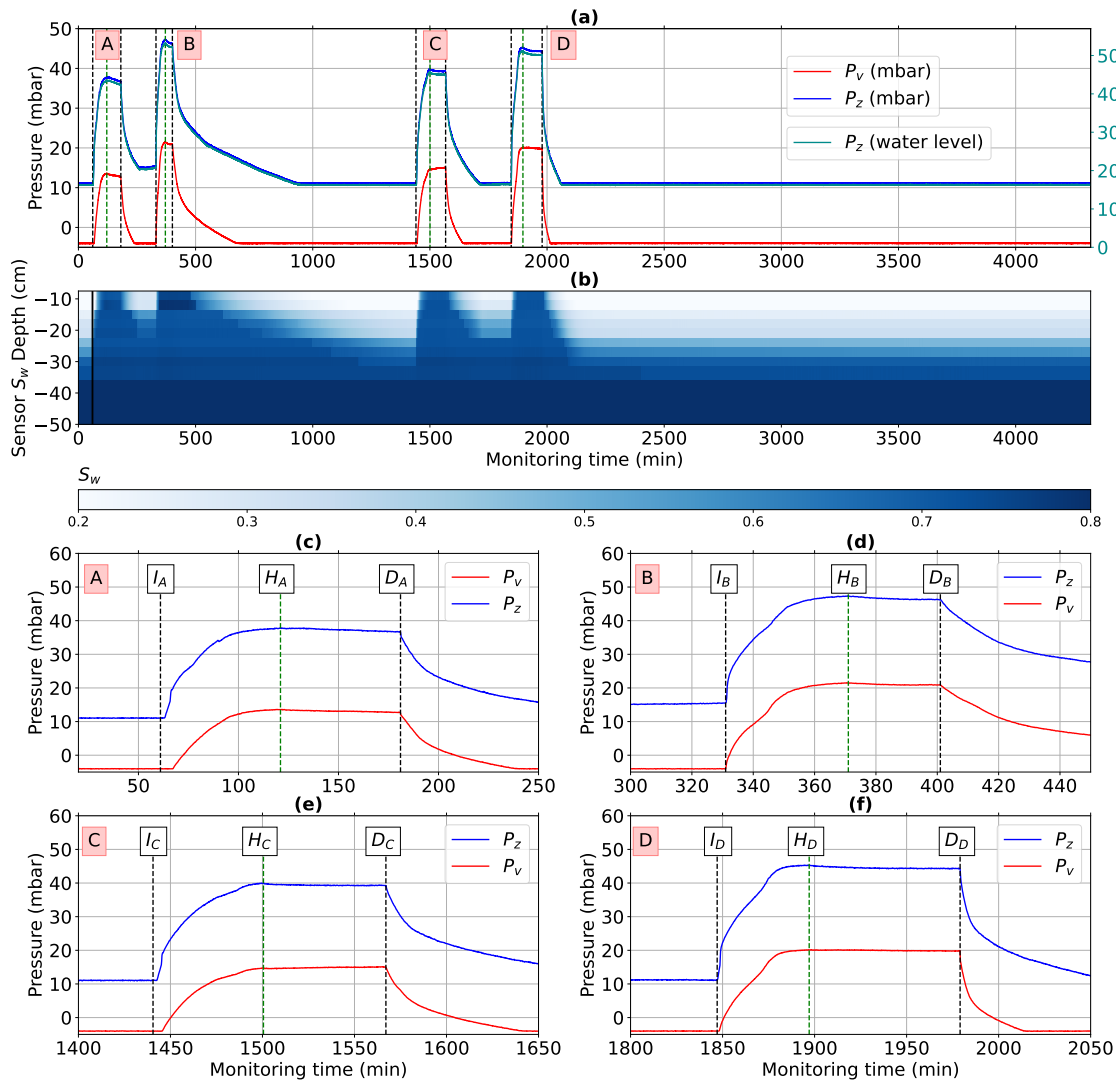


Fig. 4.3 The four hydrological cycles A, B, C and D as observed by the various hydrological measurements (P_z , P_v , and S_w). Precise starting times for imbibitions (I_A , I_B , I_C and I_D) and drainages (D_A , D_B , D_C and D_D) are indicated in Table 4.1. The notations H_A , H_B , H_C and H_D correspond to the beginning of the stable high saturation state occurring before the drainage.

During the whole experiment, pressures P_z and P_v are continuously monitored using a

NI USB-4009 DAQ device with a 60 Hz sampling frequency. Pressure data are afterwards averaged on 10 s windows to increase the signal to noise ratio. As shown in Figure 4.3(a) the pressure P_z varies from 11 mbar to 46.1 mbar (during the second stable cycle H_B). The conversion of pressure into water level is obtained from calibration tests performed in a water tank. This provides an equivalent water-table height (from the bottom) that varies between 18 and 53 cm (value reached during the second stable cycle H_B).

Saturation is also continuously measured by a vertical array of capacitive probes connected to the analog input of a NI PCIe-6323 DAQ system with a 60 Hz sampling frequency. Although these capacitive probes provide very precise relative variations of S_w with time, their absolute values remain a bit uncertain as the calibration process is difficult in such a large tank where compaction is not homogeneous. Consequently, we made the questionable but reasonable assumption that the lowest saturation value observed nearby the surface equals the residual saturation $S_{w0} = 0.1$. In addition, measurements performed in small samples show the probes are poorly sensitive to saturation variations when S_w is larger than 0.9. In the following, we will assume that this value represents the maximum saturation we can reach, due to the presence of residual air bubbles.

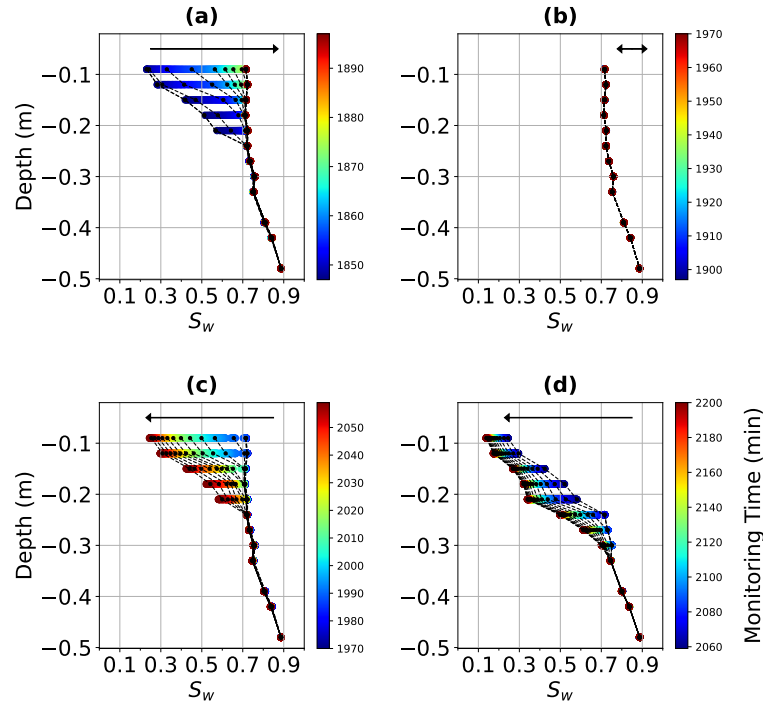


Fig. 4.4 Vertical saturation profiles measured during cycle D (from 1840 to 2200 minutes) displayed every 10 minutes. The colorbar provides time markers. (a) imbibition I_D , (b) stable high saturation H_D , (c) drainage D_D and (d) period of 140 minutes after the drainage. Each black line represents iso-periods of 6 minutes.

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

Even if it is impossible to provide an absolute calibration, these measurements can be used to observe continuous changes as shown on Figure 4.3(b), which summarizes the evolution of S_w at different depths during the whole experiment. It shows that i) a vertical saturation gradient was generated; ii) the area between 30-35 cm and 47 cm deep always remains at the maximal saturation $S_w = 0.9$; iii) the saturation front goes beyond the shallowest saturation probe (10 cm deep) even if the measured saturation does not reach the maximum value $S_w = 0.9$; iv) highest saturation changes are observed between the surface and a depth of 33 cm. In order to precisely show the vertical saturation changes, we focus on saturation profiles measured during cycle D (Figure 4.4). This figure illustrates the previous observations. We observe a very stable gradient of saturation from 30 cm deep, which increases from $S_w = 0.7$ to $S_w = 0.9$ at 48 cm. This figure also better shows the very high dynamics of saturation evolution for both the imbibition and drainage phases in the [9-25] cm depths range. Eventually, during the 140 minutes after drainage we observe a very slow return to equilibrium during which the fluids continue to flow.

4.2.2.2 Continuous seismic wavefield reconstructions from seismic noise monitoring

The hydrological experiment is continuously monitored through seismic noise acquisitions. For that, a seismic source is handled by a piezoelectric loudspeaker designed to emit seismic signals in the [0.02-20] kHz range. A 10-minute long random noise is numerically generated and sent to an analog input of a NI PCIe-6323 DAQ system, which amplifies and transmits it to the loudspeaker. A loop ensures the continuous emission of the 10-minute long signal over the whole hydrological experiment.

Seismic measurements are continuously acquired at 15 kHz sampling rate with a series of 10 3-C accelerometers (4535-B-001 by Brüel and Kjaer) connected to a NI DAQ 4498 system. The involved amount and rate of data are challenging as they i) saturates the computer's capacity that cannot simultaneously collect and record the data and ii) prevent the continuous storage of the data in the computer's RAM. To overcome these difficulties, we chose to drive all instrumentation with a Python script and we implemented a virtual buffer by using a current variable. Every second, this variable is written in a file on a hard disk whereas the variable continues to be implemented. As soon as 10 files are written, they are concatenated to create a unique file containing a continuous 10 s record. These 10 s blocks are sufficiently short to retrieve the dynamic information related to hydrological changes and are then used as inputs for the necessary signal processing steps designed to reconstruct seismic wavefields (Figure 4.5). As commonly performed in seismic studies Sens-Schönfelder and Wegler (2006); Brenguier et al. (2008b); Weaver et al. (2011); Larose et al. (2015); Guillemot et al. (2021), the signal is first whitened (Figure 4.5)(a) in the

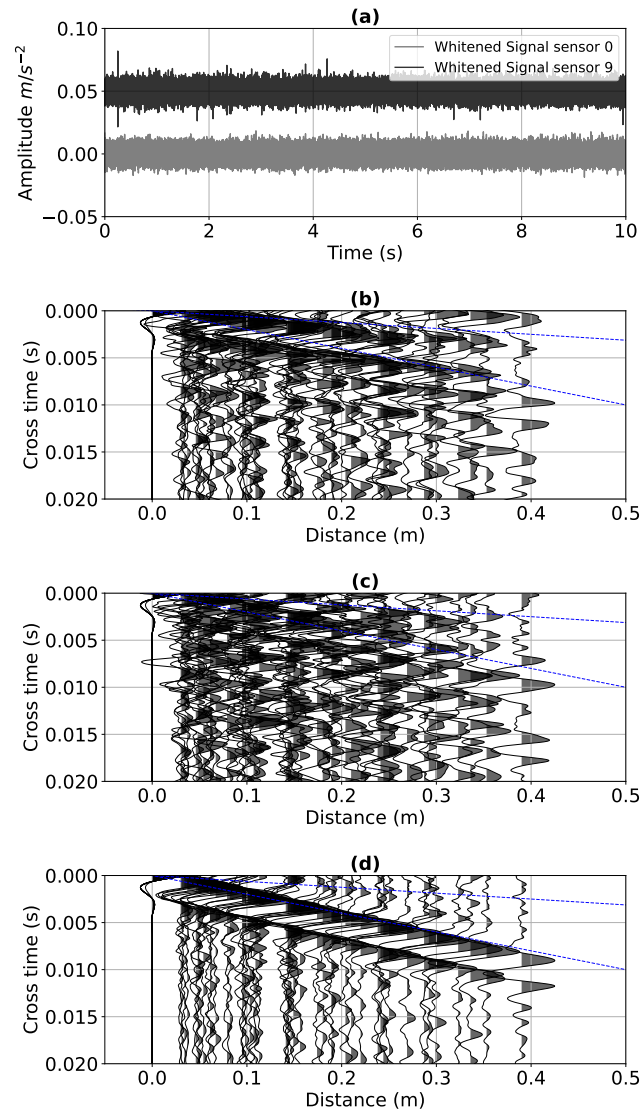


Fig. 4.5 Seismic signals and seismograms measured at $t=100$ min (during I_A): (a) Whitened time signal in a 10s block recorded by accelerometers 0 and 9; XX component (b), YY component (c) and ZZ component (d) of the seismograms obtained after cross-correlation of all the 55 possible sensor pairs in the [200-475] Hz frequency band. The dashed blue linear curves represent direct theoretical traveltimes computed with velocities of 160 m/s and 45 m/s.

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

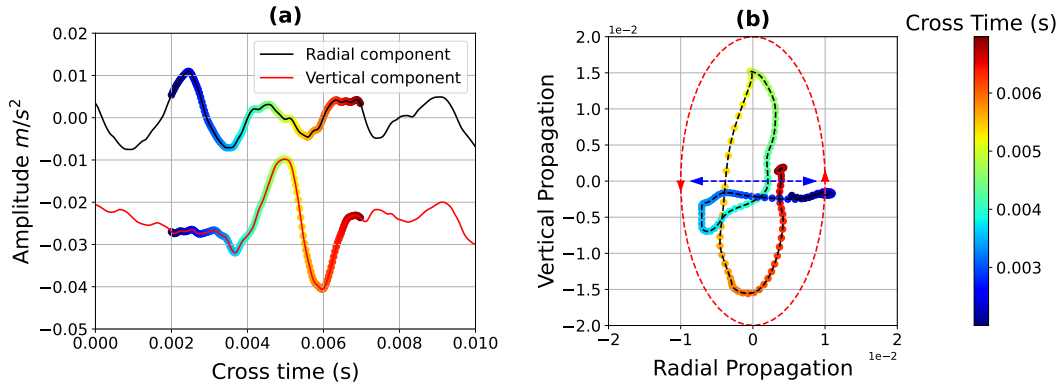


Fig. 4.6 Polarization analysis of the trace obtained from cross-correlation of sensors 0 and 7 (distance 30 cm): (a) XX (or radial) component in black and ZZ (or vertical) component in red; (b) Time-varying polarization analysis.

[0.05-5] kHz to ensure a broadband cross-correlation that removes the effect of spikes and equalizes the source spectrum. Cross-correlations are then performed for all possible couples of receivers to obtain a set of 45 cross-correlations (two different sensors with various distances) and 10 auto-correlations (a single sensor). Since we used a single seismic noise, the resulting cross-correlations are fully asymmetric. As suggested by Wapenaar et al. (2010a) for a receiver array aligned with a single source, we assume the causal part of the correlogram to be a reasonable approximation of the Green function. Nevertheless, it has been shown that a perfect convergence to the Green function is not necessary for the monitoring of velocity variations Hadziioannou et al. (2009); Weaver et al. (2011). The result is displayed in the form of 3-C seismograms (Figure 4.5(b) to (d)), where axes X, Y and Z are described in Fig. 4.2. These seismograms show the propagation of different waves with varying signal to noise ratios according to the component, the transverse YY component being the worse. Two waves appear on the XX component, with apparent velocities (marked by dashed blue lines) of 160 m/s and 45 m/s, while only the latter appears on the ZZ seismogram, with a high signal to noise ratio.

If the 160 m/s velocity first wave is consistent with direct P waves propagating in loose sand Barrière et al. (2012a); Shen and Lorenzo (2016), identification of the slower one, which is present in both the XX (radial) and ZZ (vertical) components, is not straightforward. To better understand this wavefield, a polarization analysis is provided in the X-Z plane (Figure 4.6). It shows that the earliest arrival (in blue) is perfectly horizontally polarized, as expected when P waves propagate, while the latter arrival exhibits elliptic and retrograde polarization, that is the typical signature of a Rayleigh wave.

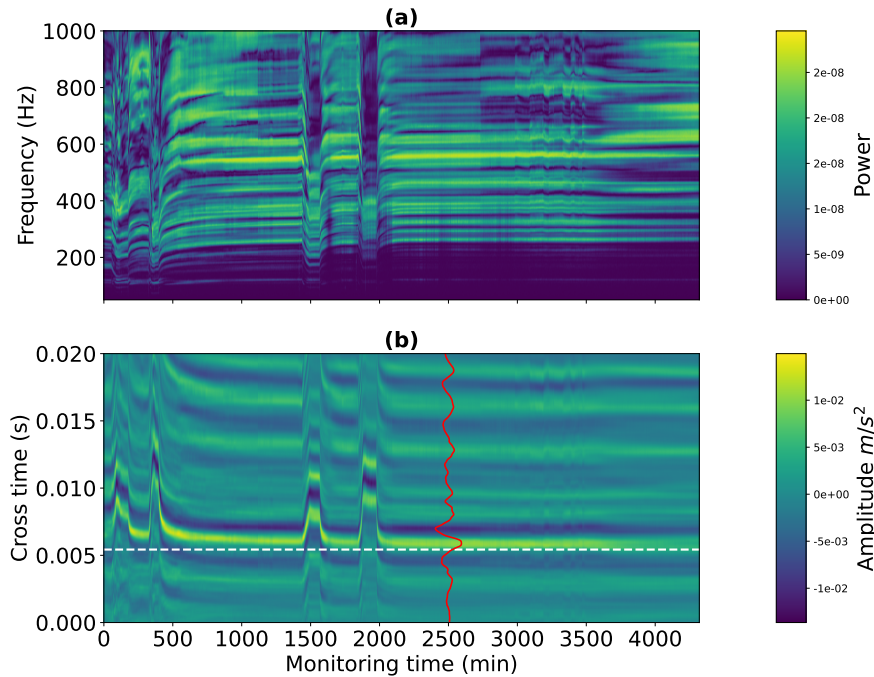


Fig. 4.7 Correlograms obtained on the whole experiment. (a) Power spectral density of the ZZ component. (b) Variation of the 0-9 sensor pair ZZ seismic trace in the 200-475 Hz range. The white line highlight a 75 m/s velocity marker. The reference signal used for the stretching processing, in red, is obtained by averaging all cross-correlations obtained after the four hydrological cycles were performed, in the [2300-3000] min period.

4.2.3 Quantification of Rayleigh wave velocity variations with hydrological changes

Cross-correlation computations are performed using an approach proposed by Roux (2009) over the entire experiment (25920 blocks of 10 s). This processing leads to continuously varying seismograms in relation with hydrological changes. The movie of time lapse seismograms, provided in supplementary material, shows the strong impact of water content changes on both velocities and waveforms.

4.2.3.1 Time-lapse correlograms

Imbibition and drainage cycles have large effects on seismic waveforms, as shown in the 0-9 sensor pair correlogram of Figure 4.7 in both spectral (a) and time (b) domains. They both highlight large vertical shifts in phases or frequency for the four generated hydrological cycles. Considering the time domain, each cycle induces a strong time shift relative to a stable time ([2300-3000] min). In this reference period, which is a low saturation time, the Rayleigh waves propagate with a 75 m/s velocity.

In the frequency domain, a dominant pattern is clearly visible around 500 Hz for low water saturation. Nevertheless, these high frequencies are not very stable since they are

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

not visible during the two first cycles and vanish during the last cycle. For this purpose, we will focus on the [200-475] Hz range to ensure stability and continuity in waveforms and notice a clear drop in frequencies during water filling. This frequency range leads to wavelenghts between 15 and 37.5 cm (for a velocity of 75 m/s), which roughly correspond to the sand thickness where vadoze zone variations are observed (section 4.2.2.1).

In the following, we aim at discussing the relationship between hydrological and Rayleigh waves velocity variations. We will therefore focus on the ZZ component and use a classical stretching method Sens-Schönfelder and Wegler (2006); Guillemot et al. (2020), which consists in evaluating the phase shift between each cross-correlation and a reference trace. This latter is usually computed as the average of the whole set of crosscorrelations. Nevertheless, for the very strong changes encountered in this experiment, such a reference would introduce biases due to the mix of strongly delayed waveforms. For this purpose, we will use a reference resulting from the averaging of crosscorrelation over the [2300-3000] min period (red trace in Figure 4.7(b)).

4.2.3.2 Broadband seismic velocity monitoring

As discussed by Garambois et al. (2019) when dealing with ballistic waves, the stretching method must be implemented on a time window that focuses on the wavefield to be analyzed. This is a rather simple task in our case, as the ZZ component is dominated by Rayleigh waves. Nevertheless, this windowing must preserve the waveform unless strong biases in velocity variations can be generated, especially when dealing with low frequencies and/or short offsets. In the following, we remove all pairs which distance is lower than 15 cm even if this drastic selection removes a large number of available traces. This precaution clearly stabilizes the measurements and will prevent misinterpretations when dealing with filtered data. The results of this stretching processing are then expressed in terms of relative velocity variations $\delta v/v$, as displayed in Figure 4.8 where a broad [200-475] Hz frequency band was considered. By computing the median of all $\delta v/v$ results, we obtain a homogenized velocity variation and its weak standard deviation at the level of all the sensor pairs.

At first sight, we can observe that for all distances, a large velocity drop of more than 30% is measured for all cycles (Figure 4.8 (a)). After removing short offsets and averaging the remaining velocity changes, we get $\delta v/v$ that can be compared to pore pressure measurements (Figure 4.8 (b)). Overall, strong similarities are observed between the velocity variations and the pressure curves, especially over the last 2 cycles. This agreement is slightly lower during the 2 initial cycles which seem to be necessary for stabilizing the medium. As discussed above, the reference for the measurement of velocity variations is taken at the end of the experiment between 2300 and 3000 minutes. The

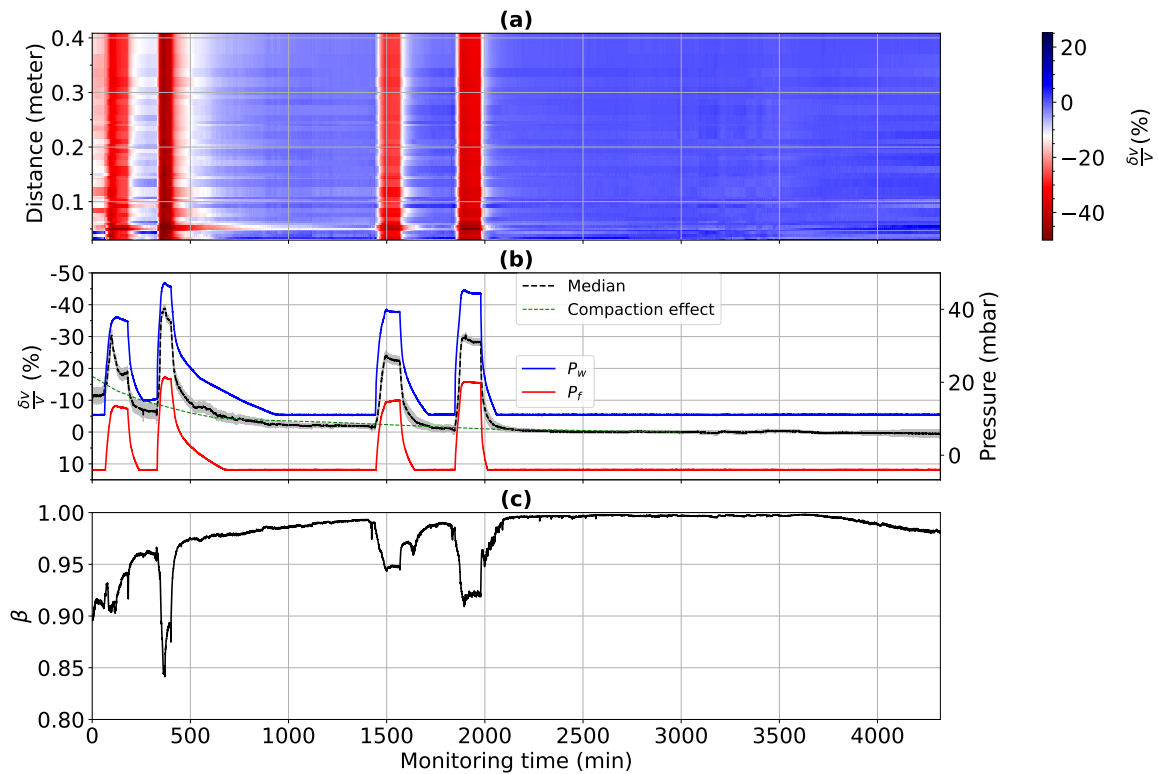


Fig. 4.8 Broadband measurements ($[200-475]$ Hz) of $\delta v/v$ observed in Rayleigh waves. Time lapse of all available station pairs on the ZZ component during the whole experiment (a). Global $\delta v/v$ (dashed black line) and standard deviation (light grey values) obtained after averaging velocity changes for offsets larger than 15 cm (b). Pressure measurements P_z and P_v are superimposed for direct comparison. The compaction effect (dashed green line) is estimated using a strong Savitzky-Golay filter. (c) Median of the coefficient β used in the stretching method to quantify the coherency between the reference trace and the individual 10-s long seismic traces.

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

coherence β in the stretching processing, that denotes the semblance between the current trace and the reference, therefore increases with time (Figure 4.8(c)) until it reaches 0.997 within the reference period. During water fillings β consistently drops with changes in wave-fields.

It is interesting to notice a peculiar trend in both $\delta v/v$ and β that denotes changes in material properties, with a potential progressive compaction process of the sand. Indeed, the rearrangement of solid grains when lubricated by water induces a progressive velocity variation that can be approximated by the green dashed line in Figure 4.8 (b). It certainly explains i) the abnormal velocity variations of -18% observed at the very beginning of the experiment when sands are still loose; ii) the small shift in $\delta v/v$ observed between the two first cycles. To go further in the quantitative comparison, and in particular with the variations of water saturation at different depths, we aim at working in narrower frequency bands to better constrain depth sensitivity.

4.2.3.3 Frequency-dependent velocity variations

By selecting narrow frequency bands, the stretching method can reveal frequency dependent velocity variations which could reflect the sensitivity of surface waves at different depths. The frequency analysis was performed by considering eight 100 Hz wide sliding bands ranging from 200-300 Hz to 375-475 Hz. The resulting $\delta v/v$ curves, displayed in Figure 4.9, show weak but visible changes according to frequency, which appear maximum during the phases when the water levels are at their highest. Significant differences also appear at the very beginning of the experiment. This is due to the fact that the reference for the stretching calculations is chosen as the average of cross-correlation traces computed between 2300 and 3000 min. In this period of the experiment, the sand has already been well compacted by the previous four imbibition/drainage cycles. Thus the stretching method brings out the uncompacted aspect of the sand at the beginning of the experiment, which comes out very strongly at high frequencies, i.e. for a very shallow slice, as expected.

To a lesser extent, dispersive $\delta v/v$ effects are also observed during drainage phases, especially for D_C and D_D cycles. Indeed, when emptying the tank, we can observe that high frequency curves return to the equilibrium more quickly than lowest frequencies. In order to see it better, we represent the obtained velocity variations according to frequency at different times representative of cycle C (Figure 4.10). These representation shows slightly larger variations at the beginning of imbibition, and then this trend reverses at least until the middle of the drainage cycle. This indicates that low frequencies are more impacted when saturating from below, while high frequencies are more sensitive to surface variations, especially at the end of the imbibition cycle and at the beginning of

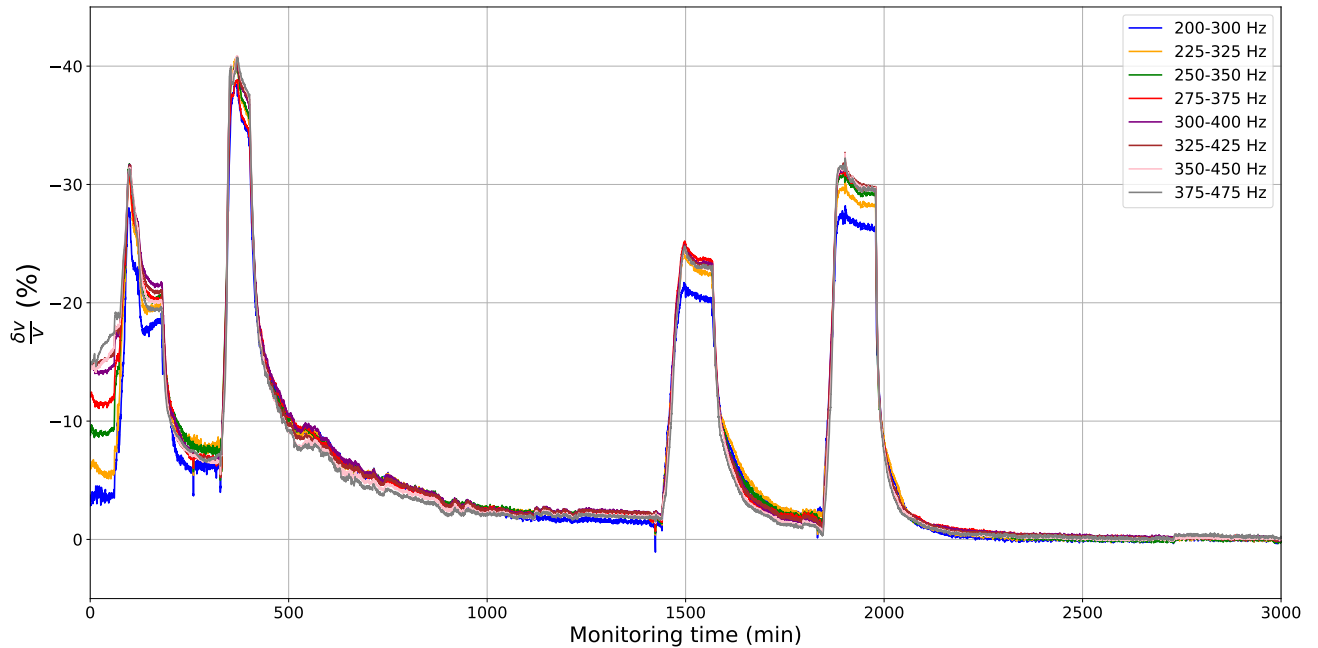


Fig. 4.9 Frequency-dependent velocity variations obtained after filtering cross-correlation signals with narrow frequency filters.

the drainage cycle, where the surface layers are more impacted.

This frequency analysis shows that dispersive effects are visible and appear related to depths affected by hydrological or compaction changes. As such, high frequency variations are associated to near-surface changes (compaction, drainage), while they are associated to deeper changes at low frequency, such as water filling from below at the beginning of the imbibition phase. This observation paves the way to a quantitative approach combining frequency effects through sensitivity kernels of Rayleigh waves and petrophysical models.

4.2.4 Quantitative interpretation

The effect of saturation changes on seismic velocity can be described in many ways in porous materials, mainly depending on how fluid are distributed within the pore space. In the case of very permeable and homogeneous formations, it is reasonable to assume that the fluid is homogeneously distributed in the pores, so that the Biot-Gassman-Wood formulation can be used Mavko et al. (2020). However, when the saturating fluid is heterogeneously distributed, it is more appropriate to use patchy saturation models as evidenced by many laboratory studies (Lebedev et al., 2009; Shen and Lorenzo, 2016). In addition, for low permeability formations, the role of capillary forces acting on fluid phases can overcome the one coming from other forces and must be taken into account (Knight et al., 1998; Solazzi et al., 2021; Dewar and Knight, 2020).

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

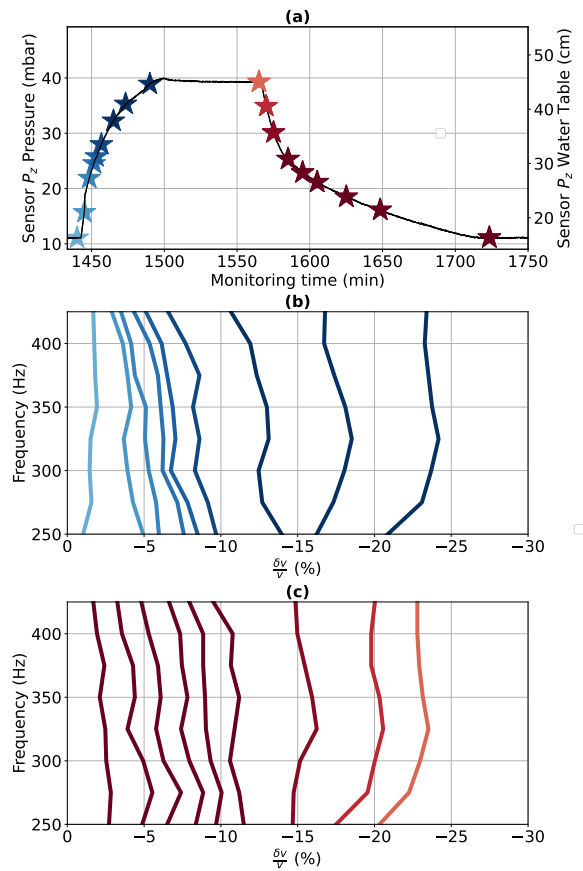


Fig. 4.10 Velocity changes as a function of frequency during the whole imbibition/stable/drainage cycle C. (a) Pressure measurements and selected representative times of cycle C (every 5 minutes during imbibition (blue stars) and drainage (red stars)). Velocity changes obtained during imbibition (b) and drainage (c) according to the narrow 100 Hz wide frequency filtering sliding every 25 Hz).

In this experiment, we observed an opposition between $\delta v/v$ and water content variations that has been largely described in other field studies Voisin et al. (2016, 2017); Clements and Denolle (2018); Grobbe et al. (2021); Gaubert-Bastide et al. (2022). This relationship is often described in light of the Biot-Gassmann-Wood fluid substitution theory that gives a convincing quantitative interpretation when weak velocity changes, lower than 10 % in absolute value, are measured Garambois et al. (2019). Here, the magnitude of velocity changes is much higher reaching more than 30%. Consequently, other phenomena and especially pore pressure variations, must be taken into account.

For that, we use the approach synthesized by Pride (2005), where P and S wave velocities can be computed using the proposed poroelastodynamic relations (eq. 9.26), considering real and constant poroelastic moduli. To evaluate depth variations, we cut the sand sample into $N = 24$ homogeneous layers whose saturation is obtained by extrapolation of the saturation measurements (see Figure 4.4). Since we unfortunately do not have any saturation probe in the shallow subsurface, we will consider the first five layers (*i.e.* the very first 9 cm) to have an homogeneous saturation that is set to the measurement at 9 cm. According to this poroelastic model, the rock bulk density of each layer can be computed from the saturation profile $S_w(z_n, t)$ at any time using the relation:

$$\rho(z_n, t) = (1 - \phi)\rho_s + \phi \left[S_w(z_n, t)\rho_w + [1 - S_w(z_n, t)]\rho_a \right], \quad (4.1)$$

where $\phi = 0.4$ is the porosity, $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$, $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ and $\rho_a = 2.2 \text{ kg/m}^3$ are the bulk densities of the quartz, water and air, respectively. In this discretized representation of the sample, we will discuss the role of the undrained modulus K_D on predicted velocities. For this purpose, we will consider various models for K_D corresponding to equations 9.43 and 9.44 of Pride (2005), that may include or ignore pore pressure effect.

4.2.4.1 On the role of effective pressure: a Biot-Gassmann-Wood approach including the pore pressure measurement

As observed by Barrière et al. (2012a), the sand used in this experiment is very homogeneous and permeable so that it is reasonable to consider the Biot-Gassmann-Wood (BGW) approach at very first order. According to the latter, seismic velocity changes are mainly driven by bulk density variations when saturation lies in the range $S_w = [0 - 0.9]$. When reaching the full saturation, the P-wave velocity increases abruptly due to the spectacular increase of the bulk modulus (K) with saturation. It is important to note that the full saturation is rarely achieved in these kind of sandbox experiments unless the sample is left with a water table higher than the sand surface for weeks Holzhauser et al. (2017).

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

As proposed by Bachrach and Nur (1998b), the simplest approach consists in neglecting pore pressure effects by assuming constant values for $K_D = 0.025$ GPa (drained bulk modulus) and $G = 0.0154$ GPa Barrière et al. (2012a). From this assumption, one can compute the velocity of S waves for every monitoring time, these absolute values being afterwards normalised by the averaged prediction in the reference period ([2300-3000] min). Since we assume $V_R = 0.9V_S$, we can consider this relative change to be exactly the same for Rayleigh waves. Performed for all z_n depths, this simple calculation provides a prediction of $\delta v/v$ according to the monitoring time within the BGW framework (Figure 4.11 (a)). In our case, velocity changes are only generated by bulk density variations since the measured saturation never exceeds 0.9, that leads to velocity changes always lower than 10%, whatever the depth. This underestimation shows that the classical BGW approach fails in predicting the strong velocity drop we observe in the experiment (black curve).

Pore pressure variation is another phenomenon that can generate strong changes in mechanical properties and, in turn, large variations in seismic velocities (Manga and Wang, 2015). Since we measure the pore pressure at two different depths, we have an interesting opportunity to account for possible pore pressure effect. For this purpose, we use the empirical Hertz-Mindlin model designed for a packing of spheres Walton (1987). This model is based on the assumption that the contact area between grains increases with the effective stress P_e until a critical pressure P_0 is reached. Pride (2005) proposed a modified version of this model to account for potential new grain contacts developing when the packing of spheres is compressed. This leads to the following relationships for the moduli:

$$K_D(z_n, t) = \frac{1}{6} \left[\frac{4(1 - \phi_0)^2 n_0^2 P_0}{\pi^4 C_S^2} \right]^{1/3} \frac{(P_e(z, t)/P_0)^{1/2}}{\{1 + [16P_e(z, t)/(9P_0)]^4\}^{1/24}}, \quad (4.2)$$

$$G(z_n, t) = \frac{3}{5} K_D(z_n, t)$$

where n_0 is the number of grain contacts (or coordination number) and ϕ_0 is the porosity when the effective pressure reaches P_0 . C_S is a compliance parameter related to the single-mineral moduli of the grains. The implementation of this model requests an assessment of the effective pressure that is usually defined as:

$$P_e(z_n, t) = P_c(z_n, t) - P_f(z_n, t), \quad (4.3)$$

where P_c is the confining pressure and P_f the pore fluid pressure which both have to be defined for every depth. By using the discretized representation of the sample, we can

reasonably assess the confining pressure $P_c(z_n)$ at depth z_n by the relation:

$$P_c(z_n, t) = \begin{cases} \rho(z_0, t)gz_0 & \text{if } n = 0 \\ \sum_{i=1}^n \rho(z_i, t)g[z_i - z_{i-1}] & \text{if } n > 0 \end{cases} \quad (4.4)$$

where g is the acceleration of gravity. The confining pressure is therefore a sum of contributions from upper layers with variable water saturations and bulk densities. The pore fluid pressure can be either obtained from P_v or P_z measurements since they both measure the height of the water table above the probe. We used the deepest pressure probe P_z since it ensures a continuity in water table localisation, even when it is very low, leading to:

$$P_f(z_n, t) = P_z(t) - \rho_w g[z_{P_z} - z_n]. \quad (4.5)$$

We obtain a prediction of the velocity changes for S (and Rayleigh) waves within the BGW framework with effective pressure for every depth (Figure 4.11 (b)). The predicted $\delta v/v$ are much stronger than those of the simple BGW model since they reach -10% to -40%. It must be noted that the stronger variations occur in subsurface layers, where saturation changes are very strong during the experiment. For instance, the computations at 2 cm predict -39% of velocity drop during cycle D when less than -20% are expected at 24 cm.

From the BGW model including pore pressure effects we could obtain time lapse predictions of bulk density ρ and absolute velocities of body waves for each depth z_n (Figures 4.12 (a) to (d)). The stronger depth variations in bulk densities are obtained before the imbibition phase at the lowest saturation (Figure 4.12(a)). At the same time, V_S is rather constant since changes with depth are due to bulk density evolution with depth, that are limited. The most significant changes in V_S with depth are eventually observed at the maximum saturation (Figure 4.12 (c)) since the effective pressure is minimum close to the surface, with the lowest V_S .

