

Vers une interpolation hydrogéophysique des propriétés hydrodynamiques de la subsurface : apports du « time-lapse » sismique

M. Dangeard^{1*}, S. Schneider², L. Bodet¹, A. Rivière³, R. Guérin¹, F. Réjiba¹ et G. Hovhannissian⁴

¹Sorbonne Universités, UPMC Université Paris 06, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 75005 Paris, France

²Université de Rennes 1, CNRS, UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes, France

³MINES ParisTech, Département de Géosciences, 77305 Fontainebleau, France

⁴Centre IRD France Nord, IEES Paris, UMR 242, 93143 Bondy Cedex

*marine.dangeard@upmc.fr

Résumé

La compréhension, à l'échelle du bassin versant, du fonctionnement des hydrosystèmes, repose sur une reconnaissance des structures géologiques et de leurs propriétés hydrogéologiques. Ces dernières, souvent extraites d'informations éparses, peuvent être interpolées à l'aide des méthodes classiques de reconnaissance géophysique, de l'échelle pluri-décamétrique (p. ex. cartographie, sondages, coupes par méthodes électriques et/ou électromagnétiques) à celle du bassin versant (p. ex. par méthodes aéroportées). Ces reconnaissances permettent d'identifier les faciès et la continuité des compartiments de l'hydrosystème et leur connectivité avec le réseau hydrographique. L'hydrosystème des Avenelles (sous-bassin de l'Orgeval) a été exploré selon cette démarche notamment dans le but d'y implanter des stations d'intérêts stratégiques pour la compréhension de sa dynamique. Pour chacune d'entre elles, des piézomètres en berge, des mesures de hauteur d'eau dans la rivière et des stations de mesures hautes fréquences de température et pression (station de MONitoring LOCAL des interactions NAppe-Rivière) ont été mis en place. Les mesures récoltées le long du bassin ont mis en évidence une dynamique contrastée des interactions nappes-rivières. Cependant, les paramètres hydrodynamiques (faciès et propriétés associées) définis à l'échelle du bassin versant ne permettent pas de modéliser localement les comportements observés. Ainsi, il devient nécessaire de fournir une description plus détaillée de l'hétérogénéité de ces paramètres et de leurs variations temporelles à l'échelle d'une station. L'aval des Avenelles a été sélectionné pour la mise en œuvre de mesures géophysiques plus locales et à plus haute résolution. Une première campagne a cherché à caractériser les hétérogénéités spatiales du milieu (tomographies de résistivités électriques, sondages à la tarière et au pénétromètre dynamique) et mieux contraindre la géométrie des modèles. Des expériences sismiques ont été répétées avec un pas de temps de deux mois afin d'observer et d'intégrer au modèle les variations temporelles du continuum sol-zone saturée.

Introduction

La zone non-saturée, ou vadose, contrôle la recharge des aquifères ainsi que les transferts de matières (p. ex. nutriments ou polluants) et d'énergie entre la basse atmosphère et la zone saturée. La quantité d'eau présente dans ce compartiment est gouvernée par la séparation des précipitations entre le ruissellement de surface et l'infiltration. Cette teneur en eau est aussi liée aux propriétés physiques des sols caractérisées par de fortes variations spatiales et temporelles et est principalement gouvernée par les conditions météorologiques et l'activité humaine (Taylor et al., 2013). Afin d'étudier la zone non-saturée et sa complexité, les scientifiques cherchent à mesurer et suivre la teneur en eau dans le sol à différentes échelles à l'aide de diverses techniques. Les méthodes d'investigation classiques (tensiomètre, sonde TDR – Time Domain Reflectometry – perméamètre, infiltromètre, traçage isotopique, chimique ou de chaleur, ...) fournissent des mesures des propriétés de la zone mais sont limitées par leur représentativité spatiale.

L'hydrogéophysique est alors proposée pour (1) caractériser la structure de la subsurface et devenir un outil d'interpolation de ses propriétés locales ; (2) identifier les zones de connexion entre la surface, les cours d'eau et la zone saturée et ; (3) observer la dynamique des processus hydrogéologiques (Guérin et al., 2005 ; Binley et al., 2015 ; McLachlan et al., 2017). La télédétection est bien établie et utilisée pour quantifier l'humidité du sol en proche surface des échelles régionales à globales en utilisant une combinaison d'avion et de plateformes satellitaires (Longuevergne et al., 2009 ; Shamsudduha et al., 2017). Les méthodes électriques et électromagnétiques ont largement montré leur efficacité dans de nombreux domaines d'application (Descloîtres et al., 2003 ; Singha et al., 2015 ; Jougnot et al., 2015). Toutefois, ces méthodes peuvent être inefficaces lorsque le milieu est très conducteur, comme les sols fins (*e.g.* radar en milieux argileux ou limoneux), ou très résistants (*e.g.* tomographie de résistivités électriques –ERT– sur des roches massives ou fracturées). Pour pallier ces limitations, les méthodes sismiques et l'étude des propriétés des ondes de compression (ondes P) et de cisaillement (ondes S) en subsurface sont proposées comme complément de ces méthodes classiques (Bergamo et al., 2016a & b ; Dangeard et al., 2016 ; Pasquet *et al.*, 2016a). Pour une lithologie donnée, le rapport des vitesses des ondes P et S, proportionnel au coefficient de Poisson, reflète la teneur en eau mesurée en subsurface. Les méthodes sismiques actives permettront de (1) caractériser la géométrie de l'hydrosystème étudié et (2) investiguer les variations des propriétés mécaniques de la subsurface en lien avec les variations spatiales et temporelles de la saturation en eau au sein du continuum zone non saturée/zone saturée. L'ensemble de ces informations couplées à des données thermiques et hydrogéologiques pourra ensuite être intégrée pour la modélisation thermo-hydrodynamique.

L'aval du bassin versant de l'Orgeval a été étudié en ce sens. D'une superficie de 104 km², il est localisé à 70 km à l'est de Paris, France (Figure 1). Il fait partie de l'Observatoire de Recherche en Environnement géré par le GIS ORACLE (<http://bdoracle.irstea.fr/>) et est étudié depuis 1962, pour la caractérisation des transferts d'eau et de polluants à différentes échelles (Flipo et al., 2009). Pour cela, le bassin est suivi *via* un large réseau de mesures : stations de jaugeage, pluviométrie, mesure de la température, etc (Figure 1). La géométrie générale du bassin a été identifiée par Mouhri et al., 2013 et Pasquet et al., 2015b grâce à de nombreuses études géologiques et géophysiques (ERT, sondage électrique, sondages électromagnétiques dans le domaine temporel, méthodes sismiques) et 39 carottages. L'hydrogéologie du bassin est influencé par un système aquifère multi-couches composé de deux principales formations géologiques (Mouhri et al., 2013) : l'Oligocène (nappe du calcaire de Brie) et l'Éocène (nappe du calcaire du Champigny) séparées par un aquitard argileux (argiles vertes et marnes supragypseuses). La surface du bassin est recouverte de dépôts éoliens quaternaires (sable et limons peu perméables) sur une épaisseur pouvant atteindre 5 m. Le ru des Avenelles draine un sous-bassin versant de 46 km² (Figure 1). Il s'agit d'une zone d'expérimentations privilégiée car elle dispose de longues séries de données (météorologie, hydrogéologie, ...) et est représentatif des sous-bassins versants de la Seine (morphologie et pratiques agricoles). Des études préliminaires de géophysique et un suivi haute fréquence de paramètres hydrogéologiques (température, pression, *via* les stations de MONitoring LOCAL des interactions NAppe-Rivière –MOLONARI– de niveau d'eau dans la rivière et piézométrie) menées par Mouhri et al. (2013) et Berrhouma et al. (2016) et localisées sur la figure 1 ont mis en évidence la variabilité des contacts nappes-rivière (l'ensemble des stations étudiées montrent des comportements soit advectifs, soit convectif, soit intermittents). Les données récoltées ainsi que les propriétés hydrodynamiques des faciès identifiés sont

utilisées comme conditions aux limites dans les modélisations thermo-hydrodynamiques à l'échelle des stations. Toutefois, une paramétrisation par couches homogènes ne permet pas de reproduire les profils de températures enregistrés en rive gauche et en rive droite qui souvent diffèrent. Une description plus précise de l'hétérogénéité de ces paramètres et de leurs variations temporelles devient nécessaire. La station située à l'aval des Avenelles (station AvAv signalée par une étoile rouge sur la figure 1) a été sélectionnée pour la mise en œuvre de mesures géophysiques à plus haute résolution (Schneider, 2017). Des mesures de résistivité électriques couplées à des observations directes (échantillonnage à la tarière) et des essais mécaniques (pénétrömètre dynamique) ont permis de décrire l'hétérogénéité spatiale du milieu et de mieux contraindre la géométrie des compartiments, leur relation et les propriétés associées au sein des modèles utilisés. Dans le but de décrire les variabilités temporelles des propriétés mécaniques de la zone et donc la complexité de la dynamique hydrogéologique, la sismique CRITEX est mise en œuvre en « time-lapse » depuis février 2017 à intervalle de temps réguliers (de 2 mois lorsque les conditions expérimentales sont optimales). Les données récoltées à cette station seront utilisées comme conditions aux limites dans les modélisations thermo-hydrodynamiques à l'échelle locale.

