

1D Vs characterization by Ambient Vibration Array measurement (AVA)

Caractérisation 1D des Vs par mesure du bruit sismique ambiant (AVA).

*Alexandre Tourette*¹, *Alexandre Coutry*¹, *Martin Schmitt*², *Clara Duverger*², *Olivier Magnin*¹, *Marc Wathelet*³

¹Sisprobe, 3 rue du Docteur Schweitzer, 38180 Seyssins

²Lithium de France, 31 rue de la Redoute, 67500 Haguenau

³Isterre, Université Grenoble Alpes

Abstract. The case study presented in this article demonstrates the effectiveness of the Ambient Vibration Array (AVA) method for characterizing a 1D profile of S-wave velocities (Vs) in near surface. Ambient seismic noise was acquired simultaneously on three circular arrays with diameters of 30, 90, and 270 m, respectively, using 31 three-component nodes. To obtain dispersion curves over the widest possible frequency range, the circles were processed individually. The three-component recording allowed the use of the latest developments of the GEOPSY software, to jointly reconstruct and inverse the dispersion curves of the fundamental and first upper modes of Rayleigh waves and Love waves, as well as the ellipticity of the Rayleigh waves. The resulting 1D model enabled the characterization of Vs down to a depth of 150 m.

Résumé. Le cas d'étude présenté dans cet article montre l'efficacité de la méthode AVA (Ambient Vibration Array) pour la caractérisation d'un profil 1D des vitesses de propagation des ondes de cisaillement (Vs) en proche surface. L'acquisition du bruit sismique ambiant s'est effectuée **simultanément** sur 3 réseaux en cercle de respectivement 30, 90 et 270 m de diamètre avec 31 capteurs **3 composantes**. Afin d'obtenir une caractérisation de la dispersion sur la plage fréquentielle la plus large possible, le traitement des cercles a été réalisé **individuellement**. L'enregistrement sur 3 composantes a permis d'utiliser les tous derniers développements du logiciel GEOPSY, pour reconstruire et inverser conjointement les courbes de dispersion du mode fondamental et du premier mode supérieur des ondes de Rayleigh, et des ondes de Love, ainsi que l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Le modèle 1D ainsi obtenu a permis de caractériser les Vs jusqu'à 150 m de profondeur.

1 Introduction

La mise en œuvre de projets de géothermie profonde (au-delà de 200 m de profondeur), en milieu faillé et fracturé, requière une exploration géophysique adaptée aux défis et aux contraintes de ce milieu complexe. Si les campagnes de sismique réflexion et les méthodes potentielles permettent d'identifier les prospects et les cibles géologiques associées, la compréhension fine de la propagation des ondes sismiques dans la zone d'intérêt demeure également essentielle au projet. En effet, la circulation de fluides géothermaux sous pression dans un réservoir profond et fracturé, peut induire une sismicité du fait des perturbations de l'équilibre thermo-hydro-mécanique autour des puits géothermaux [1][2][3]. Pour surveiller ces phénomènes, selon le contexte, le déploiement d'un réseau de stations sismologiques permanentes constitue un prérequis [4]. Ces stations, dédiées au suivi microsismique durant les opérations, enregistrent les mouvements de sol en surface et permettent la caractérisation des événements sismiques naturels ou induits autour du projet. Cependant, cette caractérisation basée sur les temps d'arrivée et les amplitudes des phases enregistrées dépend directement des modèles de vitesses des ondes dans le milieu. Ces vitesses, notamment celles des ondes de cisaillement (V_s), sont un paramètre clé pour corriger les effets de site (amplification ou atténuation) dans les enregistrements. La connaissance des profils V_s proches de la surface, au droit des stations, est indispensable pour dissocier la contribution de la source sismique, des modifications générées par les conditions locales. Isoler la partie site permet donc d'améliorer l'estimation des paramètres de source, et de calibrer des lois d'atténuation ou équations de prédiction du mouvement du sol (GMPE).

Pour atteindre cet objectif, des mesures géophysiques spécifiques peuvent être réalisées. Parmi elles, la méthode AVA (Ambient Vibration Array), aussi connue sous le nom anglo-saxon MAM (Microtremor Array Measurement), largement utilisée depuis plusieurs décennies, permet d'estimer les vitesses des ondes de cisaillement en profondeur, de manière non invasive et à un coût réduit. Cette méthode consiste à reconstruire les courbes de dispersion des vitesses de phase des ondes de surface, avec différents réseaux de capteurs, en analysant la cohérence du signal entre capteur. Ensuite, l'inversion plus ou moins bien contrainte des courbes de dispersion des ondes de surface permet d'obtenir le profil 1D de V_s . Les V_s fournissent alors des facteurs correctifs spécifiques à chaque station, ce qui permet une meilleure cohérence inter-stations, la réduction du biais de magnitude, une localisation plus fiable, surtout en sismicité faible. De manière plus générale, en fournissant une métrique objective de l'amplification du site, la caractérisation des V_s permet de normaliser les amplitudes entre plusieurs réseaux (nationaux, industriels, temporaires), et d'harmoniser les catalogues en magnitudes.