To validate this model, these predictions are compared with absolute velocities deduced from real measurements. To do so, we computed the phase velocity dispersion curve of Rayleigh waves for each monitored time. The latter were obtained from the real seismograms (an example was given in Figure 4.5 (d)) after traces between 11 and 39 cm of offset were selected and analyzed using a FK transform through the Geopsy package Wathelet et al. (2004). We afterwards picked this phase velocity at 400 Hz and compared them to the predictions obtained at $z_n = 5$ cm (Figure 4.12 (e)) that will be shown in the next section to be the maximum of sensitivity of Rayleigh waves. This comparison shows

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

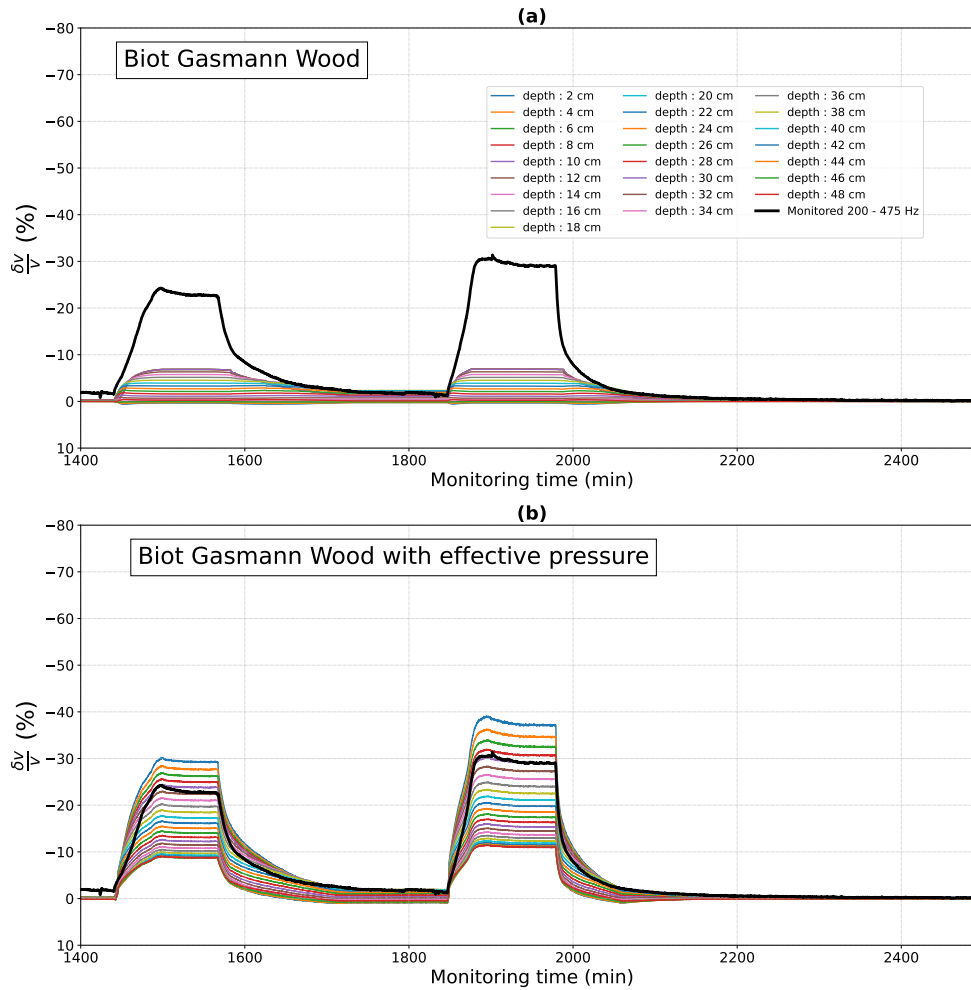


Fig. 4.11 Velocity changes predicted in each layer slice using the Biot-Gassmann-Wood approach with a constant K_D (a) or by accounting for the effective pressure (b). These theoretical predictions are computed for every z_n depth after extrapolating the saturation and pore pressure measurements.

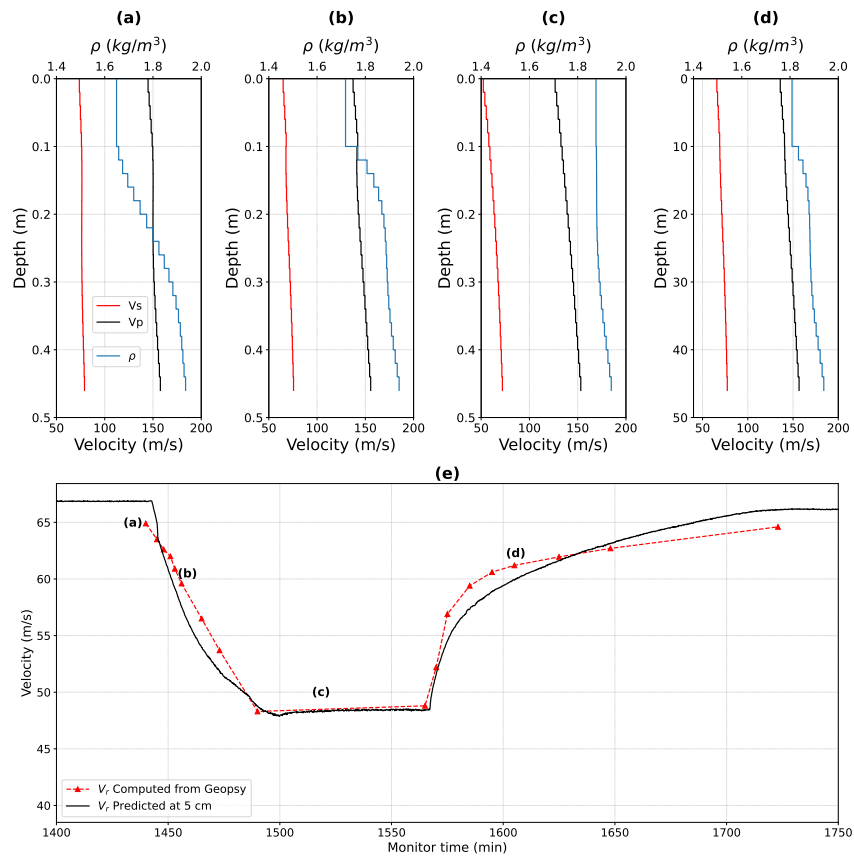


Fig. 4.12 Evolution of absolute V_P and V_S velocities computed using the Biot-Gassmann-Wood model accounting for pore pressure effect at different times: (a) 1440 min, (b) 1453 min, (c) 1530 min and (d) 1605 min. (e) Comparison of the evolution of the predicted Rayleigh wave velocity at the depth of 5 cm with the direct measurements at 400 Hz of phase velocity in corresponding seismograms.

Monitoring water saturation variations from seismic noise data : a controlled laboratory experiment

that the velocity model well fits the velocity measurement roughly during the whole cycle C. In order to go further, we must now determine the appropriate weighting of each depth contributing to our $\delta v/v$ measurements.

4.2.4.2 Towards a predictive approach by combining sensitivity kernels and poroelastic models

The contribution of each depth slice to Rayleigh wave velocity changes can be evaluated by computing the sensitivity kernels $K(z_n, f)$ for a given velocity model at a given frequency f Zhou et al. (2004); Yoshizawa and Kennett (2005); Bolt (2012); Dahlen and Tromp (2020). This was carried out using the Python library developed by Luu (2021), who implemented the original Fortran codes from Herrmann (2013). The input elastic depth model gathers the bulk density ρ and the body waves velocities V_P and V_S , which were estimated through the BGW approach (including pore pressure effects) for all the considered times of the experiment. These computations provide the time-lapse sensitivity kernels $K(z_n, t, f)$ for all frequencies used in the analysis. We afterwards stacked all kernels involved in a given frequency band ranging from f_{min} and f_{max} to obtain an average sensitivity kernel for each times of the experiment :

$$K_{f_{min}}^{f_{max}}(z_n, t) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J K(z_n, t, f_j). \quad (4.6)$$

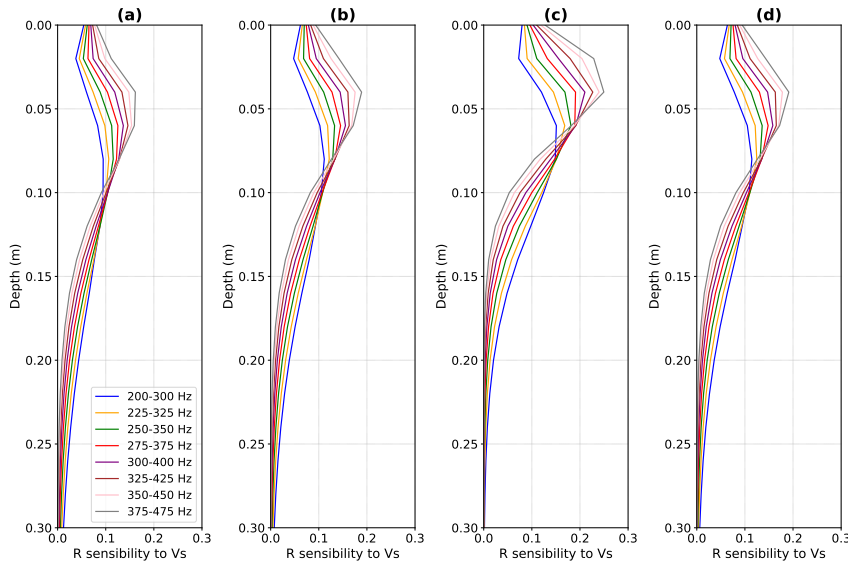


Fig. 4.13 Averaged sensitivity kernels obtained for various frequency bands at different times: (a) 1440 min, (b) 1453 min, (c) 1530 min and (d) 1605 min.

Figure 4.13 shows that all Rayleigh wave sensitivity kernels computed for 100 Hz

wide bands located within [200 – 475] Hz become negligible below 25 cm, indicating that Rayleigh waves are poorly sensitive to deeper zones and mostly propagate within the vadose zone. The highest frequency band ([375 – 475] Hz) is mostly sensitive to the very first 10 cm with a peak at or below 5 cm depending on the saturation state, while the lowest one ([200 – 300] Hz) has a more stable peak around 7.5 cm with still significant contributions up to 20 cm. The calculation made for high saturation conditions (Figure 4.13 (c)) shows a strong increase in sensitivity peaks towards the most superficial layers.

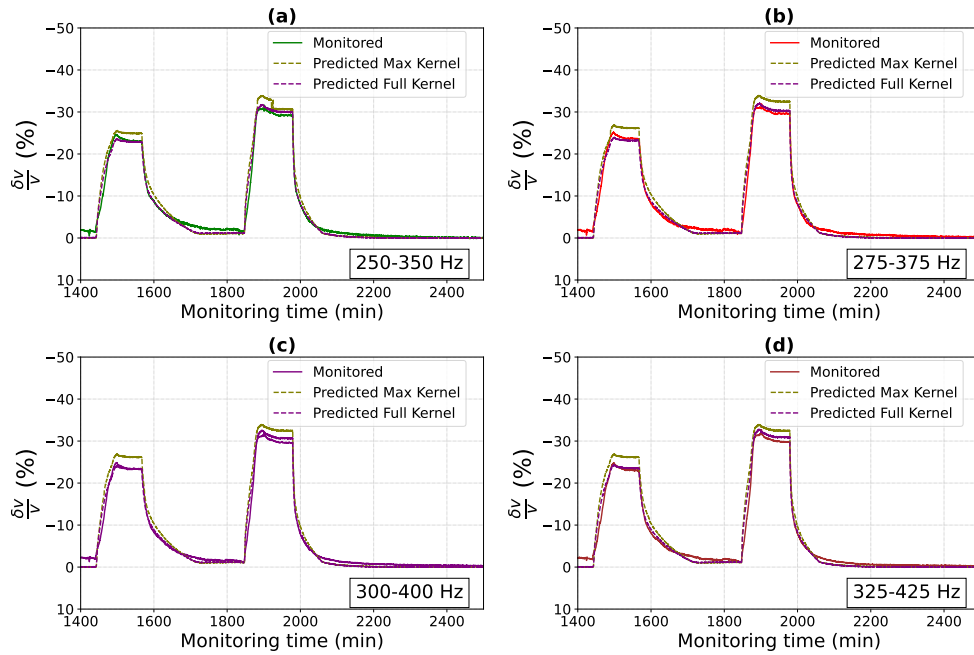


Fig. 4.14 Comparison of measured and predicted $\delta v/v$ in various frequency ranges

To refine the $\delta v/v$ predictions obtained with the BGW model for each frequency band, we have taken into account the sensitivity of surface waves by weighting the modeled velocities with the computed time-dependent sensitivity kernels. For this purpose, we used two different approaches. The "full kernel approach" combines the sensitivity kernel and predicted velocity changes for all depths by the relation:

$$\left. \frac{\delta v(t)}{v} \right|_{\text{predicted}} = \sum_{i=1}^N K_{f_{min}}^{f_{max}}(z_i, t) \left. \frac{\delta V_S(z_i, t)}{\bar{V}_S(z_i)} \right|_{\text{BGW}} \quad (4.7)$$

where $\delta V_S(z_i, t)/\bar{V}_S(z_i)$ is the predicted relative variation of S waves velocity at the depth z_i referred to the reference $\bar{V}_S(z_i)$, obtained by averaging values for the period [2300-3000] min. The second approach uses the maximum kernel K_{max} to extract the associated

investigated depth z_{max} and the corresponding predicted velocity variation.

$$\left. \frac{\delta v(t)}{v} \right|_{\text{BGW}} = \left. \frac{\delta V_S(z_{max}, t)}{\overline{V_S}(z_{max})} \right|_{\text{predicted}} \quad (4.8)$$

This simple approach quickly provides depth constrains associated to velocity variations but omits the contribution of other zones also contributing to moderate velocity variations (see section 4.2.4.1).

Figure 4.14 shows that the predicted $\delta v/v$ are very close to the measured $\delta v/v$ during the whole experiment, whatever the approach used to incorporate the sensitivity kernels, this for all investigated frequency ranges. This confirms that the consideration of surface wave sensitivities is an important step to better explain the measured velocity changes. Although quite practical, the maximum kernel approach appears to slightly overestimate the velocity changes by a few percents, an expected result since this approach amplifies the contribution of the depth slice where the changes in water content are maximum. In addition, we also observe a very slight shift between predicted and measured $\delta v/v$ curves, particularly when the saturation is changing abruptly, *i.e.* during imbibition and drainage cycles. This is discussed below.

4.2.4.3 Imbibition/drainage hysteresis

Figure 4.15 displays the measured and predicted velocity variations as a function of effective pressure at a depth of 5 cm for various frequency ranges. It highlights a clear hysteresis behaviour where the measured $\delta v/v$ values exhibit a loop shape whose largest width (5%) is observed when the effective pressure reaches 3 MPa. This behaviour, which has been commonly observed in laboratory experiments Lachhab and Weill (1999); Bemer et al. (2001); Barrière (2011) and was also recently evidenced from field data Gaubert-Bastide et al. (2022), is explained by the fluctuations of the fluid distribution within the porous medium (Cheng et al., 2004). Lowest $\delta v/v$, *i.e.* highest absolute velocities, are observed during imbibition. During this phase, capillary bridges are strengthening under the effect of the capillary forces Knight and Nolen-Hoeksema (1990a); Solazzi et al. (2021), thus increasing seismic velocities.

This representation also shows that, although of lower amplitude, the hysteresis curve is present in the predicted velocity variations, which are based on fluid pressure and water saturation, measurements. It confirms that this effect is due to saturation values, which are different for the same water level, depending on whether we are in the imbibition or drainage phase. Since these saturation measurements are used for assessing bulk density and confining pressure values, it is therefore expected that their signature can be found in the predictions of velocity variations. At the amplitude level, it is clear that the

predictions fail to explain the large variations observed in the measurements, particularly during imbibition and drainage phases where the predicted velocity changes are also 2.5% and 5% higher. The sources of these discrepancies are probably related to phenomena not taken into account in the model. The effect of taking into account the capillary forces would not be in the right direction because it would increase the amplitude of the velocity variations. The sources of these discrepancies are probably related to phenomena not taken into account in the models. Digitation processes and preferential fluid flows occurring during imbibition phases (Toms et al., 2007) can reinforce effective bulk moduli and so seismic velocities, decreasing their relative drop related to water saturation changes. During drainages, large pores which are more or less homogeneously distributed (Cadoret et al., 1995), are first emptied and the homogeneity assumption of the BGW approach might be challenged.

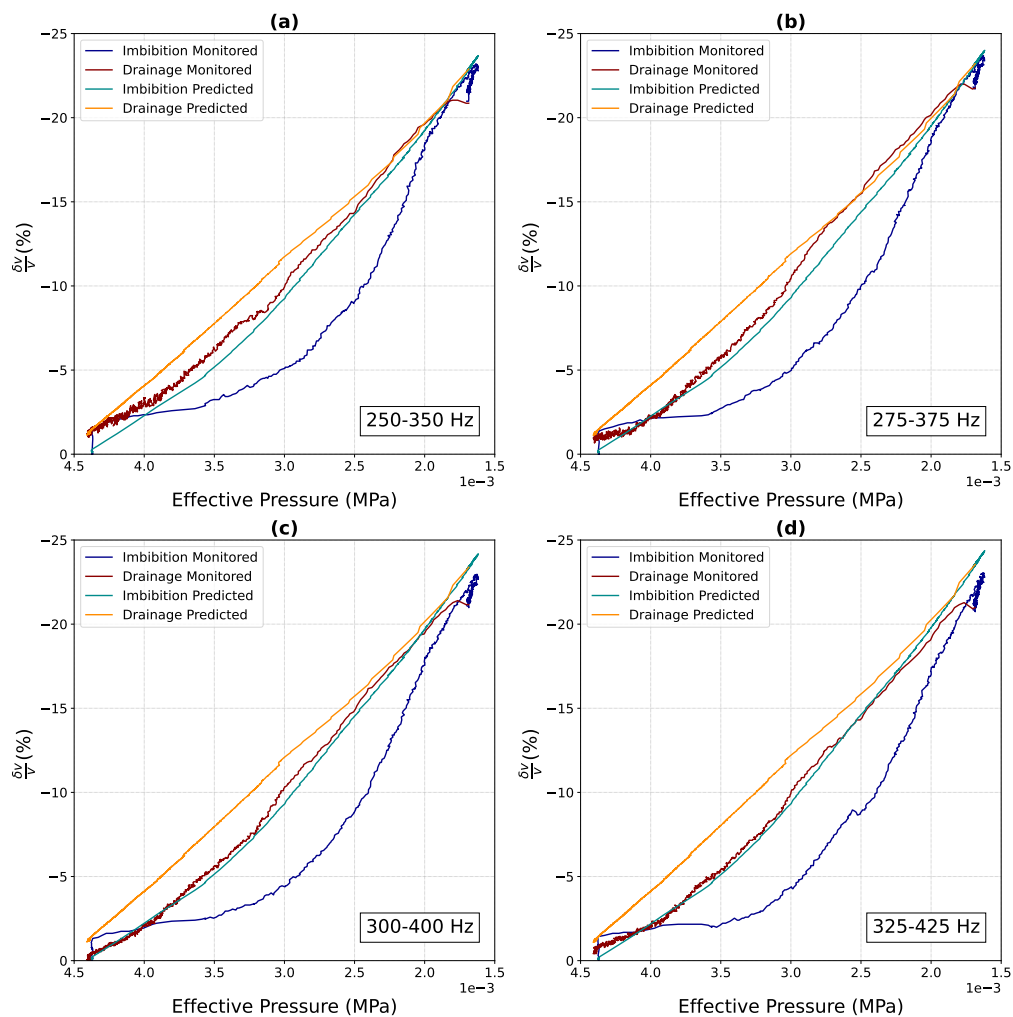


Fig. 4.15 Velocity changes as a function of effective pressure for various frequency ranges. The effective pressure is selected 5 cm deep.

4.2.5 Conclusion and perspectives

This experimental study confirms the great potential of the passive interferometry method to provide a very fine monitoring of water content in unconsolidated sediments. Surface waves are generated in our 1 m-scale experiment with a remarkable signal-to-noise ratio in the [200-500] Hz range and the polarisation of a Rayleigh wave. Relative velocity variations $\delta v/v$ are referred to the end of the experiment when water content are supposed to be rather stable. We obtained a very strong $\delta v/v$ with a very fine time resolution that follow remarkably the pore pressure variations when filling and emptying the sand sample. Eventually, when dealing with band-pass filtered data, we obtained significant differences in $\delta v/v$, which clearly show i) the compaction of the sand during the two first cycles; ii) the deepest and shallowest zones to respectively impact the low and high frequencies as clearly shown during imbibition and drainage.

The Biot-Gassmann-Wood approach is clearly ineffective to provide a quantitative interpretation of the velocity drop we observed to exceed -35%. In order to provide an accurate interpretation, we accounted for the effective pressure assessed from the vertical saturation profile (to provide the confining pressure) and the pore fluid pressure (recovered to all depths from a measurement at the bottom of the tank). From this combination of BGW model with the effective pressure, we computed the sensitivity kernels of the Rayleigh wave to built an original predictive approach. We therefore weighted the velocity model by the full sensitivity kernel and obtained a remarkable prediction of the measurement since the differences are globally lower than 1% whatever the frequency we focus on. We also observed that the classical approach, that consists in seeking the maximum of the sensitivity kernel to be associated to a single depth, underestimates the influence of the deepest zones. Despite the remarkable fit when comparing the measurements and the predictions as a function of the monitoring time, we observe a significant difference when the same data are displayed as a function of effective pressure. This discrepancy might be further interpreted by addressing digitation effects and/or fluids heterogeneities in the predictive approach.

As shown by the sensitivity kernel analysis, this laboratory experiment is a reasonable analog of field observations with a 1/100 downscaling since it investigates the shallowest 30 cm when field experiments focus on the first 30 m Gaubert-Bastide et al. (2022). This laboratory experiment therefore gives the opportunity to control huge water level changes that would represent 30 m in the field, that is more than most of real cases. This very original setup paves the way to many other configurations (monitoring of gas flows, 3D plumes or water domes) but also provides remarkable conditions to study the effect of source instabilities. It would be also very promising to use this setup for evaluate the

feasibility of inverting the velocity changes to get a saturation profile of the vadose zone when the field conditions do not allow the measurement in a borehole.

4.2.6 Time table of the experiment

Table 4.1 Characteristics of the four hydrological cycles (A to D), each of them being decoupled into four consecutive phases : a static phase where the water level is maintained low (L), an imbibition process (I), a static phase where the water level is maintained high (H) and a drainage process (D). The last long phase L_E corresponds to the natural return to the final state of the system.

Process	Start time (min)	End time (min)	Duration (min)	Initial water table level (cm)	Final water table level (cm)	Water table variation (cm)
L_A	0	60	60	-41.7	-41.7	0
I_A	60	120	60	-41.7	-14.6	+27.1
H_A	120	180	60	-14.6	-15.6	-1
D_A	180	260	80	-15.6	-37.8	-22.2
L_B	260	330	70	-37.8	-37.2	+0.6
I_B	330	370	40	-37.2	-4.8	+32.4
H_B	370	400	30	-4.8	-5.8	-1
D_B	400	950	550	-5.8	-41.7	-35.9
L_C	950	1440	490	-41.7	-41.7	0
I_C	1440	1500	60	-41.7	-12.3	+29.4
H_C	1500	1567	67	-12.3	-13.0	-0.7
D_C	1567	1725	58	-13.0	-41.7	-28.7
L_D	1725	1847	12	-41.7	-41.6	-0.1
I_D	1847	1897	50	-41.6	-6.9	+34.7
H_D	1897	1979	82	-6.9	-7.9	-1
D_D	1979	2059	80	-7.9	-41.6	-33.7
L_E	2059	4320	2261	-41.6	-41.6	0

Table 4.2 Hydrological parameter

Medium	Notation	Physical parameter	Value	Units
	g	Earth's gravitational acceleration	9.806	$m.s^{-2}$
Grain				
	K_{Qz}	Bulk modulus Solid	44	GPa
	G_{Qz}	Shear Modulus Solid	36	GPa
	ρ_{Qz}	Quartz Density	2.65	$g.cc^{-1}$
Gaz				
	K_a	Bulk modulus Gaz	10^{-4}	GPa
	ρ_a	Gaz density	1.10^{-3}	$g.cc^{-1}$
Fluids				
	K_w	Bulk Modulus Water	2.3	GPa
	ρ_w	Water density	1.10^3	$kg.m^{-3}$
Frame				
	ϕ	Porosity	0.4	\emptyset
	ϕ_o	Porosity	0.38	\emptyset
	C_0	Coordination number	6	\emptyset
	R	Walton friction parameter	$\frac{2}{5}$	\emptyset
	P_0	Critical pressure	22	MPa
	Sw_r	Residual water saturation	0.1	\emptyset
	G_{Ka}	Shear Modulus Frame	1.4	GPa
	K_{Ka}	Bulk Modulus Frame	1.5	GPa
	ρ_{Ka}	Density of Frame	1.58	$g.cc^{-1}$

4.3 Gestion des flux de données

La gestion des flux de données, depuis l'acquisition jusqu'au stockage, représente un vrai défi. En effet, l'échantillonnage haute fréquence des accéléromètres en simultané, ainsi que l'acquisition continue des paramètres hydrologiques sur un seul poste de contrôle nécessite l'élaboration d'une véritable stratégie que nous décrivons dans cette section.

4.3.1 Systèmes d'acquisition des données

Un DAQ (acronyme de l'anglais Data Acquisition) est un système électronique qui permet de collecter, de mesurer et dans certains cas de stocker des données. Il comprend généralement un convertisseur analogique-numérique (A/N), des entrées et des sorties pour connecter des capteurs et des actionneurs, ainsi qu'un microcontrôleur ou un ordinateur pour stocker et traiter les données. Les DAQ sont utilisés dans une variété d'applications telles que la surveillance industrielle, la métrologie, la recherche et le développement, et les systèmes de contrôle automatisés. Le tableau 4.3 regroupe les différents systèmes d'acquisition utilisés dans notre expérience.

Material			
NI tools name	Controlled sensor	Sampling frequency range	available track
NI 10 - 44	Accelerometer	[2000-204000] Hz	32
SCB68A i	Saturation probes	[1-60] Hz	18
SCB68A ii	Saturation probes and source	[1-60] Hz and 44100 Hz	18
NI USB-6009	Pressure probes	[1-60] Hz	3

Table 4.3 Systèmes de type DAQ utilisés dans l'expérience

Le châssis NI 10-44 est un système de logement pour des modules PXI, qui sont connectés par un fond de panier hautes performances offrant des capacités élevées de cadencement et de synchronisation (fréquence d'échantillonnage élevée et base temporelle commune entre les voies), (Instrument, 2004). Ce châssis compact de DAQ NI 10-44 assure le contrôle du cadencement, de la synchronisation et du transfert de données entre les modules NI et un hôte externe (comme un ordinateur de laboratoire) et permet l'installation de cinq modules différents. Deux de ces modules ont été prédestinés pour les cartes d'acquisition 44-98, ce qui permet l'acquisition des données sismiques à travers les accéléromètres. Chaque carte 44-98 dispose de 16 voies, ce qui donne un total de 32 voies disponibles, mais seulement 30 seront utilisées par les capteurs à trois composantes (un par voie).

Les borniers SCB68A sont des dispositifs de connexion d'entrée et de sortie (E/S) blindés permettant d'interfacer des signaux E/S avec des périphériques d'acquisition de

données enfichables dotés de connecteurs à 68 broches (Instrument, 2012). Ces blocs de connexion sont utilisés en combinaison avec des câbles blindés pour fournir une terminaison de signal à faible bruit. Ils sont compatibles avec les E/S multifonctions à connecteur simple et double avec connecteurs à 68 broches. Chaque boîtier permet l'acquisition sur 8 ou 16 voies de données et deux voies supplémentaires sont des sorties analogiques, permettant d'émettre des signaux électriques pour commander des sources. Plus le nombre de voies utilisées est élevé, plus la fréquence d'échantillonnage globale des cartes SCB68 est faible.

L'USB-6009 est un dispositif d'acquisition de données multifonctionnel doté d'entrées et sorties analogiques et numériques et d'un compteur 32 bits (Instrument, 2005a). Il propose des fonctionnalités de base pour des applications telles que l'enregistrement de données, les mesures portables et les expériences de laboratoire. Il est présenté dans un boîtier mécanique léger et est alimenté par le bus USB pour faciliter son transport. Il est facilement connectable à tout ordinateur grâce à sa seule connexion USB pour le transfert de données.

En utilisant l'ensemble des cartes décrites dans cette section, il est possible d'obtenir simultanément 51 voies d'enregistrement. Nous en utilisons 18 pour les capteurs hydriques (capteurs de pression et de saturation) qui nécessitent une alimentation en courant de 3V. Les 30 autres sont utilisées pour l'acquisition des données sismiques. Une sortie analogique est utilisée pour actionner la source.

Tous ces outils utilisent un driver NIDAQMX sur un ordinateur dédié. La version 17.1 a été utilisée pour cette thèse pour gérer la compatibilité entre les différents DAQ. Ce logiciel permet aussi l'accès à une bibliothèque Python permettant d'utiliser tous ces instruments sans devoir passer par LabVIEW. L'utilisation de Python permet de sauvegarder toutes les données en format "standard binary file" (.*numpy*) ce qui facilite la lecture et le traitement de celles-ci par Python et de ne conserver qu'un seul langage de programmation que ce soit pour l'acquisition des données ou pour son traitement.

4.3.2 Pilotage de l'acquisition de données

Cette partie décrit les trois scripts principaux d'acquisition : *Acquisition_acc.py*, *Acquisition_Pw.py*, *Source_Acquisition_Sat.py*. Elle présente également en partie leur structure, la hiérarchie d'exécution et l'application de technique numérique permettant d'éviter une saturation de la RAM.

4.3.2.1 Hiérarchie

En premier lieu, il existe un script maître codé en bash windows. Ce script permet de charger l'environnement Conda et de lancer simultanément les trois scripts d'acquisition.

Ce script, noté *Launch_param.bat*, Figure 4.16, fait appel à un fichier texte qui peut avoir des noms variés, mais contenant toutes les informations relatives à l'acquisition telles que la fréquence d'échantillonnage carte par carte ou encore la durée d'exécution des scripts (en heures), les lieux de stockage, etc. Il contient également tous les paramètres nécessaires pour le traitement des données qui seront décrits ultérieurement dans cette section (whitening, filtrage, fréquence de calcul des corrélations, stockage).

4.3.2.2 Buffer

Il convient de souligner que chaque script de cette acquisition de données est doté d'une fréquence d'échantillonnage propre. Cette fréquence est plus faible pour les scripts d'enregistrement des données hydrologiques dans la cuve, et plus élevée pour les sources et les accéléromètres. L'un des défis liés à l'acquisition continue des données réside dans l'espace mémoire tampon utilisé par la machine (aussi appelé mémoire vive ou RAM). En effet, l'écriture instantanée n'est pas possible avec ce type d'instrument, car les dispositifs d'acquisition de données (DAQ) utilisent la RAM de la machine plutôt que sa mémoire physique (disques durs). Ils sont conçus pour des acquisitions de longue durée à faible fréquence d'échantillonnage ou des acquisitions courtes à forte fréquence d'échantillonnage. Il est donc nécessaire de mettre en place des outils permettant d'équilibrer le temps entre la lecture et l'écriture des données.

En informatique, un tampon de données (ou buffer) est une région de la mémoire vive utilisée pour stocker temporairement des données pendant qu'elles sont transférées d'un endroit à un autre. En général, les données sont stockées dans un buffer lorsqu'elles sont extraites d'un dispositif d'entrée (dans notre cas, des DAQ). Cependant, un buffer peut également être utilisé pour transférer des données entre des processus au sein d'un ordinateur. Les buffers peuvent être implémentés dans un emplacement de mémoire fixe dans le matériel ou en utilisant un buffer de données virtuel dans le logiciel, qui pointe vers un emplacement dans la mémoire physique. Dans tous les cas, les données stockées dans un buffer sont stockées sur un support de stockage physique. La plupart des buffers sont mis en place dans des logiciels, qui utilisent généralement la RAM, plus rapide, pour stocker des données temporaires en raison de son temps d'accès beaucoup plus rapide que celui des disques durs.

Les buffers sont généralement utilisés lorsque le rythme de réception des données est différent de celui de leur écriture ou de leur traitement, ce qui est le cas pour l'acquisition visée par ce travail. Un buffer ajuste la synchronisation en mettant en œuvre un algorithme de file d'attente en mémoire, en écrivant simultanément des données dans la file d'attente à un certain rythme et en les lisant.

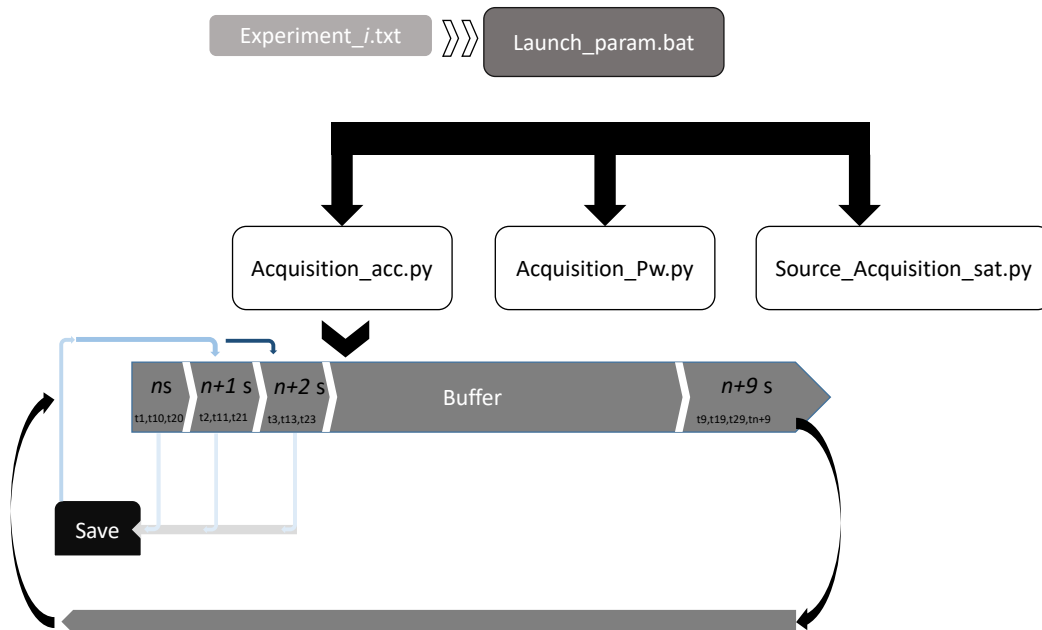


Fig. 4.16 Schéma d'acquisition et utilisation d'un buffer. Le stockage de la donnée se fait tout d'abord dans un vecteur temporaire, ici noté buffer. L'écriture de ce vecteur se fait par bloc d'une seconde. Il peut contenir jusqu'à 10 blocs en même temps. Si la limite est atteinte alors le code renvoie un message d'erreur donnant les temps précis de surcharge

Un exemple concret de mise en place d'un buffer est illustré sur la Figure 4.16. Dans cet exemple, un buffer de 10 secondes est mis en place, et un ordre est lancé pour que tous les f_s échantillons (soit une seconde de monitoring), ceux-ci soient stockés dans une partie de la mémoire physique de l'ordinateur, tout en continuant d'acquérir des données dans le slot désigné par $n + is$.

Lorsque la valeur i atteint 9, elle repart de zéro, ré-écrivant sur le premier slot du buffer qui a déjà été écrit sur la mémoire physique de l'ordinateur. Cette méthode permet de stocker une quantité importante de données, comme par exemple 1 Tera de données en cas d'expérience de 72 heures avec une fréquence d'échantillonnage de 15000 Hz, tout en n'occupant qu'un seul processeur et 200 Mo de mémoire vive. De cette façon, il est possible d'exécuter simultanément d'autres tâches sur l'ordinateur, comme le pré-traitement des données qui sera décrit ultérieurement dans ce manuscrit.

Chaque script d'acquisition possède son propre buffer, évitant ainsi des problèmes de congestionnement. Durant l'acquisition, trois autres scripts permettent de concaténer chaque fichier de 1s que ce soit des données d'accélération, hydrologique en fichier d'une minute, ce qui accélère leur lecture à terme lors des traitements car le ratio entre taille de

fichier et nombre de fichier n'est pas linéaire pour l'ouverture sous python.

4.4 Étalonnage et fonctionnement des instruments de mesure

4.4.1 Source

Un haut-parleur piézoélectrique est un composant électro-acoustique qui peut faire partie d'un système de sonorisation ou de communication. Dans le cas présent, il permet de transmettre les types de signaux souhaités dans le milieu. Sous l'influence d'un signal électrique, la céramique se contracte, proportionnellement à la tension du courant qui lui est appliquée. Une membrane est fixée sur la céramique et subit une flexion lorsque la céramique se contracte, ce qui convertit finalement le signal en onde sonore qui est elle-même convertie en onde sismique dans le milieu. Pour tester la réaction de la source en fonction de différentes fréquences, un sweep de 1 à 10000 Hz a été émis afin d'évaluer les réponses des récepteurs et celle de la source, Figure 4.17.

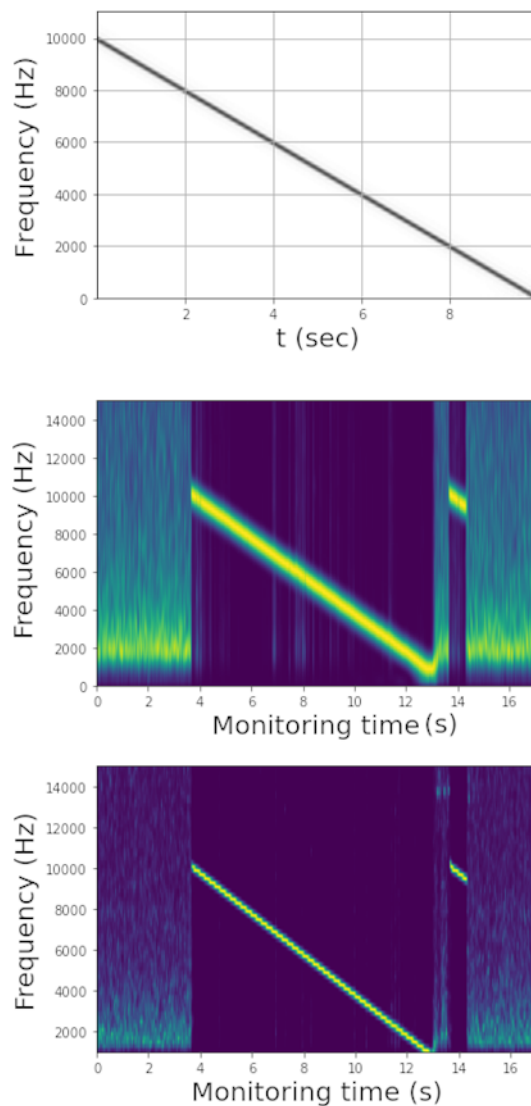


Fig. 4.17 (a) Sweep émis. (b) Réponse en fréquence sur un capteur. (c) réponse en fréquence en cross-corrélation.

Le sweep émis varie de 1 Hz à 10 000 Hz. Il s'agit d'un signal qui boucle sur une durée de 9 secondes. La figure 4.17 représente, dans les sous-figures (a), (b) et (c) respectivement, la réponse fréquentielle théorique du signal émis, la réponse d'un capteur et la réponse de la cross-corrélation de deux capteurs. Le signal de haute fréquence observé dans les sous-figures (b) et (c) après 13 secondes représente la coupure "à la main" effectuée par l'utilisateur sur le haut-parleur. Cette figure met en évidence la capacité de contrôle de la source en ce qui concerne le spectre des signaux émis.

4.4.2 Accéléromètre

Un accéléromètre est un transducteur électromécanique qui produit, à ses bornes de sortie, un signal électrique proportionnel à l'accélération à laquelle il est soumis. Dans ce cas, le signal de sortie est récupéré par les cartes NI 44-98 et est enregistré directement sur l'ordinateur de laboratoire via un buffer (voir section 4.3.2.2). Les accéléromètres utilisés au cours de cette thèse sont de la marque Brüel et Kjaer et sont constitués de disques ou de tranches piézoélectriques chargés par des masses sismiques et maintenus en position par un système de serrage. Les éléments piézoélectriques produisent une charge proportionnelle à la force appliquée. Lorsque le capteur est soumis à des vibrations, la masse sismique combinée exerce une force variable sur l'élément piézoélectrique, proportionnelle à l'accélération des masses sismiques. Plus précisément, il s'agit d'accéléromètres triaxiaux (également appelés accéléromètres à trois composantes) et ils sont utilisés pour mesurer simultanément les vibrations dans trois directions (axes) mutuellement perpendiculaires. En général, les accéléromètres triaxiaux fournissent plus d'informations de mesure que les capteurs ordinaires à axe unique. Les accéléromètres de Brüel et Kjaer utilisent une masse sismique et un élément piézoélectrique communs.