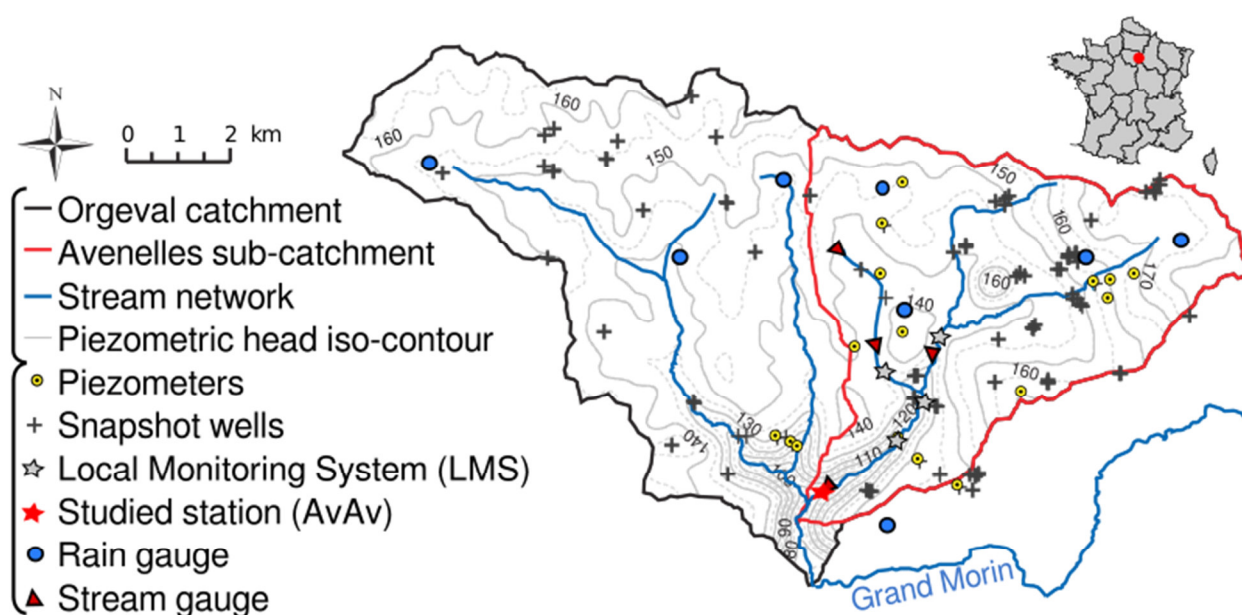


Figure 1 : Localisation du bassin expérimental de l'Orgeval (en noir) et du sous-bassin versant des Avenelles (en rouge). La zone étudiée est à l'aval du sous-bassin des Avenelles (station AvAv) est signalée par une étoile rouge. Sur la carte sont répertoriés l'ensemble des équipements disponibles. Modifié d'après Mouhri et al., 2013.

1. Utilisation de la géophysique classique pour la caractérisation des hétérogénéités à l'échelle de la station AvAv

Une caractérisation fine des systèmes aquifères est délicate mais nécessaire pour la modélisation hydrodynamique. Elle permet de mieux définir la géométrie des différents compartiments et les propriétés associées qui seront intégrées au modèle. Au niveau de la station AvAv, la géologie et le contact entre le ru des Avenelles et l'aquifère ont été caractérisés par Mouhri et al. (2013) par méthodes électriques et électromagnétiques (ERT, sondage électrique, profil électromagnétique) déployées à l'échelle du bassin. En effet, le paramètre physique ciblé (la résistivité électrique) est l'un des plus discriminants dans ce contexte. Les résultats de cette étude indiquent un contact direct entre le cours d'eau et les argiles à meulière qui surmontent l'aquifère du Champigny. Toutefois, les propriétés hydrodynamiques des faciès considérés ne permettent pas de modéliser précisément la dynamique observée localement (Berrhouma et al., 2016). Les méthodes géophysiques déployées à l'échelle du bassin versant ne décrivent pas la complexité de la géométrie du système avec une résolution suffisante pour la modélisation.

Deux profils ERT avec une résolution plus fine ont été effectués perpendiculairement au ru des Avenelles en février 2017 (période de hautes eaux – figure 2a). Ils sont respectivement composés de 72 et 96 électrodes espacées de 0,25 m. Un dispositif Schlumberger réciproque a été utilisé. La figure 2b représente une image de résistivité électrique obtenue après inversion en utilisant le logiciel commercial RES2DINV (Loke et Barker, 1996). Les hypothèses sur la lithologie sont ensuite validées en comparant les tomographies aux données issues des 13 essais mécaniques au pénétromètre dynamique PANDA 2 (résistance de pointe) et aux 5 échantillons de sol prélevés à la tarière. Cinq principales structures sont mises en évidence (Figure 3) : (1) la terre agricole labourée d’une épaisseur d’environ 50 cm ($90 \Omega.m$), (2) les colluvions ($30 \Omega.m$) surmontés par (3) les limons ($50-60 \Omega.m$), (4) l’argile à meulière ($80 \Omega.m$) et enfin (5) les marnes supra-gypseuses ($40 \Omega.m$). Ces résultats montrent qu’il n’y a pas de contact direct entre la rivière et le calcaire du Champigny comme le supposait Mouhri et al. (2013). De plus, la tomographie met en évidence l’hétérogénéité du milieu à l’échelle de la station : la nature et la géométrie des faciès rencontrés sur les deux rives semblent différentes. La rive gauche est plus perturbée du fait de la présence d’un méandre à proximité (Figure 2.a) et de remaniements anthropiques. Au contraire, la lithologie de la rive droite semble plus homogène. On peut donc supposer que la dynamique de la zone saturée sera plus lente et moins complexe sur la rive droite. Le suivi des variations temporelles des propriétés hydrogéologiques de la zone peuvent être étudiées par une approche time-lapse des méthodes sismiques de subsurface.

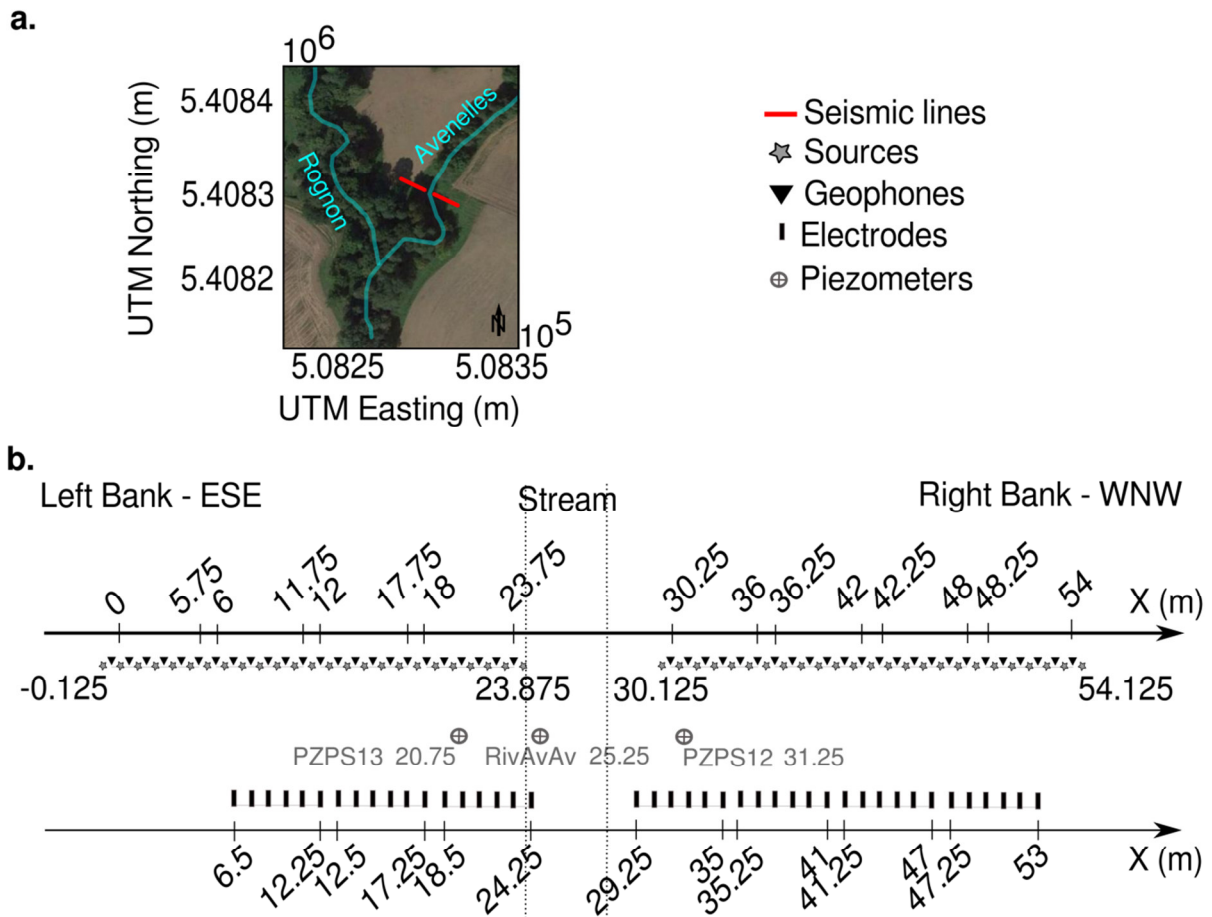


Figure 2 : (a) Localisation du site d'étude et des mesures (en rouge). (b) Dispositifs d'acquisition sismique et de tomographie de résistivité électrique. Pour chaque acquisition sismique en time-lapse, les ondes P et les ondes de surface sont enregistrées à l'aide de 96 géophones verticaux de fréquence de coupure 14 Hz. L'intervalle entre deux géophones et entre chaque source est de 0,25 m. Les profils ERT, réalisés sur chaque berge, se composent de 72 (rive gauche) et 96 électrodes (rive droite) espacées de 0,25 m. Le dispositif Schlumberger réciproque a été utilisé. Des croix encadrées indiquent référent aux équipements des stations MOLONARI (piézomètres en berge et dans la rivière) pour le suivi haute fréquence des paramètres hydrodynamiques.

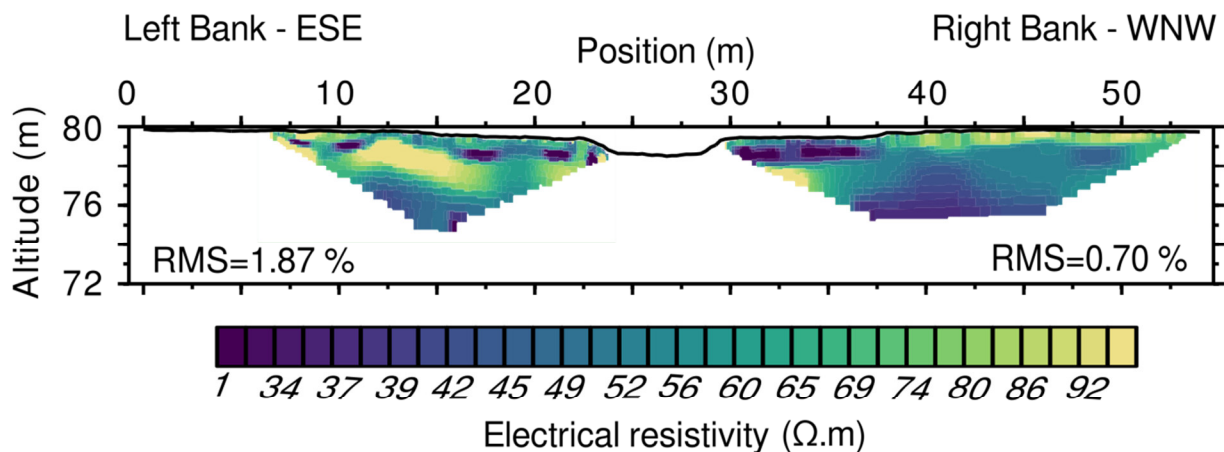


Figure 3 : Valeurs de résistivités électriques interprétées à partir d'une tomographie de résistivité électrique réalisée selon un profil ESE-WNW perpendiculaire au ru des Avenelles (Figure 2a).

2. Approche « time-lapse » des méthodes sismiques pour la caractérisation de la dynamique de l'hydrosystème

La station AvAv est inspectée par méthodes sismiques depuis février 2017 avec un pas de temps de 2 mois (de février à août 2017) afin de visualiser les variations spatiales et temporelles des propriétés mécaniques liées à la teneur en eau. Pour chacune d'entre elles, la même source, le même équipement, la même géométrie et les mêmes paramètres d'acquisition sont utilisés. Afin d'assurer un repositionnement précis du dispositif au cours du temps, un système de marquage permanent est mis en place le long des profils étudiés. Les mesures sismiques ont été réalisées le long d'un transect ESE-WNW de parts et d'autres du cours d'eau (Figure 2a). Elles consistent en l'acquisition simultanée des ondes P et des ondes de surface à l'aide d'un dispositif unique (Konstantaki et al., 2013 ; Pasquet et al., 2015a). Sur chaque rive, un réseau de 96 géophones verticaux de fréquence de coupure de 14 Hz espacés de 0,25 m est déployé pour obtenir un profil d'une longueur de 23,75 m (Figure 2b). La source utilisée consiste en une plaque métallique frappée verticalement à l'aide d'une masse de 1,250 kg entre chaque géophone et à une demi-intertrace des premiers et derniers capteurs. A chaque position, six enregistrements sont établis et sommés dans le domaine temporel afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. Un taux d'échantillonnage 0,5 ms et une durée d'enregistrement de 2 s permettent d'observer l'intégralité du champ d'onde. Afin d'assurer la comparaison des temps d'arrivées des ondes P, un déclenchement automatique est utilisé avec un délai de -0,02 s avant le début de chaque enregistrement afin de prévenir les problèmes de déclenchement.

2.1. Estimation des vitesses des ondes de compression par inversion tomographique

Les données enregistrées sont représentées sous forme de sismogrammes. La figure 4 présente certains d'entre eux pour l'ensemble des périodes étudiées pour des tirs à 11,875 m (a, c, e et g) et 42,125 m (b, d, f et h). Une ligne verticale représente l'enregistrement d'un géophone (position indiquée sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées). Les données indiquent des événements liés aux changements de lithologie en subsurface et aux effets topographiques. Le faible niveau de bruit rend aisée l'identification et le pointé des premières arrivées des ondes P. Elles correspondent au début du premier pulse sismique observé. Les temps d'arrivées ont été pointés manuellement, et donc de manière subjective, pour tous les tirs de chaque profil. Afin de limiter les biais liés à l'expérience de l'opérateur, il est préférable que les pointés soient réalisés par une même personne pour chaque jeu de données (Jiao and Moon, 2000 ; Saragiotis et al., 2002). L'ensemble des temps est répertorié pour chaque couple source-géophone sur la figure 5. Ce type de diagramme permet d'avoir un premier aperçu de la distribution des vitesses des ondes P en subsurface et des hétérogénéités associées. La diagonale correspond aux temps d'arrivées à offset (distance source-récepteur) nul. Les données représentées sous la diagonale sont influencées par les structures rencontrées à l'amont du géophone tandis qu'au-dessus de la diagonale, elles sont influencées par les structures situées plus à l'aval. De plus, plus la distance source-récepteur est élevée (lorsqu'on s'éloigne de la diagonale), plus

l'onde sera affectée par des hétérogénéités localisée en profondeur. Les points noirs représentent les traces actives pour chaque tir et la couleur indique la valeur du temps d'arrivées. Lorsque le niveau de bruit est trop élevé, les temps d'arrivées sont impossibles à identifier. Les données indiquent une augmentation de la vitesse globale avec la profondeur. Elles mettent aussi en évidence la présence du talus en rive gauche avec des temps d'arrivées plus faibles lorsque la distance aux géophones augmente (Figure 5a, c, e et g). La différence entre les temps d'arrivées fait l'objet d'une étude en cours afin d'y détecter des comportements hydrodynamiques distincts en confrontant ces observations aux données hydrogéologiques (Pasquet et al., 2016a ; Bergamo et al. 2016a & b ; Dangeard et al., 2016).