4.4.2.1 Sondes de saturation

Les sondes Water-scout sont des outils utilisés pour mesurer les paramètres hydrologiques d'un sol. Les données collectées par les sondes Water-scout peuvent être utilisées pour comprendre les tendances et les variations des paramètres hydrologiques au fil du temps, et peuvent également être utilisées pour surveiller les impacts de l'activité humaine sur la zone vadose.

Les sondes de saturation SM 100 Soil Moisture Sensor sont utilisées pour mesurer la teneur en eau du sol. Elles fonctionnent en utilisant un principe de capacitance, où deux électrodes enfoncées dans le sol forment un condensateur avec le sol environnant comme diélectrique. L'oscillateur de 80 MHz envoie une impulsion électrique à travers le condensateur, et l'énergie qui est réfléchiée par le sol est mesurée pour déterminer la permittivité diélectrique du sol. Cette permittivité est proportionnelle à la teneur en eau du sol, donc plus le sol est humide, plus la permittivité sera élevée. Les sondes de saturation SM 100 convertissent ensuite cette mesure de permittivité en un signal de sortie qui peut être utilisé pour déterminer la teneur en eau du sol.

Afin de calibrer les sondes de saturation, il a été décidé de suivre une méthode similaire à celle utilisée par Barrière et al. (2012a). Un échantillon de sable dans un bécher dont le poids initial est connu a été utilisé pour cela. De l'eau a été ajoutée à l'échantillon, puis il a été mis dans une cuve à vide pour atteindre la saturation totale. L'évolution du poids de l'échantillon lors de sa dé-saturation et les valeurs renvoyées par les sondes de saturation

ont été enregistrés pour établir une calibration pour chaque sonde. Cependant, lorsque les résultats de l'étalonnage ont été comparés à ceux obtenus lors des expériences, il est apparu que les mesures étaient très différentes. La plage de valeurs en volts enregistrée lors de l'étalonnage variait de 1,2 à 1,4 volt, alors qu'elle variait de 1 à 1,5 volt lors des expériences.

Pour remédier à cela, un nouvel étalonnage a été effectué en prenant en compte les courbes constructeur des sondes, et en fixant une valeur minimale de saturation à 0,9 volt et une valeur maximale à 1,5 volt. Cela a permis d'obtenir des valeurs plus proches de celles collectées lors des expériences. Cependant, l'erreur introduite par les sondes de saturation reste considérable. Cette difficulté à obtenir une calibration correcte est due à trois facteurs :

- La variabilité des propriétés physiques du sol
- La méthode d'étalonnage utilisée
- Le temps nécessaire pour produire une calibration correcte (deux mois)

4.4.2.2 Sondes de pression

Les sondes de pression utilisées sont des "Capteur de pression RS PRO, Absolue 1bar max, pour Huile, eau, G1/4". Ces sondes sont polyvalentes et peuvent être utilisées dans une variété d'applications (Instrument, 2005b). Elles sont équipées d'un capteur piézorésistif en silicium qui offre une excellente résistance aux milieux agressifs, et sont logées dans un boîtier en acier inoxydable rempli d'huile. Leur électronique intègre un amplificateur à microprocesseur qui ne nécessite aucun réglage et offre une stabilité électronique, en particulier dans les situations de fortes vibrations/chocs (Instrument, 2005b).

Ces capteurs de pression, également appelés transmetteurs de pression, changent les forces de pression exercés sur une céramique en signaux électriques. Ils permettent de mesurer la pression de la quantité spécifique comme l'air, l'eau et le gaz en changeant la pression en énergie électrique. La sonde utilise un capteur en céramique piézo-résistif, offrant une excellente compatibilité avec les médias dans un boîtier en acier inoxydable (Instrument, 2005b).

Il convient de distinguer les deux capteurs de pression, P_z qui va mesurer la pression au fond de la cuve dans une zone "morte" et qui ne sera sensible qu'à la pression de la colonne d'eau et le capteur P_v qui va mesurer les changements de pression dans la zone à saturation variable de la cuve. Les deux capteurs sont fixés à un capillaire en acier de

diamètre 0.5 cm. Le capillaire du capteur P_z est donc dans la zone morte en fond de cuve et celui de P_v est dans la zone non saturée.

L'étalonnage des deux capteurs de pression est effectué selon des protocoles très similaire. Le premier capteur, P_z , est utilisé pour obtenir la pression au fond de la cuve tandis que le second est utilisé pour obtenir les variations de pression dans la zone vadose. Pour la première mesure, un bidon d'une hauteur de 50 cm a été utilisé pour varier le niveau d'eau à l'aide d'une pompe. Un état statique de la hauteur d'eau est observé tous les 3 cm afin de relever les valeurs en volt renvoyées par les capteurs et de calculer l'erreur. Une fois l'ensemble des valeurs collectées en imbibition et en drainage, une régression linéaire est effectuée afin d'obtenir une fonction de transfert. Pour l'étalonnage de la sonde P_v , cette variation a été de 30 cm (longueur du capillaire sur la sonde de pression P_v). Une seconde fonction de transfert a été déterminée.

Il convient de noter que les capteurs de pression sont échantillonnés à une fréquence d'acquisition de 60 Hz, permettant de revenir après un calcul de médiane à un point par seconde. Ils sont alimentés par une tension de 3V et reliés à une carte NI USB.

4.4.3 Traitement des données

Afin de maximiser l'utilisation des 8 processeurs logiques disponibles sur la machine de laboratoire, une chaîne de traitement des données hydrologiques et sismiques a été mise en place en parallèle des acquisitions. Cette opération est cruciale pour gagner du temps pour l'interprétation des données. Les détails de la chaîne de traitement sismique seront présentés dans la partie suivante, puis les chaînes de traitement hydrologique seront brièvement décrites.

4.4.3.1 Calculs des cross-corrélations

Au cours de l'acquisition des données, une concaténation des fichiers de 1 seconde est effectuée toutes les 10 secondes. Il en résulte ainsi un fichier de 10 secondes. Ce fichier est ensuite transmis à une routine `__Prepare_XC`, permettant le calcul des corrélations croisées au fur et à mesure de l'expérience. Cette routine comporte 4 arguments principaux sous la forme d'un dictionnaire Python, permettant de choisir le type de filtre utilisé (bandpass, low, high), la bande de fréquence de ce filtre, son ordre ainsi que les informations concernant le blanchiment (bande à blanchir, apodisation). Une fois les signaux filtrés puis blanchis, ils sont transmis à la sous-routine `Xc_18c_9c`, qui est parallélisée sur 4 cœurs physiques. Cette sous-routine permet de calculer toutes les composantes du tenseur de corrélation entre tous les couples de capteurs possibles de manière simultanée. Elle calcule également les auto-corrélations et les intra-corrélations sur un même capteur avec une nuance : l'intra-corrélation est blanchie, l'auto-corrélation ne l'est pas. Ainsi, il est

possible durant l'acquisition de produire des corrélogrammes et des sismogrammes pour s'assurer que tout fonctionne correctement et de suivre en temps réel les variations de forme d'ondes liées aux variations hydrologiques. La Figure 4.18 schématise la routine.

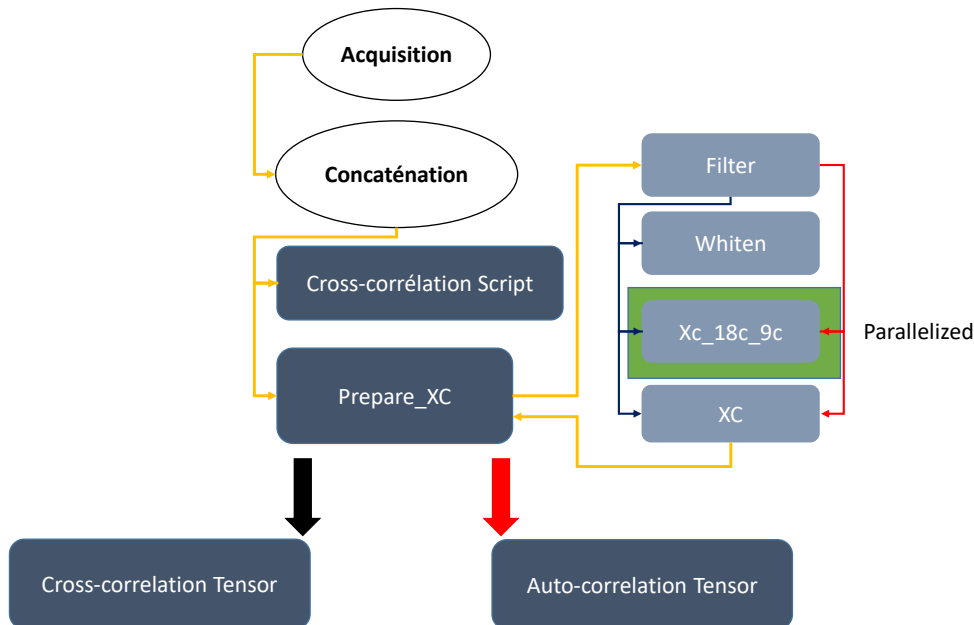


Fig. 4.18 Schéma d'exécution des scripts. Les flèches noire représentent les calculs de cross-corrélation, d'inter corrélation et d'intracorrélation. Les flèches rouges représentent les calculs d'auto-corrélation.

4.4.3.2 Paramètres hydrologiques

Les données enregistrées par les capteurs de pression (P_z , P_v) sont concaténées en un fichier de 1 minute, ré-échantillonnées (décimées) pour représenter un point toutes les 10 secondes (afin de correspondre aux corrélogrammes) et converties en unités de pression ($mbar$). De manière similaire, les données des sondes de saturation sont concaténées, ré-échantillonnées pour représenter un point toutes les 10 secondes et converties en valeurs de pourcentage de saturation.

4.4.4 Variations de vitesses

L'architecture du script de variations de vitesse utilisé en laboratoire diffère de celle utilisée sur le terrain. Il a été nécessaire de l'adapter en raison du grand nombre d'échantillons du corrélogramme calculé à partir de fréquences d'échantillonnage élevées. Ce script possède 17 arguments permettant de travailler en auto-corrélation, sur la partie causale,

acausale, sur la coda, d'effectuer ou non divers traitements des signaux. Ces spécifications permettent une flexibilité totale de l'algorithme et un stockage très détaillé des données. Lors d'une expérience, il est possible de commencer à calculer les variations de vitesse afin de voir si tout se déroule pour le mieux.

4.5 Conclusion

4.5.1 Dispositif actuel

D'un point de vue purement technique, le dispositif expérimental final comprend 12 capteurs de saturation fonctionnels, 2 capteurs de pression, 10 accéléromètres et une source acoustique. Il pèse plus de 600 kg et permet des imbibitions impliquant une masse importante d'eau. Il ne présente pas actuellement la capacité de faire des bilans hydriques. Cela peut être corrigé soit par la pesée des quantités d'eau évacuées du dispositif, soit par l'ajout d'un débitmètre sur le robinet de la cuve.

Pour ce qui est de la mesure sismique, le dispositif expérimental permet de reconstruire différents champs d'ondes pouvant être dominés par les ondes de surface ou de volume en fonction de la profondeur de la source. L'enregistrement continu de bruit aléatoire associé à la technique de corrélation des signaux permet une reconstruction continue des champs d'ondes. Cette reconstruction, associée à des méthodes de traitement des signaux élaborées, permet un suivi très fin des variations de formes d'ondes. Ce suivi offre la possibilité de produire des profils d'ondes P, d'ondes S et de ρ avec une précision temporelle de 10 secondes. Par la suite, ces modèles de vitesses ont permis l'obtention de noyaux de sensibilité avec une résolution équivalente qui, associés aux modèles pétrophysiques, permettent de modéliser fidèlement les perturbations de vitesse observées.

Les modèles pétrophysiques expliquent très bien les variations de vitesse très fortes observées ($< -30\%$) si une approche Biot-Gassman-Wood incluant les variations de pression effective est utilisée. La pression effective dans notre cas est déduite des capteurs de saturation (pour l'obtention de la pression de confinement) et du capteur de pression Pz (pour le calcul de la pression du fluide). Nos modèles expliquent cependant assez maladroitement les phases dynamiques de migration fluide (imbibitions et drainage). L'explication de ce phénomène réside très probablement dans les propriétés mécaniques qui peuvent être légèrement différentes au cours des phases dynamiques, avec une possible digitation et une voie d'écoulement préférentielle qui sont susceptibles de renforcer les modules apparents effectifs (K, G). Cette approche n'est actuellement pas abordable avec la distribution des sondes de saturation dans la cuve. Les prochaines expériences pourront s'appuyer sur ces observations et densifier la mesure de la saturation dans la couche [0-10] cm. Un nombre accru et une distribution horizontale des sondes de saturation permettrait

Conclusion

aussi d'interpréter au premier ordre des voies d'écoulement préférentielles dans le milieu, par exemple la Figure 4.19.

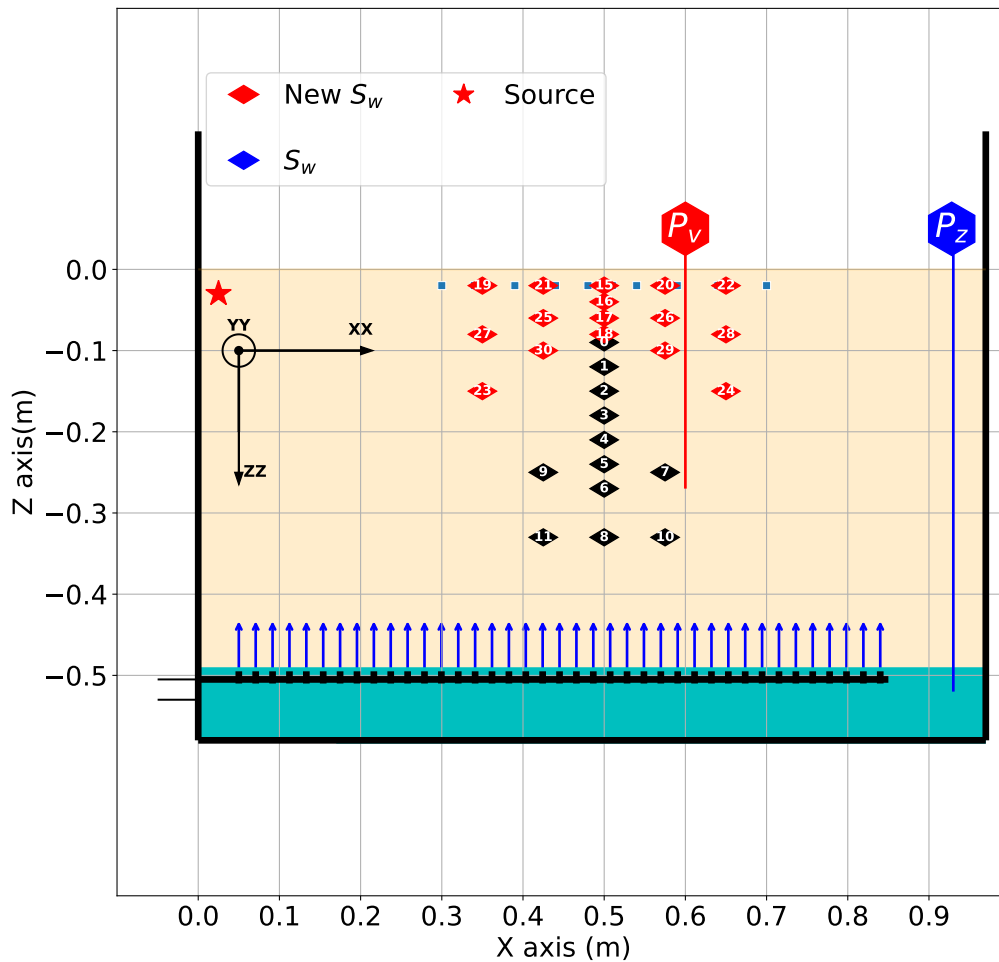


Fig. 4.19 Proposition de disposition pour de nouveau capteur de saturation.

4.5.2 Dispositif futur

Les développements matériels et numériques associés à cette expérience ne semblent pas rencontrer de limite en ce qui concerne l'acquisition de la mesure avec le nombre de capteurs actuel. Afin d'aller plus loin et de proposer de nouvelles expériences, il faut pouvoir s'affranchir de la vision 2-D (z,t) actuelle et proposer une vision en 4-D (x,y,z,t). Une distribution des accéléromètres autrement qu'en ligne permettrait de construire de nouveaux rais sismiques permettant de mesurer les changements dans le milieu en 4-D.

En se référant aux développements de la sismique de bruit actuelle, Hadziioannou et al. (2009) montrent que pour obtenir une mesure stable de variation de vitesse, la clé se trouve dans la stabilité de la source. Roux (2009) présentent quant à eux une possibilité de projection dans la direction d'une source si la position de cette source est connue, ce qui est le cas en laboratoire. Il apparaît alors possible en utilisant une seule source et des algorithmes de projection, de ne pas utiliser plus qu'une seule source pour les composantes horizontales. Dans le cas de la composante verticale, une correction angulaire est possible pour déduire la vitesse réelle de l'onde sismique observée dans la corrélation par rapport à l'angle entre les stations et la source sismique. Mais cette opération n'est pas nécessaire pour mesurer les perturbations du milieu lorsque la source est stable dans le temps car $\delta t_{A,B} = \delta t_{A,C}$ pour un couple de stations A,B aligné dans la direction de la station et un couple de stations A,C possédant un angle par rapport à la source. En évitant au maximum les angles proches de $\pi/2$ par rapport à la source (corrélation en 0), il est possible de multiplier le nombre de mesures et d'étendre en 4-D la spatialisation des perturbations. Le système actuel s'y prêterait bien, au vu du faible impact des réflexions dans les inter-corrélations (mais pas dans les auto-corrélations, voir chapitre 5).

Toutefois, le cas idéal d'extension en 4 dimensions du set-up actuel serait de multiplier le nombre de sources sismiques, permettant une couverture à 360 degrés, mais cela nécessiterait la projection des composantes horizontales dans les directions radiale et transverse station par station, ce qui nécessite une connaissance parfaite de la position des capteurs dans la cuve. Le passage de la 2-D à la 4-D permettrait, à l'échelle du laboratoire, de mieux contraindre les effets de la digitation qui seraient mesurés par certaines rais sismiques mais pas par d'autres. Une tomographie d'onde de surface ou de variation d'onde de surface permettrait de cartographier précisément ces anomalies. Les applications de la tomographie nécessitent en général un grand nombre de capteurs ; par conséquent, un ajout de capteurs est nécessaire. Des propositions d'antennes sont présentées sur la Figure 4.20 et schématisent la couverture en rais sismiques pour des configurations à 31, 51, 76 et 101 capteurs mono-composante. Pour comparaison, la capacité actuelle des outils d'acquisition sismique est de 32 voies et permettrait la création du réseau d'antennes de la sous-figure (a).

Conclusion

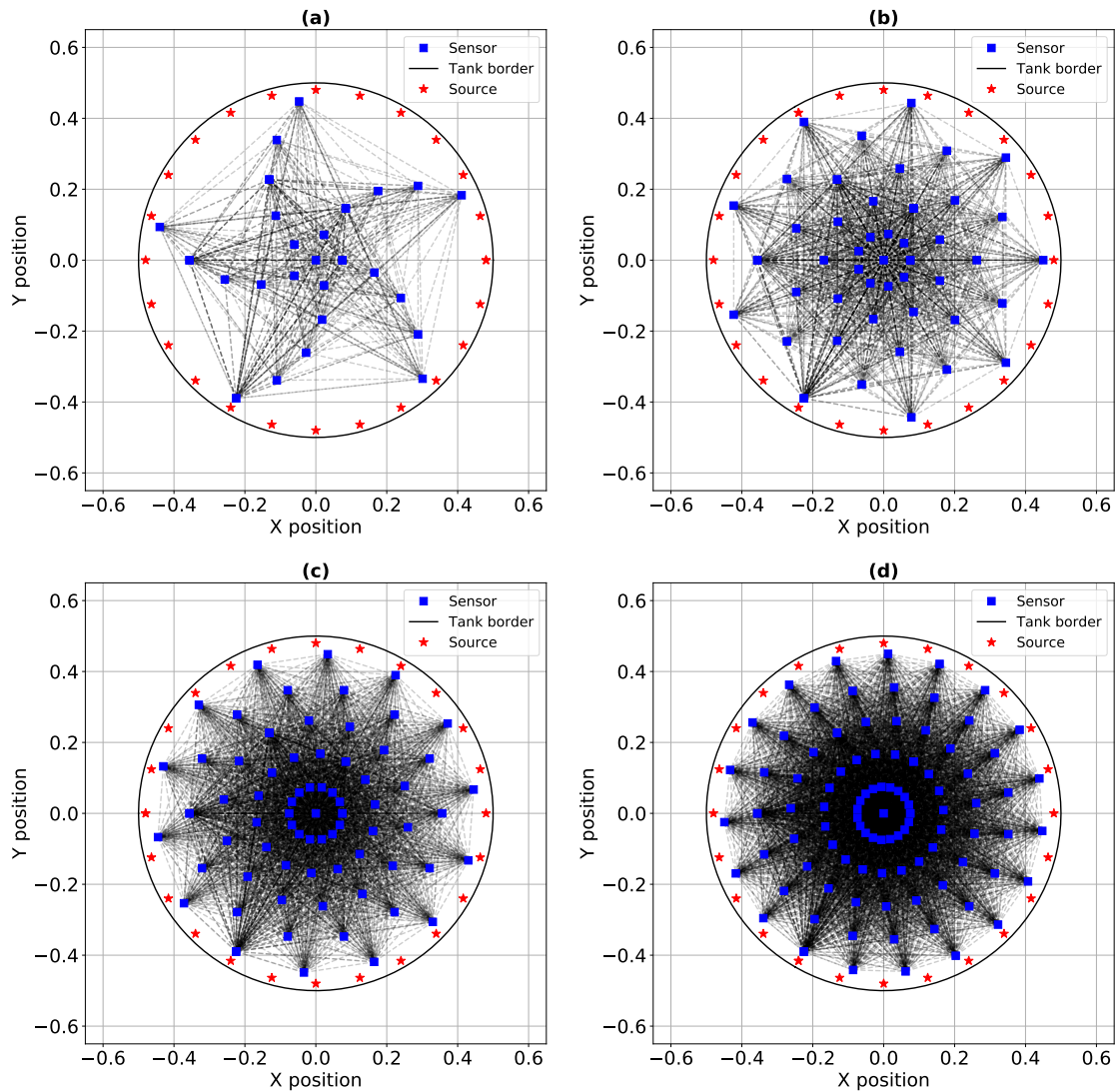


Fig. 4.20 Proposition de disposition pour (a) 31 accéléromètres (b) 51 accéléromètres (c) 76 accéléromètres (d) 101 accéléromètres.

Pour finir, l'expérience a été pensée pour une application de surveillance des paramètres hydrologiques à travers la mesure des variations de vitesse. Il est tout à fait possible de suivre l'évolution d'autres paramètres physiques, tels que les variations de température du milieu ou de gaz (hélium, CO₂, H₂) à travers ce dispositif. Il apparaît essentiel de

proposer des modèles permettant, si possible, des interprétations des flux de gaz sur le terrain et dans des zones actuellement étudiées à travers des observations de surface (par exemple, Pasquet et al. (2021)).

Chapitre 5

Approche par auto-corrélation et fenêtrage adaptif

5.1	Introduction	154
5.2	Auto-corrélation des signaux	155
5.3	Méthode de Stretching à fenêtre adaptive	159
5.3.1	Méthode de stretching classique	159
5.3.2	Description de la méthode de stretching par fenêtrage adaptatif (SAW)	162
5.3.3	Évolution du temps de calcul et résolution	165
5.3.4	Sensibilité de la cohérence	166
5.3.5	Mesure de la perturbation de vitesse par boîtes	168
5.3.6	Limites de la méthode	169
5.3.7	Comparaison avec des méthodes existantes de mesure de $\delta v/v$	170
5.4	Résultats comparatifs de l'approche par auto-corrélation	172
5.4.1	Variabilité des mesures de variations de vitesse suivant la station	173
5.5	De l'intérêt des différentes approches de corrélations.	177
5.5.1	Approche par intra-corrélation	177
5.5.2	Les signaux obtenus par intra-corrélation	178
5.5.3	Comparaison des variations de vitesse estimées par différentes approches	180
5.6	Discussion et Conclusion	181

5.1 Introduction

Ce chapitre explore la possibilité d’avoir une vision spatialisée des variations de vitesse par l’intermédiaire d’études mono-stations, notamment avec un nombre de capteurs réduits. On visera ainsi à comparer la mesure de $\delta v/v$ à travers divers types de corrélogrammes déduits des données acquises en laboratoire. Pour ce faire, au vu des variations importantes de vitesse, on présentera également une méthode de mesure de $\delta v/v$ originale, par fenêtrage adaptatif.

Comme discuté dans les chapitres précédents, la méthode de cross-corrélation du bruit sismique permet de converger vers la fonction de Green d’un milieu entre deux stations sismiques si certaines conditions sont remplies (Lobkis and Weaver, 2001; Campillo and Paul, 2002; Derode et al., 2003a; Roux et al., 2005; Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Wathelet et al., 2004; Stehly, 2007). La qualité de cette convergence dépend de plusieurs facteurs tels que la distribution isotrope des sources de bruit, le caractère stationnaire et non corrélé de ces sources ainsi qu’une équipartition de l’énergie dans les signaux (Wapenaar, 2004; Wapenaar and Fokkema, 2006; Stehly et al., 2007). Si ces conditions doivent être remplies pour les problématiques d’imagerie, l’obtention formelle de la fonction de Green n’est pas nécessaire pour le suivi temporel des variations de vitesse ou d’atténuation (Hadziioannou et al., 2009). Dans ce cas, seule la stabilité des sources, ou de la source, prime, indépendamment de son orientation par rapport à l’antenne de capteurs. Cette particularité permet de reproduire, à partir d’une antenne de capteurs 3-composantes, le champ d’onde projeté avec une vitesse apparente (Roux, 2009).

Sur le terrain, la stabilité d’une source dépend de sa bande de fréquences, notamment pour les sources d’origine naturelle à basse fréquence (< 1 Hz) (Rhie and Romanowicz, 2004; Webb, 2007; Sanford et al., 2007; Cessaro, 1994; Longuet-Higgins, 1950), ainsi que pour les sources d’origine anthropique au-delà de cette plage de fréquences (Mordret et al., 2014). Les sources d’origine anthropique ont la propriété d’être reproductibles (Brenquier et al., 2019; Pinzon-Rincon et al., 2021; Sager et al., 2022). Le cas échéant, il est possible d’utiliser des algorithmes avancés pour classifier les signaux selon leurs origines, notamment pour éviter les problèmes de variation de vitesse apparente liés aux variations de sources (Ross et al., 2018; Perol et al., 2018; Seydoux et al., 2020). Quelle que soit la source, il est possible de dépasser les difficultés inhérentes à l’inter-corrélation pour tendre vers l’auto-corrélation, qui offre l’opportunité d’obtenir la fonction de Green à distance source-récepteur nulle (Galetti and Curtis, 2012; Romero and Schimmel, 2018; Zhao et al., 2022). Ceci rejoint directement le principe énoncé par Claerbout (1968), qui démontre que l’auto-corrélation de la composante verticale d’un sismomètre, dans le cas d’une onde plane normalement incidente et dans un milieu à couches horizontales, donne

la réponse de réflectivité d'une source à l'emplacement de la station. Cette théorie a été étendue à 3 dimensions qui inclut des géométries plus complexes (par exemple, Lobkis and Weaver (2001); Wapenaar (2003); Wegler and Sens-Schönfelder (2007)). Cette approche a également tendance à mettre en valeur les ondes de volume au détriment des ondes de surface (Zhao et al., 2022). L'auto-corrélation est donc récemment apparue comme un outil permettant de caractériser les structures de la croûte et du manteau supérieur (Ito et al., 2012; Tibuleac and von Seggern, 2012; Gorbatov et al., 2013; Kennett et al., 2015; Taylor et al., 2016; Oren and Nowack, 2016; Saygin et al., 2017), ainsi que des systèmes magmatiques de la croûte supérieure (Heath et al., 2018; Mrna and Hornik, 2016).

Dans le but de suivre les variations du milieu, il est nécessaire de pouvoir détecter la répétition d'un signal dans le temps, qu'il s'agisse d'un signal se propageant sur des trajets longs de type coda ou se propageant sur des trajets court pour des ondes balistiques s'étant réfléchies. Des études ont évalué l'intérêt de l'auto-corrélation dans le cadre de la surveillance des variations de la nappe phréatique (Kim and Lekic, 2019b), du permafrost (Lindner et al., 2021) ou des événements volcaniques au Mont Etna (De Plaen et al., 2019). À plus longue période d'observations, cela a été utilisé pour suivre les variations de vitesses (Wegler and Sens-Schönfelder, 2007; Minato et al., 2012; Richter et al., 2014; Nakahara, 2015). Cette application peut être étendue à la surveillance des variations de différents paramètres physiques tels que la teneur en eau, la température, la porosité ou la pression avec une excellente résolution temporelle si les conditions du champ d'onde le permettent, comme pour des études plus classiques en inter-corrélation (Meier et al., 2010; Mainsant et al., 2012; Hillers et al., 2014; Rivet et al., 2015; Voisin et al., 2016, 2017; Planès et al., 2017; Wang et al., 2020; Clements and Denolle, 2018; Garambois et al., 2019; Taruselli et al., 2020; Grobbe et al., 2021; Gaubert-Bastide et al., 2022; Mao et al., 2022). Le jeu de données acquis en laboratoire offre une possibilité d'évaluer le potentiel de l'auto-corrélation dans le suivi temporel, notamment de par la présence continue d'ondes réfléchies sur les bords du bac expérimental. Nous nous concentrerons sur les cycles C et D décrits dans la section 4 pour une durée totale de 830 minutes. Nous réexaminerons notamment l'efficacité de la méthode de stretching dans notre cas où il n'apparaît pas clairement d'onde dominante et où les changements de forme d'ondes sont importants, afin d'en extraire des mesures de $\delta v/v$ significatives.

5.2 Auto-corrélation des signaux

Dans le chapitre précédent, une approche par inter-corrélation avait permis de déterminer le champ d'onde généré en laboratoire, dominé par les ondes de Rayleigh, et de surveiller son évolution en fonction des variations hydrologiques. Dans cette étude, nous allons

nous concentrer sur une approche mono-station par auto-corrélation (AC). Si le signal est aléatoire et qu'il n'existe aucune interface, le résultat de l'opération de l'AC doit être extrêmement proche d'un Dirac centrée sur zéro. L'AC peut par contre faire ressortir des signaux de faible amplitude, dont les formes d'ondes se ressemblent, mais qui atteignent un même capteur avec un certain déphasage temporel.

Le calcul des auto-corrélations a été effectué en modifiant l'équation de Roux (2009) afin d'utiliser uniquement le signe des signaux et non la phase, notamment pour diminuer l'amplitude importante du pic central du signal (Cupillard et al., 2011; Hobiger et al., 2014). Les signaux ont été filtrés dans des bandes de fréquences étroites, puis une correction one-bit a été appliquée (Cupillard et al., 2011) avant de calculer le tenseur 3 composantes de l'auto-corrélation via l'équation 5.1:

$$G(i, i)_{KK} = \frac{\Gamma_{\text{Sign}(S_K), \text{Sign}(S_K)}(\tau)}{\sqrt{\int_0^{T_w} \text{sign}(S_{i,K}^2)(\tau) d\tau \int_0^{T_w} \text{sign}(S_{i,K}^2)(\tau) d\tau}} \text{ with } KK = XX, YY \text{ or } ZZ \quad (5.1)$$

ou $\Gamma_{\text{Sign}(S_K), \text{Sign}(S_K)}(\tau) = \int_0^t \text{Sign}(S_K) * \text{Sign}(S_K)^*(t - \tau) dt$. La Figure 5.1(a) présente le résultat des AC pour la composante ZZ en fonction de la position radiale des capteurs. Pour faciliter la visualisation des résultats, les corrélations de l'auto-corrélation ont été multipliées par un cosinus de pondération ("taper") afin de réduire l'amplitude du pic central (Figure 5.2). Les bords de la Figure 5.1(a) représentent ceux de la cuve, respectivement 0 et 1 mètre, la source étant localisée contre le bord de la cuve à 0 mètre. Ainsi, l'onde descendante qui domine les auto-corrélations représente un signal se reproduisant au niveau des capteurs après un temps différent t_2 dépendant de la position du capteur. Si l'on considère ce signal comme une réflexion sur le bord de la cuve, sa distance de propagation est :

$$D_{\text{totale}_i} = 2 * d_o - R_i \quad (5.2)$$

Où R_i représente la distance entre le capteur et le bord de la cuve (0) et d_o le diamètre de la cuve. Ainsi, le segment descendant, relativement linéaire, montre une vitesse de propagation moyenne d'environ 65 m/s, qui correspond à la vitesse des ondes de Rayleigh estimée dans le chapitre 4.

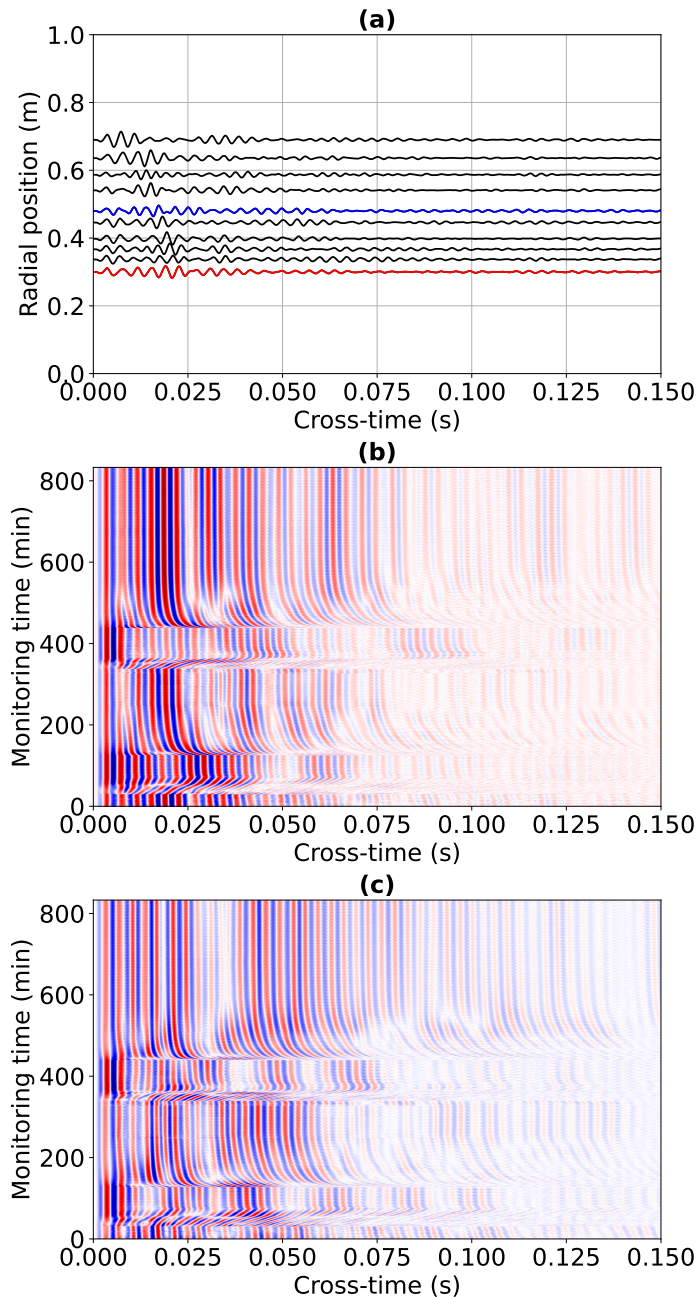


Fig. 5.1 (a) Représentation des corrélations ZZ des auto-corrélogrammes en fonction de la distance radiale des capteurs par rapport au bord de la cuve où est située la source. Représentation des auto-corrélogrammes calculés sur le capteur 0 (b) (trace rouge) et sur le capteur 5 (c) (trace bleue). Les amplitudes positives sont en rouge, alors que les amplitudes négatives sont en bleu.

La Figure 5.1(b) et 5.1(c) représentent respectivement les auto-corrélogrammes de la corrélation rouge et de la corrélation bleue indiquées sur la Figure 5.1(a). Elles mettent en évidence la continuité des formes d'ondes au cours du temps, marquées par de fortes

dérives temporelles lors des variations hydrologiques. Le centre de l'auto-corrélation (pic central) représente la corrélation de la totalité du signal avec lui-même et caractérise en général les propriétés de la source (Hobiger et al., 2014). La réflexion sur le bord de la cuve identifiée précédemment permet de retrouver les variations de vitesse qu'elle subit dans le milieu. Comme pour l'inter-corrélation, si le milieu ne change pas, alors le temps d'arrivée de l'onde réfléchie ne change pas. Si le milieu change d'une manière impactant les temps de propagation des ondes sismiques, alors le temps d'arrivée changera et pourra être mesuré par une méthode de mesure de variation de vitesse (MCWS, DTW, TS ou WCC). La reconstruction d'une onde réfléchie n'est pas simple en auto-corrélation et en inter-corrélation (Draganov et al., 2009). Pour bien comprendre ce phénomène, une façon de simplifier l'explication est de considérer la reconstruction des formes d'ondes classiques. L'application de la corrélation permet de distribuer des amplitudes à différents "time-lags".

L'amplitude des "time-lags" dépendra du nombre d'occurrences, dans les signaux bruts, de décalages entre des formes d'ondes. Par exemple, en inter-corrélation (deux stations), il y aura un certain nombre de décalages pour l'onde P, l'onde S et les ondes de surface qui permettront de faire apparaître dans la corrélation trois formes d'ondes (sous forme de gaussienne, ricker, mex-hat) à trois "time-lags" différents qui permettront de les différencier (que ce soit dans les temps causaux ou acausaux). Dans le cas de l'auto-corrélation, l'amplitude maximale sera distribuée pour le time-lag nul (en zéros). De plus, une certaine somme de décalages permettra de reconstruire l'onde réfléchie, avec le même principe que l'inter-corrélation, mais avec une amplitude bien inférieure. Pour bien faire ressortir cette onde dans les autocorrélogrammes, il est donc important d'utiliser des outils minimisant l'amplitude (one-bit correction) et la pondération par un cosinus pour les représentations graphiques.

En plus de sa vitesse de propagation, son ellipticité peut être obtenue en comparant les composantes XX et ZZ (Figure 5.2) montre un mouvement elliptique rétrograde qui confirme sa nature d'ondes de Rayleigh.

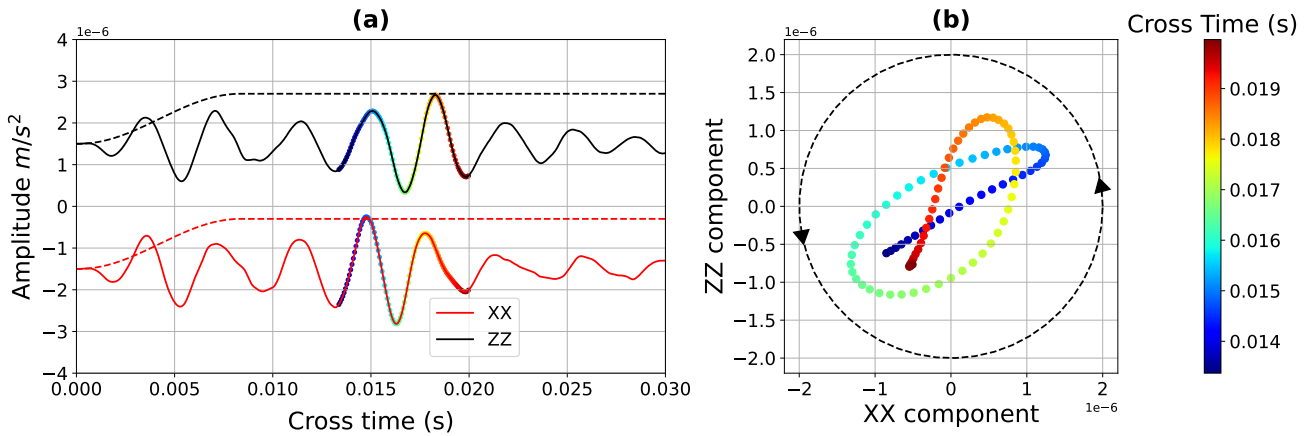


Fig. 5.2 Représentation de la polarisation (b) de la forme d’onde du sismogramme (a) obtenu par auto-corrélation. Le temps de propagation de l’onde est représenté par l’échelle de couleur.