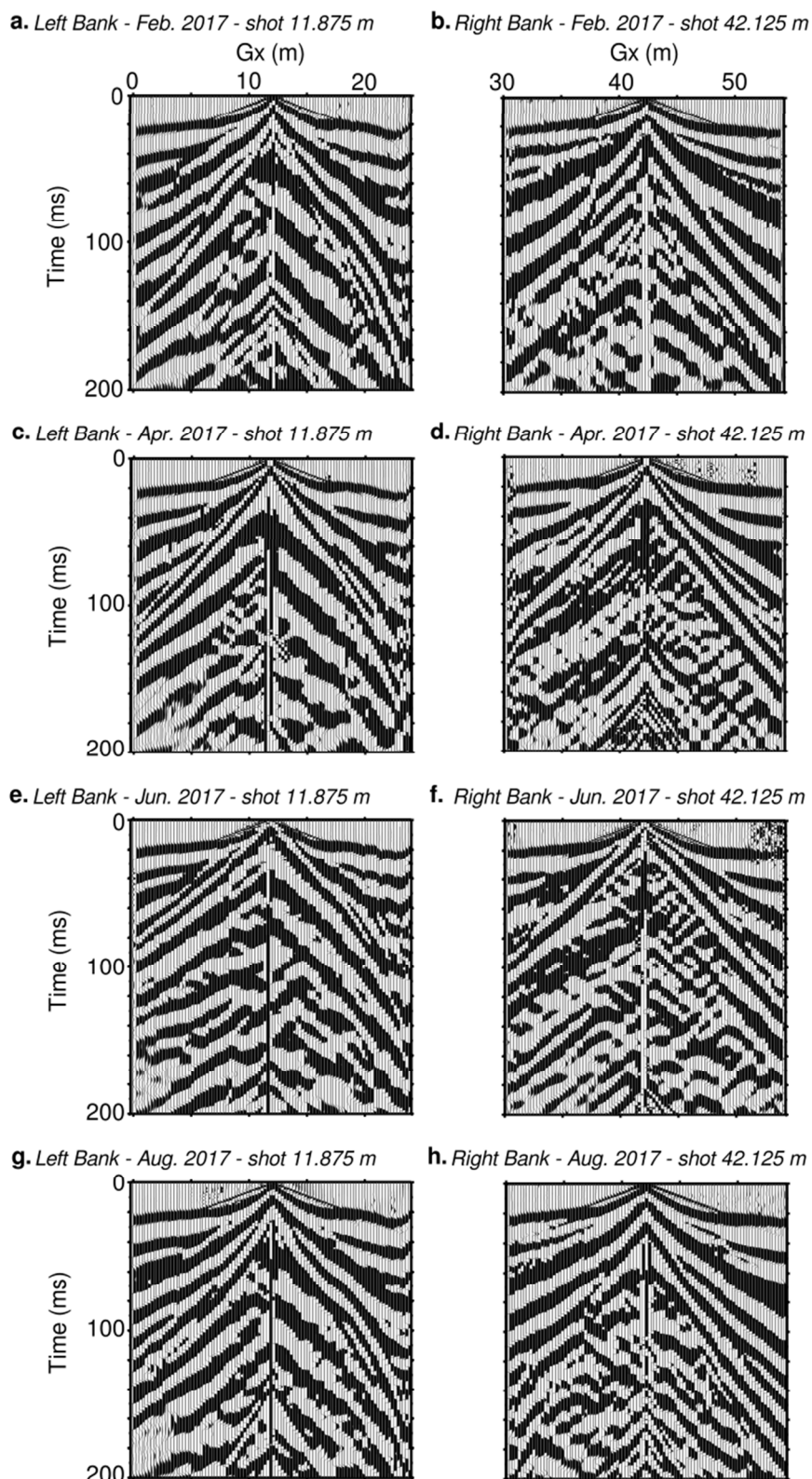


Figure 4 : Sismogrammes enregistrés en février (a & b), avril (c & d), juin (e & f) et août (g & h) 2017 aux abscisses 11,875 m (centre du profil rive gauche – a, c, e, g) et 42,125 m (centre du profil rive droite – b, d, f, h) à l'aide de géophones à composantes verticales. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque géophone (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées).

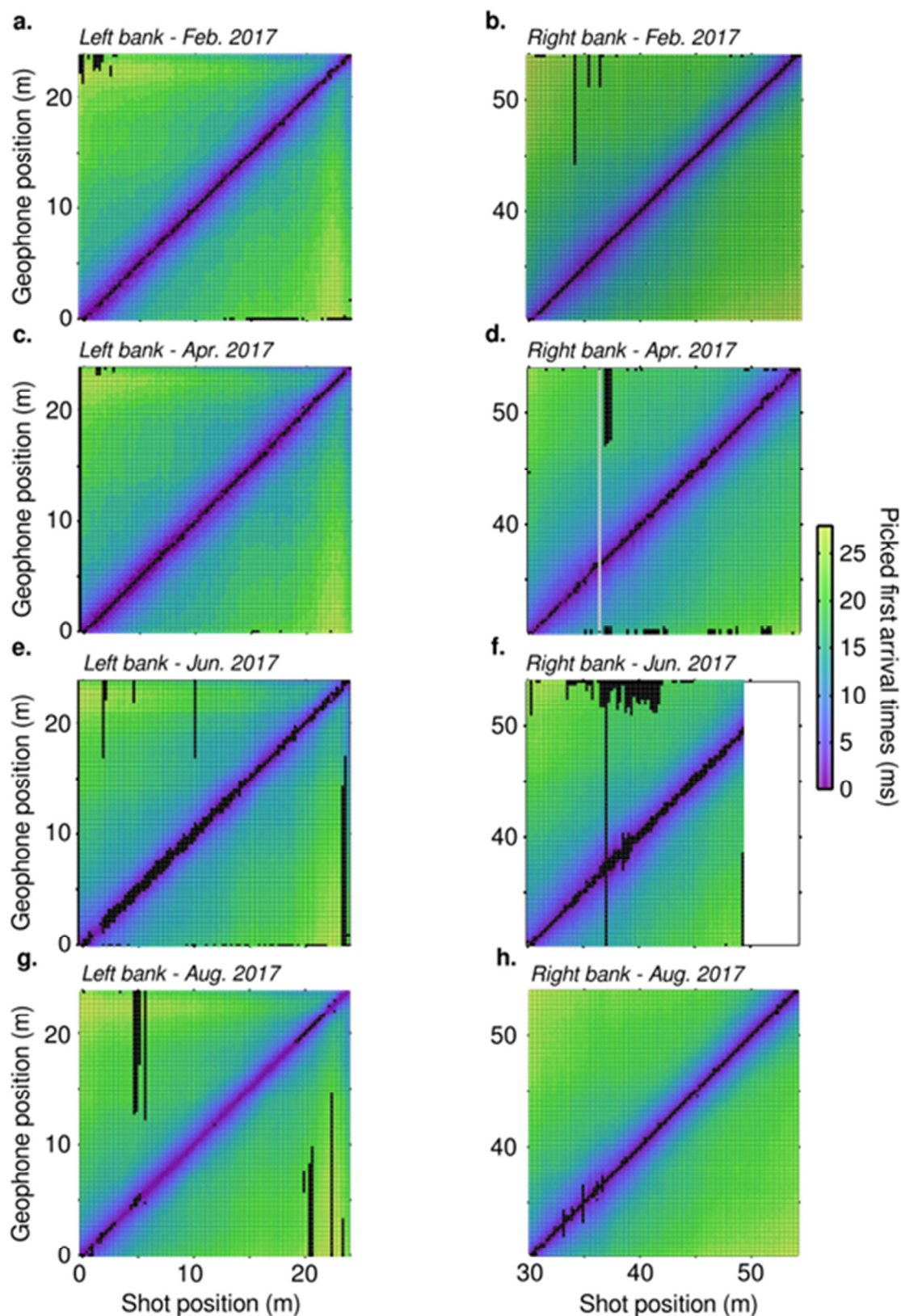


Figure 5 : Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone. Ils sont représentés pour les rives gauche (a, c, e et g) et droite (b, d, f et h) des acquisitions de février (a & b), avril (c & d), juin (e & f) et août (g & h) 2017. Les ronds noirs indiquent les traces actives et les ronds de couleur, les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls.

Les temps d'arrivées des ondes P sont inversés à l'aide du logiciel RAYFRACT (Schuster et Quintus-Bosz, 1993 ; Sheehan et al., 2005 ; Rohdewald, 2011) afin d'estimer un profil de vitesses des ondes P. L'inversion est initialisée avec un modèle de type gradient. Ce dernier est créé en prolongeant latéralement un modèle 1D issu de la moyenne des pointés des temps d'arrivées tout en supposant un milieu tabulaire. Celui-ci est ensuite étendu à l'ensemble des points du profil (Gibson et al., 1979). Lors de l'inversion, l'équation eikonale est résolue grâce à un code numérique basé sur la méthode des différences finies. Le processus d'inversion est arrêté lorsque la variation des vitesses, l'erreur RMS globale et le maximum des résidus normalisés atteignent une valeur minimum et ne varient plus au cours des itérations. 10 itérations sont nécessaires pour atteindre ce palier. Les modèles de vitesses obtenus (Figure 6) indiquent de faibles variations latérales de vitesses et des gradients de vitesses positifs avec la profondeur.

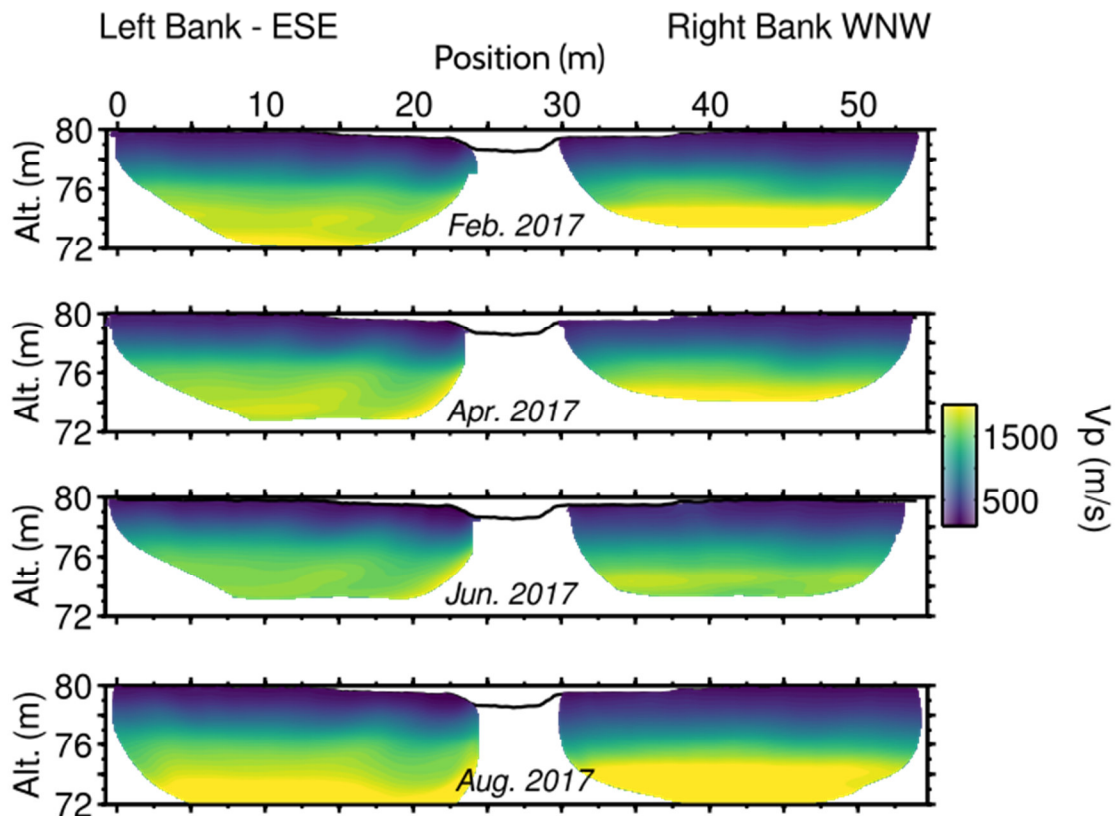


Figure 6 : Modèles de vitesse des ondes de compression obtenus après inversion tomographique (10 itérations) de février, avril, juin et août 2017 (de haut en bas).

2.2. Estimation des vitesses des ondes de cisaillement par analyse de la dispersion des ondes de surface

Lorsque le milieu est hétérogène, la vitesse de phase des ondes de surface dépend de la fréquence. Cette relation définit des courbes de dispersion pour les différents modes de propagation observables. Cette relation n'est pas clairement visible sur les sismogrammes mais elle l'est dans le domaine fréquentielle. Les courbes de dispersion sont alors extraites selon la chaîne de traitement proposée par O'Neill (2003) et implémentée par Pasquet et Bodet (2017) dans le package open-source SWIP (disponible sur <https://github.com/SWIPdev/SWIP/releases>) :

1. pour chaque sismogramme, une fenêtre de nW géophones, centrés en position X_{mid} est sélectionnée. Les géophones sélectionnés sont illuminés par S tirs directs et S tirs inverses (*i.e.* localisés à l'amont et l'aval de la fenêtre de géophones) ;
2. pour chaque tir, le champ d'onde est transformé vers le domaine « f-c » (fréquence–vitesse de phase –Mokhtar et al., 1988-) dans lequel la dispersion est aisément identifiable. Cette étape permet d'obtenir une image de dispersion pour les 2S tirs. Ces images sont ensuite sommées (« stackées »).

Les courbes de dispersion sont extraites en pointant les maxima d'énergie correspondant à chaque mode de propagation. Ces données sont utilisées pour l'inversion et l'estimation d'un profil 1D de V_s à l'aplomb du Xmid ;

3. puis, la fenêtre est déplacée de dW géophones le long de la ligne. La juxtaposition des modèles 1D permettra de réaliser un profil 2D de V_s .

Les tailles des fenêtres d'extraction et le nombre de source sont déterminées par tests « essai-erreur » afin de déterminer le meilleur compromis entre résolution spectrale, profondeur d'investigation souhaitée et validité de l'hypothèse 1D compte-tenu des variations latérales de lithologie (Bodet et al., 2005). Il est pour cela indispensable de systématiquement considérer séparément les tirs directs et réciproques encadrant la fenêtre choisie (Bodet et al., 2014). La dispersion est ainsi extraite pour chaque tir et les courbes pointées sont comparées. Ce travail est répété pour plusieurs tailles de fenêtre. Celle offrant le meilleur compromis (résolutions/profondeur d'investigation) sans produire de différences trop importantes entre tirs directs et inverses est finalement sélectionnée (cf. Schneider (2017) pour plus de détails sur la procédure). Un bon compromis a finalement été trouvé pour une fenêtre de 11,75 m (soit $nW = 48$) et une fenêtre de source allant de 0,375 à 2,625 m sont utilisées ($S = 8$). Les premières et dernières fenêtres sont centrées à 5,875 m et 17,875 m en rive gauche et 36,125 m et 48,125 m en rive droite. Les maxima d'énergie associés aux différents modes de propagation sont pointés pour chaque image de dispersion le long du profil. Les courbes de dispersion sont tronquées à basse fréquence en fonction de la longueur du dispositif, équivalent à une longueur d'onde de 12 m (Bodet et al., 2009). Les courbes de dispersion sont pointées puis ré-échantillonnées en longueur d'onde tous les 0,125 m de 0 à 12 m. L'erreur de pointée utilisée pour l'inversion suit une loi empirique définie par O'Neill (2003). Au total, jusqu'à deux modes de propagation sont identifiés le long des profils et correspondent au mode fondamental (M_0) et aux premiers (M_1) modes supérieurs (Figure 7). L'ensemble des courbes de dispersion obtenues peuvent ensuite être représentées sous forme de pseudo-sections en fonction de la longueur d'onde (en ordonnées) et de la position des Xmid (en abscisse). La figure 8 présente les pseudo-sections obtenues pour le mode fondamental et donne un premier aperçu de la répartition des vitesses en subsurface et leur évolution avec le temps. L'hétérogénéité structurale du site est mise en évidence. Les vitesses de phase sont globalement plus élevées sur la rive gauche que sur la rive droite et augmente au cours du temps entre février (hautes eaux) et juin (basses eaux) 2017 puis re-diminue en août 2017.