La reconstruction sur la composante ZZ et XX des ondes de Rayleigh réfléchies en auto-corrélation semblent conserver leur propriétés de polarisation.

5.3 Méthode de Stretching à fenêtre adaptive

Les fortes variations des formes d’ondes observées, associées à l’absence d’ondelette dominante dans l’AC (Figures 5.1 (b,c)), révèlent que les différentes méthodes d’estimation de la variation de vitesse (MWCS, WCC, DTW, TS) ne peuvent pas être appliquées sans adaptation. Ceci est notamment illustré pour la méthode de stretching classique (TS), qui nécessite une adaptation à une méthode de Stretching à Fenêtres Adaptatives (SAW). Après la présentation des résultats, on abordera les problématiques liées au temps de calcul, à la résolution, ainsi que les avantages et les limites de cette méthode.

5.3.1 Méthode de stretching classique

La méthode de stretching est une opération de compression/dilatation des signaux qui permet de retrouver les décalages des formes d’ondes d’un ensemble de traces (ici, les corrélations) par rapport à une trace de référence (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). Cette méthode est couramment utilisée pour mesurer des variations de vitesse sismique en lien avec divers phénomènes physiques (Hadziioannou et al., 2009; Zhan et al., 2013; Voisin et al., 2016, 2017; Tsogka et al., 2017; Yuan et al., 2021). La résolution de cette méthode se base sur deux paramètres que l’utilisateur doit définir : i) la résolution du vecteur ϵ , qui possède généralement 10^5 valeurs, plus de valeur n’apporterait pas plus de résolution, entre un ϵ_{min} et un ϵ_{max} qui contrôle les bornes maximales de dilatation et de compression, et ii) la référence à partir de laquelle les perturbations de vitesses sont calculées. Nous appliquons la méthode de stretching sur des formes d’ondes identifiées comme des ondes de

Rayleigh sur la Figure 5.1(a) et qui sont continues sur l'auto-corrélogramme de la Figure 5.1(b) entre 0.015 s et 0.022 s. Dans cet exemple, nous utilisons la première corrélation de l'auto-corrélogramme comme trace référence afin d'avoir une évolution de la vitesse des ondes à partir d'un temps "initial". La Figure 5.3(a) présente le résultat de cette opération et met en évidence le problème de saut de phase (cycle skipping) auquel nous faisons face, alors que la continuité de la forme d'onde n'est pas perdue lors de l'opération de stretching. La valeur de correspondance optimale est déterminée pour chaque colonne de la matrice de cohérence par le picking du β_{max} . Ce picking automatique ne permet pas d'obtenir une mesure stable de $\delta v/v$ (Figure 5.3(b)).

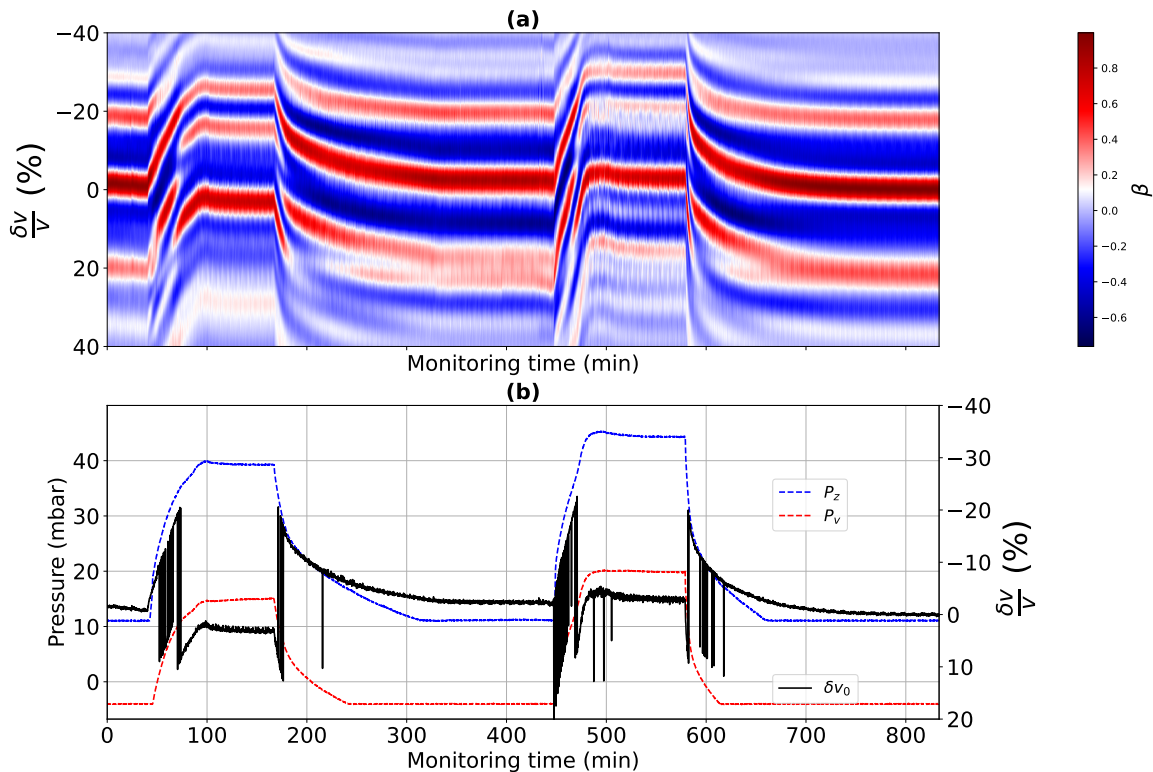


Fig. 5.3 (a) Résultats bruts de la méthode de stretching, où l'axe des X représente le temps du monitoring, celui des Y la valeur du $\delta v/v$ et l'échelle de couleur représente la valeur de cohérence β (de -1 à 1) entre une référence étirée ou compressée d'un facteur ϵ pour chaque ligne de l'auto-corrélogramme de la Figure 5.1. (b) Valeurs de $\delta v/v$ extraites de la matrice présentée dans la sous-figure (a) et comparaison avec les valeurs de pression.

Outre les variations très importantes, mais sensiblement comparables aux valeurs de vitesses obtenues par inter-corrélation, il semble que l'approche par auto-corrélation rende le processus de stretching moins stable. Tout d'abord, le nombre d'ondelettes présentes est important par rapport à une arrivée plus isolée et dominante pour les inter-corrélations. De plus, les amplitudes sur chaque ondelette varient fortement au

Méthode de Stretching à fenêtre adaptive

cours du temps, l'amplitude dominante passant d'une ondelette à une autre. Ainsi, les variations de phase et d'amplitude étant fortes, on obtiendra à la fois des valeurs importantes d'étirement/compression ϵ , mais également plusieurs valeurs comparables portant sur des ondelettes différentes. Il y a ainsi un fort risque que la corrélation de l'ondelette de référence avec une trace passe d'une ondelette donnée à une autre et donc des instabilités dans la recherche des corrélations maximales. Afin d'illustrer ces propos, des tests numériques ont été effectués en considérant un corrélogramme possédant deux ondes avec des temps d'arrivée proches mais dont l'amplitude est modifiée à partir de l'heure 223 (Figure 5.4(a)). L'approche de stretching est cohérente entre l'heure 0 et l'heure 223 (Figure 5.4(b)), ce qui permet d'extraire les variations de vitesse recherchées (Figure 5.4(c)). Cependant, cela n'est plus vrai ensuite, comme le montrent les fluctuations du coefficient β obtenues pour deux temps caractéristiques (Figure 5.4(d)) de 150 heures (courbe bleue) et 250 heures (courbe rouge). La solution est unique pour l'heure 150 tandis qu'elle n'est pas unique pour l'heure 250, avec un maximum erroné indiqué par le triangle noir (au lieu du triangle vert qui représente la bonne solution).

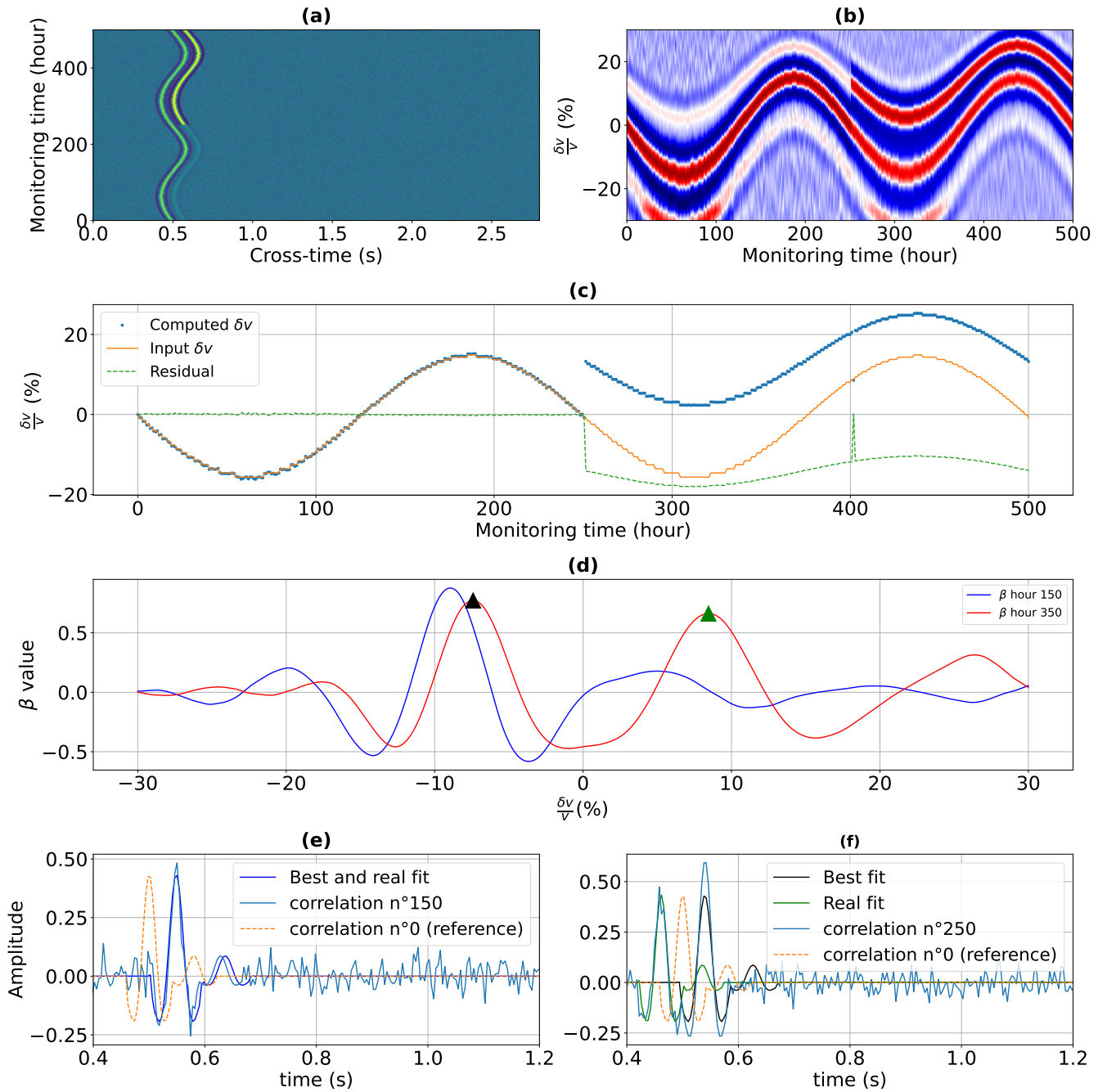


Fig. 5.4 (a) Corrélogramme numérique et (b) matrice de cohérence après application de la méthode de stretching. (c) Résultats de mesures de variation de vitesse et (d) valeurs de β pour les heures 150 et 250 du monitoring. Meilleure compression/dilatation du signal pour l'heure 150 (e) et 250 (f).

5.3.2 Description de la méthode de stretching par fenêtrage adaptatif (SAW)

Une stratégie permettant de contourner les problèmes explicités précédemment, liés au cycle-skipping, consiste à estimer un masque sur un corrélogramme ou un auto-

Méthode de Stretching à fenêtre adaptive

corrélogramme qui suit au premier ordre les variations temporelles visibles des formes d'onde.

La méthode SAW se décompose en trois étapes : (i) découper l'auto-corrélogramme en i sous-sections de taille j , appelées boîtes par la suite (Figure 5.5(a), zoom sur la Figure 5.5(c)) ; (ii) estimer les variations de vitesse de chaque boîte par rapport à une fenêtre temporelle initiale ; et (iii) construire un masque à partir des δv relatifs par boîte (Figure 5.5(b)).

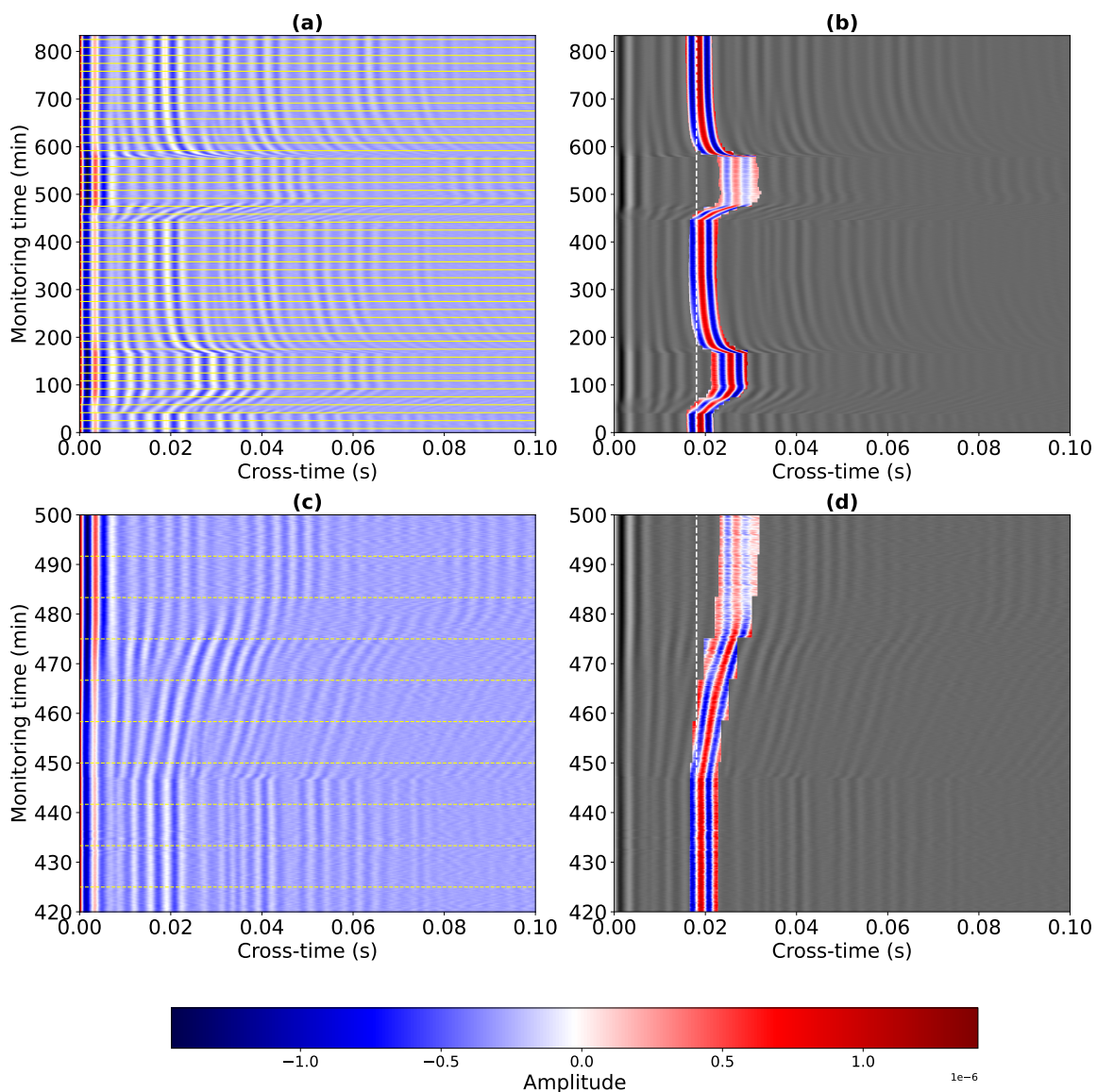


Fig. 5.5 (a) Exemple de découpage possible d'un corrélogramme/auto-corrélogramme. Chaque ligne en pointillés jaune représente un bord de boîte et une étape de calcul de la SAW. (b) Exemple de création de masque sur un corrélogramme complet. Les données grises sont soit mise à 0 soit sous forme de *nan*. (c) et (d) Zoom entre 420 et 500 minutes.

La seconde étape est la plus importante : à partir d'une fenêtre temporelle initiale $[t_1, t_2]$ centrée en T dans laquelle la forme d'onde dominante est présente, nous allons calculer son évolution en fonction des variations de vitesse observées entre la première et la dernière ligne de la boîte. L'incrémentation de la fenêtre initiale $[t_1, t_2]$ de stretching s'opère avec la dernière variation de vitesse mesurée dans la boîte i de taille j , $\delta v_{j_{[ini, end]}}/v$. Une fois cette incrémentation effectuée, on passe à la boîte $i + 1$. Cela permet de se débarrasser des formes d'onde non utiles qui pourraient causer un problème de cycle-skipping durant le processus de stretching. L'équation suivante résume cette opération :

$$\begin{aligned} t_{1_{i+1}} &= t_{1_i} - \delta v_{j_{[ini, end]}} * t_{1_i}, \\ T_{i+1} &= T_i - \delta v_{j_{[ini, end]}} * T_i, \\ t_{2_{i+1}} &= t_{2_i} - \delta v_{j_{[ini, end]}} * t_{2_i}. \end{aligned} \quad (5.3)$$

Cette approche permet de suivre au mieux les variations de vitesse d'une forme d'onde spécifique en actualisant régulièrement la référence temporelle. À partir de ces calculs, nous construisons un masque en utilisant les variations des fenêtres temporelles T, t_1 , et t_2 au cours du temps. Les valeurs non pertinentes (hors de la fenêtre temporelle) dans la matrice ont été éliminées ou mises à zéro (zones grisées dans la Figure 5.5(b)). Ainsi, une nouvelle opération de stretching peut être effectuée sur l'ensemble de la matrice en prenant comme référence la première corrélation de l'auto-corrélogramme. Les résultats de cette méthode sont présentés sous forme de matrice de cohérence (Figure 5.6). La comparaison entre les Figures 5.3 et 5.6 permet de mettre en évidence l'avantage de l'utilisation de la méthode de Stretching par Fenêtrage Adaptatif (SAW) pour le suivi des signaux.

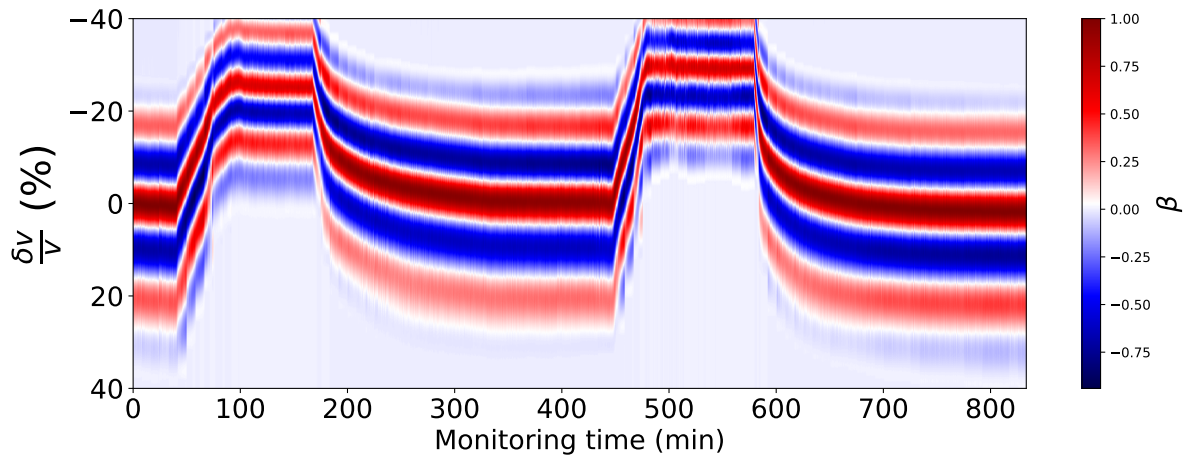


Fig. 5.6 Matrice de cohérence après application du masque présenté sur la Figure 5.5(b). La continuité de la recherche n'est plus entachée par des problèmes de cycle skipping.

5.3.3 Évolution du temps de calcul et résolution

La méthode SAW repose sur la division des corrélogrammes ou auto-corrélogrammes en boîtes. Il est important de trouver un équilibre entre le nombre de boîtes et leur taille pour minimiser le temps de calcul. La taille de la boîte doit être suffisamment grande pour inclure la forme d'onde complète et doit être ajustée en fonction de la fréquence analysée. Une analyse de l'évolution globale du temps de calcul et de la robustesse pour différentes tailles de boîtes homogènes, en considérant 2, 10, 25, 50, 100, 200 et 500 corrélations par boîte, est présentée dans la Figure 5.7.

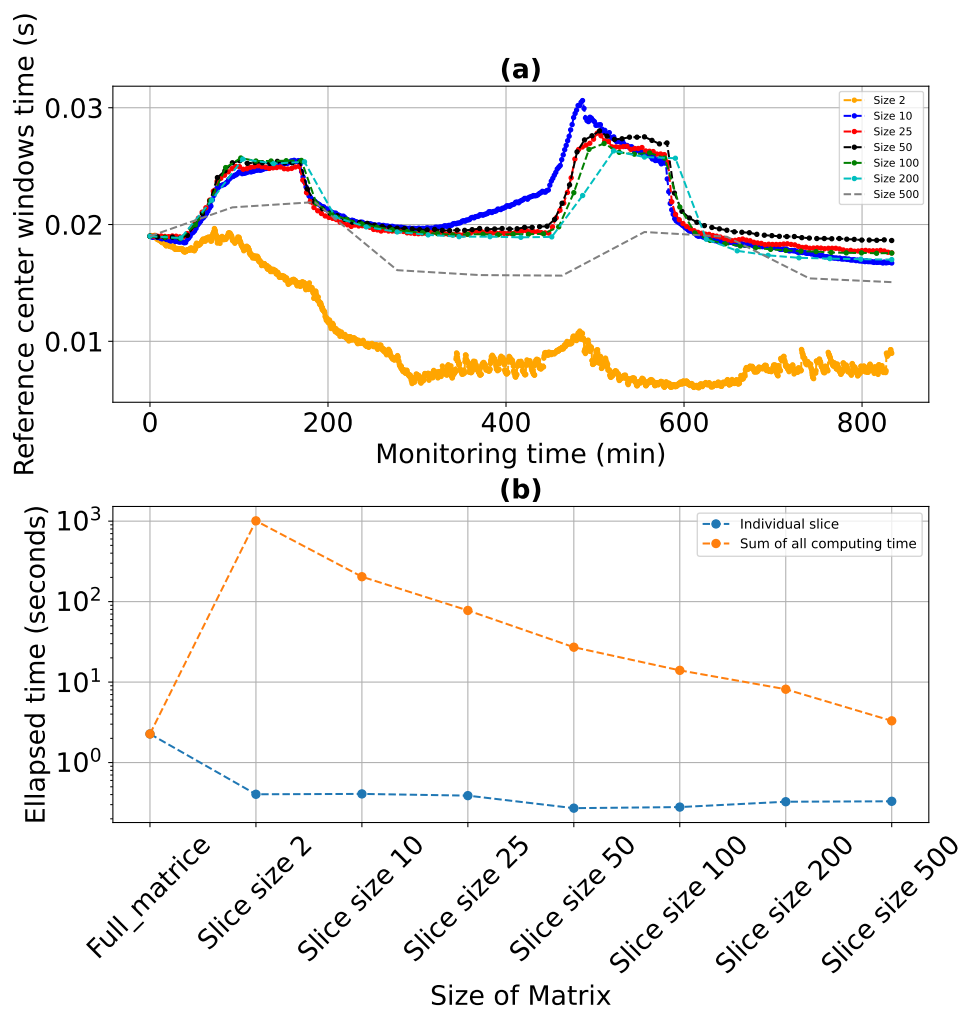


Fig. 5.7 (a) Représentation de la forme du centre de la fenêtre évolutive aux cours du temps du monitoring pour différentes tailles de boîtes.(b) Evolution du temps de calcul global (courbe orange) et du temps de calcul individuel (courbe bleue).

Afin d'estimer la robustesse des calculs, la Figure 5.7(a) présente l'évolution de la fenêtre temporelle moyenne, T , obtenue pour différentes tailles de boîtes. Il apparaît qu'une taille de boîte trop grande ou trop petite entraîne une divergence importante voire

des résultats complètement faux (courbe grise et orange). Pour les tailles de boîtes trop grandes, cette divergence est due au cycle skipping, tandis que pour les tailles de boîtes trop petites, elle est due à une accumulation d'erreurs lors du calcul de $\delta v/v$ en raison de la faible résolution du vecteur ϵ .

Le temps de calcul est illustré sur la Figure 5.7(b) et montre une corrélation positive entre la taille des boîtes et le temps de calcul. Cependant, plus une boîte est petite, plus le nombre de boîtes est important, ce qui augmente également le temps de calcul. Par exemple, le traitement complet de la matrice (5001 échantillons pour le time-lag et 4980 corrélations) prend 1,5 seconde. Si cette matrice est divisée en 100 boîtes (50 corrélations par boîte), le temps total augmente à 12 secondes, alors que dans le cas extrême où la matrice est subdivisée en 2490 boîtes (2 corrélations par boîte), le temps total monte à 1000 secondes. Le point critique de cette méthode est donc directement lié aux tailles de boîtes utilisées, avec un équilibre entre la taille et le nombre de boîtes afin d'éviter que le temps de calcul ne devienne trop onéreux. Les résultats montrent, dans notre cas, qu'une taille de boîte comprise entre 10 et 200 corrélations est optimale pour obtenir des résultats exploitables avec une bonne résolution. Le temps de calcul peut également être contrôlé en diminuant la résolution du vecteur ϵ , qui peut ne posséder qu'une centaine de valeurs lors de l'application de la SAW et environ 10 000 valeurs de compression/dilatation différentes après le calcul du masque.

5.3.4 Sensibilité de la cohérence

La cohérence est définie comme le paramètre β décrit dans le chapitre 2. Elle représente la similitude entre un signal et une référence lors de l'opération de stretching. Plus la valeur de β est proche de 1, plus la référence et la corrélation dans un corrélogramme sont similaires. Une autre façon de déterminer la taille de boîte optimale consiste donc à analyser le coefficient β .

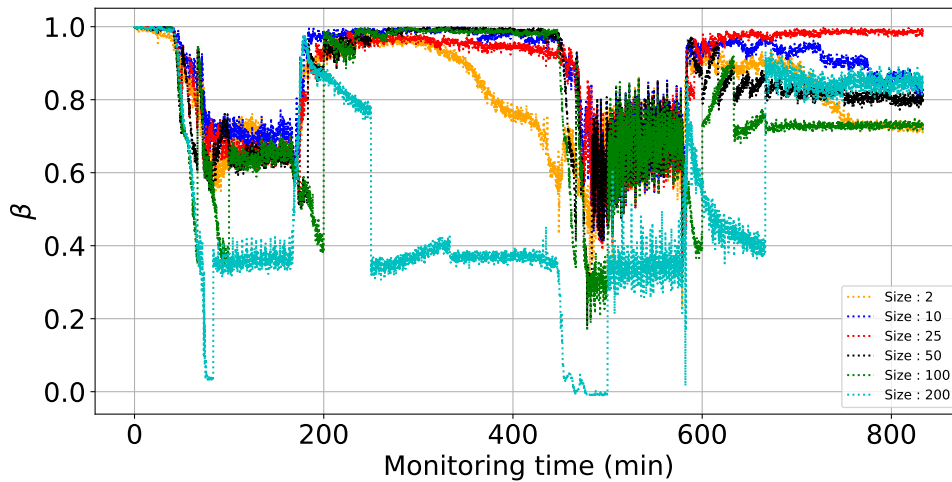


Fig. 5.8 Évolution de la cohérence (facteur β) pour différentes tailles de boîtes.

Les courbes de la Figure 5.8 montrent que la cohérence est optimale pour des tailles de 10, 25 et 50 corrélations. Il est également remarquable de constater que la cohérence est proche de 1 pour la période située entre les deux imbibitions (entre 200 et 450 minutes du temps du monitoring) en utilisant comme référence la première corrélation de l'auto-corrélogramme. La faible cohérence observée pour les courbes, surtout durant les phases d'imbibitions drainages, est liée à deux évènements distincts. Prendre une seule trace comme référence renvoie la cohérence mesurée à celle-ci et non pas à une moyenne de trace par exemple, qui minimiserai les valeurs maximums mais optimiserai la variation de cohérence dans une gamme de variation plus courte. Le second élément est le cycle skipping, observable pour la courbe cyan.

Obtenir une forte cohérence est utile lorsque le calcul du rapport $\delta v/v$ final dépend d'une pondération liée à la cohérence (Hobiger et al., 2012, 2014). L'équation 5.4 présente l'approche de (Hobiger et al., 2012, 2014), qui implique la mesure de la variation de vitesse

et du paramètre de cohérence pour obtenir un Δv final :

$$\Delta v(t) = \frac{\sum_{k=1}^N \frac{\delta v}{v}_k(t) \cdot \beta_k^2(t)}{\sum_{k=1}^N \beta_k^2(t)}$$

$$\begin{aligned} \text{Inter-correlation } k &= \begin{pmatrix} NN & NE & NZ \\ EN & EE & EZ \\ ZN & ZE & ZZ \end{pmatrix} \text{ ou avec } k = \begin{pmatrix} TT & TR & TZ \\ RT & RR & RZ \\ ZT & ZR & ZZ \end{pmatrix} \\ \text{Auto-correlation } k &= \begin{pmatrix} NN & & \\ & EE & \\ & & ZZ \end{pmatrix} \\ \text{Intra-correlation } k &= \begin{pmatrix} & NE & NZ \\ EN & & EZ \\ ZN & ZE & \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (5.4)$$

Dans ce contexte, l'obtention d'une forte cohérence dans l'ensemble des composantes est nécessaire pour ne pas imposer de biais au calcul de la mesure de la variation de vitesse finale, Δv .

5.3.5 Mesure de la perturbation de vitesse par boîtes

Les estimations de $\delta v/v$ correspondantes aux tailles de boîtes [2, 10, 25, 50, 100, 200, 500] sont présentées sur la Figure 5.9.

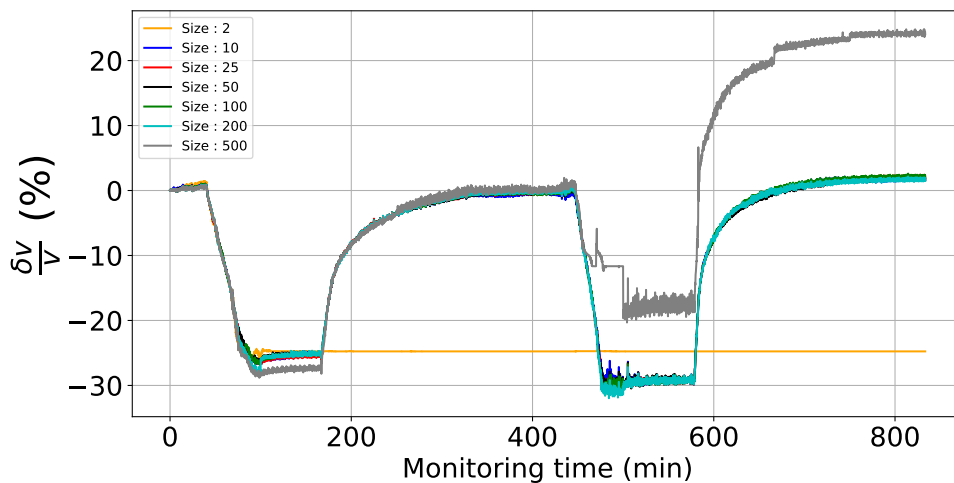


Fig. 5.9 Exemples de résultats de calcul de $\delta v/v$ pour différentes tailles de boîte. Les tailles 500 et 2 présentent des divergences importantes.

Cette figure reprend les mêmes observations que celles constatées sur la Figure 5.7 (a)

avec de fortes divergences dans les résultats obtenus lorsque les boîtes sont constituées de 2 corrélations (courbe orange) ou de 500 corrélations (courbe grise).

5.3.6 Limites de la méthode

La méthode SAW est capable de suivre des variations de vitesse aléatoires, de la même manière que la méthode DTW (Dynamic Time Warping), mais cela nécessite une certaine stabilité de la forme d'onde, comme c'est le cas pour toutes les autres méthodes de mesure de vitesse (Mao et al., 2020). Un exemple d'échec de convergence est présenté Figure 5.10(b).

Le fait que la forme d'onde se dédouble à 0.018 secondes lors des changements physiques dans la cuve vers 35 minutes ne permet plus son application, car le risque qu'elle perde la correspondance avec la référence est important. Il existe plusieurs façons de contourner ce problème : soit en utilisant une transformée de Hilbert pour travailler exclusivement avec l'enveloppe des signaux, soit en identifiant ces zones spécifiques et en réussissant à identifier manuellement les temps de monitoring pour lesquels les formes d'ondes redeviennent plus simples.

Nous avons tenté les deux approches. Dans notre cas, la transformée de Hilbert a eu tendance à moyenniser les temps de parcours d'arrivée proches car il n'y a pas assez d'échantillons permettant à la transformée de Hilbert de clairement dissocier les différentes arrivées. La seconde approche permet de retrouver des variations de vitesse, mais les trous engendrés dans le corrélogramme obligent d'imposer des hypothèses fortes sur l'évolution des fenêtres t_1, t_2, T_M et nécessitent encore des travaux supplémentaires.

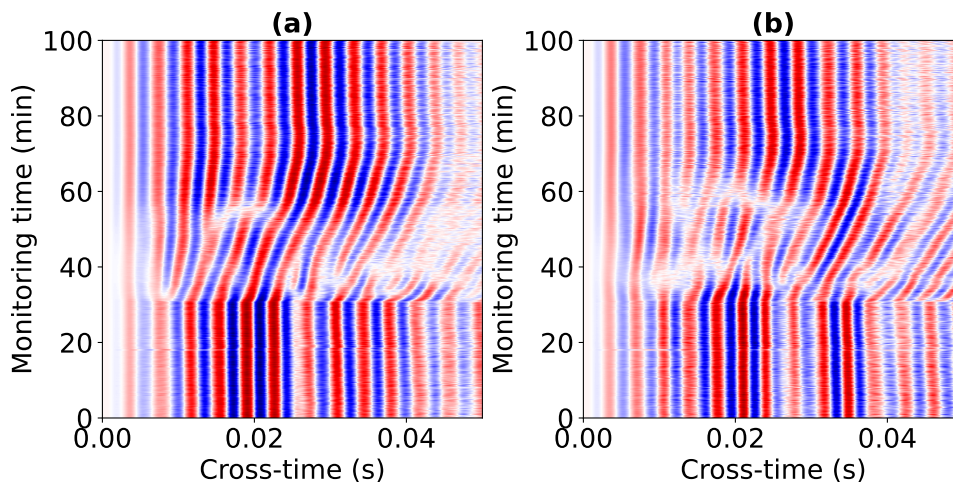


Fig. 5.10 Auto-corrélogrammes autorisant (a) et rendant problématique (b) l'application de la méthode SAW

5.3.7 Comparaison avec des méthodes existantes de mesure de $\delta v/v$

Une comparaison des estimations de $\delta v/v$ obtenues par la méthode SAW proposée dans ce chapitre avec les principales autres méthodes publiées, présentées rapidement dans le chapitre 2, est présentée sur la Figure 5.11. Des tests numériques avec et sans cycle skipping sont également présentés en annexe D pour vérifier notamment le bon fonctionnement des codes. Les codes utilisés pour les approches DTW, MCWS et WCC ont été modifiés pour leur application à des ondes balistiques à partir de l'article de Yuan et al. (2021). Le script de la méthode TS est issu de Gaubert-Bastide et al. (2022).

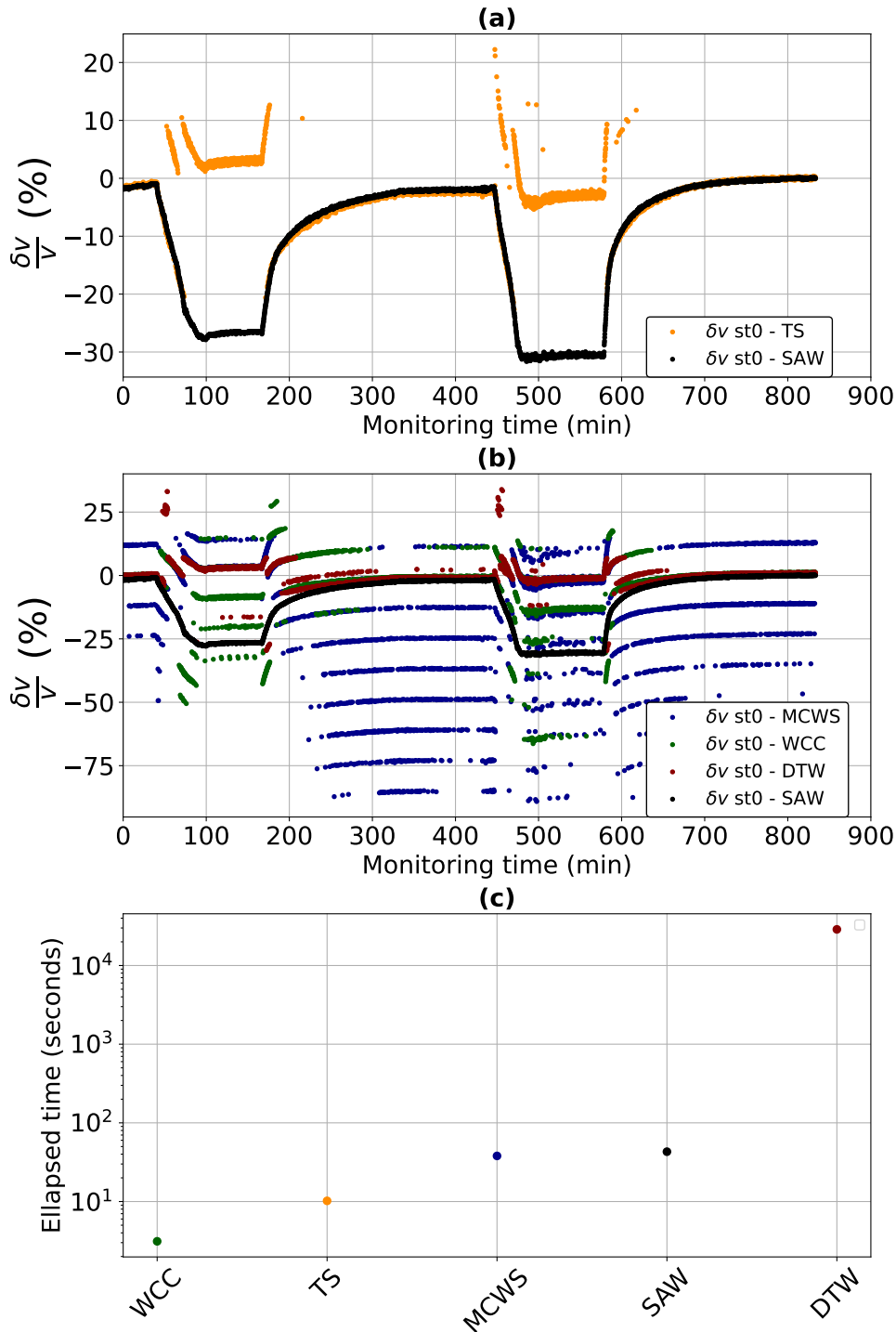


Fig. 5.11 (a) Comparaison des mesures de $\delta v/v$ obtenues sur le même auto-corrélogramme par stretching classique (TS) et SAW. (b) Comparaison des mesures de $\delta v/v$ obtenues sur le même auto-corrélogramme en appliquant les méthodes les plus courantes pour l'obtention de variations de vitesse (MCWS, WCC, DTW) et la méthode SAW. (c) Analyse des temps de calculs nécessaires pour chacune des méthodes.

On observe bien l'échec de la méthode TS sur la Figure 5.11(a) par rapport à la méthode SAW. Celui-ci est sans doute lié aux variations importantes d'amplitude et de décalage temporel des ondelettes reconstituées, difficultés bien surmontées par l'approche SAW. La Figure 5.11(b) montre les résultats des autres méthodes présentées dans le chapitre 2. Aucune des trois méthodes (MCWS, DTW, WCC) ne permet d'obtenir un résultat exploitable sur toute la durée de l'expérience à partir des autocorrélogrammes bruts. Pour rappel, la WCC se base sur la semblance entre deux traces, la MCWS sur les rapports spectraux et la DTW sur le chemin minimal entre deux traces (ou corrélations) par échantillons. Il apparaît que la méthode MCWS (courbe bleue) subit le plus l'influence du cycle skipping, les résultats montrant des sauts brutaux de variations de vitesse entre 200 et 450 minutes (-12.5, -25, -37.5, -50, -62.5, -75 et -87.5 %). Ces sauts sont plus faibles pendant cette période à la fois pour la méthode WCC (courbe verte) dans une gamme [-15, 15] %, la DTW (courbe rouge) dans une gamme [-5, 5] % et la TS (sous-figure (a)) qui mesure la bonne variation de vitesse. Il apparaît dans cette application réelle, comme décrit dans le chapitre 2, que la DTW est moins sensible au cycle-skipping que la WCC.

L'échec de la MCWS peut s'expliquer par au moins deux raisons : i) Les spectres des signaux, contrairement aux études en inter-corrélation, ne sont pas blanchis ici et sont donc dépendants du couplage du milieu avec la source et de la bande de fréquence d'émission de la source elle-même; ii) C'est une méthode initialement développée et pensée pour l'analyse de coda sismique, très faiblement énergétique, et qui n'est pas dépendante de l'amplitude des signaux. L'échec de la méthode WCC est entièrement lié aux amplitudes fluctuantes des ondelettes (comme pour la TS).

Pour l'approche DTW, l'échec est lié au point fort de cette méthode qui permet d'obtenir une distance d minimale entre deux traces consécutives. Dans ce cas précis, l'amplitude des ondelettes étant très variable, il existe plusieurs résultats possibles de variation de vitesse lors de la recherche de la distance d avec des minima locaux et globaux (équation 2.21).

Les temps de calcul sont inégaux, comme relevé initialement par Yuan et al. (2021). Dans notre cas, l'approche matricielle de la méthode TS rend l'opération beaucoup plus rapide que la méthode MCWS, mais elle reste plus lente que la méthode WCC, comme présenté dans la Figure 5.11(c).

5.4 Résultats comparatifs de l'approche par auto-corrélation

Les sections suivantes s'attachent à comparer les résultats obtenus par auto-corrélation aux mesures piézométriques disponibles (P_z), avec une tentative de spatialisation de l'information. L'auto-corrélation présente un double intérêt : (i) permettre un monitoring

Résultats comparatifs de l'approche par auto-corrélation

précis et continu des changements dans le milieu à l'aide d'une seule station qui pourra, à terme, potentiellement s'interpréter comme un piézomètre dans certaines conditions le permettant. Cette approche peut être cruciale, à plus grande échelle, si l'on veut travailler sur des stations installées de manière permanente ; et (ii) travailler localement et dans des zones du dispositif expérimental qui ne sont pas couvertes par l'inter-corrélation. Ces travaux seront complétés par une comparaison des résultats avec les autres méthodes de corrélation : intra-corrélation (entre composantes) et inter-corrélations (entre capteurs). Ceci est effectué pour un certain nombre de stations dans une gamme de fréquence unique comprise entre 200 et 300 Hz. Les résultats dans d'autres bandes de fréquences n'ont pas pu être exploités en raison d'un manque de continuité dans les formes d'onde, mais ils sont présentés sous forme de sismogrammes dans l'annexe B.

5.4.1 Variabilité des mesures de variations de vitesse suivant la station

La Figure 5.12 présente les valeurs de variation de vitesse obtenues capteur par capteur en appliquant la méthode SAW avec une taille de boîte fixée à 50 corrélations. La référence utilisée pour le stretching est la moyenne des corrélations obtenues en fin d'expérience, entre 800 et 830 minutes. Les différentes courbes de $\delta v/v$ montrent une bonne homogénéité, notamment lorsque le niveau d'eau est à son maximum lors des deux cycles. Les valeurs sont également comparables avec celles obtenues par inter-corrélation (cf. chapitre 4). Il faut cependant noter que lors des phases d'imbibition et de drainage, les pentes de ces courbes ne sont pas totalement similaires d'un capteur à l'autre. Ceci est notamment visible dans la phase inter-cycle de 300 à 450 minutes, qui présente des différences de l'ordre de quelques pourcents entre la station 5 et les 6 autres stations utilisées pour cette étude. Cette différence semble s'atténuer lors de la phase d'imbibition du cycle D. Cette variabilité observée lors des phases dynamiques peut être due : i) à une hétérogénéité spatiale réelle du milieu ; ii) à des profondeurs d'enfouissement (quelques millimètres) ou d'inclinaisons légèrement différentes pour chaque capteur.

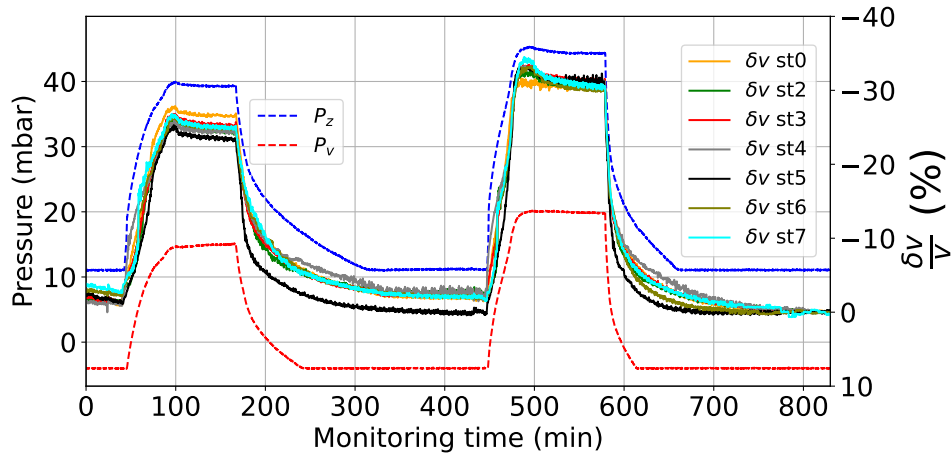


Fig. 5.12 Mesures des variations de vitesse par capteur en se basant sur l'auto-corrélation des signaux et comparaison avec les niveaux de nappe enregistrés aux capteurs de pression P_f et P_z . L'expérience se réfère aux cycles C et D de l'expérience en laboratoire (chapitre précédent). Le temps 0 se réfère aux temps du monitoring 1400.

La relation entre les mesures sismiques et hydrologiques est analysée pour le capteur 0 en représentant les variations de vitesses mesurées en fonction de la pression enregistrée au capteur P_z . Nous observons une sensibilité logarithmique lors de la phase d'imbibition alors qu'elle est plus linéaire lors de la phase de drainage.

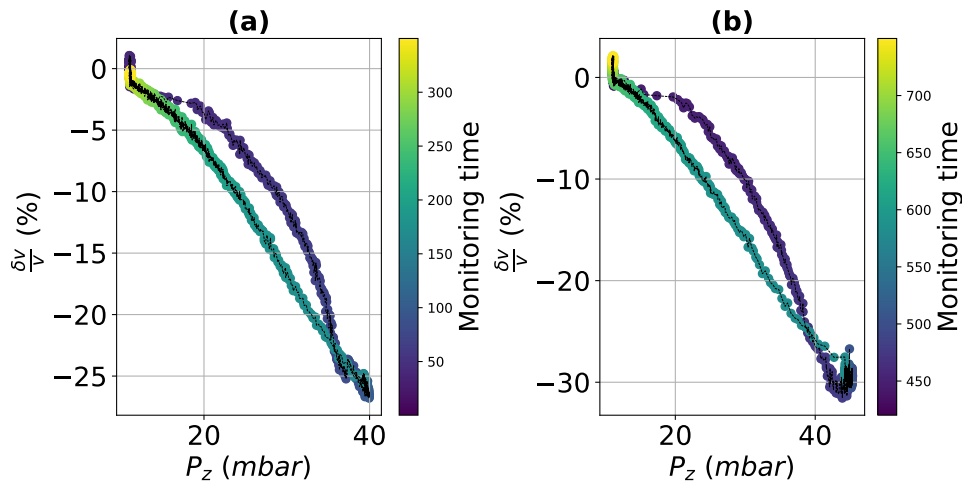


Fig. 5.13 Variations de vitesses en fonction de la pression à la station 0 pour les cycles C (a) et D (b).

Ces résultats, très proches de ceux observés par l'analyse des inter-corrélations entre capteurs (cf. chapitre 4), confirment la possibilité d'utiliser un capteur unique pour suivre les variations de vitesse et donc les variations hydrologiques. Les auto-corrélations sont dominées par une onde réfléchie. Si elle avait été générée par le fond de la cuve, son trajet

Résultats comparatifs de l'approche par auto-corrélation

aurait été purement vertical, à l'aplomb de la station sismique, et rejoindrait le principe énoncé par Claerbout (1968), qui démontre que l'auto-corrélation de la composante verticale d'un sismomètre, dans le cas d'une onde plane normalement incidente et dans un milieu à couches horizontales, donne la réponse de réflectivité d'une source à l'emplacement de la station. Malheureusement, la représentation graphique des traces par rapport à leur position dans la cuve montrent que cette onde est générée au niveau de l'interface verticale de la cuve située à l'opposé de la source sismique. La mesure de variation de vitesse intègre donc le trajet aller-retour de l'onde sismique en surface. Une vision naïve de la spatialisation peut être obtenue à partir de la Figure 5.14, qui présente la distribution de la mesure de variation de vitesse relative en fonction de la distance radiale du capteur par rapport à la source. La Figure 5.14 (a) montre les différents temps caractéristiques représentés dans les figures 5.14 (b) à 5.14 (e), qui se concentrent sur les cycles d'imbibition et de drainage pour les cycles C et D.

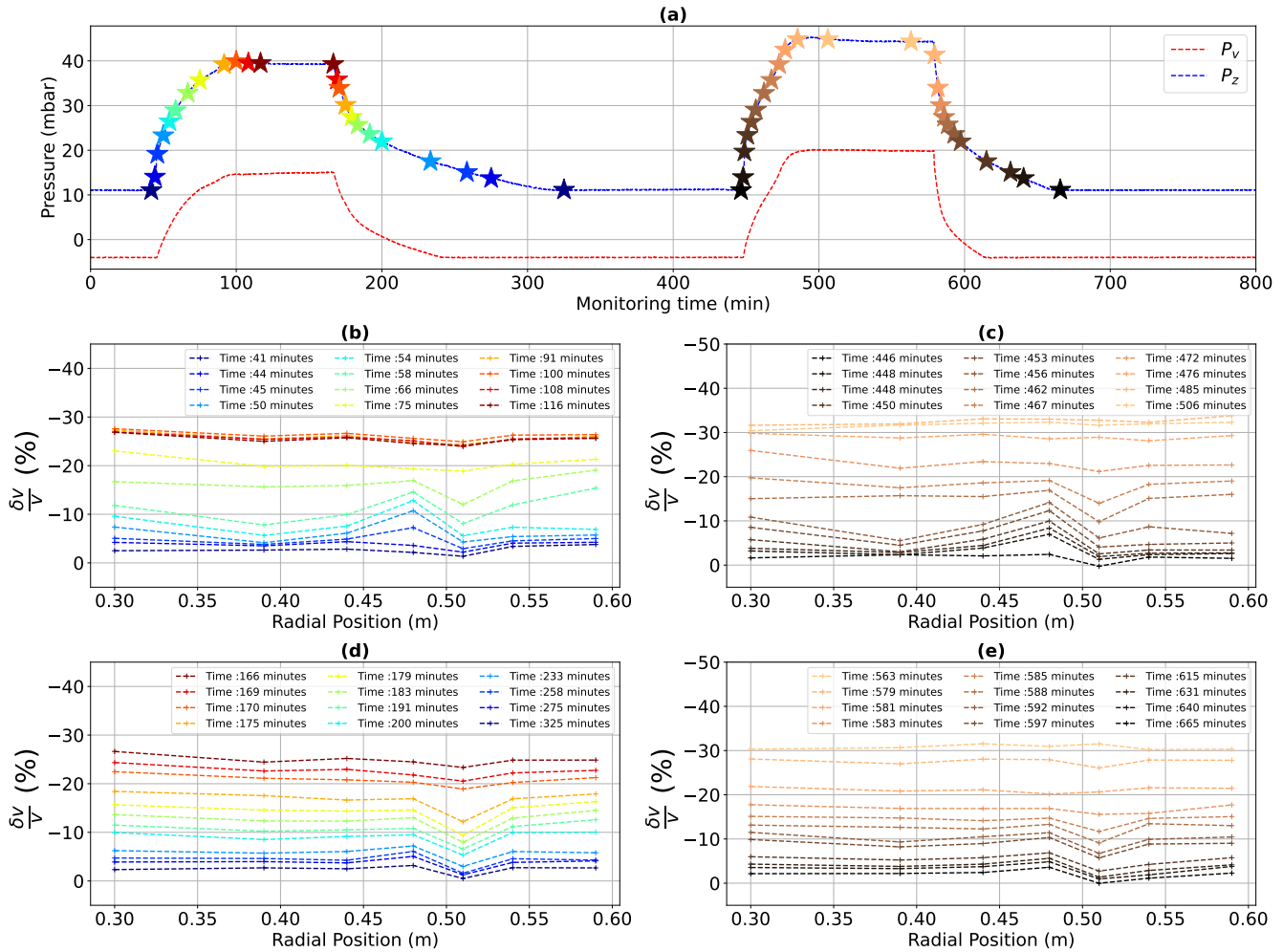


Fig. 5.14 (a) Variations de pression en fonction du temps pour les 2 cycles C et D analysés. Les variations de vitesses mesurées à différents temps sont représentés en fonction de leur distance radiale par rapport à la source pour les phases d'imbibition (b) et de drainage (c) liées au cycle C. (d) et (e) idem pour le cycle D.

Cette représentation montre des dynamiques comparables lors des phases d'imbibition dans les sous-figures (b) et (c). Un maximum local est observé à une distance de 47,5 cm lors des initiations des imbibitions et semble disparaître lorsque la pression atteint une valeur supérieure à 35 mbar. Cette observation se retrouve à nouveau lors du drainage des cycles C et D, lorsque P_z retombe sous la barre des 35 mbar. À part ce maximum très localisé, le milieu semble répondre de manière homogène durant les différentes phases d'imbibition et de drainage. L'existence de ce maximum local peut s'interpréter par l'existence d'une colonne de sable marquée localement par des propriétés physiques légèrement différentes. Cette zone coïncide avec la zone d'enfouissement des capteurs de saturation (4), qui a pu engendrer de légères modifications de la colonne de sable, modifiant ainsi localement la réponse de l'onde sismique. La valeur de 35 mbar

De l'intérêt des différentes approches de corrélations.

représente une hauteur d'eau (par rapport au fond de la cuve) de 42 cm. Lorsque la nappe est à une telle hauteur, il devient possible de considérer le milieu comme homogène.

5.5 De l'intérêt des différentes approches de corrélations.

La fonction de Green reconstruite entre deux capteurs a, b possède un total de 9 composantes en inter-corrélation ($C(a, b)_{k_1 k_2}$), 6 en auto-corrélation ($C(a, a)_{k_1 k_2}$ et $C(b, b)_{k_1 k_2}$ ou $k_1 = k_2$), et 12 intra-corrélation ($C(a, a)_{k_1 k_2}$ et $C(b, b)_{k_1 k_2}$ ou $k_1 \neq k_2$). Par simplicité ou pour des considérations liées au rapport signal sur bruit, la plupart des études ne prennent en compte que le tenseur de la fonction de Green calculé en inter-corrélation, souvent en se limitant à une seule composante de celui-ci.

L'obtention formelle de la fonction de Green multi-composantes nécessite la prise en compte de toutes les contributions possibles pour parvenir à des interprétations extrêmement précises. Dans ce paragraphe, nous proposons une étude comparative de l'estimation de la mesure de la perturbation de vitesse par inter-corrélation, auto-corrélation et intra-corrélation. L'intra-corrélation, qui utilise plusieurs composantes d'une station sismique unique, a notamment fourni à partir de mesures de terrain se basant sur la coda des estimations plus stables des perturbations de vitesse que l'auto-corrélation, bien que ces deux approches soient toutes deux sensibles à des événements hydrologiques (De Plaen et al., 2016). Son utilisation se fait rarement individuellement (Hobiger et al., 2014), mais est en général incluse dans les calculs utilisant deux stations, fournissant ainsi les 27 composantes du tenseur complet de la fonction de Green (en incluant les auto et inter-corrélations). Dans le cas présenté ici, nous discuterons de la composante ZZ en inter-corrélation, de la composante ZZ en auto-corrélation et de la composante XZ en intra-corrélation. Les autres paires de composantes sont plus compliquées à interpréter.

5.5.1 Approche par intra-corrélation

Le terme d'intra-corrélation représente la corrélation de deux composantes différentes d'un même capteur (Hobiger et al., 2012, 2014; De Plaen et al., 2016; Taira et al., 2018). Il est notamment intéressant de comparer les composantes horizontales avec la composante verticale afin de mettre en évidence, par exemple, les variations d'ellipticité d'une onde de Rayleigh. Pour les ondes de Love, ce sont plutôt les composantes longitudinales et transverses qui seront comparées. Dans notre cas, des données acquises en laboratoire, seules les composantes X et Z d'un même capteur seront cross-corrélées, après une opération de blanchiment des signaux nécessaire afin d'homogénéiser l'énergie présente sur les différentes composantes (Hobiger et al., 2014). Un intra-corrélogramme peut donner deux types d'informations contenues dans deux parties spécifiques du time-lag:

- Les temps courts, qui s'étendent entre le pic central de l'intra-corrélation ($t=0$) et la première arrivée d'une onde diffractée ou réfléchie dans notre cas. C'est aux alentours du pic central que peuvent apparaître des observations portant sur les changements de polarité d'une onde se déplaçant sur deux composantes en même temps, par exemple les ondes de surface.

- Les temps longs : tout comme l'auto-corrélation, l'intra-corrélation ne peut pas représenter d'onde directe comme c'est habituellement le cas en inter-corrélation (Hobiger et al., 2014). Les temps longs représentent des ondes qui se sont diffractées (ou réfléchies) plusieurs fois dans le milieu. Nous nous intéresserons dans cette section à ce type de temps car une mesure cohérente et répétée dans les temps courts n'a pas pu être possible.

5.5.2 Les signaux obtenus par intra-corrélation

Les signaux obtenus par intra-corrélation des composantes X-Z sont présentés pour un temps particulier de l'expérience en fonction de la distance par rapport à la source sur la Figure 5.15. Contrairement à l'approche par auto-corrélation (Figure 5.3(a)), il n'apparaît pas d'événement se propageant dans la cuve. Les sous-figures (b) et (c) représentent les intra-corrélogrammes obtenus pour le capteur 0 (corrélation rouge de la sous-figure (a)) et le capteur 5 (corrélation bleue de la sous-figure (a)), respectivement.

De l'intérêt des différentes approches de corrélations.

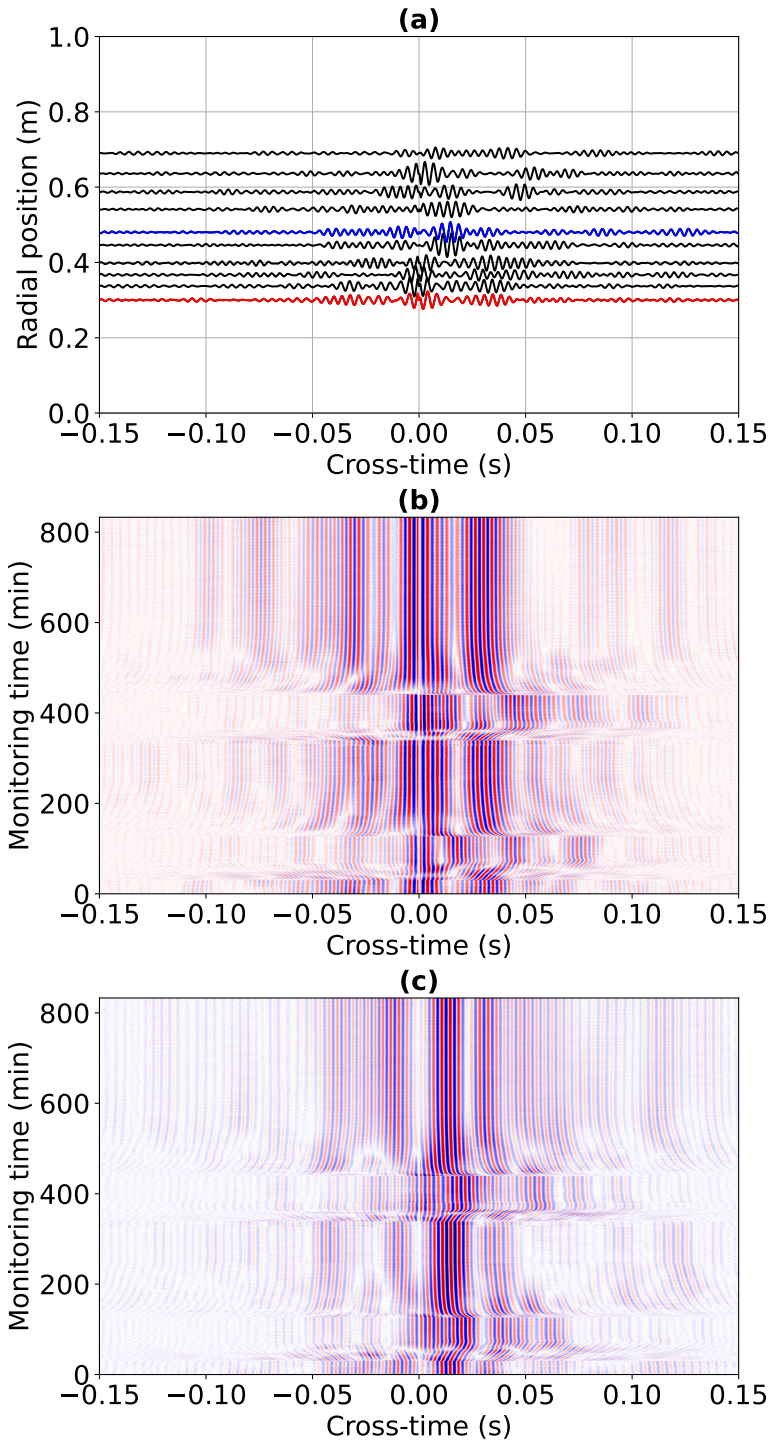


Fig. 5.15 (a) Représentation des signaux obtenus par intra-corrélations des composantes X-Z en fonction de la distance par rapport au bord de la cuve, dans la bande 200-300 Hz. Zoom sur l'intra-corrélogramme de la trace rouge (b) et de la trace bleue (c). Les parties causales représentent les interactions entre X et Z et les parties acausales les interactions entre Z et X.

La Figure 5.15 montre les fortes modifications des signaux dans les intra-corrélogrammes, tout en mettant en évidence les difficultés liées à l'identification de la nature des signaux stables au cours du temps. Pour obtenir une mesure fiable des variations de phase, nous utilisons la méthode SAW présentée dans la section 5.3.2.

5.5.3 Comparaison des variations de vitesse estimées par différentes approches

Afin de pouvoir comparer les différentes mesures de vitesses effectuées par auto-corrélation, inter-corrélation et intra-corrélation, il aurait été idéal de pouvoir comparer des ondes similaires. Dans cette logique, la comparaison entre auto-corrélation et inter-corrélation se fait en moyennant les mesures de vitesses calculées aux capteurs 0 et 7 par auto-corrélation avec celle mesurée par inter-corrélation de ces deux capteurs, en considérant une référence identique (800:830 minutes). Ces mesures sont effectuées en considérant les ondes dominantes, qui sont des ondes de surface dans les deux cas. L'approche par intra-corrélation s'est avérée décevante : seule une seule mesure au capteur 5 a pu être exploitée. La non-continuité des formes d'onde sur les autres capteurs a empêché l'application des différentes méthodes de variations de vitesse.

Ainsi, seules les mesures portant sur l'auto-corrélation et l'inter-corrélation menées au niveau de ces deux capteurs ont pu être comparées.

La Figure 5.16 présente en (a) la valeur moyenne des auto-corrélations (courbe rouge) avec celle déduite de l'inter-corrélation des capteurs 0 et 7 (courbe bleue). Les deux courbes sont assez remarquablement superposées. L'évolution du rapport des valeurs obtenues par les deux méthodes, présentée en inclusion dans la sous-figure (a), montre un comportement quasi-linéaire $x = y$, avec de légères différences lors des phases dynamiques notamment, que l'on peut souligner. Tout d'abord, un léger décalage vertical est observé par moments entre les deux courbes, et notamment au début de l'expérience. Cela pourrait traduire une sensibilité plus forte de l'onde reconstruite par auto-corrélation à la saturation résiduelle imposée par les cycles précédents (A,B). Les phases dynamiques sont bien synchronisées mais on observe que si lors de la phase de stabilisation de la nappe au cycle C (t: [150:180] minutes) les valeurs de $\delta v/v$ sont quasiment identiques, ce n'est pas le cas pour le cycle D avec un décalage de 1 à 2%. Ces légères différences peuvent être expliquées par une différence d'inclinaison par rapport à la verticale des capteurs 0 et 7.

La Figure 5.16(b) présente les variations de vitesse mesurées pour le capteur 5 par auto-corrélation et intra-corrélation entre les composantes X et Z. À nouveau, les mesures sont très cohérentes entre elles. Les signaux initiaux et finaux obtenus par intra-corrélation sont plus stables (différence de 0.5 %) que ceux obtenus par auto-corrélation. Un léger décalage est observé lors de la stabilisation du cycle C, mais pas pour le cycle D. L'évolution

Discussion et Conclusion

du rapport entre ces deux mesures montre une légère hystérésis lors des deux phases de drainage, interprétée comme une plus grande sensibilité des intra-corrélations à la saturation résiduelle.

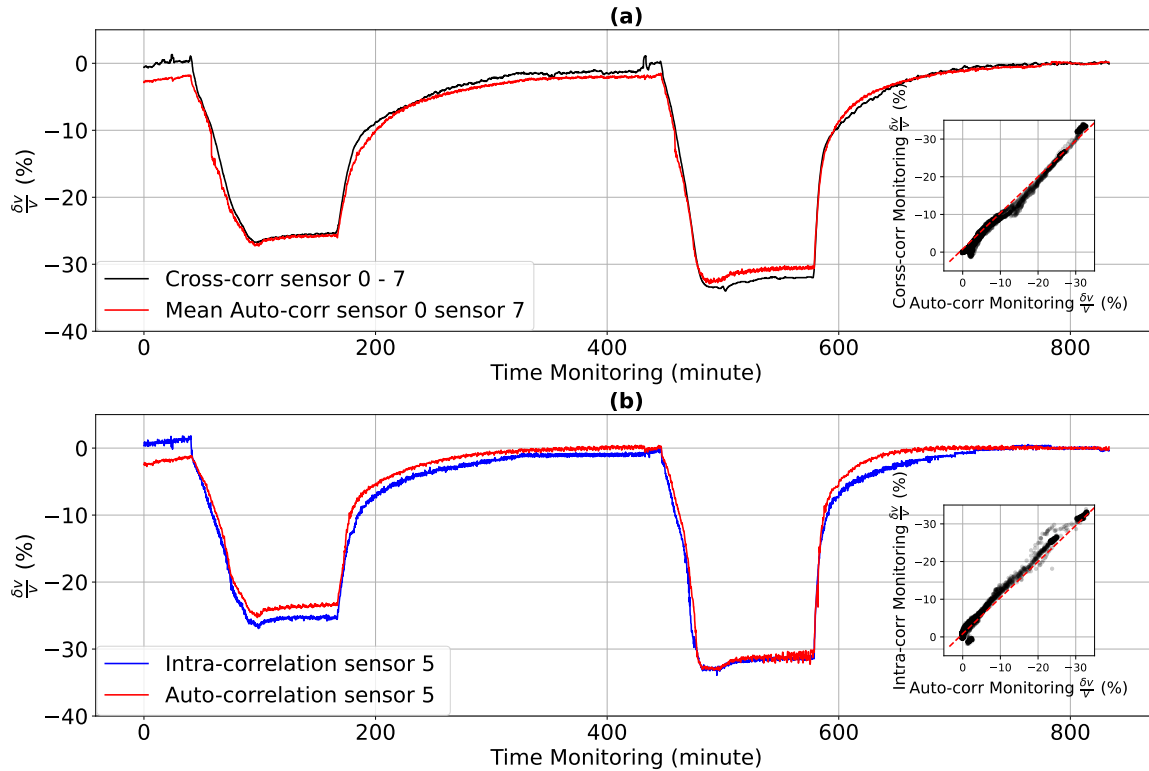


Fig. 5.16 Relations entre les mesures de $\delta v/v$ (a) moyenne AC_0 , AC_7 et $CC_{0,7}$ (b) SC_5 et AC_5 .

Les relations explicitées dans les sous-figures (a) et (b) présentent des comportements linéaires entre inter-corrélation et auto-corrélation, légèrement décalés entre intra-corrélation et auto-corrélation, avec des différences très faibles inférieures à 2 %. Ceci suggère l'utilisation conjointe de l'ensemble des composantes du tenseur de la fonction de Green pour mieux contraindre les variations hydrologiques.

5.6 Discussion et Conclusion

L'approche en auto-corrélation a montré son potentiel, notamment dans le cas où il est possible de s'appuyer sur une onde réfléchie, et révèle plutôt bien les variations des paramètres hydrologiques, notamment car l'onde de Rayleigh analysée possède une profondeur de pénétration permettant de scanner la quasi-totalité de la cuve. Ces résultats, localisés, sont très cohérents avec ceux obtenus par inter-corrélation entre capteurs. Ainsi, les changements de vitesse déterminés sur les ondes balistiques pour les stations individuelles peuvent être considérés comme une bonne approximation des variations réelles du milieu

autour de la station. Ceci reste vrai si c'est la coda qui est analysée, mais avec un trajet plus complexe qui nécessite la connaissance des propriétés diffractantes du milieu pour pouvoir calculer les noyaux de sensibilité (Nakahara, 2015). Ainsi, l'étude des ondes balistiques en auto-corrélation permet d'avoir une vision locale des changements de vitesse sans passer par une tomographie dont la résolution dépend du nombre et de la répartition des capteurs. L'application de cette méthode à des données enregistrées sur des temps longs avec un nombre très restreint de capteurs (observatoires sismologiques) pourrait fournir des informations cruciales sur les aquifères profonds. De plus, si les observations sont cohérentes, il semble possible d'inclure ces observations avec celles provenant des inter-corrélations, ce qui va densifier les observations et améliorer ainsi la résolution des modèles, notamment au bord de ceux-ci.

Comme dans notre cas de laboratoire, si une source est identifiée et constante dans le temps (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Wegler and Sens-Schönfelder, 2007) ou si celle-ci se reproduit régulièrement (passage d'un train par exemple, Pinzon-Rincon et al. (2021)), il paraît tout à fait envisageable d'utiliser la propriété des auto-corrélations afin de travailler sur l'illumination multiple d'une onde sur une station sismique, quelle que soit sa nature. On peut par exemple utiliser le trajet répétitif d'une onde diffractante dont le trajet est localisé autour d'une station sismique, ce qui permettrait d'identifier les variations du milieu autour de la station (Figure 5.17).

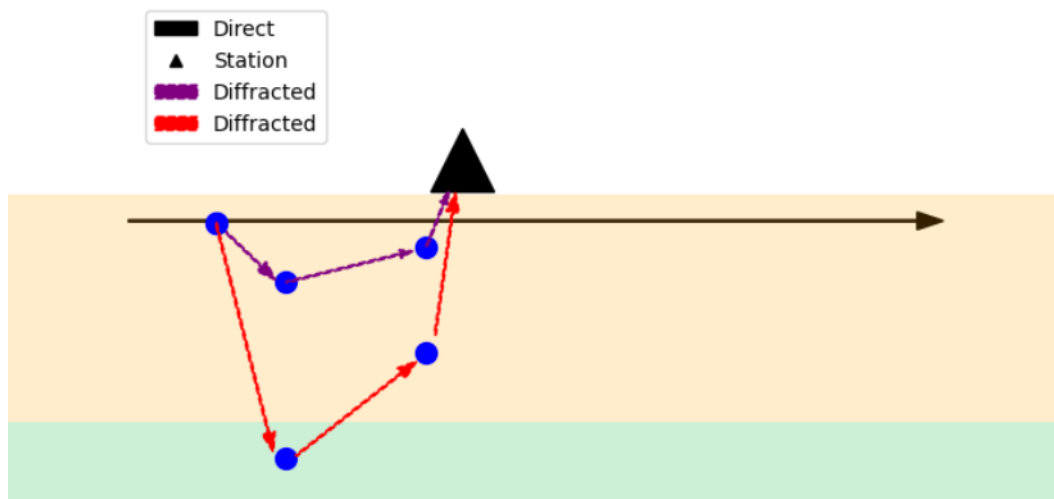


Fig. 5.17 Représentation très schématique d'une onde directe diffractée évoluant dans deux milieux.

Ce schéma présente un milieu divisé en deux couches, pouvant représenter une couche à saturation nulle (orange) et une couche à saturation partielle (cyan). L'onde directe

Discussion et Conclusion

va atteindre une première fois la station sismique et sera également diffractée. Deux chemins de diffraction apparaissent : un ne traverse pas la zone de saturation partielle et ne change pas, et un second qui traverse le milieu à saturation résiduelle qui peut varier au cours du temps et va accumuler sur une partie de son trajet une variation $\delta v/v$ qui y sera correspondante. Dans ce cas de figure, les variations de l'auto-corrélation de l'onde directe avec les différentes ondes diffractées (donc montrant différents retards dans l'auto-corrélation) vont apporter de l'information sur les milieux qui varient ou non. Ces observations sont habituellement faites dans différentes fenêtres temporelles de la coda des auto-corrélations qui sont sommées linéairement ou en suivant d'autres méthodes de sommation (voir Kennett et al. (2015) et Yang et al. (2023)). Cette approche permet d'obtenir un bon proxy des variations de nappes mais avec une résolution temporelle faible, par exemple 1 point par mois dans l'étude de Kim and Lekic (2019b). Une autre application Li and Ben-Zion (2023) présente une approche permettant d'obtenir les amplitudes des variations quotidiennes et saisonnières de vitesse résolues dans cette étude, qui sont respectivement de 10 % et 4 %, avec douze points par jour très bruités. Une approche se focalisant sur les sources anthropiques permettrait d'obtenir une meilleure résolution temporelle, comme celle présentée dans ce chapitre.

L'approche par intra-corrélation a été réduite à un capteur en raison de la non-continuité des formes d'ondes le long des intra-corrélogrammes. Les résultats sont cohérents avec les autres méthodes, mais le manque d'identification de la nature des signaux analysés dans les temps lointains (au sens du time-lag) est problématique en termes d'interprétation. Au final, peu de travaux se sont intéressés aux relations entre analyses par auto-corrélation et par intra-corrélations. Une possibilité pour expliquer nos résultats serait que l'analyse en intra-corrélation fasse ressortir une comparaison entre onde de surface directe et onde réfléchie, via les variations sur les différentes composantes analysées. Plus que les variations de vitesse, ce sont alors des variations d'ellipticité qui pourraient être capturées.

Enfin, nous avons proposé dans ce chapitre une méthode originale d'analyse des variations de vitesse lorsque l'utilisation des méthodes plus classiques s'avère problématique. Par exemple quand les variations de phase et d'amplitude des formes d'ondes dominantes sont trop importantes, comme c'est le cas avec l'approche par auto-corrélation. La méthode de stretching par fenêtrage adaptif (SAW) a démontré son efficacité pour éviter le cycle-skipping très présent dans le jeu de données acquis en laboratoire. Cette approche permet de suivre, sans aucune hypothèse de départ, des variations de formes d'onde au sein de signaux très complexes ou très bruités, sans devoir employer de filtre de lissage. Le gain de temps et de justesse par rapport à d'autres méthodes a été montré sur la

Figure 5.11. Pour que cette méthode fonctionne, il faut pouvoir s'assurer de la continuité de la forme d'onde dominante tout le long du corrélogramme. L'application du masque permettrait en outre d'appliquer aussi les autres méthodes de suivis de forme d'onde.

Chapitre 6

Conclusions et Perspectives

Le travail présenté dans ce manuscrit s'intéresse aux potentialités d'une méthode passive d'interférométrie sismique basée sur l'enregistrement du bruit sismique pour la détection et la caractérisation des variations hydrologiques dans un milieu sédimentaire. Après une présentation rapide des problématiques se posant en hydrologie dans le chapitre 1 et de l'intérêt et des limites des méthodes hydrogéophysiques pour apporter des informations, le chapitre 2 s'est concentré sur les bases théoriques de la propagation d'onde et de traitement des signaux nécessaires afin de pouvoir reconstruire un champ d'onde à partir de l'enregistrement continu du bruit sismique. Celui-ci s'attache principalement à la caractérisation des sources de bruit par réseau dense, à la description des ondes composant le champ d'onde reconstitué, et surtout aux différentes techniques de mesure des variations fines de vitesse sismique. Comme le travail effectué dans cette thèse porte sur le suivi temporel, la stabilité des sources sismiques au cours du temps, et non leur isotropie, est primordiale. Les méthodes de traitement de données développées ici concernent l'analyse de la dynamique des corrélogrammes, reconstruits avec une résolution temporelle adaptée aux processus étudiés. Cela a pour inconvénient de dégrader le rapport signal sur bruit général par rapport à celui utilisé à des fins d'imagerie, qui tend à sommer l'ensemble des signaux enregistrés lors d'une expérience. Cela nécessite également des moyens de calculs importants, que ce soit en termes de mémoire ou de calculs.

6.1 Conclusions principales

La première application de ce travail a été effectuée sur un jeu de données acquis pendant 19 jours avec 100 capteurs sismiques positionnés autour d'un bassin qui a fait l'objet de 2 cycles de remplissage / drainage faisant varier la profondeur de la zone saturée et la teneur en eau de la zone non-saturée. Les conditions de bruit et d'atténuation locales nous ont conduit à utiliser une bande fréquence limitée entre 2 et 5 Hz, sur laquelle nous

avons appliqué la méthode de stretching décrite par Sens-Schönfelder and Wegler (2006). Ceci a permis une visualisation 3-D dynamique des variations de vitesses sismique déduites d'ondes de Love reconstituées à partir de cross-corrélations entre capteurs, ceci avec de bonnes résolutions spatiales et temporelles. L'application d'une méthode de tomographie heure par heure montre ainsi la constitution et les variations géométriques d'un dôme hydraulique et son efficacité à modifier les sens d'écoulements rivière/nappe.