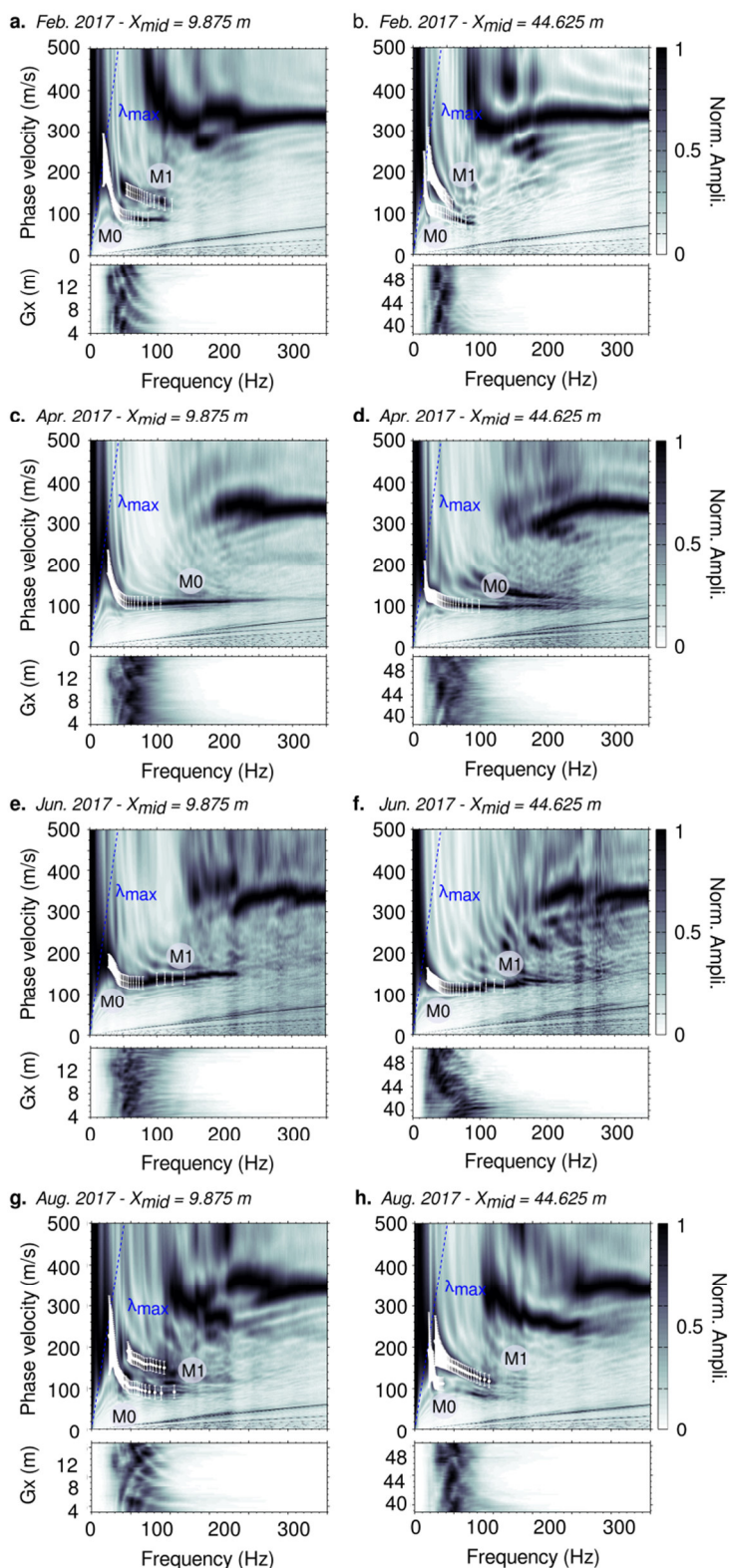


Figure 7 : Images de dispersion stackées extraites en $X_{mid} = 9,875$ m (a) et $X_{mid} = 44,625$ m (b) pour les données de février 2017. Les points blancs correspondent aux courbes de dispersion pointées pour le mode fondamental (M0) et le premier mode supérieur (M1). Les barres d'erreur associées sont définies selon la chaîne de traitement proposée par O'Neill (2003). Les courbes de dispersion sont limitées à basses fréquences par une longueur d'onde de 12 m (ligne pointillée bleue).

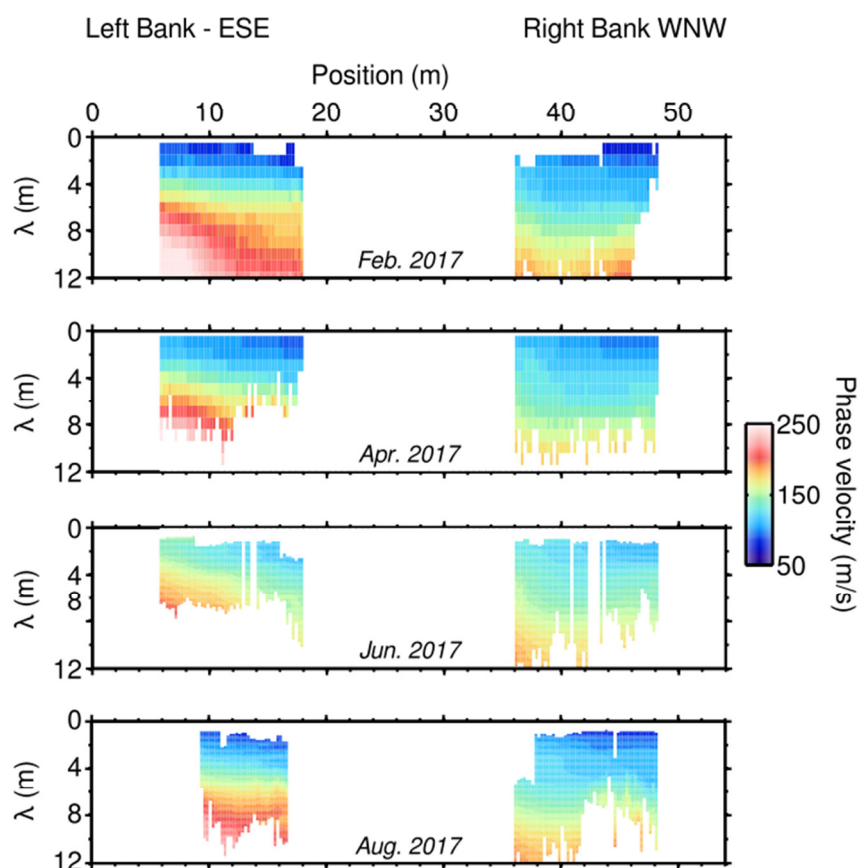


Figure 8 : Pseudo-sections de vitesses de phase pointées pour le mode fondamental (M_0) le long de la ligne pour les données acquises en février (a), avril (b) juin (c) et août (d) 2017. Les sections sont représentées en fonction de la longueur d'onde (λ) et du milieu de la fenêtre d'extraction X_{mid} .

L'inversion des courbes de dispersion est réalisée en supposant un milieu 1D tabulaire à l'aplomb du X_{mid} . Le processus d'inversion utilise l'algorithme de voisinage développé par Sambridge (1999a & b) et implémenté par Wathelet et al. (2004) et Wathelet (2008) pour l'application à la proche surface. L'algorithme de voisinage explore différents jeux de paramètres choisis aléatoirement au sein d'intervalles pré-définis par l'utilisateur. Le choix des gammes de valeurs explorées constitue une étape primordiale car il gouverne le processus d'inversion (Socco et Scrobbia, 2004). Suite à une succession de tests « essai-erreur » et d'après les *a priori* (géologiques, hydrogéologiques ...) un total de 5 couches sur un espace semi-infini a été choisi (Schneider, 2017). L'épaisseur de chaque couche peut varier entre 0,125 et 2 m en supposant une profondeur maximale du demi-espace de 10 m (environ la longueur d'onde maximale). La vitesse des ondes P est imposée par la tomographie des temps d'arrivées (Figure 6). Le coefficient de Poisson est laissé libre de varier entre 0,1 et 0,5. La masse volumique est supposée constante et égale à 1800 kg.m^{-3} car elle influence peu sur l'inversion (Foti et Scrobbia, 2002). Pour chaque X_{mid} , l'inversion 1D est réalisée avec les mêmes paramètres hormis V_p qui dépend de la position le long du profil. Aucune contrainte latérale n'est appliquée car la technique de fenêtrage lisse naturellement la dispersion. Les paramètres de l'algorithme de voisinage permettent de générer un total de 50 500 modèles à chaque X_{mid} . A la fin du processus d'inversion, l'ensemble des modèles inclus dans les barres d'erreur sont sélectionnés, comme le préconisent Endrun et al. (2008). Ils permettent de définir un modèle moyen pondéré par la fonction coût qui sera affecté au X_{mid} correspondant, la juxtaposition de ces derniers définit un profil complet de V_s (Figure 9).

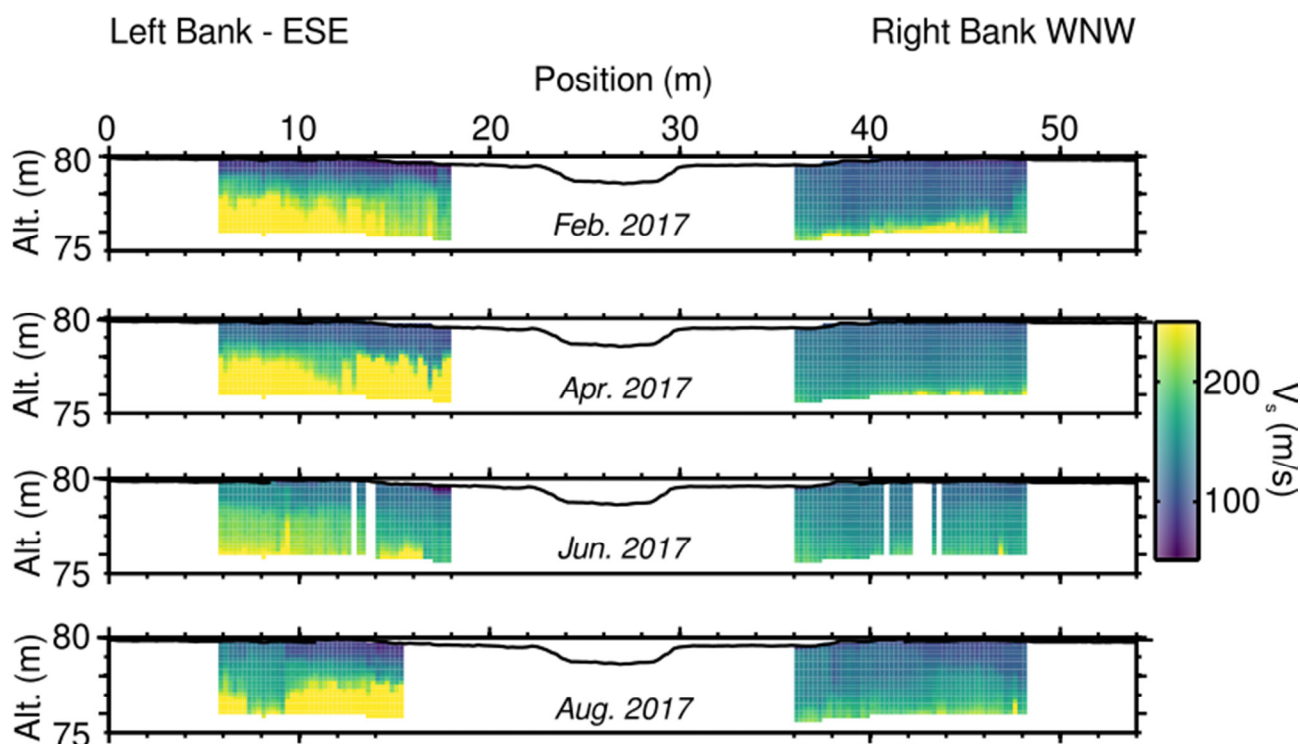


Figure 9 : Pseudo-sections des moyennes (pondérée par la fonction coût) de V_S réalisées à partir des modèles acceptés pour chaque X_{mid} le long de la ligne pour février, avril, juin et août 2017 (de haut en bas).