Lors de ce travail, plusieurs questions portant sur la résolution et la pertinence de la mesure de $\delta v/v$ ont été posées : i) quelle dynamique est-il possible de reconstituer ? ii) comment choisir la trace de référence ? iii) quelles sont les principales caractéristiques des variations mesurées ? Pour la question sur la résolution temporelle, les tests de rapport signal/bruit ont montré la possibilité d'une mesure de variation de vitesse toutes les minutes, mais avec des fluctuations rapides rendant difficile une approche stable par tomographie pour l'étape de spatialisation de l'information. Ainsi, ces mesures ont été moyennées au final sur une période de 1 heure, ce qui n'altère en rien la reconstitution de la dynamique des variations. Pour la question de la référence, le choix a été fait rapidement de prendre la moyenne du corrélogramme car les variations de vitesse sont plutôt faibles. Au final, il aurait sans doute été plus judicieux de sélectionner les premières dizaines d'heures enregistrées avant la mise en route des cycles hydrologiques, afin d'améliorer le rapport signal/bruit de la référence et d'avoir une référence localisée au début de l'expérience. La dernière question porte sur l'interprétation des faibles oscillations de courte période visibles sur les chroniques de $\delta v/v$. Celles-ci pourraient être reliées à des variations de sources liées à l'activité jour/nuit de la ville de Lyon. Dans d'autre cas de figure, elles auraient aussi pu être liées à l'influence des variations de température auxquelles les formes d'ondes sismiques sont sensibles (Wang et al., 2017).

Au niveau hydrologique, ce travail a permis de modéliser des variations de nappes avec une bonne résolution temporelle et spatiale en s'appuyant sur le nombre de capteurs disponibles pour cette expérience (100). Ceci a été possible par l'approche tomographique (Barmin et al., 2001) avec une bonne illumination de la zone étudiée qui a produit une spatialisation haute résolution des variations de vitesse d'ondes de surface. Ces résultats montrent que l'emprise spatiale de la barrière hydraulique générée par le remplissage du bassin est focalisée sur celui-ci, avec des flux principalement verticaux et assez horizontaux, si ce n'est aux limites des digues. La relation entre les mesures piézométriques effectuées dans le bassin 5-2 et les mesures de variations de vitesse montre une assez bonne cohérence, avec tout de même des différences intéressantes non linéaires, notamment de délai de réponse entre ces deux observables pour certaines phases de remplissage/drainage, soulignant le rôle tampon de la zone non saturée. Ce rôle n'est malheureusement pas étudié au niveau

Conclusions principales

hydrologique, par manque de données de saturation.

Afin de mieux comprendre les relations entre variations sismiques et hydrologiques, une expérience de laboratoire a été mise en place au cours de cette thèse, dont les principaux points de protocole ont été discutés au chapitre 4. Cette expérience avait pour objectif de reproduire, dans la mesure du possible, l'expérience de terrain, afin notamment de pouvoir : i) reconstruire un champ d'ondes de surface par corrélation croisée de champs sismiques aléatoire ; ii) mettre en place des variations de niveaux saturés ; et iii) suivre minutieusement les paramètres hydrologiques, notamment au niveau de la zone non saturée. Cette expérience en cuve a des dimensions finies, avec des conditions aux limites spécifiques qui ne peuvent pas complètement reproduire les conditions de terrain. De plus, bien que les volumes d'eau injectés soient connus, nous n'avons pas suivi les volumes d'eau perdus, ce qui empêche de faire un contrôle qualité poussé des modèles proposés par la suite. La mise en place de cette expérience a nécessité des développements spécifiques en ce qui concerne les codes d'acquisition en suivi temporel. Il a été difficile malheureusement de coupler les enregistrements continus de bruit aléatoire avec ceux d'un champ déterministe généré par une source active de type Ricker activée à intervalle régulier. En effet, les cartes gérant la source active et les enregistrements fonctionnent sur des horloges séparées, ce qui induit un décalage temporel chaotique et fausse ainsi la mesure de variation de vitesse.

Les données issues de ce travail de laboratoire sont principalement présentées dans le chapitre 5 résumant les relations obtenues entre variations de vitesse sismique à partir du bruit de fond et mesures hydrologiques et confirmant le potentiel de la surveillance sismique de la teneur en eau dans les sédiments non consolidés. Pour cela, les ondes de surface reconstituées par la corrélation croisée de bruit sismique entre 50 et 5000 Hz ont montré des variations de vitesse très importantes mesurables toutes les 10 s. Celles-ci, mesurées à partir d'une référence stable obtenue longtemps après la fin des 4 cycles de remplissage/drainage étudiés, suivent remarquablement les variations de pression des pores mesurées au cours de l'expérience. On observe également des variations de vitesse générées par effet de compaction du sable, principalement pendant les deux premiers cycles. Une analyse fréquentielle entre 200 et 500 Hz montre l'influence de la profondeur sur les mesures, que l'on peut étudier plus finement grâce aux mesures de saturation et de pression. Au final, l'utilisation conjointe d'un modèle pétrophysique et des noyaux de sensibilité des ondes de Rayleigh permet de reconstruire fidèlement les fortes variations de vitesse observées lors des expériences et de mieux prendre en compte l'influence prépondérante des variations de pression effective pour ces expériences en cuve en milieu à dimensions finies. Cette approche pourrait être utilisée sur le terrain afin de mieux contraindre les

variations hydrologiques en profondeur. Cela ouvre également la voie à l'inversion des paramètres hydrologiques du sous-sol à partir de mesures de variation de vitesse, après correction des effets non-hydrologiques (source, température).

Une partie des données obtenues en laboratoire ont été utilisées pour des études portant sur des approches mono-station, en considérant les cycles C et D (chapitre 5). On utilise l'approche par auto-corrélation qui offre une spatialisation relativement simple de l'information, en considérant un faible nombre de capteurs et des ondes balistiques. Cela a permis aussi de mettre en évidence une colonne de sable qui possède un état de compaction différent des autres, sans doute relié à l'introduction des sondes de saturation dans la cuve. Cette approche par auto-corrélation du bruit a également motivé un élargissement de la méthode de stretching lorsque des variations de forme d'onde sont importantes. Ceci passe par l'élaboration de blocs de signaux qui permettent d'isoler dans une certaine fenêtre temporelle glissante les formes d'ondes importantes du signal. Cette optique permet de grandement réduire l'incertitude de la mesure de variation de vitesse. Les réponses en inter et auto-corrélation sont comparables et pourraient apporter une plus-value si elles sont à terme impliquées dans des étapes de spatialisation de l'information, notamment aux bords du modèle. Il semble aussi possible de considérer dans certains cas spécifiques une station sismique comme un piézomètre.

6.2 Perspectives

Interprétations pétrophysiques. Le travail en laboratoire montre notamment que la magnitude des perturbations de vitesse est très bien reconstruite lors des phases stables de changements de saturation. Pour cela, il faut considérer une approche de type Biot-Gassmann-Wood (BGW) qui inclut la pression effective et qui prend en compte les noyaux de sensibilité des ondes de surface. Par contre, cette magnitude n'est pas parfaitement reconstruite lors des phases dynamiques, avec des écarts entre les prédictions et les mesures d'environ 5 %. Il faudrait installer des tensiomètres afin de mieux évaluer la pression effective réelle, qui pourrait inclure les effets de pression capillaire mis en avant par Solazzi et al. (2021). Lorsque cette approche sera complètement comprise, les modèles de tomographie associés aux noyaux de sensibilité des ondes de surface, comme présentés dans Mao et al. (2022), permettront de fournir un proxy extrêmement intéressant sur les variations de saturation, cellule par cellule, avec des précisions spatiales et temporelles très intéressantes pour affiner les modèles hydrologiques.

Autres observables possibles. Ce travail a principalement reposé sur les variations de vitesses des ondes balistiques et notamment des ondes de surface, dominantes dans nos

études de corrélation croisée du bruit, dont on utilise en général une seule composante. Il est également probable que les variations d'ellipticité des ondes de Rayleigh ou leur atténuation offrent également une sensibilité aux paramètres hydrologiques. De plus, dans les milieux diffractants, la coda des ondes pourrait s'avérer être assez stable pour permettre des études de suivi temporel, comme c'est le cas à une plus grande échelle dans des approches en inter-corrélation (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006) ou bien dans des approches en intra et auto-corrélation (Hobiger et al., 2014). D'une manière générale, il conviendrait d'utiliser le plus d'informations disponibles, notamment les 27 composantes du tenseur complet de la fonction de Green. Pour deux stations sismiques, il existe en effet 6 auto-corrélations, 12 intra-corrélations et 9 inter-corrélations possibles qui sont analysables. Une telle représentation est montrée sous la forme d'hodochrones pour un temps particulier dans l'annexe A à partir des données de laboratoire.

Stabilité des sources. Nous avons utilisé dans nos études des sources stables dans le temps. Cette propriété n'est pas toujours vérifiée, notamment au niveau des puits de pompage présents sur le champ captant. Dans ce cas, les sources de bruit s'éclairent différemment au cours du temps en fonction de la séquence de pompage déterminée par les opérateurs. Ceci entraîne que les formes d'ondes reconstruites ne sont plus régulières au cours du temps. Un tel exemple résumant les difficultés d'analyse est fourni en Annexe C. Si l'on enregistre le bruit à l'aide de réseaux sismiques denses voir de fibres optiques, il pourrait alors être possible de caractériser l'azimut ou la position de ces sources par des techniques de type beamforming et de corriger les champs d'ondes (Roux, 2009) si cela est nécessaire. Le développement des méthodes d'apprentissage automatique pourrait également permettre de trier les signaux de bruit en fonction de leur source apparente, avant cross-corrélation (Seydoux et al., 2020). Dans un autre contexte, certains auteurs proposent d'utiliser des sources opportunistes, par exemple générées par le passage régulier de trains (Pinzon-Rincon et al., 2021).

Vers une densification des capteurs sismiques. Le DAS (Distributed acoustic sensing) est une nouvelle utilisation d'un outil existant permettant une mesure de déformation à travers une fibre optique reliée à un interrogateur (Ning and Sava, 2018). L'utilisation du DAS en géophysique est intéressante en raison de son échantillonnage spatial dense et de son faible coût d'exploitation, notamment en milieu urbain si la fibre optique est librement accessible (fibre de télécommunication par exemple). Un article de review discute de ses nombreuses applications potentielles, notamment pour les risques naturels, les industries énergétiques, la surveillance de l'environnement, le génie civil et l'hydrogéophysique (Li et al., 2022). Des travaux récents montrent qu'en utilisant le bruit sismique mesuré à travers des fibres conjugué à des techniques de séparation d'onde (de type filtre f-k),

il est possible de reconstruire des ondes de Rayleigh dans des environnements urbains permettant de reproduire des modèles de vitesse des ondes S à grande résolution spatiale, avec des résultats encourageants concernant les mesures de variations de nappe (Czarny and Zhu, 2022). En amont de ces observations et hypothèses, des résultats probants ont été publiés par Rodríguez Tribaldos and Ajo-Franklin (2021) mettant en relation des variations de vitesse obtenues à partir de la coda de bruit enregistrée sur fibre optique avec des variations hydrologiques, cela de manière comparable avec des résultats obtenus avec des capteurs 3-composantes. Ils ont également réussi à reconstruire et à identifier des ondes de surface (Rayleigh) qui peuvent permettre une identification plus fine en profondeur et produire des modèles de vitesses, et donc des noyaux de sensibilité.

Changements d'échelles Les méthodes hydrogéophysiques actuellement développées (Binley et al., 2015a) possèdent des échelles efficaces différentes. Par exemple, les méthodes électromagnétiques possèdent des échelles horizontales et verticales variées pouvant être échantillonnées sur une journée (Binley et al., 2015a). La plus importante peut scanner une profondeur de 0,6 à 1,5 mètre de profondeur sur 10 000 mètres de longueur (Binley et al., 2015a). Les méthodes de sismique active appliquées à l'hydrogéophysique (Pasquet et al., 2016) permettent d'échantillonner une zone de 100 m^2 avec une profondeur de pénétration restreinte. À l'opposé, il existe des méthodes de gravimétrie appliquées à des échelles plus grandes ($> 200\,000 \text{ km}^2$, Rodell et al. (2009); Castellazzi et al. (2016)), parfois couplées à des mesures de bruit sismique (Fores et al., 2018b; Clements and Denolle, 2018), mais qui souffrent d'un manque de résolution spatiale et temporelle. Pourtant, les analyses de bruit de fond sismique peuvent être effectuées sur des distributions d'antennes pouvant varier de $0,21 \text{ km}^2$ (Gaubert-Bastide et al., 2022) à des centaines, voire des milliers de km^2 (Mao et al., 2022) avec une distribution de capteurs plus ou moins dense en fonction des besoins. Il semble, comme le souligne Lecocq et al. (2017b), que l'analyse du bruit ambiant peut potentiellement combler les lacunes d'échelles entre les méthodes classiques en hydrogéophysique (Radar, ERT, PS, polarisation induite, RMP) en surveillant en continu les systèmes naturels d'une échelle kilométrique à déca-kilométrique.

Surveillance long terme Afin de mieux contraindre les ressources en eau et l'évolution des grands aquifères, il serait pertinent dans un premier temps d'analyser les fluctuations environnementales de l'ensemble des stations sismologiques permanentes dédiées à la surveillance sismique. Une approche de type single-station, par auto-corrélation et en se focalisant sur la coda, pourrait fournir des informations intéressantes sur des temps d'observations longs. Dans ce contexte, on pourrait également envisager d'installer des stations sismologiques permanentes dédiées à des études hydrologiques, en se focalisant sur des sites critiques. Ces études long terme, mais à faible résolution spatiales, pourraient

Perspectives

alors être complétées par le déploiement de réseaux mobiles sur quelques années ou l'utilisation de fibres optiques existantes, afin de mieux contraindre les ressources en eau et l'évolution des grands aquifères.

Bibliographie

Abaza, M. M. and Clyde, C. G. (1969). Evaluation of the rate of flow through porous media using electrokinetic phenomena. *Water Resources Research*, 5(2):470–483.

Abbott, M. B. and Refsgaard, J. C. (1996). *Distributed hydrological modelling*, volume 22. Springer Science and Business Media.

Abbott, R., Knox, H. A., James, S., Lee, R., and Cole, C. (2016). Permafrost active layer seismic interferometry experiment (palsie). Technical report, Sandia National Lab.(SNL-NM), Albuquerque, NM (United States).

Aki, K. and Ferrazzini, V. (2000). Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7):16617–16640.

Aki, K. and Richards, P. (2002). *Quantitative seismology : Theory and methods*. University Science Books.

Allaire, S. E., Roulier, S., and Cessna, A. J. (2009). Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. *Journal of Hydrology*, 378(1-2):179–204.

Anderson, M. P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Groundwater*, 43(6):951–968.

Azzfri, S. L., Ibrahim, M. F., and Gödeke, S. H. (2022). Electrical resistivity tomography and induced polarization study for groundwater exploration in the agricultural development areas of brunei darussalam. *Environmental Earth Sciences*, 81(8):1–12.

Bachrach, R., Dvorkin, J., and Nur, A. (1998). High-resolution shallow-seismic experiments in sand, part ii: Velocities in shallow unconsolidated sand. *Geophysics*, 63(4):1234–1240.

Bachrach, R. and Nur, A. (1998a). High-resolution shallow-seismic experiments in sand, part i: Water table, fluid flow, and saturation. *Geophysics*, 63(4):1225–1233.

- Bachrach, R. and Nur, A. (1998b). High-resolution shallow-seismic experiments in sand, part i: Water table, fluid flow, and saturation. *Geophysics*, 63(4):1225–1233.
- Barmin, M., Ritzwoller, M., and Levshin, A. (2001). A fast and reliable method for surface wave tomography. In *Monitoring the comprehensive nuclear-test-ban treaty: Surface waves*, pages 1351–1375. Springer.
- Barrière, J. (2011). *Atténuation et dispersion des ondes P en milieu poreux partiellement saturé: approche expérimentale*. PhD thesis, Pau.
- Barrière, J., Bordes, C., Brito, D., Sénéchal, P., and Perroud, H. (2012a). Laboratory monitoring of p waves in partially saturated sand. *Geophysical Journal International*, 191(3):1152–1170.
- Barrière, J., Bordes, C., Brito, D., Sénéchal, P., and Perroud, H. (2012b). Laboratory monitoring of p waves in partially saturated sand. *Geophysical Journal International*, 191(3):1152–1170.
- Batzle, M. L., Han, D.-H., and Hofmann, R. (2006). Fluid mobility and frequency-dependent seismic velocity—direct measurements. *Geophysics*, 71(1):N1–N9.
- Bear, J. (2012). *Hydraulics of groundwater*. Courier Corporation.
- Beatty, K. S., Schmitt, D. R., and Sacchi, M. (2002). Simulated annealing inversion of multimode rayleigh wave dispersion curves for geological structure. *Geophysical Journal International*, 151(2):622–631.
- Beer, T. (2004). Geophysical risk, vulnerability, and sustainability. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 150:375–385.
- Behr, Y., Townend, J., Bowen, M., Carter, L., Gorman, R., Brooks, L., and Bannister, S. (2013). Source directionality of ambient seismic noise inferred from three-component beamforming. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(1):240–248.
- Bemer, E., Boutéca, M., Vincké, O., Hoteit, N., and Ozanam, O. (2001). Poromechanics: From linear to nonlinear poroelasticity and poroviscoelasticity. *Oil and Gas Science and Technology*, 56(6):531–544.
- Benischke, R. (2021). Advances in the methodology and application of tracing in karst aquifers. *Hydrogeology journal*, 29(1):67–88.

- Beven, K. (2006). A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of hydrology*, 320(1-2):18–36.
- Beven, K. and Binley, A. (1992). The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, 6(3):279–298.
- Bièvre, G., Joseph, A., and Bertrand, C. (2018). Preferential water infiltration path in a slow-moving clayey earthslide evidenced by cross-correlation of hydrometeorological time series (charlaix landslide, french western alps). *Geofluids (Online)*, 2018.
- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Revil, A., Robinson, D. A., Singha, K., and Slater, L. D. (2015a). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water resources research*, 51(6):3837–3866.
- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Revil, A., Robinson, D. A., Singha, K., and Slater, L. D. (2015b). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water resources research*, 51(6):3837–3866.
- Biot, M. A. (1955). Theory of elasticity and consolidation for a porous anisotropic solid. *Journal of applied physics*, 26(2):182–185.
- Biot, M. A. (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid, i. low-frequency range. *The Journal of the Acoustical Society of america*, 28:168–191.
- Biot, M. A. (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. ii. higher frequency range. *The Journal of the acoustical Society of america*, 28(2):179–191.
- Birkett, C. (1994). Radar altimetry: A new concept in monitoring lake level changes. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 75(24):273–275.
- Blazevic, L. A., Bodet, L., Pasquet, S., Linde, N., Jougnot, D., and Longuevergne, L. (2020). Time-lapse seismic and electrical monitoring of the vadose zone during a controlled infiltration experiment at the ploemeur hydrological observatory, france. *Water*, 12(5):1230.
- Blonquist Jr, J., Jones, S. B., and Robinson, D. (2005a). A time domain transmission sensor with tdr performance characteristics. *Journal of hydrology*, 314(1-4):235–245.
- Blonquist Jr, J., Jones, S. B., and Robinson, D. A. (2005b). Standardizing characterization of electromagnetic water content sensors: Part 2. evaluation of seven sensing systems. *Vadose Zone Journal*, 4(4):1059–1069.

- Bodet, L., Dhemaied, A., Mourgues, R., Tournat, V., and Rejiba, F. (2012). Laser-doppler acoustic probing of granular media with in-depth property gradient and varying pore pressures. In *AIP Conference Proceedings*, volume 1433, pages 147–150. American Institute of Physics.
- Bodet, L., van Wijk, K., Bitri, A., Abraham, O., Côte, P., Grandjean, G., and Leparoux, D. (2005). Surface-wave inversion limitations from laser-doppler physical modeling. *Environmental and Engineering Geophysics*, 10(2):151–162.
- Bolt, B. (2012). *Seismology: Surface waves and earth oscillations*, volume 11. Elsevier.
- Bordes, C., Sénéchal, P., Barrière, J., Brito, D., Normandin, E., and Jougnot, D. (2015). Impact of water saturation on seismoelectric transfer functions: a laboratory study of coseismic phenomenon. *Geophysical Journal International*, 200(3):1317–1335.
- Bormann, P., Engdahl, B., and Kind, R. (2012). Seismic wave propagation and earth models. In *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP2)*, pages 1–105. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Boschi, L. and Weemstra, C. (2015). Stationary-phase integrals in the cross correlation of ambient noise. *Reviews of Geophysics*, 53(2):411–451.
- Boué, P., Roux, P., Campillo, M., and de Cacqueray, B. (2013). Double beamforming processing in a seismic prospecting context. *Geophysics*, 78(3):V101–V108.
- Bouwer, H. and Rice, R. (1978). Delayed aquifer yield as a phenomenon of delayed air entry. *Water Resources Research*, 14(6):1068–1074.
- Bracken, L. J. and Croke, J. (2007). The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(13):1749–1763.
- Brahmi, S., Baali, F., Hadji, R., Brahmi, S., Hamad, A., Rahal, O., Zerrouki, H., Saadali, B., and Hamed, Y. (2021). Assessment of groundwater and soil pollution by leachate using electrical resistivity and induced polarization imaging survey, case of tebessa municipal landfill, ne algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(4):1–13.
- Brenguier, F., Boué, P., Ben-Zion, Y., Vernon, F., Johnson, C., Mordret, A., Coutant, O., Share, P.-E., Beaucé, E., Hollis, D., et al. (2019). Train traffic as a powerful noise source for monitoring active faults with seismic interferometry. *Geophysical Research Letters*, 46(16):9529–9536.

- Brenguier, F., Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N. M., Nadeau, R. M., and Larose, É. (2008a). Postseismic relaxation along the san andreas fault at parkfield from continuous seismological observations. *science*, 321(5895):1478–1481.
- Brenguier, F., Campillo, M., Takeda, T., Aoki, Y., Shapiro, N., Briand, X., Emoto, K., and Miyake, H. (2014). Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops. *Science*, 345(6192):80–82.
- Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N. M., Campillo, M., and Ferrazzini, V. (2011). Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8-9):633–638.
- Brenguier, F., Courbis, R., Mordret, A., Campman, X., Boué, P., Chmiel, M., Takano, T., Lecocq, T., Van der Veen, W., Postif, S., et al. (2020). Noise-based ballistic wave passive seismic monitoring. part 1: body waves. *Geophysical Journal International*, 221(1):683–691.
- Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., Ferrazzini, v., Duputel, Z., Coutant, O., and Nercessian, A. (2008b). Toward forecasting volcanic eruption using seismic noise. *Nature geoscience*, 1.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., and Ferrazzini, V. (2007). 3-d surface wave tomography of the piton de la fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical research letters*, 34(2).
- Brooks, P. D., Chorover, J., Fan, Y., Godsey, S. E., Maxwell, R. M., McNamara, J. P., and Tague, C. (2015). Hydrological partitioning in the critical zone: Recent advances and opportunities for developing transferable understanding of water cycle dynamics. *Water Resources Research*, 51(9):6973–6987.
- Brovelli, A., Cassiani, G., Dalla, E., Bergamini, F., Pitea, D., and Binley, A. M. (2005). Electrical properties of partially saturated sandstones: novel computational approach with hydrogeophysical applications. *Water Resources Research*, 41(8).
- Bumpus, P. B. and Kruse, S. E. (2014). Self-potential monitoring for hydrologic investigations in urban covered-karst terrain. *Geophysics*, 79(6):B231–B242.
- Burtin, A., Bollinger, L., Vergne, J., Cattin, R., and Nábělek, J. (2008). Spectral analysis of seismic noise induced by rivers: A new tool to monitor spatiotemporal changes in stream hydrodynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

- Burtin, A., Cattin, R., Bollinger, L., Vergne, J., Steer, P., Robert, A., Findling, N., and Tiberi, C. (2011). Towards the hydrologic and bed load monitoring from high-frequency seismic noise in a braided river: The “torrent de st pierre”, french alps. *Journal of hydrology*, 408(1-2):43–53.
- Cadoret, T., Marion, D., and Zinszner, B. (1995). Influence of frequency and fluid distribution on elastic wave velocities in partially saturated limestones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6):9789–9803.
- Cammeraat, L. (2002). A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(11):1201–1222.
- Campillo, M. (2006). Phase and correlation in random seismic fields and the reconstruction of the green function. *Pure and applied geophysics*, 163:475–502.
- Campillo, M. and Paul, A. (2002). Correlations in the seismic coda and elastic green’s functions. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 112(5):2319–2319.
- Campillo, M. and Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606):547–549.
- Castellazzi, P., Martel, R., Galloway, D. L., Longuevergne, L., and Rivera, A. (2016). Assessing groundwater depletion and dynamics using grace and insar: Potential and limitations. *Groundwater*, 54(6):768–780.
- Cessaro, R. K. (1994). Sources of primary and secondary microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(1):142–148.
- Chatelain, J.-L., Guillier, B., Cara, F., Duval, A.-M., Atakan, K., Bard, P.-Y., and Team, W. S. (2008). Evaluation of the influence of experimental conditions on h/v results from ambient noise recordings. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6:33–74.
- Cheng, J.-T., Pyrak-Nolte, L. J., Nolte, D. D., and Giordano, N. J. (2004). Linking pressure and saturation through interfacial areas in porous media. *Geophysical Research Letters*, 31(8).
- Chmiel, M., Mordret, A., Boué, P., Brenguier, F., Lecocq, T., Courbis, R., Hollis, D., Campman, X., Romijn, R., and Van der Veen, W. (2019). Ambient noise multimode Rayleigh and Love wave tomography to determine the shear velocity structure above the Groningen gas field. *Geophysical Journal International*, 218(3):1781–1795.

Perspectives

- Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33(2):264–269.
- Claussen, M. (1998). On multiple solutions of the atmosphere–vegetation system in present-day climate. *Global Change Biology*, 4(5):549–559.
- Clements, T. and Denolle, M. A. (2018). Tracking groundwater levels using the ambient seismic field. *Geophysical Research Letters*, 45(13):6459–6465.
- Cole, R. H. (1977). Time domain reflectometry. *Annual review of physical chemistry*, 28(1):283–300.
- Cox, B. R., Wood, C. M., and Hazirbaba, K. (2012). Frozen and unfrozen shear wave velocity seismic site classification of fairbanks, alaska. *Journal of Cold Regions Engineering*, 26(3):118–145.
- Crétaux, J.-F. and Birkett, C. (2006). Lake studies from satellite radar altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(14-15):1098–1112.
- Cupillard, P., Stehly, L., and Romanowicz, B. (2011). The one-bit noise correlation: a theory based on the concepts of coherent and incoherent noise. *Geophysical Journal International*, 184(3):1397–1414.
- Czarny, R. and Zhu, T. (2022). Estimating rayleigh surface wave from ambient noise recorded by distributed acoustic sensing (das) dark fiber array in the city. In *Second International Meeting for Applied Geoscience and Energy*, pages 2133–2137. Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum
- Dahan, O., Talby, R., Yechieli, Y., Adar, E., Lazarovitch, N., and Enzel, Y. (2009). In situ monitoring of water percolation and solute transport using a vadose zone monitoring system. *Vadose Zone Journal*, 8(4):916–925.
- Dahlen, F. and Tromp, J. (2020). Theoretical global seismology. In *Theoretical Global Seismology*. Princeton university press.
- Daniels, D. J. (2004). *Ground penetrating radar*, volume 1. Iet.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d’eau... un appendice relatif aux fournitures d’eau de plusieurs villes au filtrage des eaux*, volume 1. Victor Dalmont, éditeur.

- Darnet, M., Marquis, G., and Sailhac, P. (2003). Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface streaming potential (sp) anomalies. *Geophysical research letters*, 30(13).
- Das, N. N. and Mohanty, B. P. (2008). Temporal dynamics of psr-based soil moisture across spatial scales in an agricultural landscape during smex02: A wavelet approach. *Remote Sensing of Environment*, 112(2):522–534.
- Davis, J. L. and ANNAN, A. P. (1989). Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy 1. *Geophysical prospecting*, 37(5):531–551.
- De Carlo, L., Caputo, M. C., Masciale, R., Vurro, M., and Portoghese, I. (2020). Monitoring the drainage efficiency of infiltration trenches in fractured and karstified limestone via time-lapse hydrogeophysical approach. *Water*, 12(7):2009.
- De Coster, A., Medina, J. P., Nottebaere, M., Alkhalifeh, K., Neyt, X., Vanderdonckt, J., and Lambot, S. (2019). Towards an improvement of gpr-based detection of pipes and leaks in water distribution networks. *Journal of Applied Geophysics*, 162:138–151.
- De Plaen, R. S., Cannata, A., Cannavo, F., Caudron, C., Lecocq, T., and Francis, O. (2019). Temporal changes of seismic velocity caused by volcanic activity at mt. etna revealed by the autocorrelation of ambient seismic noise. *Frontiers in Earth Science*, 6:251.
- De Plaen, R. S., Lecocq, T., Caudron, C., Ferrazzini, V., and Francis, O. (2016). Single-station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise. *Geophysical Research Letters*, 43(16):8511–8518.
- De Ridder, S. and Biondi, B. (2015). Near-surface scholte wave velocities at ekofisk from short noise recordings by seismic noise gradiometry. *Geophysical Research Letters*, 42(17):7031–7038.
- De Siena, L., Sammarco, C., Cornwell, D., La Rocca, M., Bianco, F., Zaccarelli, L., and Nakahara, H. (2018). Ambient seismic noise image of the structurally controlled heat and fluid feeder pathway at campi flegrei caldera. *Geophysical Research Letters*, 45(13):6428–6436.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., De Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., and Fink, M. (2003a). Recovering the green’s function from field-field correlations in an open scattering medium (1). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 113(6):2973–2976.

- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., De Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., and Fink, M. (2003b). Recovering the green's function from field-field correlations in an open scattering medium (1). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 113(6):2973–2976.
- Devi, M., Garambois, S., Brito, D., Dietrich, M., Poydenot, V., and Bordes, C. (2018). A novel approach for seismoelectric measurements using multielectrode arrangements: li—laboratory measurements. *Geophysical Journal International*, 214(3):1783–1799.
- Devia, G. K., Ganasri, B. P., and Dwarakish, G. S. (2015). A review on hydrological models. *Aquatic procedia*, 4:1001–1007.
- Dewar, N. and Knight, R. (2020). Estimation of the top of the saturated zone from airborne electromagnetic data. *Geophysics*, 85(5):EN63–EN76.
- Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A., and Wapenaar, K. (2009). Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysics*, 74(5):A63–A67.
- Duret, F. (2012). *Étude des anomalies de propagation sismique dans la croûte européenne*. PhD thesis, Paris, Institut de physique du globe.
- Dvorkin, J. and Nur, A. (1998). Acoustic signatures of patchy saturation: International journal of solids structures, 35, 4803–4810, doi: 10.1016/s0020-7683 (98) 00095-x. *Crossref Web of Science*.
- Enemark, T., Peeters, L. J., Mallants, D., and Batelaan, O. (2019). Hydrogeological conceptual model building and testing: A review. *Journal of Hydrology*, 569:310–329.
- Eyuboglu, S., Mahdi, H., Al-Shukri, H., and Rock, L. (2003). Detection of water leaks using ground penetrating radar. In *Proceedings of the third international conference on applied geophysics, Orlando-FL*, pages 8–12.
- Fan, B., Liu, X., Zhu, Q., Qin, G., Li, J., Lin, H., and Guo, L. (2020). Exploring the interplay between infiltration dynamics and critical zone structures with multiscale geophysical imaging: A review. *Geoderma*, 374:114431.
- Fehler, M. and Sato, H. (2003). Coda. *Pure and applied geophysics*, 160:541–554.
- Fernández de Vera, N., Beaujean, J., Jamin, P., Caterina, D., Vanclooster, M., Dassargues, A., Dahan, O., Nguyen, F., and Brouyère, S. (2016). Combining cross-hole geophysical and vadose zone monitoring systems for vadose zone characterization at industrial contaminated sites. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, pages 1–18.

- Fink, J. B., McAlister, E. O., Sternberg, B. K., Wieduwilt, W. G., and Ward, S. H. (1990). *Induced polarization applications and case histories*. Society of Exploration Geophysicists.
- Flinchum, B. A., Steven Holbrook, W., Rempe, D., Moon, S., Riebe, C. S., Carr, B. J., Hayes, J. L., St. Clair, J., and Peters, M. P. (2018). Critical zone structure under a granite ridge inferred from drilling and three-dimensional seismic refraction data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(6):1317–1343.
- Flint, A. L., Flint, L. E., Kwicklis, E. M., Fabryka-Martin, J. T., and Bodvarsson, G. S. (2002). Estimating recharge at yucca mountain, nevada, usa: comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, 10(1):180–204.
- Fores, B., Champollion, C., Mainsant, G., Albaric, J., and Fort, A. (2018a). Monitoring saturation changes with ambient seismic noise and gravimetry in a karst environment. *Vadose Zone Journal*, 17(1).
- Fores, B., Champollion, C., Mainsant, G., Albaric, J., and Fort, A. (2018b). Monitoring saturation changes with ambient seismic noise and gravimetry in a karst environment. *Vadose Zone Journal*, 17(1):1–12.
- Foster, S. and Chilton, P. (2003). Groundwater: the processes and global significance of aquifer degradation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 358(1440):1957–1972.
- Freeze, R. A. and Cherry, J. A. (1979). Groundwater prentice-hall inc. *Eaglewood Cliffs, NJ*.
- Friedman, S. P. (2005). Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Computers and electronics in agriculture*, 46(1-3):45–70.
- Gaines, D., Baker, G., Hubbard, S., Watson, D., and Jardine, P. (2008). Enhancing monitoring of recharge-related environmental remediation processes using time-lapse seismic refraction. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2008, pages NS41A–04.
- Galetti, E. and Curtis, A. (2012). Generalised receiver functions and seismic interferometry. *Tectonophysics*, 532:1–26.
- Garambois, S., Legchenko, A., Vincent, C., and Thibert, E. (2016). Ground-penetrating radar and surface nuclear magnetic resonance monitoring of an englacial water-filled cavity in the polythermal glacier of tête rousse. *Geophysics*, 81(1):WA131–WA146.

- Garambois, S., Voisin, C., Romero Guzman, M., Brito, D., Guillier, B., and Réfloch, A. (2019). Analysis of ballistic waves in seismic noise monitoring of water table variations in a water field site: added value from numerical modelling to data understanding. *Geophysical Journal International*, 219(3):1636–1647.
- Gårding, L. (1984). Functional analysis in the theory of partial differential equations. *Memoirs Amer. Math. Soc*, 48:13–23.
- Gassenmeier, M., Sens-Schönfelder, C., Delatre, M., and Korn, M. (2014). Monitoring of environmental influences on seismic velocity at the geological storage site for co2 in ketzin (germany) with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 200(1):524–533.
- Gaubert-Bastide, T., Garambois, S., Bordes, C., Voisin, C., Oxarango, L., Brito, D., and Roux, P. (2022). High-resolution monitoring of controlled water table variations from dense seismic-noise acquisitions. *Water Resources Research*, 58(8):e2021WR030680.
- Gaudot, I. (2016). *Analyse des intercorrélations du champ d’onde sismique ambient-Application à la tomographie de l’Ouest de la France*. PhD thesis, Université de Nantes.
- Gomes, V. M., Brito, D., Garambois, S., Bordes, C., and Barucq, H. (2021). Experiments and modelling of seismoelectrics in the ultrasonic range: A comparison with electrokinetic theory. In *NSG2021 27th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, volume 2021, pages 1–5. EAGE Publications BV.
- Gorbatov, A., Saygin, E., and Kennett, B. (2013). Crustal properties from seismic station autocorrelograms. *Geophysical Journal International*, 192(2):861–870.
- Gouedard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., De Verdière, Y. C., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sánchez-Sesma, F. J., Shapiro, N., et al. (2008). Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications. *Geophysical prospecting*, 56(3):375–393.
- Grêt, A., Snieder, R., Aster, R. C., and Kyle, P. R. (2005). Monitoring rapid temporal change in a volcano with coda wave interferometry. *Geophysical Research Letters*, 32(6).
- Grêt, A., Snieder, R., and Özbay, U. (2006a). Monitoring in situ stress changes in a mining environment with coda wave interferometry. *Geophysical Journal International*, 167(2):504–508.
- Grêt, A., Snieder, R., and Scales, J. (2006b). Time-lapse monitoring of rock properties with coda wave interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3).

Grobbe, N., Mordret, A., Barde-Cabusson, S., Ellison, L., Lach, M., Seo, Y.-H., Viti, T., Ward, L., and Zhang, H. (2021). A multi-hydrogeophysical study of a watershed at kaiwi coast (o ahu, hawaii), using seismic ambient noise surface wave tomography and self-potential data. *Water Resources Research*, 57(4):e2020WR029057.

Guéguen, P., Langlais, M., Garambois, S., Voisin, C., and Douste-Bacqué, I. (2017). How sensitive are site effects and building response to extreme cold temperature? the case of the grenoble’s (france) city hall building. *Bulletin of earthquake engineering*, 15:889–906.

Guillemot, A., Helmstetter, A., Larose, É., Baillet, L., Garambois, S., Mayoraz, R., and Delaloye, R. (2020). Seismic monitoring in the gugla rock glacier (switzerland): ambient noise correlation, microseismicity and modelling. *Geophysical Journal International*, 221(3):1719–1735.

Guillemot, A., van Herwijnen, A., Larose, E., Mayer, S., and Baillet, L. (2021). Effect of snowfall on changes in relative seismic velocity measured by ambient noise correlation. *The Cryosphere*, 15(12):5805–5817.

Gunn, D., Chambers, J., Uhlemann, S., Wilkinson, P., Meldrum, P., Dijkstra, T., Haslam, E., Kirkham, M., Wragg, J., Holyoake, S., et al. (2015). Moisture monitoring in clay embankments using electrical resistivity tomography. *Construction and Building Materials*, 92:82–94.

Hadziioannou, C. (2011). *Ondes sismiques en milieu complexe: Mesure des variations temporelles des vitesses*. PhD thesis, Université de Grenoble.

Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., and 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.

Haeni, F. (1988). *Application of seismic-refraction techniques to hydrologic studies*. Department of the Interior, US Geological Survey.

Hale, D. (2013). Dynamic warping of seismic images. *Geophysics*, 78(2):S105–S115.

Haney, M. M., van Wijk, K., Preston, L. A., and Aldridge, D. F. (2009). Observation and modeling of source effects in coda wave interferometry at pavlof volcano. *The Leading Edge*, 28(5):554–560.

Perspectives

- Harmon, N., Gerstoft, P., Rychert, C. A., Abers, G. A., Salas de La Cruz, M., and Fischer, K. M. (2008). Phase velocities from seismic noise using beamforming and cross correlation in costa rica and nicaragua. *Geophysical Research Letters*, 35(19).
- Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics*, 1(2):177–210.
- Heath, B. A., Hooft, E. E., and Toomey, D. R. (2018). Autocorrelation of the seismic wavefield at newberry volcano: Reflections from the magmatic and geothermal systems. *Geophysical Research Letters*, 45(5):2311–2318.
- Hermans, T., Goderniaux, P., Jougnot, D., Fleckenstein, J. H., Brunner, P., Nguyen, F., Linde, N., Huisman, J. A., Bour, O., Lopez Alvis, J., et al. (2023). Advancing measurements and representations of subsurface heterogeneity and dynamic processes: towards 4d hydrogeology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 27(1):255–287.
- Herrera, R. H. and Van der Baan, M. (2012). Short-time homomorphic wavelet estimation. *Journal of Geophysics and Engineering*, 9(6):674–680.
- Herrmann, R. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84:1081–1088.
- Hertrich, M., Braun, M., Gunther, T., Green, A. G., and Yaramanci, U. (2007). Surface nuclear magnetic resonance tomography. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(11):3752–3759.
- Hillers, G., Ben-Zion, Y., Campillo, M., and Zigone, D. (2015). Seasonal variations of seismic velocities in the san jacinto fault area observed with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 202(2):920–932.
- Hillers, G., Campillo, M., and Ma, K.-F. (2014). Seismic velocity variations at tcdp are controlled by mjo driven precipitation pattern and high fluid discharge properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 391:121–127.
- Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., and Nakahara, H. (2012). Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 iwate-miyagi nairiku earthquake, japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9).
- Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., and Nakahara, H. (2014). Single-station cross-correlation analysis of ambient seismic noise: application to stations in the surroundings of

- the 2008 iwate-miyagi nairiku earthquake. *Geophysical Journal International*, 198(1):90–109.
- Holzhauser, J., Brito, D., Bordes, C., Brun, Y., and Guatarbes, B. (2017). Experimental quantification of the seismoelectric transfer function and its dependence on conductivity and saturation in loose sand. *Geophysical Prospecting*, 65(4):1097–1120.
- Hoshiaba, M. (1997). Seismic coda wave envelope in depth-dependent s wave velocity structure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 104(1-3):15–22.
- Hubbard, S. and Rubin, Y. (2005a). Introduction to hydrogeophysics. In *Hydrogeophysics*, pages 3–21. Springer.
- Hubbard, S. S. and Rubin, Y. (2005b). Introduction to hydrogeophysics. In *Hydrogeophysics*, pages 3–21. Springer.
- Hubbell, J., Mattson, E., Sisson, J., and McElroy, D. (2002). Water potential response in fractured basalt from infiltration events. *ASTM SPECIAL TECHNICAL PUBLICATION*, 1415:38–58.
- Ikard, S., Revil, A., Jardani, A., Woodruff, W., Parekh, M., and Mooney, M. (2012). Saline pulse test monitoring with the self-potential method to nonintrusively determine the velocity of the pore water in leaking areas of earth dams and embankments. *Water Resources Research*, 48(4).
- Instrument, N. (2004). *NI PXI User Manual*. National Instrument.
- Instrument, N. (2005a). *NI USB-6009 User Manual*. National Instrument.
- Instrument, N. (2005b). *RS PRO Pressure Sensor*. RSPRO.
- Instrument, N. (2012). *NI SCB68A User Manual*. National Instrument.
- Ito, Y., Shiomi, K., Nakajima, J., and Hino, R. (2012). Autocorrelation analysis of ambient noise in northeastern japan subduction zone. *Tectonophysics*, 572:38–46.
- Jackson, R. B., Carpenter, S. R., Dahm, C. N., McKnight, D. M., Naiman, R. J., Postel, S. L., and Running, S. W. (2001). Water in a changing world. *Ecological applications*, 11(4):1027–1045.
- Jajarmizadeh, M., Harun, S., and Salarpour, M. (2012). A review on theoretical consideration and types of models in hydrology. *Journal of Environmental Science and Technology*, 5(5):249–261.

- James, S., Knox, H., Abbott, R., Panning, M., and Scream, E. (2019). Insights into permafrost and seasonal active-layer dynamics from ambient seismic noise monitoring. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(7):1798–1816.
- Jan, C.-D., Chen, T.-H., and Lo, W.-C. (2007). Effect of rainfall intensity and distribution on groundwater level fluctuations. *Journal of hydrology*, 332(3-4):348–360.
- Jayawickreme, D. H., Jobbágy, E. G., and Jackson, R. B. (2014). Geophysical subsurface imaging for ecological applications. *New Phytologist*, 201(4):1170–1175.
- Jiří, M. (1980). Effective rainfall estimation. *Journal of Hydrology*, 45(3-4):305–311.
- Joannis, C. and Bertrand-Krajewski, J.-L. (2008). Incertitudes sur un mesurande défini comme une valeur intégrée sur une fenêtre temporelle d'un signal continu discrétisé en fonction du temps. *Journées de l'hydraulique*, 30(1):1–11.
- Jones, S. B., Wraith, J. M., and Or, D. (2002). Time domain reflectometry measurement principles and applications. *Hydrological processes*, 16(1):141–153.
- Jongmans, D. and Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société géologique de France*, 178(2):101–112.
- Jouniaux, L., Maineult, A., Naudet, V., Pessel, M., and Sailhac, P. (2009). Review of self-potential methods in hydrogeophysics revue des méthodes de potentiel spontané en hydrogéophysique. *C. R. Geoscience*.
- Kalbus, E., Reinstorf, F., and Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater–surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(6):873–887.
- Kemna, A., Binley, A., Cassiani, G., Niederleithinger, E., Revil, A., Slater, L., Williams, K. H., Orozco, A. F., Haegel, F.-H., Hördt, A., et al. (2012). An overview of the spectral induced polarization method for near-surface applications. *Near Surface Geophysics*, 10(6):453–468.
- Kennett, B., Saygin, E., and Salmon, M. (2015). Stacking autocorrelograms to map mocho depth with high spatial resolution in southeastern australia. *Geophysical Research Letters*, 42(18):7490–7497.
- Kessouri, P., Furman, A., Huisman, J. A., Martin, T., Mellage, A., Ntarlagiannis, D., Bucker, M., Ehosioke, S., Fernandez, P., Flores-Orozco, A., et al. (2019). Induced polarization applied to biogeophysics: recent advances and future prospects. *Near Surface Geophysics*, 17(6-Recent Developments in Induced Polarization):595–621.

- Killian, C. D., Asquith, W. H., Barlow, J. R., Bent, G. C., Kress, W. H., Barlow, P. M., and Schmitz, D. W. (2019). Characterizing groundwater and surface-water interaction using hydrograph-separation techniques and groundwater-level data throughout the mississippi delta, usa. *Hydrogeology Journal*, 27(6):2167–2179.
- Kim, D. and Lekic, V. (2019a). Groundwater variations from autocorrelation and receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 46(23):13722–13729.
- Kim, D. and Lekic, V. (2019b). Groundwater variations from autocorrelation and receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 46(23):13722–13729.
- Klepper, R. and Ryan, T. F. (1991). Dynamic theories of end-user computing: an assessment and critique. In *Proceedings of the Twenty-Fourth Annual Hawaii International Conference on System Sciences*, volume 3, pages 163–171. IEEE.
- Knight, R., Dvorkin, J., and Nur, A. (1998). Acoustic signatures of partial saturation. *Geophysics*, 63(1):132–138.
- Knight, R. and Nolen-Hoeksema, R. (1990a). A laboratory study of the dependence of elastic wave velocities on pore scale fluid distribution. *Geophysical Research Letters*, 17(10):1529–1532.
- Knight, R. and Nolen-Hoeksema, R. (1990b). A laboratory study of the dependence of elastic wave velocities on pore scale fluid distribution. *Geophysical Research Letters*, 17(10):1529–1532.
- Köhler, A. and Weidle, C. (2019). Potentials and pitfalls of permafrost active layer monitoring using the hvsr method: A case study in svalbard. *Earth Surface Dynamics*, 7(1):1–16.
- Lachhab, T. and Weill, C. (1999). Compression of a soft sphere packing. *The European Physical Journal B-Condensed Matter and Complex Systems*, 9(1):59–69.
- Lambot, S., Slob, E., Rhebergen, J., Lopera, O., Jadoon, K. Z., and Vereecken, H. (2009). Remote estimation of the hydraulic properties of a sand using full-waveform integrated hydrogeophysical inversion of time-lapse, off-ground gpr data. *Vadose Zone Journal*, 8(3):743–754.
- Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., Walter, F., Jongmans, D., Guillier, B., Garambois, S., Gimbert, F., and Massey, C. (2015).

- Environmental seismology: What can we learn from ambient noise? *J. of Appl. Geophysics*, 116:62–74.
- Larose, E., Derode, A., Campillo, M., and Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. *Journal of Applied Physics*, 95(12):8393–8399.
- Lebedev, M., Toms-Stewart, J., Clennell, B., Pervukhina, M., Shulakova, V., Paterson, L., Müller, T. M., Gurevich, B., and Wenzlau, F. (2009). Direct laboratory observation of patchy saturation and its effects on ultrasonic velocities. *The Leading Edge*, 28(1):24–27.
- Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H. A. and Brenguier, F., and Stammer, K. (2017a). Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling. *Scientific reports*, 7:14241.
- Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H. A., Brenguier, F., and Stammer, K. (2017b). Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling. *Scientific reports*, 7(1):1–16.
- Lehuteur, M., Vergne, J., Maggi, A., and Schmittbuhl, J. (2016). Ambient noise tomography with non-uniform noise sources and low aperture networks: case study of deep geothermal reservoirs in northern alsace, france. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 208(1):193–210.
- Lehuteur, M., Vergne, J., Schmittbuhl, J., Zigone, D., Le Chenadec, A., and Team, E. (2018). Reservoir imaging using ambient noise correlation from a dense seismic network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8):6671–6686.
- Lesparre, N., Girard, J.-F., Jeannot, B., Weill, S., Dumont, M., Boucher, M., Viville, D., Pierret, M.-C., Legchenko, A., and Delay, F. (2020). Magnetic resonance sounding measurements as posterior information to condition hydrological model parameters: Application to a hard-rock headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 587:124941.
- Levshin, A. L., Pisarenko, V., and Pogrebinsky, G. (1972). On a frequency-time analysis of oscillations. In *Annales de geophysique*, volume 28, pages 211–218. Centre National de la Recherche Scientifique.
- Li, G. and Ben-Zion, Y. (2023). Daily and seasonal variations of shallow seismic velocities in southern california from joint analysis of h/v ratios and autocorrelations of seismic waveforms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, page e2022JB025682.

- Li, Y., Karrenbach, M., and Ajo-Franklin, J. (2022). *Distributed acoustic sensing in geophysics: Methods and applications*, volume 268. John Wiley and Sons.
- Lin, F.-C., Moschetti, M. P., and Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of the western united states from ambient seismic noise: Rayleigh and love wave phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 173(1):281–298.
- Lin, F.-C. and Ritzwoller, M. H. (2011). Helmholtz surface wave tomography for isotropic and azimuthally anisotropic structure. *Geophysical Journal International*, 186(3):1104–1120.
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M. H., Townend, J., Bannister, S., and Savage, M. K. (2007). Ambient noise rayleigh wave tomography of new zealand. *Geophysical Journal International*, 170(2):649–666.
- Lindner, F., Wassermann, J., and Igel, H. (2021). Seasonal freeze-thaw cycles and permafrost degradation on mt. zugspitze (german/austrian alps) revealed by single-station seismic monitoring. *Geophysical Research Letters*, 48(18):e2021GL094659.
- Liu, X., Chen, J., Cui, X., Liu, Q., Cao, X., and Chen, X. (2019). Measurement of soil water content using ground-penetrating radar: a review of current methods. *International Journal of Digital Earth*, 12(1):95–118.
- LIU, Z.-y., Tan, D., CHEN, Z.-b., WEI, Y.-f., Chai, Q., CHEN, X.-h., et al. (2020). Study on multiple induced polarization parameters in groundwater exploration in bashang poverty alleviation area of hebei province, china. *Journal of Groundwater Science and Engineering*, 8(3):274–280.
- Lobkis, O. I. and Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the green’s function in the correlations of a diffuse field. *Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6):3011–3017.
- Loizeau, S. (2013). *Amélioration de la compréhension des fonctionnements hydrodynamiques du champ captant de Crépieux-Charmy*. PhD thesis, Grenoble.
- Longuet-Higgins, M. S. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857):1–35.
- Lorenzo, J. M., Smolkin, D. E., White, C., Chollett, S. R., and Sun, T. (2013). Benchmark hydrogeophysical data from a physical seismic model. *Computers and Geosciences*, 50:44–51.

- Lu, Z. (2014). Feasibility of using a seismic surface wave method to study seasonal and weather effects on shallow surface soils. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 19(2):71–85.
- Lunedei, E. and Malischewsky, P. (2015). A review and some new issues on the theory of the h/v technique for ambient vibrations. *Perspectives on European Earthquake Engineering and Seismology: Volume 2*, pages 371–394.
- Luu, K. (2021). disba: Numba-accelerated computation of surface wave dispersion.
- Ma, Y. and Hale, D. (2013). Wave-equation reflection traveltime inversion with dynamic warping and full-waveform inversion. *Geophysics*, 78(6):R223–R233.
- Maalouf, Y., Bièvre, G., Voisin, C., and Khoury, N. (2022). Geophysical monitoring of a laboratory-scale internal erosion experiment. *Near Surface Geophysics*, 20(4):365–383.
- Machiwal, D., Jha, M. K., Singh, V. P., and Mohan, C. (2018). Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: Current status and challenges. *Earth-Science Reviews*, 185:901–927.
- Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., and Jaboyedoff, M. (2012). Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1).
- Malicki, M., Plagge, R., and Roth, C. (1996). Improving the calibration of dielectric tdr soil moisture determination taking into account the solid soil. *European Journal of Soil Science*, 47(3):357–366.
- Manga, M. and Wang, C. (2015). 4.12. earthquake hydrology. *Treatise on geophysics*, pages 305–328.
- Mao, S., Lecointre, A., van der Hilst, R. D., and Campillo, M. (2022). Space-time monitoring of groundwater fluctuations with passive seismic interferometry. *Nature communications*, 13(1):4643.
- Mao, S., Mordret, A., Campillo, M., Fang, H., and van der Hilst, R. D. (2020). On the measurement of seismic traveltime changes in the time–frequency domain with wavelet cross-spectrum analysis. *Geophysical Journal International*, 221(1):550–568.
- Matzel, E., Morency, C., and Templeton, D. (2018). Measuring the material properties beneath geothermal fields using interferometry. Technical report, Lawrence Livermore National Lab.(LLNL), Livermore, CA (United States).

- Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J. (2020). *The rock physics handbook*. Cambridge university press.
- Mayeda, K. and Walter, W. R. (1996). Moment, energy, stress drop, and source spectra of western united states earthquakes from regional coda envelopes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5):11195–11208.
- Mays, L. W. and Todd, D. (2005). Groundwater hydrology. *John Wily and Sons, Inc., Arizona State University, Third addition*.
- Mazzilli, N., Chalikakis, K., Carrière, S. D., and Legchenko, A. (2020). Surface nuclear magnetic resonance monitoring reveals karst unsaturated zone recharge dynamics during a rain event. *Water*, 12(11):3183.
- McCabe, M., Franks, S., and Kalma, J. (2005). Calibration of a land surface model using multiple data sets. *Journal of Hydrology*, 302(1-4):209–222.
- McGlashan, M., Tsofiias, G., Schillig, P., Devlin, J., and Roberts, J. (2012). Field gpr monitoring of biostimulation in saturated porous media. *Journal of applied geophysics*, 78:102–112.
- McGlynn, B. L., McDonnel, J. J., and Brammer, D. D. (2002). A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the maimai catchments, new zealand. *Journal of Hydrology*, 257(1-4):1–26.
- Meier, U., Shapiro, N. M., and Brenguier, F. (2010). Detecting seasonal variations in seismic velocities within los angeles basin from correlations of ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 181(2):985–996.
- Mikesell, T. D., Malcolm, A. E., Yang, D., and Haney, M. M. (2015). A comparison of methods to estimate seismic phase delays: Numerical examples for coda wave interferometry. *Geophysical Journal International*, 202(1):347–360.
- Minato, S., Tsuji, T., Ohmi, S., and Matsuoka, T. (2012). Monitoring seismic velocity change caused by the 2011 tohoku-oki earthquake using ambient noise records. *Geophysical Research Letters*, 39(9).
- Mindlin, R. D. (1949). Compliance of elastic bodies in contact.
- Minsley, B. J., Sogade, J., and Morgan, F. D. (2007). Three-dimensional self-potential inversion for subsurface dnapl contaminant detection at the savannah river site, south carolina. *Water Resources Research*, 43(4).

- Moench, A. F. (2008). Analytical and numerical analyses of an unconfined aquifer test considering unsaturated zone characteristics. *Water Resources Research*, 44.
- Moradkhani, H. (2008). Hydrologic remote sensing and land surface data assimilation. *Sensors*, 8(5):2986–3004.
- Mordret, A. (2014). *Utilisation des corrélations de bruit sismique dans un contexte de réseau industriel dense: Application au réseau de valhall*. PhD thesis, Paris, Institut de physique du globe.
- Mordret, A., Courbis, R., Brenguier, F., Chmiel, M., Garambois, S., Mao, S., Boué, P., Campman, X., Lecocq, T., Van der Veen, W., et al. (2020). Noise-based ballistic wave passive seismic monitoring—part 2: surface waves. *Geophysical Journal International*, 221(1):692–705.
- Mordret, A., Jolly, A., Duputel, Z., and Fournier, N. (2010). Monitoring of phreatic eruptions using interferometry on retrieved cross-correlation function from ambient seismic noise: Results from mt. ruapehu, new zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(1-2):46–59.
- Mordret, A., Landès, M., Shapiro, N., Singh, S., Roux, P., and Barkved, O. (2013). Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 193(3):1627–1643.
- Mordret, A., Rivet, D., Landès, M., and Shapiro, N. (2014). Three-dimensional shear velocity anisotropic model of piton de la fournaise volcano (la réunion island) from ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Mrna, L. and Hornik, P. (2016). Autocorrelation function for monitoring the gap between the steel plates during laser welding. *Physics Procedia*, 83:1223–1232.
- Mualem, Y. and Friedman, S. (1991). Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil. *Water Resources Research*, 27(10):2771–2777.
- Müller, M. (2007). *Information retrieval for music and motion*, volume 2. Springer.
- Nakahara, H. (2015). Auto correlation analysis of coda waves from local earthquakes for detecting temporal changes in shallow subsurface structures: the 2011 tohoku-oki, japan earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 172:213–224.

- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).
- Natale, M., Nunziata, C., Panza, G., et al. (2004). Ftan method for the detailed definition of vs in urban areas. In *13th World conference on earthquake engineering*, page 2694.
- Natarajan, V. A., Tamizhazhagan, V., Tangudu, N., and Kumar, M. S. (2022). Analysis of groundwater level fluctuations and its association with rainfall using statistical methods. *Journal Of Algebraic Statistics*, 13(3):1895–1904.
- Nazarian, S., Stokoe II, K. H., and Hudson, W. R. (1983). *Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems*. Number 930.
- Ndikum, E. N., Tabod, C. T., and Tokam, A.-P. K. (2014). Frequency time analysis (ftan) and moment tensor inversion solutions from short period surface waves in cameroon (central africa). *Open Journal of Geology*, 2014.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., and Galetti, E. (2012). Seismic interferometry and ambient noise tomography in the british isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, 123(1):74–86.
- Niederleithinger, E., Sens-Schönfelder, C., Grothe, S., and Wiggerhauser, H. (2014). Coda wave interferometry used to localize compressional load effects in a concrete specimen. In *EWSHM-7th European workshop on structural health monitoring*.
- Niemczynowicz, J. (1999). Urban hydrology and water management—present and future challenges. *Urban water*, 1(1):1–14.
- Ning, I. L. C. and Sava, P. (2018). High-resolution multi-component distributed acoustic sensing. *Geophysical Prospecting*, 66(6):1111–1122.
- Nishida, K., Montagner, J.-P., and Kawakatsu, H. (2009). Global surface wave tomography using seismic hum. *Science*, 326(5949):112–112.
- Novotny, O. (1999). Seismic surface waves. *Bahia, Salvador: Instituto de Geociencias*, 61.
- Oldenburg, D. W. and Li, Y. (1994). Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, 59(9):1327–1341.

- Oren, C. and Nowack, R. L. (2016). Seismic body-wave interferometry using noise auto-correlations for crustal structure. *Geophysical Journal International*, page ggw394.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3):800–808.
- Parsekian, A., Singha, K., Minsley, B. J., Holbrook, W. S., and Slater, L. (2015). Multiscale geophysical imaging of the critical zone. *Reviews of Geophysics*, 53(1):1–26.
- Pasquet, G., Houssein Hassan, R., Sissmann, O., Varet, J., and Moretti, I. (2021). An attempt to study natural h2 resources across an oceanic ridge penetrating a continent: The asal–ghoubbet rift (republic of djibouti). *Geosciences*, 12(1):16.
- Pasquet, S. and Bodet, L. (2017). Swip: An integrated workflow for surface-wave dispersion inversion and profilingsurface-wave inversion and profiling. *Geophysics*, 82(6):WB47–WB61.
- Pasquet, S., Bodet, L., Bergamo, P., Guérin, R., Martin, R., Mourgues, R., and Tournat, V. (2016). Small-scale seismic monitoring of varying water levels in granular media. *Vadose zone journal*, 15(7).
- Patwardhan, A. S., Nieber, J. L., and Johns, E. L. (1990). Effective rainfall estimation methods. *Journal of irrigation and Drainage Engineering*, 116(2):182–193.
- Paul, A., Campillo, M., Margerin, L., Larose, E., and Derode, A. (2005). Empirical synthesis of time-asymmetrical green functions from the correlation of coda waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8).
- Perol, T., Gharbi, M., and Denolle, M. (2018). Convolutional neural network for earthquake detection and location. *Science Advances*, 4(2):e1700578.
- Pinzon-Rincon, L., Lavoué, F., Mordret, A., Boué, P., Brenguier, F., Dales, P., Ben-Zion, Y., Vernon, F., Bean, C. J., and Hollis, D. (2021). Humming trains in seismology: an opportune source for probing the shallow crust. *Seismological Research Letters*, 92(2A):623–635.
- Planès, T., Rittgers, J. B., Mooney, M. A., Kanning, W., and Draganov, D. (2017). Monitoring the tidal response of a sea levee with ambient seismic noise. *Journal of Applied Geophysics*, 138:255–263.

- Poli, P., Pedersen, H., and Campillo, M. (2012a). Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise. *Geophysical Journal International*, 188(2):549–558.
- Poli, P., Pedersen, H., and Campillo, M. (2012b). Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise. *Geophysical Journal International*, 188(2):549–558.
- Pollitz, F. and Snoke, J. A. (2010). Rayleigh-wave phase-velocity maps and three-dimensional shear velocity structure of the western us from local non-plane surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 180(3):1153–1169.
- Poupinet, G., Ellsworth, W., and Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the calaveras fault, california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7):5719–5731.
- Pride, S. R. (2005). Relationships between seismic and hydrological properties. In *Hydrogeophysics*, pages 253–290. Springer.
- Ratdomopurbo, A. and 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):775–778.
- Rau, C. J. and Forsyth, D. W. (2011). Melt in the mantle beneath the amagmatic zone, southern nevada. *Geology*, 39(10):975–978.
- Réfloch, A. (2018). *Compréhension expérimentale et numérique des chemins de l'eau sur l'ensemble du champ captant de la Métropole de Lyon*. PhD thesis, Grenoble Alpes.
- Réfloch, A., Gaudet, J.-P., Oxarango, L., and Rossier, Y. (2017). Estimation of saturated hydraulic conductivity from ring infiltrometer test taking into account the surface moisture stain extension. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 65(3):321.
- Revil, A. (2013). Effective conductivity and permittivity of unsaturated porous materials in the frequency range 1 mhz–1ghz. *Water resources research*, 49(1):306–327.
- Revil, A., Ahmed, A. S., Coperey, A., Ravanel, L., Sharma, R., and Panwar, N. (2020). Induced polarization as a tool to characterize shallow landslides. *Journal of Hydrology*, 589:125369.
- Revil, A. and Florsch, N. (2010). Determination of permeability from spectral induced polarization in granular media. *Geophysical Journal International*, 181(3):1480–1498.

Perspectives

Rhie, J. and Romanowicz, B. (2004). Excitation of earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling. *Nature*, 431(7008):552–556.

Richter, M. (2021). *Inverse problems: Basics, theory and applications in geophysics*. Springer Nature.

Richter, T., Sens-Schönfelder, C., Kind, R., and Asch, G. (2014). Comprehensive observation and modeling of earthquake and temperature-related seismic velocity changes in northern chile with passive image interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6):4747–4765.

Rivet, D., Brenguier, F., and Cappa, F. (2015). Improved detection of preeruptive seismic velocity drops at the piton de la fournaise volcano. *Geophysical Research Letters*, 42(15):6332–6339.

Roberts, J. J. and Lin, W. (1997). Electrical properties of partially saturated topopah spring tuff: Water distribution as a function of saturation. *Water resources research*, 33(4):577–587.

Robinson, D., Binley, A., Crook, N., Day-Lewis, F., Ferré, T., Grauch, V., Knight, R., Knoll, M., Lakshmi, V., Miller, R., et al. (2008). Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: A vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(18):3604–3635.

Rodell, M., Velicogna, I., and Famiglietti, J. S. (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in india. *Nature*, 460(7258):999–1002.

Rodríguez Tribaldos, V. and Ajo-Franklin, J. (2021). Aquifer monitoring using ambient seismic noise recorded with distributed acoustic sensing (das) deployed on dark fiber. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126.

Romero, P. and Schimmel, M. (2018). Mapping the basement of the ebro basin in spain with seismic ambient noise autocorrelations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6):5052–5067.

Romero-Ruiz, A., Linde, N., Baron, L., Solazzi, S. G., Keller, T., and Or, D. (2021). Seismic signatures reveal persistence of soil compaction. *Vadose Zone Journal*, 20(4):e20140.

- Romero-Ruiz, A., Linde, N., Keller, T., and Or, D. (2018). A review of geophysical methods for soil structure characterization. *Reviews of Geophysics*, 56(4):672–697.
- Ross, Z. E., Meier, M.-A., Hauksson, E., and Heaton, T. H. (2018). Generalized seismic phase detection with deep learning short note. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5A):2894–2901.
- Rost, S. and Thomas, C. (2002). Array seismology: Methods and applications. *Reviews of geophysics*, 40(3):2–1.
- Roth, K., Schulin, R., Flühler, H., and Attinger, W. (1990). Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water resources research*, 26(10):2267–2273.
- Roux, P. (2009). Passive seismic imaging with directive ambient noise: application to surface waves and the san andreas fault in parkfield, ca. *Geophysical Journal International*, 179(1):367–373.
- Roux, P. and Ben-Zion, Y. (2017). Rayleigh phase velocities in southern california from beamforming short duration ambient noise. *Geophysical Journal International*, 211(1):450–454.
- Roux, P., Sabra, K. G., Gerstoft, P., Kuperman, W., and Fehler, M. C. (2005). P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(19).
- Rubin, Y. and Hubbard, S. S. (2006a). *Hydrogeophysics*, volume 50. Springer Science and Business Media.
- Rubin, Y. and Hubbard, S. S. (2006b). *Hydrogeophysics*, volume 50. Springer Science and Business Media.
- Rugari, J. (2013). *Monitoring of coal seam gas depressurisation using geophysical methods*. PhD thesis.
- Saalidong, B. M., Aram, S. A., Otu, S., and Lartey, P. O. (2022). Examining the dynamics of the relationship between water ph and other water quality parameters in ground and surface water systems. *PloS one*, 17(1):e0262117.
- Sabra, K. G., Roux, P., and Kuperman, W. (2005). Emergence rate of the time-domain green’s function from the ambient noise cross-correlation function. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 118(6):3524–3531.

- Sager, K., Tsai, V. C., Sheng, Y., Brenguier, F., Boué, P., Mordret, A., and Igel, H. (2022). Modelling p waves in seismic noise correlations: advancing fault monitoring using train traffic sources. *Geophysical Journal International*, 228(3):1556–1567.
- Sakoe, H. and Chiba, S. (1978). Dynamic programming algorithm optimization for spoken word recognition. *IEEE transactions on acoustics, speech, and signal processing*, 26(1):43–49.
- Sanford, T. B., Price, J. F., Girton, J. B., and Webb, D. C. (2007). Highly resolved observations and simulations of the ocean response to a hurricane. *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Saygin, E., Cummins, P. R., and Lumley, D. (2017). Retrieval of the p wave reflectivity response from autocorrelation of seismic noise: Jakarta basin, indonesia. *Geophysical Research Letters*, 44(2):792–799.
- Schirmer, M., Leschik, S., and Musolff, A. (2013). Current research in urban hydrogeology—a review. *Advances in Water Resources*, 51:280–291.
- Schuyler-Rossie, C. (1987). The seismic refraction compression-shear wave velocity ratio as an indicator of shallow water tables—a field test: Misc. Technical report, paper EL-79-6, Department of the Army, US Army Corps of Engineers
- Seats, K. J., Lawrence, J. F., and Prieto, G. A. (2012). Improved ambient noise correlation functions using welch’s method. *Geophysical Journal International*, 188(2):513–523.
- Sénéchal, P., Garambois, S., and Bordes, C. (2010). Feasibility of acoustic imaging for in-situ characterization of subsurface soil injected with fresh mortar. *Journal of applied geophysics*, 72(3):184–193.
- Sens-Schönfelder, C. and Wegler, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at merapi volcano, indonesia. *Geophysical research letters*, 33(21).
- Seydoux, L., Balestrieri, R., Poli, P., Hoop, M. d., Campillo, M., and Baraniuk, R. (2020). Clustering earthquake signals and background noises in continuous seismic data with unsupervised deep learning. *Nature communications*, 11(1):1–12.
- Shapiro, N. M. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7).

- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715):1615–1618.
- Shen, J. and Lorenzo, J. M. (2016). Seismic velocity inversion for patchy and homogeneous fluid-distribution conditions in shallow, unconsolidated sands velocity inversion for patchy saturation. *Geophysics*, 81(5):U51–U60.
- Shin, H.-C., Whalley, W., Attenborough, K., and Taherzadeh, S. (2016). On the theory of brutsaert about elastic wave speeds in unsaturated soils. *Soil and Tillage Research*, 156:155–165.
- Shum, C., Yi, Y., Cheng, K., Kuo, C., Braun, A., Calmant, S., and Chambers, D. (2003). Calibration of jason-1 altimeter over lake erie special issue: Jason-1 calibration/validation. *Marine Geodesy*, 26(3-4):335–354.
- Sisson, J., Gee, G., Hubbell, J., Bratton, W., Ritter, J., Ward, A., and Caldwell, T. (2002). Advances in tensiometry for long-term monitoring of soil water pressures. *Vadose Zone Journal*, 1(2):310–315.
- Snieder, R. (2004). Extracting the green’s function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical review E*, 69(4):046610.
- Snieder, R. (2006). The theory of coda wave interferometry. *Pure and Applied geophysics*, 163(2):455–473.
- Snieder, R. and Trampert, J. (1999). Inverse problems in geophysics. In *Wavefield inversion*, pages 119–190. Springer.
- Socco, L. and Strobbia, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: A tutorial. *Near surface geophysics*, 2(4):165–185.
- Solazzi, S. G., Bodet, L., Holliger, K., and Jougnot, D. (2021). Surface-wave dispersion in partially saturated soils: the role of capillary forces. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12):e2021JB022074.
- Soueid Ahmed, A., Jardani, A., Revil, A., and Dupont, J.-P. (2014). Hydraulic conductivity field characterization from the joint inversion of hydraulic heads and self-potential data. *Water Resources Research*, 50(4):3502–3522.
- Spencer Jr, J. W. (1981). Stress relaxations at low frequencies in fluid-saturated rocks: Attenuation and modulus dispersion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B3):1803–1812.

Perspectives

- Stähler, S. C., Sens-Schönfelder, C., and Niederleithinger, E. (2011). Monitoring stress changes in a concrete bridge with coda wave interferometry. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 129(4):1945–1952.
- Stehly, L. (2007). *Tomographie à partir de corrélations de bruit de fond sismique*. PhD thesis, Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- Stehly, L., Campillo, M., Froment, B., and Weaver, R. L. (2008). Reconstructing green's function by correlation of the coda of the correlation (c3) of ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B11).
- Stehly, L., Campillo, M., and Shapiro, N. (2007). Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophysical Journal International*, 171(1):223–230.
- Stoffregen, H., Zenker, T., and Wessolek, G. (2002). Accuracy of soil water content measurements using ground penetrating radar: comparison of ground penetrating radar and lysimeter data. *Journal of Hydrology*, 267(3-4):201–206.
- Taira, T., Nayak, A., Brenguier, F., and Manga, M. (2018). Monitoring reservoir response to earthquakes and fluid extraction, salton sea geothermal field, california. *Science advances*, 4(1):e1701536.
- Takano, T., Brenguier, F., Campillo, M., Peltier, A., and Nishimura, T. (2020). Noise-based passive ballistic wave seismic monitoring on an active volcano. *Geophysical Journal International*, 220(1):501–507.
- Taruselli, M., Aguzzoli, A., Zanzi, L., and Arosio, D. (2020). Groundwater level monitoring tests with seismic interferometry. In *NSG2020 26th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, volume 2020, pages 1–5. European Association of Geoscientists and Engineers.
- Taylor, G., Rost, S., and Houseman, G. (2016). Crustal imaging across the north anatolian fault zone from the autocorrelation of ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 43(6):2502–2509.
- Texier, D., De Noblet, N., Harrison, S., Haxeltine, A., Jolly, D., Joussaume, S., Laarif, F., Prentice, I., and Tarasov, P. (1997). Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: coupled model simulations for 6000 years bp and comparison with palaeodata for northern eurasia and northern africa. *Climate Dynamics*, 13(12):865–881.

- Tibuleac, I. M. and von Seggern, D. (2012). Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, 189(1):493–500.
- Tittmann, B. R., Ahlberg, L. A., Richardson, J. M., and Thompson, R. (1987). Determination of physical property gradients from measured surface wave dispersion. *IEEE transactions on ultrasonics, ferroelectrics, and frequency control*, 34(5):500–507.
- Todd, D. K. (1959). *Groundwater hydrology*. John Wiley and Sons.
- Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. In *Earthquake Geotechnical Engineering: Proceedings of IS-Tokyo'95, The First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Rotterdam*, pages 1333–136. AA Balkema.
- Toms, J., Müller, T. M., and Gurevich, B. (2007). Seismic attenuation in porous rocks with random patchy saturation. *Geophysical Prospecting*, 55(5):671–678.
- Topp, G. C., Davis, J., and Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water resources research*, 16(3):574–582.
- Tresoldi, G., Arosio, D., Hojat, A., Longoni, L., Papini, M., and Zanzi, L. (2019). Long-term hydrogeophysical monitoring of the internal conditions of river levees. *Engineering Geology*, 259:105139.
- Tromp, J. (2020). Seismic wavefield imaging of earth’s interior across scales. *Nature Reviews Earth and Environment*, 1(1):40–53.
- Tsai, V. C. (2011). A model for seasonal changes in gps positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B4).
- Tsogka, C., Daskalakis, E., Comanducci, G., and Ubertini, F. (2017). The stretching method for vibration-based structural health monitoring of civil structures. *Computer-Aided Civil and Infrastructure Engineering*, 32(4):288–303.
- van der Kamp, G. (2001). Methods for determining the in situ hydraulic conductivity of shallow aquitards—an overview. *Hydrogeology Journal*, 9:5–16.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5):892–898.

- Vang, M., Grombacher, D., Griffiths, M. P., Liu, L., and Larsen, J. J. (2022). High density mapping of regional groundwater tables with steady-state surface nuclear magnetic resonance—three danish case studies. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, pages 1–16.
- Vaz, C. M., Jones, S., Meding, M., and Tuller, M. (2013). Evaluation of standard calibration functions for eight electromagnetic soil moisture sensors. *Vadose Zone Journal*, 12(2):1–16.
- Velea, D., Shields, F. D., and Sabatier, J. M. (2000). Elastic wave velocities in partially saturated ottawa sand: Experimental results and modeling. *Soil Science Society of America Journal*, 64(4):1226–1234.
- Vereecken, H., Huisman, J., Boga, H., Vanderborght, J., Vrugt, J., and Hopmans, J. (2008). On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water resources research*, 44(4).
- Vereecken, H., Huisman, J.-A., Hendricks Franssen, H.-J., Brüggemann, N., Boga, H. R., Kollet, S., Javaux, M., van der Kruk, J., and Vanderborght, J. (2015). Soil hydrology: Recent methodological advances, challenges, and perspectives. *Water resources research*, 51(4):2616–2633.
- Voisin, C., Garambois, S., Massey, C., and Brossier, R. (2016). Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. *Interpretation*, 4(3):SJ67–SJ76.
- Voisin, C., Guzman, M., Réfloch, A., Taruselli, M., and Garambois, S. (2017). Groundwater monitoring with passive seismic interferometry. *Journal of Water Resource and Protection*, 9:1414–1427.
- Vu, M. D., Xayavong, V., Do, C. A., Pham, L. T., Gómez-Ortiz, D., and Eldosouky, A. M. (2021). Application of the improved multi-electrode electrical exploration methods for groundwater investigation in vientiane province, laos. *Journal of Asian Earth Sciences: X*, 5:100056.
- Wada, Y., Bierkens, M. F., De Roo, A., Dirmeyer, P. A., Famiglietti, J. S., Hanasaki, N., Konar, M., Liu, J., Müller Schmied, H., Oki, T., et al. (2017). Human–water interface in hydrological modelling: current status and future directions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(8):4169–4193.
- Walton, K. (1987). The effective elastic moduli of a random packing of spheres. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 35(2):213–226.

- Wambura, F. J., Dietrich, O., and Lischeid, G. (2018). Improving a distributed hydrological model using evapotranspiration-related boundary conditions as additional constraints in a data-scarce river basin. *Hydrological processes*, 32(6):759–775.
- Wang, K., Lu, L., Maupin, V., Ding, Z., Zheng, C., and Zhong, S. (2020). Surface wave tomography of northeastern tibetan plateau using beamforming of seismic noise at a dense array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(4):e2019JB018416.
- Wang, Q.-Y., Brenguier, F., Campillo, M., Lecointre, A., Takeda, T., and Aoki, Y. (2017). Seasonal crustal seismic velocity changes throughout japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(10):7987–8002.
- Wapenaar, K. (2003). Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 68(5):1756–1759.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic green’s function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical review letters*, 93(25):254301.
- Wapenaar, K., Draganov, D., and Robertsson, J. (2006). Introduction to the supplement on seismic interferometry.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., and Verdel, A. (2010a). Tutorial on seismic interferometry: Part 1—basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5):75A195–75A209.
- Wapenaar, K. and Fokkema, J. (2006). Green’s function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71(4):SI33–SI46.
- Wapenaar, K., Slob, E., Snieder, R., and Curtis, A. (2010b). Tutorial on seismic interferometry: Part 2—underlying theory and new advances. *Geophysics*, 75(5):75A211–75A227.
- Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M. (2004). Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2:211–221.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., and Bonnefoy-Claudet, S. (2008). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over v s inversion. *Journal of Seismology*, 12:1–19.
- Weaver, R. L., Hadziioannou, C., Larose, E., and Campillo, M. (2011). On the precision of noise correlation interferometry. *Geophysical Journal International*, 185(3):1384–1392.

- Webb, S. C. (2007). The earth's 'hum' is driven by ocean waves over the continental shelves. *Nature*, 445(7129):754–756.
- Wegler, U., Nakahara, H., Sens-Schönfelder, C., Korn, M., and Shiomi, K. (2009). Sudden drop of seismic velocity after the 2004 mw 6.6 mid-niigata earthquake, japan, observed with passive image interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B6).
- Wegler, U. and Sens-Schönfelder, C. (2007). Fault zone monitoring with passive image interferometry. *Geophysical Journal International*, 168(3):1029–1033.
- Whiteley, J., Chambers, J., Uhlemann, S., Wilkinson, P. B., and Kendall, J. (2019). Geophysical monitoring of moisture-induced landslides: a review. *Reviews of Geophysics*, 57(1):106–145.
- Wilson, L. G., Everett, L. G., and Cullen, S. J. (2018). *Handbook of vadose zone characterization and monitoring*. Routledge.
- Winkler, K. W. and Nur, A. (1982). Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional-sliding. *GEOPHYSICS*, 47(8).
- Wong, L., Deo, R., Rathnayaka, S., Shannon, B., Zhang, C., Chiu, W. K., Kodikara, J., and Widyastuti, H. (2018). Leak detection in water pipes using submersible optical optic-based pressure sensor. *Sensors*, 18(12):4192.
- Xiao, R., He, X., Zhang, Y., Ferreira, V. G., and Chang, L. (2015). Monitoring groundwater variations from satellite gravimetry and hydrological models: A comparison with in-situ measurements in the mid-atlantic region of the united states. *Remote Sensing*, 7(1):686–703.
- Xiong, L., Wan, M., Wei, X., and O'connor, K. M. (2009). Indices for assessing the prediction bounds of hydrological models and application by generalised likelihood uncertainty estimation/indices pour évaluer les bornes de prévision de modèles hydrologiques et mise en œuvre pour une estimation d'incertitude par vraisemblance généralisée. *Hydrological sciences journal*, 54(5):852–871.
- Yamamoto, T. (1974). Seismic refraction analysis of watershed mantle related to soil, geology and hydrology 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 10(3):531–546.
- Yang, X., Bryan, J., Okubo, K., Jiang, C., Clements, T., and Denolle, M. A. (2023). Optimal stacking of noise cross-correlation functions. *Geophysical Journal International*, 232(3):1600–1618.