3. Conclusions et perspectives : estimation des variations spatiales et temporelles de la saturation en eau et contrainte des modèles hydrodynamiques

Dans le but de comprendre la dynamique de l'hydrosystème à l'échelle de la station AvAv, les méthodes géophysiques à haute résolution ont été déployées. Les méthodes électriques couplées à des essais mécaniques et des observations directes ont permis de distinguer les différentes structures et leur relation au sein du système. Ceci permettra d'ajouter dans le modèle hydrodynamique la géométrie des compartiments ainsi que leurs propriétés hydrodynamiques.

L'approche time-lapse des méthodes sismique permet de rendre compte de la dynamique. Même s'il faut rester prudent quant aux incertitudes *a posteriori* des inversions réalisées à chaque période pour pouvoir proposer des comparaisons, les pseudo-coefficients de Poisson (notés ν et déterminés à partir de V_p et V_s) ont été calculés pour chaque section de février à juin 2017 (Figure 10). Les valeurs obtenues sont représentatives des milieux peu consolidés saturés (dans les tons rouge sur la figure 10) et non saturés (tons bleus sur la figure 10). Cette approche décrit non seulement l'évolution spatiale et temporelle de la profondeur de la zone saturée, mais également celles de la saturation au sein de la zone non-saturée. Les variations temporelles de ν indiquent une augmentation de la profondeur de la zone saturée de février à juin. Cette variabilité montre clairement l'hétérogénéité de la dynamique locale du système, notamment entre les deux rives.

Ces observations seront à mettre en relation avec les charges mesurées dans la rivière et dans les piézomètres de berges présentées sur la figure 11 (lorsque celles-ci seront corrigées et vérifiées). Les données mettent en évidence la différence de dynamique entre les deux rives. La rive droite (en bleu sur la figure 11) montre des variations de plus fortes amplitudes avec un effet tampon, en lien avec la nature très argileuse-limoneuse des compartiments (Figure 3). Au contraire, la rive gauche (en marron sur la figure 11) est caractérisée par des variations de charge rapides, de plus faibles amplitudes, à mettre en relation avec l'influence de la lithologie très hétérogène (Figure 3) et la présence d'un méandre à proximité (Figure 2a). Le modèle thermo-hydrodynamique actuel est contraint hydrologiquement par les données de niveau d'eau dans

les piézomètres de berge. L'estimation du pseudo-coefficient de Poisson permettra d'extrapoler ces données à l'échelle du profil sismique et agrandir l'étendu du modèle. Le résultat de la modélisation thermo-hydrodynamique proposera une évolution spatiale et temporelle de la saturation qui pourra être comparée avec les valeurs de v et éventuellement mieux contraindre les inversions sismiques.

Considérées séparément les variations temporelles des vitesses des ondes P et S existent mais sont délicates à quantifier. Les incertitudes *a posteriori* de chaque inversion doivent être estimées et prisent en compte pour tenter d'extraire des variations d'image à image. De plus, ces inversions imposent la description d'un milieu en un nombre de couches fini qui ne permet pas de décrire les variations continues des propriétés hydrologiques. Pasquet et al., (2016a), Bergamo et al. (2016a & b) et Dangeard et al. (2016) montrent qu'il est dans un premier temps préférable de calculer les variations observées dans les données (temps d'arrivées et dispersion des ondes de surface) afin de mettre en évidence des zones préférentielles de changement de propriétés hydrodynamiques au cours du temps. Ceci fera l'objet d'une prochaine étape dans cette étude.

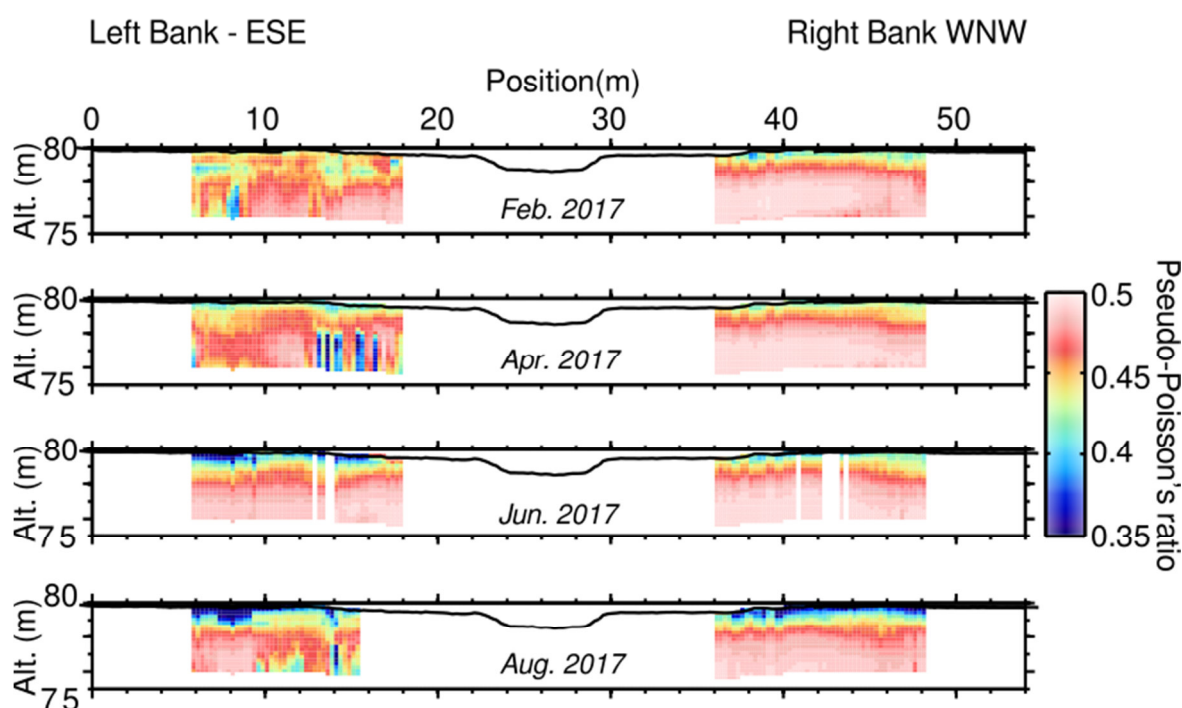


Figure 10 : Pseudo-section de coefficient de Poisson calculé à partir de V_P issue de la tomographie et de V_S estimée par inversion de la dispersion des ondes de surface pour les mois de février, avril, juin et août 2017 (de haut en bas).

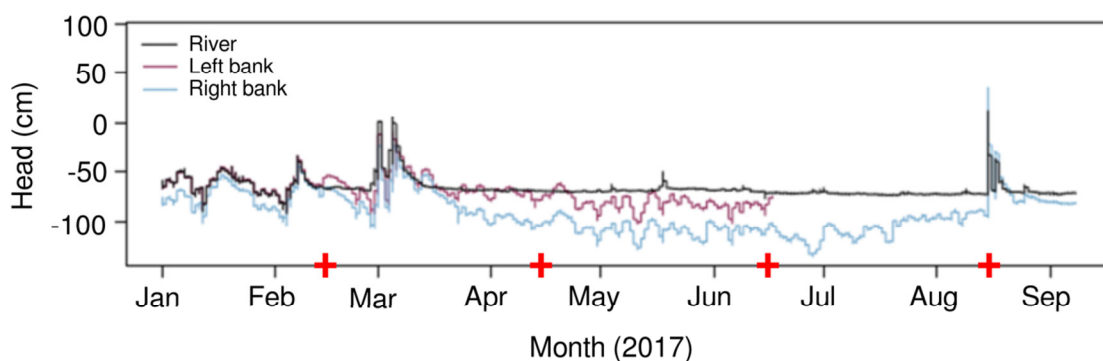


Figure 11 : Charges mesurées au cours du temps à la station AvAv (Figure 1) dans la rivière (noir) et sur les piézomètres en rives droite (bleu) et gauche (marron). Les croix rouges représentent les dates auxquelles ont été effectuées les mesures sismiques.

Remerciements

Cette étude est soutenue par le projet ANR CRITEX ANR-11-EQPX-0011 et le programme PIREN-Seine. Le pointé des courbes de dispersion ainsi que leur inversion ont été réalisées à l'aide des packages open-source SWIP (<https://github.com/SWIPdev/SWIP/releases>), Seismic Unix (<http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>) et GEOPSY (geopsy.org).

Bibliographie

- Bauer, K., Moeck, I., Norden, B., Schulze, A., Weber, M. H., Wirth, H. 2010. Tomographic P wave velocity and vertical velocity gradient structure across the geothermal site Groß Schönebeck (NE German Basin): Relationship to lithology, salt tectonics, and thermal regime. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115(B8)
- Bergamo, P., Dashwood, B., Uhlemann, S., Swift, R., Chambers, J. E., Gunn, D. A., Donohue, S. 2016a. Time-lapse monitoring of climate effects on earthworks using surface waves. *Geophysics* 81(2)
- Bergamo, P., Dashwood, B., Uhlemann, S., Swift, R., Chambers, J. E., Gunn, D. A., Donohue, S. 2016b. Time-lapse monitoring of fluid-induced geophysical property variations within an unstable earthwork using P-wave refraction. *Geophysics* 81(4)
- Berrhouma, A., Rivière, A., Cucchi, K., Goblet, P., Flipo, N. 2016. Estimation des flux d'énergie à l'interface nappe-rivière des Avenelles. Rapport d'activité 2016 phase 7 du PIREN-Seine
- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Révil, A., Robinson, D. A., Singha, K., Slater, L. D. 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resource Research* 51(6)
- Bodet, L., Dhemaied, A., Pasquet, S., Rejiba, F., Guérin, R. 2014. Caractérisation mécanique de la plateforme ferroviaire par méthodes géophysiques : estimation des vitesses de cisaillement par « ondes de surface ». Rapport interne, SNCF
- Bodet, L., Abraham, O., Clorennec, D. 2009. Near-offsets effects on Rayleigh-wave dispersion measurements: Physical modelling. *Journal of Applied Geophysics* 68(1)
- Bodet, L., van Wijk, K., Bitri, A., Abraham, O., Côte, Ph., Grandjean G., Leparoux, D. 2005. Surface-wave dispersion inversion limitations from laser-Doppler experiments. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 10(2)
- Dangeard, M., Pasquet, S., Bodet, L., Guérin, R., Longuevergne, L., Thiesson, J. 2016. Temporal variations of near-surface seismic data at the Ploemeur (France) hydrogeological observatory. In: *Near Surface Geoscience 2016 – 22nd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. EAGE, Barcelone, Espagne
- Descloîtres, M., Ribolzi, O., Le Troquer, Y., Thiebaut, J. P. 2003. Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *Journal of Applied Geophysics* 53(3)
- Endrun, B., Meier, T., Lebedev, S., Bohnhoff, M., Stavrakakis, G., Harjes, H.-P. 2008. S velocity structure and radial anisotropy in the Aegean region from surface wave dispersion. *Geophysical Journal International* 174(2)
- Flipo, N., Rejiba, F., Kurtulus, B., Tournebize, J., Tallec, G., Vilain, G., Garnier, J., Ansart, P., Lotteau, M. 2009. Caractérisation des fonctionnements hydrologique et hydrogéologiques du bassin de l'Orgeval. Rapport technique. PIREN Seine.
- Foti, S., Strobbia, C. 2002. Some notes on model parameters for surface wave data inversion. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*
- Gibson, B. S., Odegard, M. E., Sutton, G. H. 1979. Nonlinear least-squares inversion of traveltimes data for a linear velocity-depth relationship. *Geophysics* 44(2)
- Guérin, R. 2005. Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal* 13(1)
- Jiao, L., Moon, W. M. 2000. Detection of seismic refraction signals using a variance fractal dimension technique. *Geophysics* 65(1)
- Jougnot, D., Linde, N., Haarder, E. B., Looms, M. C. 2015. Monitoring of saline tracer movement with vertically distributed self-potential measurements at the HOBE agricultural test site, Voulund, Denmark. *Journal of Hydrology* 521

- PIREN-Seine phase VII - rapport 2017 – Vers une interpolation hydrogéophysique des propriétés hydrodynamiques de la subsurface : apports du « time-lapse » sismique
- Konstantaki, L., Carpentier, S., Garofalo, F., Bergamo, P., Socco L. V. 2013. Determining hydrological and soil mechanical parameters from multichannel surface-wave analysis across the Alpine Fault at Inchbonnie, New Zealand. *Near Surface Geophysics* 11(4)
- Loke, M. H., Barker, R. D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44(1)
- Longuevergne, L., Florsch, N., Boudin, F., Oudin, L., Camerlynck, C. 2009, Tilt and strain deformation induced by hydrologically active natural fractures: Application to the tiltmeters installed in Sainte-Croix-aux-Mines observatory (France), *Geophysical Journal International* 178
- McLachlan, P. J., Chambers, J. E., Uhlemann, S. S., Binley, A. 2017. Geophysical characterization of the groundwater-surface water interface. *Advances in Water Resources*.
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., De Fouquet, C., Bodet, L., Kurtulus, B., Tallec, G. Durand, V., Jost, A., Ansart, P., Goblet, P. 2013, Designing a multi-scale experimental sampling system of stream-aquifer interfaces in sedimentary basin. *Journal of Hydrology* 504
- Mokhtar, T. A., Herrmann, R. B. and Russell, D. R. 1988. Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian Shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics* 53(11)
- O'Neill, A. 2003. Full-waveform reflectivity for modelling, inversion and appraisal of seismic surface wave dispersion in shallow site investigations. Thèse de doctorat, University of Western Australia, Perth, Australie
- Pasquet, S., Bodet, L. 2017. SWIP: an integrated workflow for surface-wave dispersion inversion and profiling. *Geophysics* 82(6)
- Pasquet, S., Holbrook, W. S., Carr, B. J., Sims, K. W. W. 2016a. Geophysical imaging of shallow degassing in a Yellowstone hydrothermal system. *Geophysical Research Letter* 43
- Pasquet, S., Bodet, L., Bergamo, P., Guérin, R., Martin, R., Mourgues, R., Tournat, V. 2016b. Small scale seismic monitoring of varying water level in granular media. *Vadose zone journal* 15(7)
- Pasquet, S., Bodet, L., Longuevergne, L., Dhemaied, A., Camerlynck, C., Rejiba, F., Guérin, R. 2015a. 2D characterisation of near-surface V_p/V_s : surface-wave dispersion inversion versus refraction tomography. *Near Surface Geophysics* 13(4)
- Pasquet, S., Bodet, L., Dhemaied, A., Mouhri, A., Vitale, Q., Rejiba, F., Flipo, N., Guérin, R. 2015b. Detecting different water table levels in a shallow aquifer with combined P-, surface and SH-wave surveys: Insights from VP /VS or Poisson's ratios. *Journal of Applied Geophysics* 113
- Rohdewald, S. R. 2011. Interpretation of first-arrival travel times with wavepath eikonal travelttime inversion and wavefront refraction method. In: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*. EEGS, Charleston, Caroline du Sud, États-Unis
- Sambridge, M. 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International* 138(2)
- Sambridge, M. 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International* 138(3)
- Saragiotis, C. D., Hadjileontiadis, L. J., Panas, S. M. 2002. PAI-S/K: a robust automatic seismic P phase arrival identification scheme. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40(6)
- Schuster, G. T., Quintus-Bosz, A. 1993. Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory. *Geophysics* 58(9)
- Schneider, S., 2017. Interpolation des propriétés hydrodynamiques via la géophysique dans la zone critique. Rapport de stage de Master 2 de l'Université de Rennes 1
- Shamsudduha, M., Taylor, R. G., Jones, D., Longuevergne, L., Owor, M., Tindimugaya, C. 2017. Recents changes in terrestrial water storage in the Upper Nile Bason: an evaluation of commonly used gridded GRACE products. *Hydrology and Earth system sciences* 21(9)

- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Mandell, W. A. 2005. An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 10(1)
- Singha, K., Davy-Lewis, F. D., Johnson, T., Slater, L. D. 2015. Advances in interpretation of surface processes with time-lapse electrical imaging. *Hydrological Processes* 29(6)
- Socco, L. V., Strobba, C. 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics* 2(4)
- Taylor, R. G., Scalon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T. R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M. F. P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R. M., Yechieli, Y., Gudark, J. J., Allen, D. M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P. J.-F., Holman, I., Tiedel, H. 2013. Ground water and climate change. *Nature Climate Change* 3
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M. 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics* 2(4)
- Wathelet, M. 2008. An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters* 35(9)