-
- Yeh, W. W.-G. (1986). Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: The inverse problem. *Water resources research*, 22(2):95–108.
- Yong-jun, S., Zhen, M., Li-shan, M., Jian-gang, L., Guo-li, Z., and Jian-guo, L. (2015). Application of high-density resistivity method and induced polarization method to determine a good well location in groundwater prospecting. *Geoscience*, 29(2):265.
- Yortsos, Y. C. (1995). A theoretical analysis of vertical flow equilibrium. *Transport in Porous Media*, 18(2):107–129.
- Yoshizawa, K. and Kennett, B. (2005). Sensitivity kernels for finite-frequency surface waves. *Geophysical Journal International*, 162(3):910–926.
- Yuan, C., Bryan, J., and Denolle, M. (2021). Numerical comparison of time-, frequency- and wavelet-domain methods for coda wave interferometry. *Geophysical Journal International*, 226(2):828–846.
- Zaidi, F. K., Nazzal, Y., Jafri, M. K., Naeem, M., and Ahmed, I. (2015). Reverse ion exchange as a major process controlling the groundwater chemistry in an arid environment: a case study from northwestern saudi arabia. *Environmental Monitoring and Assessment*, 187:1–18.
- Zhan, Z., Tsai, V. C., and Clayton, R. W. (2013). Spurious velocity changes caused by temporal variations in ambient noise frequency content. *Geophysical Journal International*, 194(3):1574–1581.
- Zhang, G., Xie, H., Duan, S., Tian, M., and Yi, D. (2011). Water level variation of lake qinghai from satellite and in situ measurements under climate change. *Journal of Applied Remote Sensing*, 5(1):053532.
- Zhang, H., Xu, Y., and Kanyerere, T. (2020). A review of the managed aquifer recharge: Historical development, current situation and perspectives. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 118:102887.
- Zhao, C., Zheng, Y., Wang, Y., and Zhao, L. (2022). Seismic ambient noise auto-correlation imaging in a co2 storage area. *Journal of Geophysics and Engineering*, 19(5):1134–1148.
- Zhou, Y., Dahlen, F., and Nolet, G. (2004). Three-dimensional sensitivity kernels for surface wave observables. *Geophysical Journal International*, 158(1):142–168.

Appendices

Appendix A

27 Component Green Tensor

Cette annexe représente l'ensemble des composantes d'un tenseur de Green calculable avec un ensemble de capteurs à 3 composantes dont les données proviennent de l'expérience en laboratoire. Les inter-corrélations sont présentées sur la Figure A.1 :

$$\mathbf{G}(i, j) = \begin{pmatrix} XX & XY & XZ \\ YX & YY & YZ \\ ZX & ZY & ZZ \end{pmatrix} \quad (\text{A.1})$$

En auto-corrélation, il faut calculer une fonction de Green à offset nul pour chacune des stations i, j qui sont représentées sur la Figure A.2:

$$\mathbf{G}(i, i) = \begin{pmatrix} XX & XY & XZ \\ YX & YY & YZ \\ ZX & ZY & ZZ \end{pmatrix} \text{ et } \mathbf{G}(j, j) = \begin{pmatrix} XX & XY & XZ \\ YX & YY & YZ \\ ZX & ZY & ZZ \end{pmatrix} \quad (\text{A.2})$$

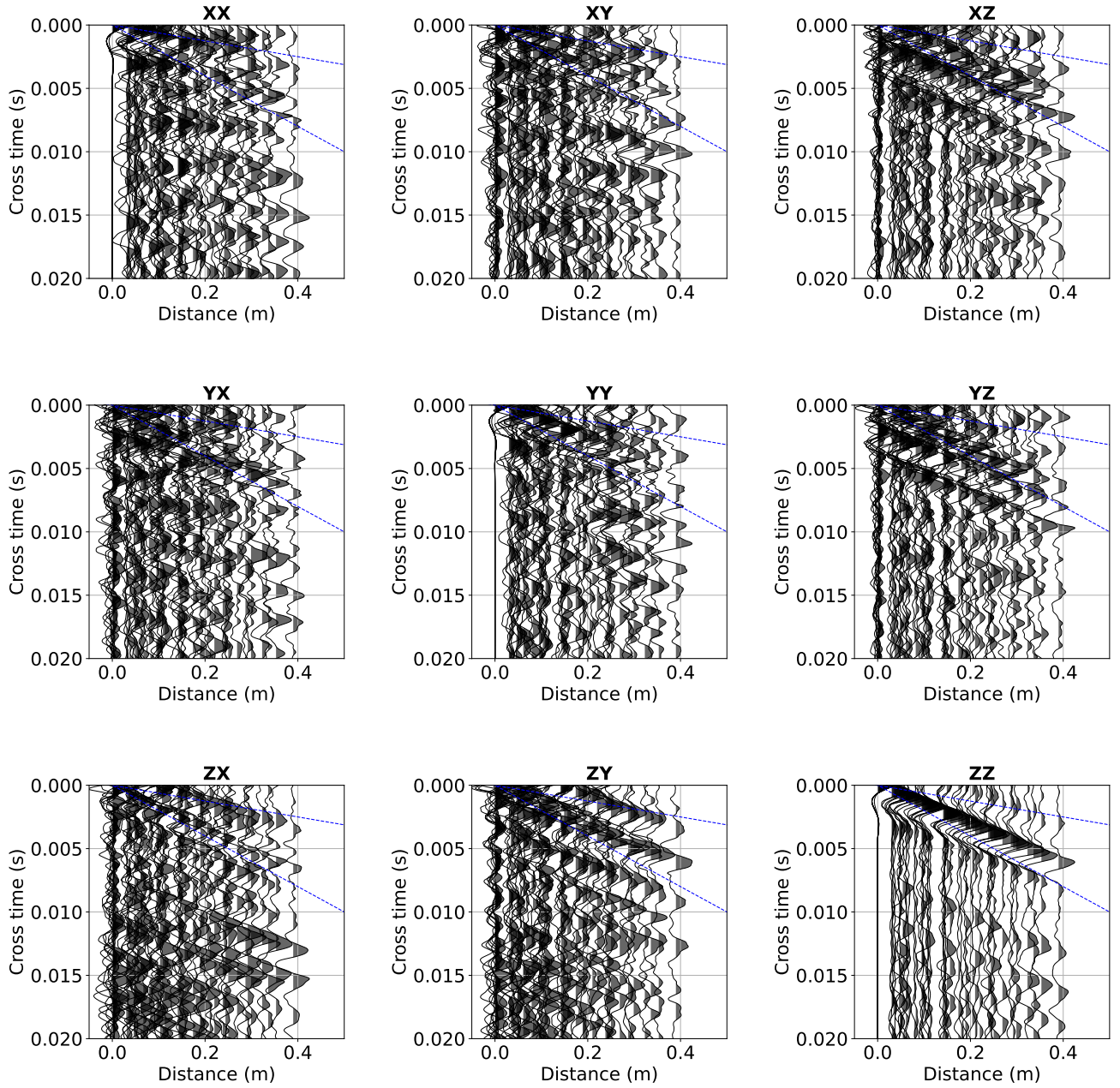


Fig. A.1 Représentation du tenseur 9 composante de Green en intercorrélation à un temps donné pour l'ensemble des pairs de stations

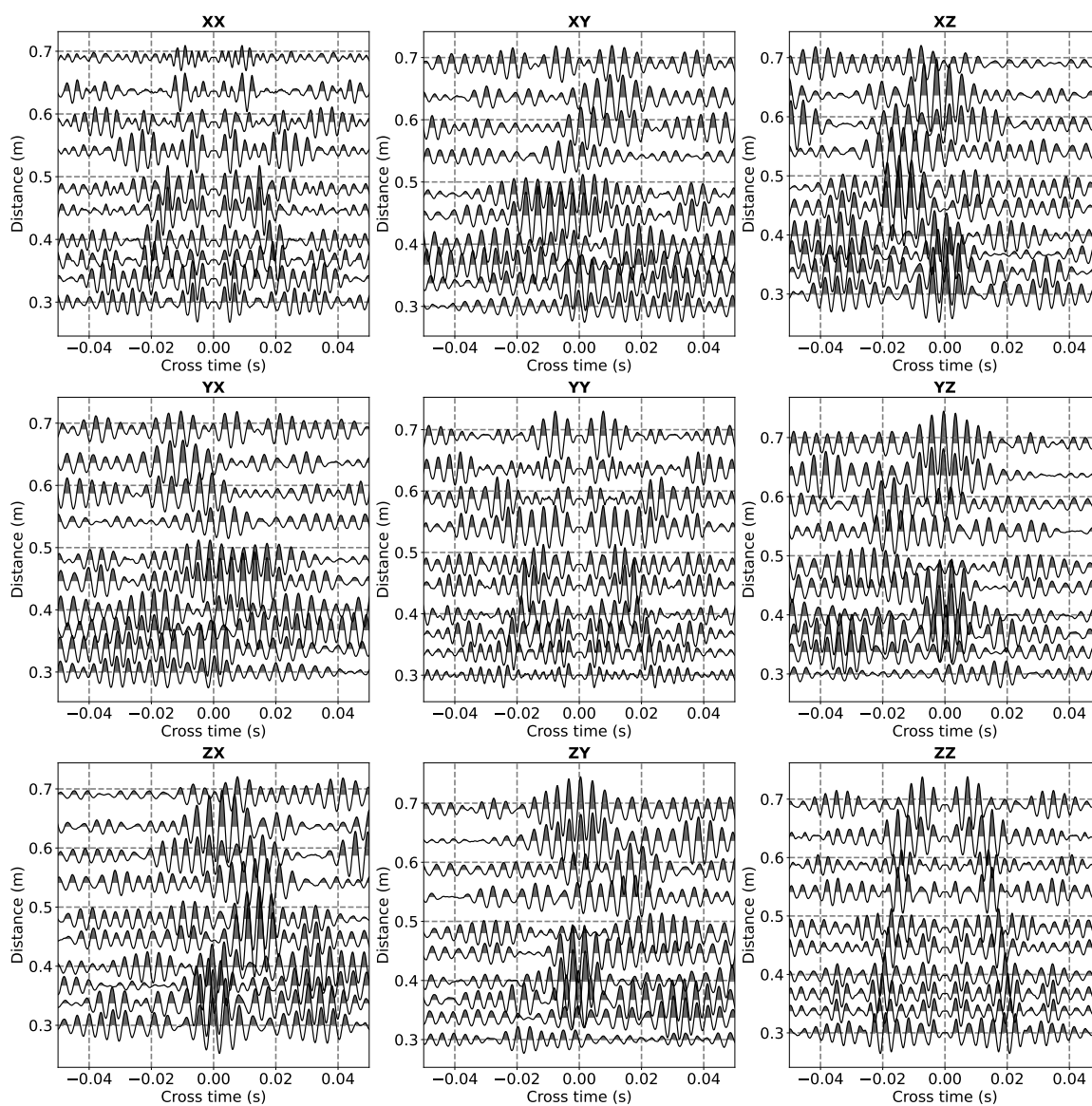


Fig. A.2 Représentation du tenseur 9 composantes de Green à décalage nul à un temps donné pour l'ensemble des stations disponible.

Appendix B

Sismogramme AC frequency

Afin d'étoffer un peu le jeu de données présenté dans le chapitre 5, nous présentons ici des sismogrammes provenant de l'autocorrélation de la composante verticale dans différentes gammes de fréquence, figure B.1. Il apparaît un signal cohérent jusqu'à 500 Hz.

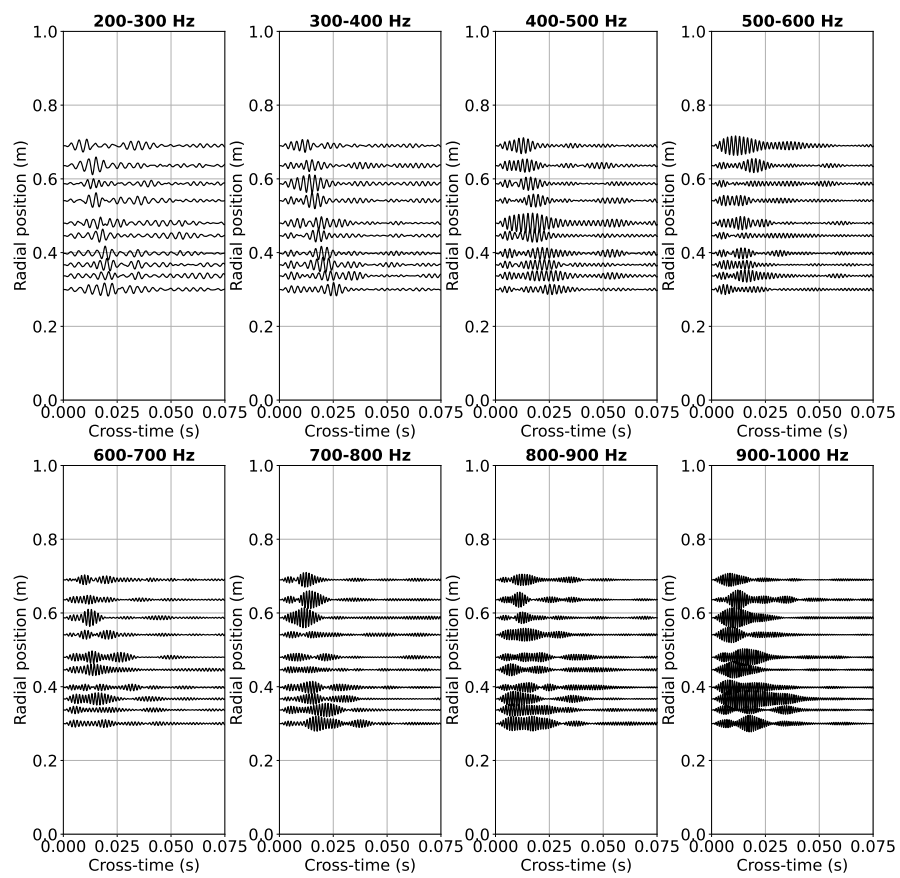


Fig. B.1 Représentation de la composante ZZ du tenseur de Green à décalage nul à un temps donné pour l'ensemble des stations dans différentes bandes de fréquence.

Appendix C

Pumping experiment

Cette annexe présente des travaux non publiés sur un jeu de données de bruit de fond sismique acquis en 2018, suite à l'expérience présentée dans le chapitre 3. Un set de 100 capteurs 3-C a été disposé autour d'une station de forage, Figure C.1 sur une durée de 20 jours. La station de forage a ponctuellement pompé de l'eau afin d'abaisser la nappe phréatique, Figure C.6. Afin de suivre ces variations hydrologiques, la stratégie initialement adoptée a été de calculer des cross-corrélations sur les composantes diagonales du tenseur de Green, avec une résolution d'une minute. Une sommation de ces composantes est disponible sur la Figure C.2. Un zoom sur les sismogrammes triés en azimut avec des distances inter-station entre 20 et 21.5 mètres (Figure C.3) montre une oscillation très forte des temps d'arrivées des ondes, avec des vitesses apparentes fluctuant entre 2000 m/s (azimut 50) et 400 m/s (azimut 90). Cette forte anisotropie provient des variations très rapide de l'azimut des sources, éléments déterminants pour le suivi des ondes balistiques, comme présenté sur l'analyse par beamforming présentée Figure C.4. Ces variations de sources n'offrent pas la même possibilité que pour l'expérience décrite dans le chapitre 3 d'obtenir des corrélogrammes symétriques et stables. Les fluctuations des cross-corrélogrammes obtenus pour les 9 composantes sont montrées sur la Figure C.5, rendant hasardeuse toute mesure de variation de vitesse portant sur l'onde dominante. Par contre, en prenant un couple de stations extrêmement proche ($d < 2$ mètres), il apparaît que la mesure $\delta v/v$ est très cohérente avec la mesure de variation de nappe induite par le pompage (Figure C.6). Des travaux complémentaires doivent être menés afin de pouvoir dissocier les effets de sources pouvant être liés avec l'activité de la pompe des mesures de $\delta v/v$ présentées dans cette Figure. Pour la partie calculatoire, les corrélations sont calculées à partir d'enregistrement de bruit de 1 minutes, blanchies entre 1 et 20Hz. Les signaux sont par la suite filtrés dans diverse gamme de fréquence. Les sismogrammes triés en distance, Figure C.2 et en azimut, Figure C.3. Un beamforming est effectué toute les

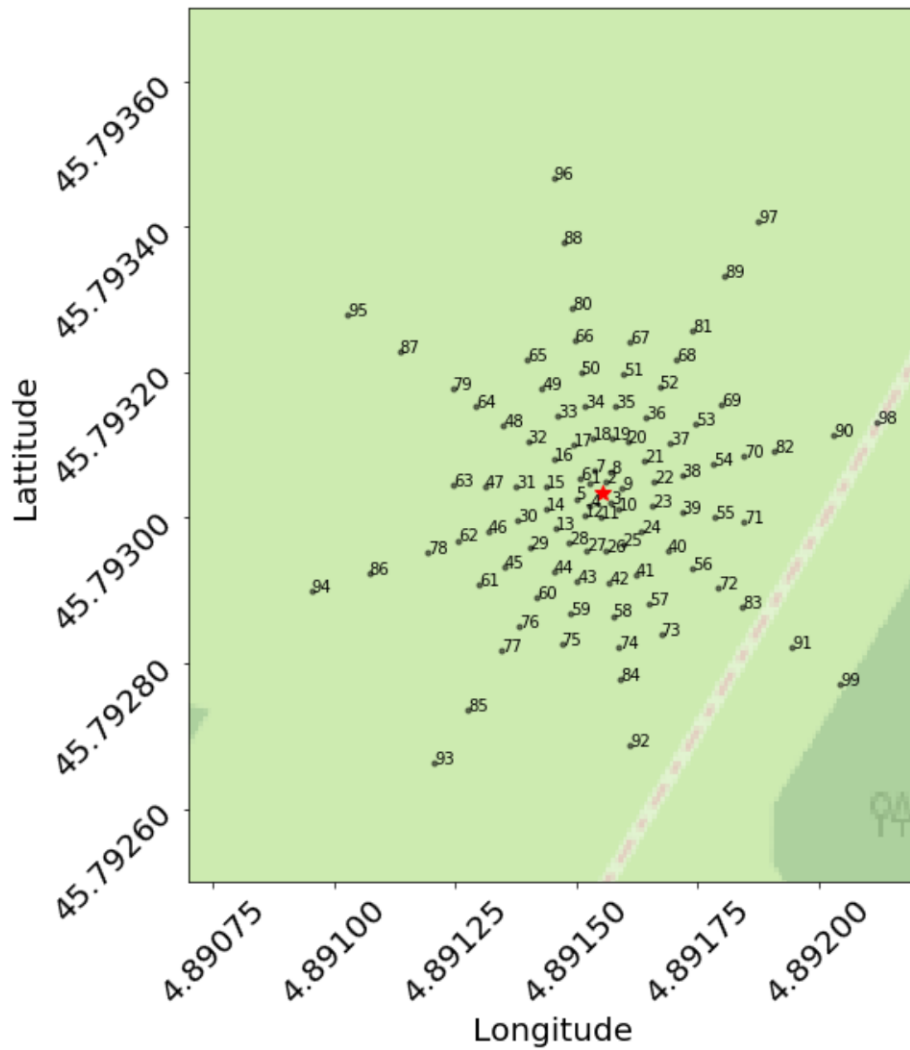


Fig. C.1 Représentation du réseau d’antenne du jeu de donnée de pompage- L’étoile rouge au centre du réseau représente le puit de forage, actif épisodiquement durant l’expérience.

minutes, C.4 dans la gamme de fréquence [1-10] Hz. Un corrélogramme 9-composante avec une distance inter-station de 100 mètre est présenté sur la Figure C.5. Un résultat de $\delta v/v$, considérant une fonction de green à offset nul ($d < 2$ mètres) est présenté sur la Figure C.6.

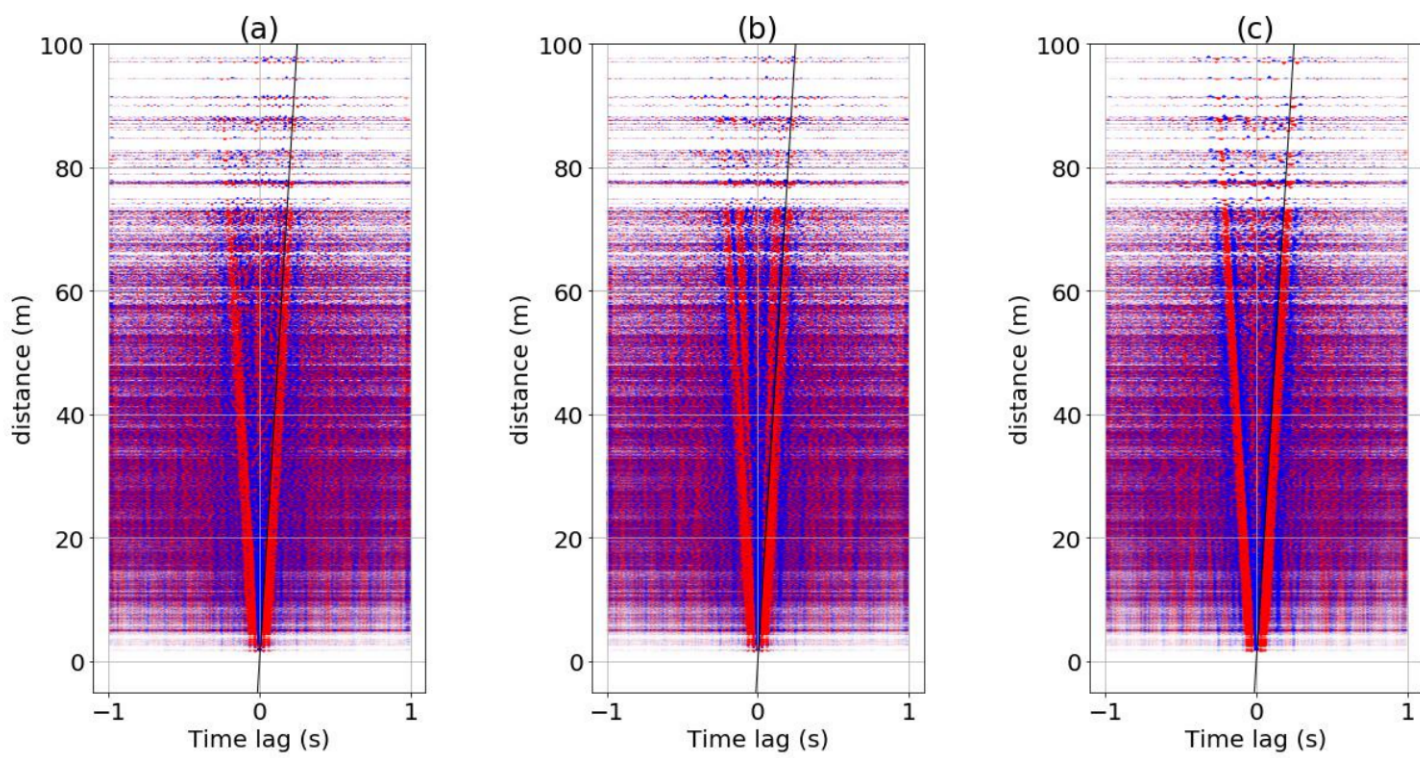


Fig. C.2 Sismogramme 3-Composante sur la gamme de fréquence 1-10 Hz. (a) Transverse, (b) Radial, (c) Vertical

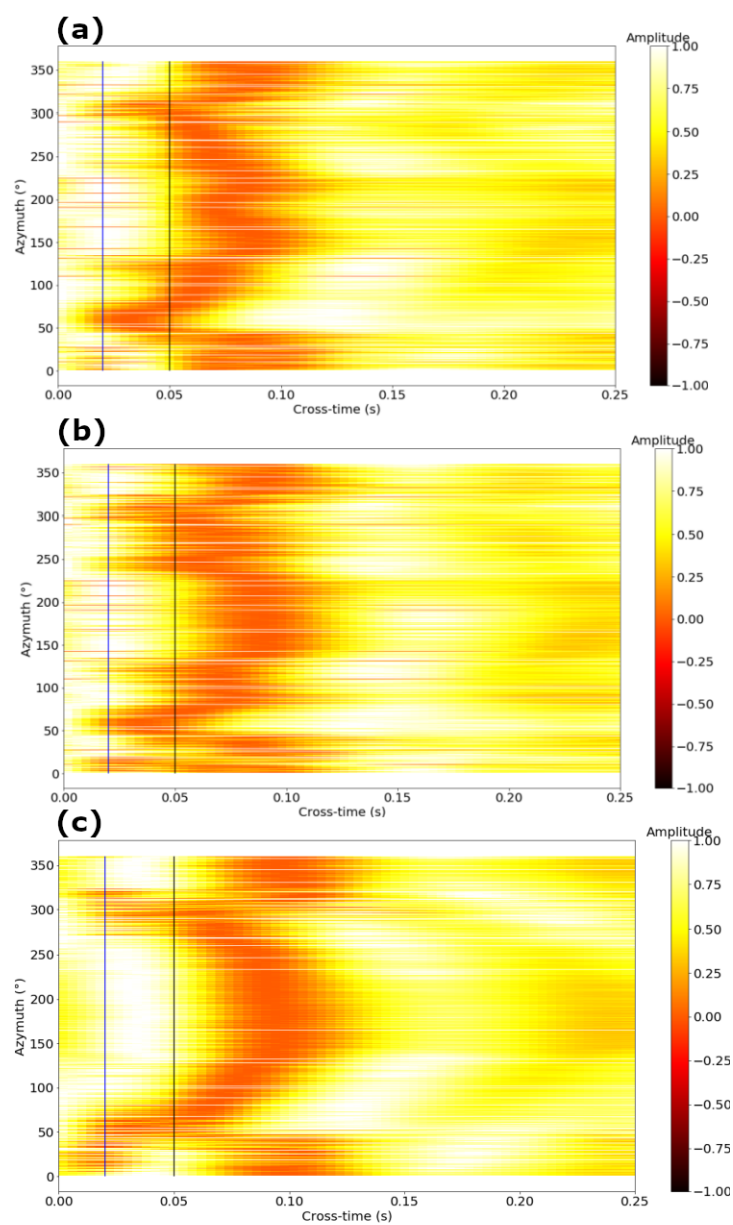


Fig. C.3 Représentation azimutale de l'ensemble des stations avec une interdistance entre 20 et 21.5 mètre. (a) Transverse (b) Radial (c) Vertical. La ligne bleue représente 2000 m/s, la ligne noire 400 m/s

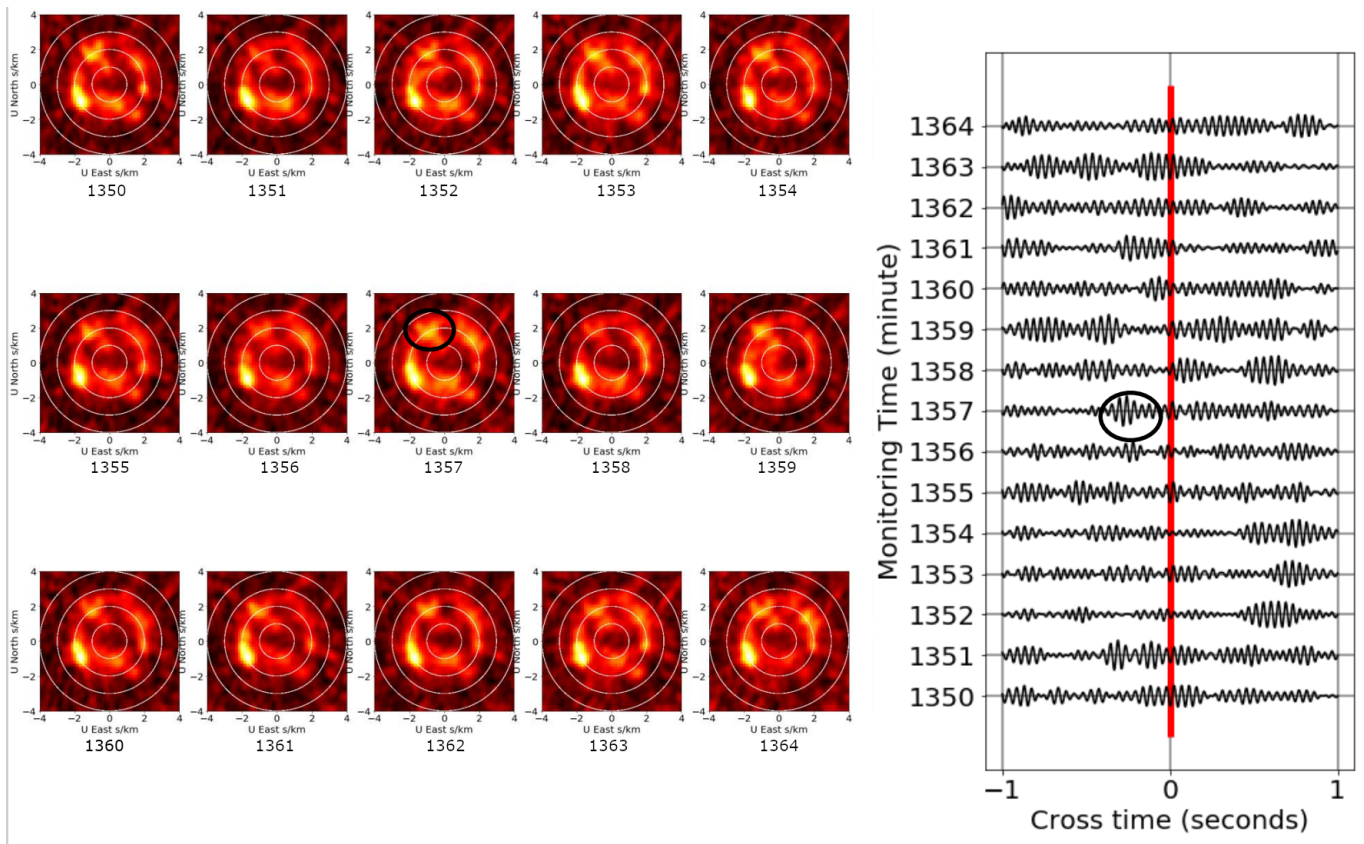


Fig. C.4 A gauche Evolution du Beamformeur minute par minute sur une période spécifique de l'expérience [1350-1364] minutes, A droite Evolution des formes d'onde pour un couple de capteur.

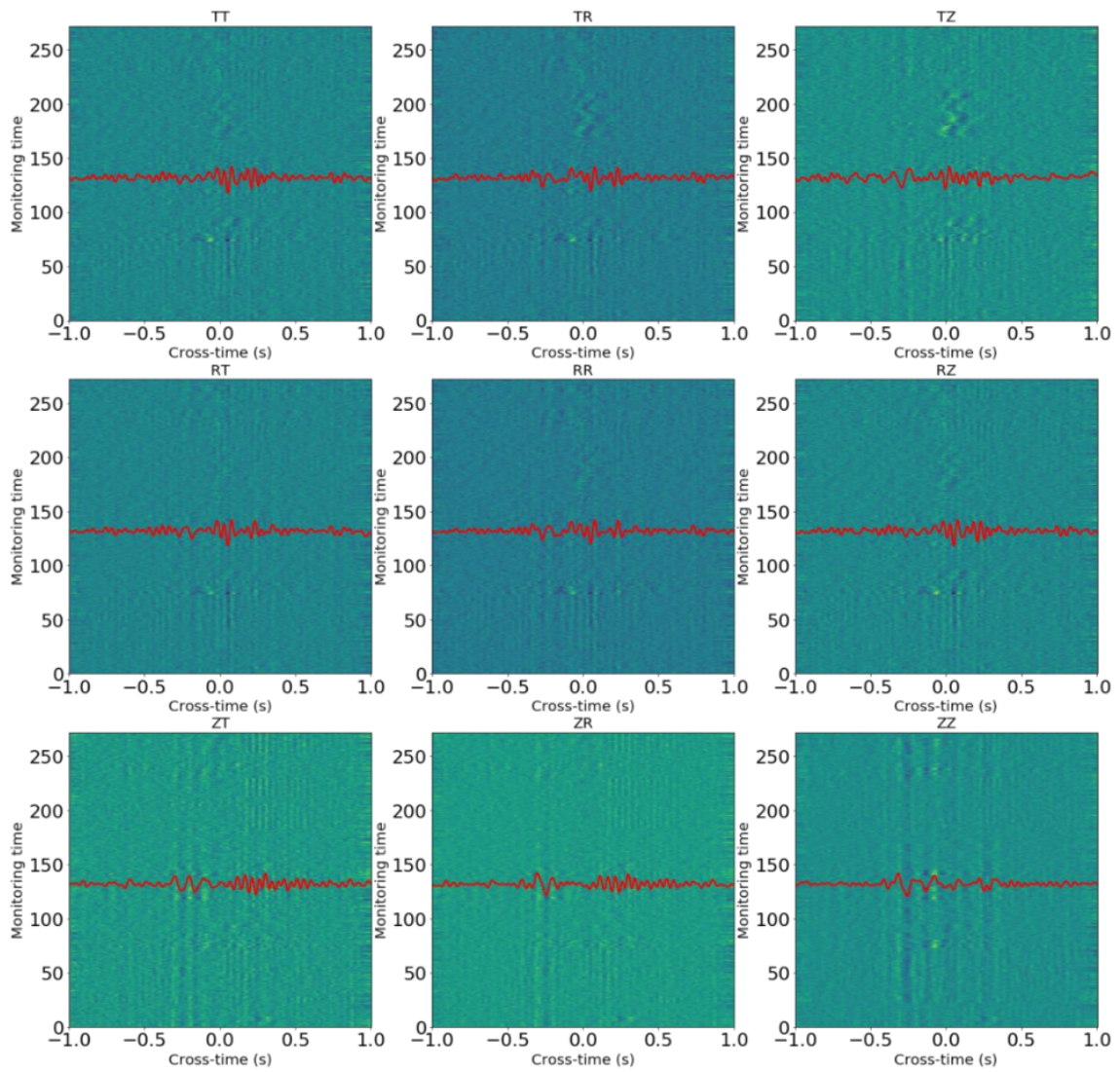


Fig. C.5 Représentation de la fonction de Green 9-composantes en Inter-corrélation sur l'entiereté de la durée du monitoring, le temps du monitoring est exprimé en heure.

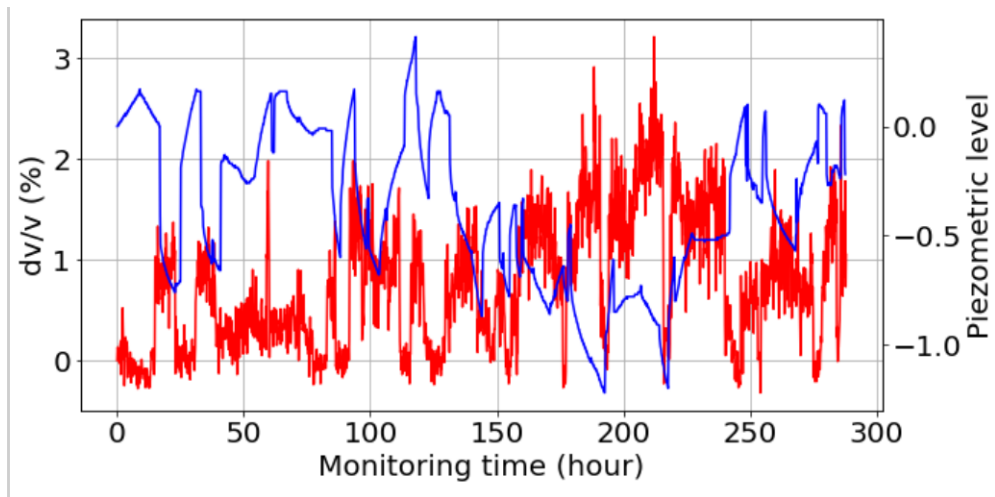


Fig. C.6 courbe rouge : représentation d'un $\delta v/v$ calculé avec un couple de capteur extrêmement proche ($d < 2$ mètre), courbe bleue : Variations de niveau de nappe relevées au puits de forage.

Appendix D

Mesure de vitesse. Test numérique

Un notebook est mis à disposition pour reproduire la Figure D.1 sur le Github suivant : <https://github.com/KramGeo/Numerical-Test----dv-v-balistic>. Ce notebook contient des versions modifiées des codes présentés dans Yuan et al. (2021). Le notebook implémentant la méthode Saw n'est pas disponible.

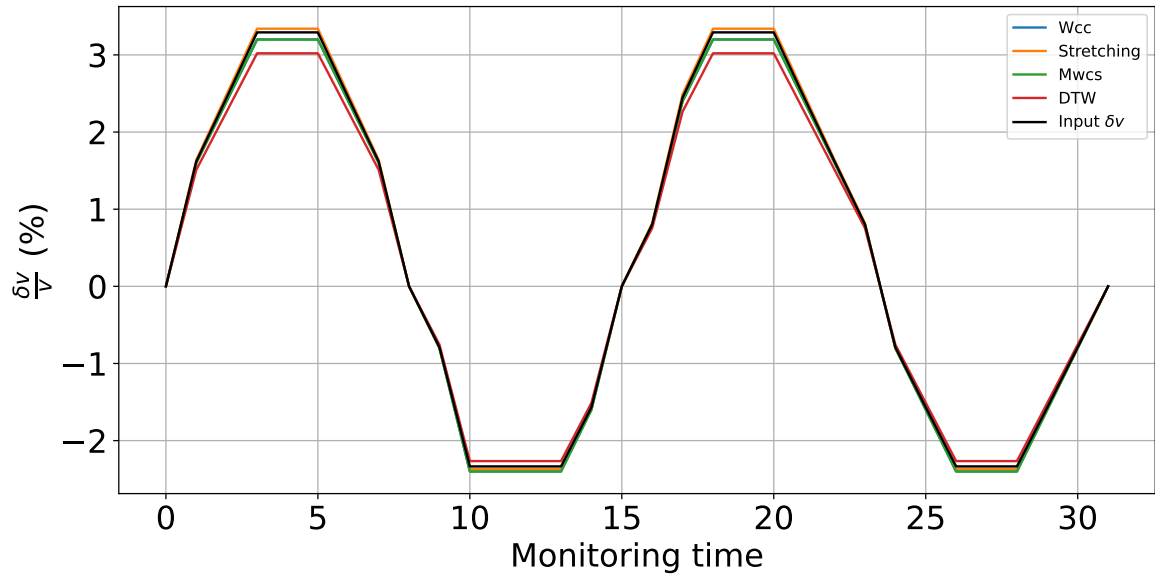


Fig. D.1 Test numérique de recherche de perturbation de vitesse

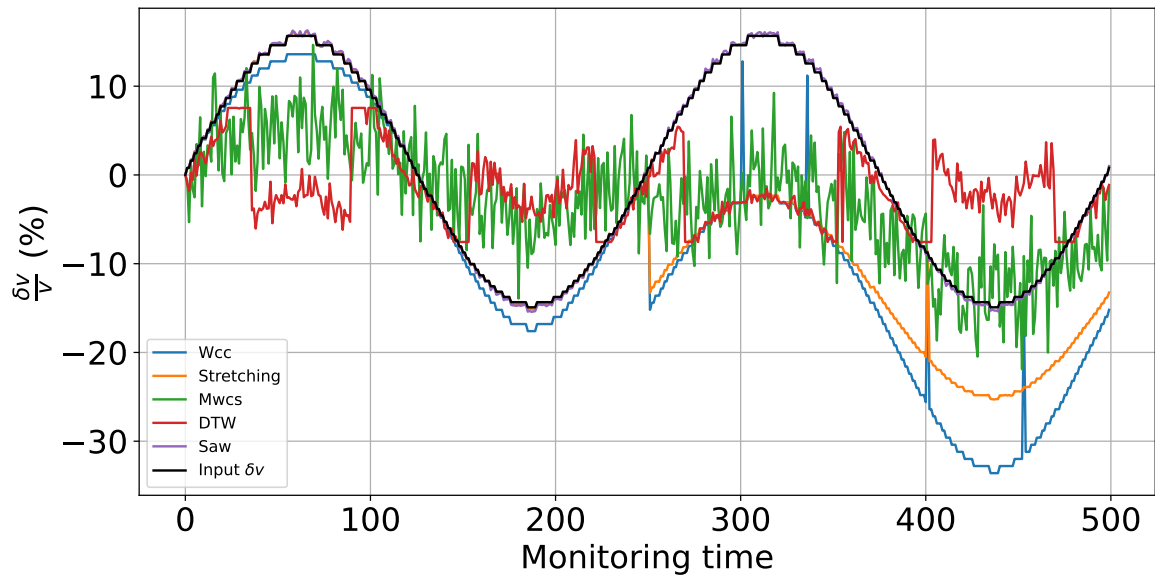


Fig. D.2 Test numérique de recherche de perturbation de vitesse avec ajout de cycle skipping