L'objectif de cet article est d'appliquer les derniers développements de la méthode AVA sur une nouvelle station sismologique permanente récemment installée, et de montrer son efficacité pour obtenir une caractérisation fiable des V_s en profondeur.

2 Méthodes

La mesure de V_s à partir d'enregistrements passifs (sans source contrôlée) de vibrations sismiques est basée sur plusieurs hypothèses : (1) le champ d'onde est principalement composé d'ondes de surface de type Rayleigh (polarisation dans le plan vertical aligné sur la direction de propagation) et Love (polarisation dans la direction perpendiculaire à ce plan) ; (2) les sources sont suffisamment éloignées du réseau de capteurs de telle sorte que les fronts d'onde sont quasiment linéaires ; (3) il n'y a pas de variation latérale importante des propriétés du milieu (V_p , V_s et densité). Si les deux premières hypothèses sont satisfaites, il est possible d'extraire la variation de la vitesse de phase pour ces deux types d'onde en

fonction de la fréquence ou de la longueur d'onde (courbe de dispersion). La troisième est nécessaire pour inverser les profils de Vs en fonction de la profondeur.

Il existe plusieurs méthodes pour calculer la vitesse de phase en fonction de la fréquence à partir d'enregistrements sismiques simultanés en plusieurs points. Les méthodes fréquence-nombre d'onde (FK) qui modélisent le champ d'onde par une seule source, et les méthodes d'auto-corrélation spatiale (SPAC) qui supposent une distribution stochastique de sources uniformément réparties dans l'espace, mais toujours à distance du réseau. Malgré la simplicité de leur modèle, les méthodes FK, en particulier dans la version haute résolution [5], sont capables de traiter un champ d'onde composé de multiples arrivées simultanées sous certaines conditions (voir ci-dessous, limites de résolution et d'aliasing). Dans ce travail, seules les méthodes FK sont utilisées.

Pour mettre en œuvre un traitement FK, les signaux sont divisés en blocs dont les longueurs sont fonction de la fréquence considérée. Pour chaque fréquence, le spectre de Fourier est calculé sur chaque bloc et pour tous les capteurs de manière à construire la matrice cross-spectrale (corrélations entre toutes les paires de stations). La dimension de la matrice est égale au nombre de capteurs ($N \times N$). Les matrices sont moyennées sur plusieurs blocs pour stabiliser le processus. Le beampower est la projection de cette matrice sur un espace (nombre d'onde, direction de propagation). Les vitesses de propagation réelles correspondent en principe aux maxima du beampower, mais tous les maxima ne correspondent pas à une vitesse réelle (phénomène d'aliasing).

Pendant des décennies, l'exploitation des réseaux passifs se limitait à la composante verticale car elle ne contient que des ondes de Rayleigh. Les composantes horizontales contiennent, elles, un mélange d'ondes de Rayleigh et d'ondes de Love qui ont toujours des courbes de dispersion différentes. La présence de modes supérieurs (harmoniques de la vitesse de phase fondamentale) peut aussi ajouter de la complexité au nécessaire problème de séparation et d'identification des modes de propagation. Plusieurs travaux récents [6][7][8][9] ont proposés des extensions efficaces de la méthode FK haute résolution (HRFK ou Capon) en traitant les trois composantes du champ d'onde par des projections appropriées.

Les méthodes RTBF [8] et ARDS [9] se distinguent des approches antérieures par la construction de matrices cross-spectrales contenant toutes les composantes ($2N$ et $3N$, respectivement). Ces deux méthodes ont la particularité de mesurer l'ellipticité des ondes de Rayleigh et son signe (le rapport d'amplitude entre les composantes horizontale et verticale de l'onde de Rayleigh, H/V) en fonction de la fréquence en complément de la courbe de dispersion. L'ellipticité angulaire (arc-tangente du rapport H/V), variant entre -90 et 90 degrés, est utilisée en pratique. La combinaison de ces deux observables permet une meilleure séparation des modes supérieurs par rapport à une approche mono-composante, et apporte une contrainte supplémentaire lors de l'inversion. ARDS est plus performante que RTBF pour extraire l'ellipticité au voisinage des valeurs extrêmes (-90 , 0 et 90 degrés) et en présence de bruit incohérent.

Les ondes de Love sont extraites par projection des signaux sur la direction transverse à la direction de propagation dans une approche mono-composante [6]. Elles peuvent aussi être obtenues par la construction de matrices cross-spectrales de plus grandes dimensions comme pour les ondes de Rayleigh, méthodes appelées LDS2 et LDS3. L'apport de ces extensions n'est pas encore certain.

La fréquence de Nyquist définit l'aliasing de manière univoque pour une série temporelle. Pour un réseau non régulier de capteurs la notion d'aliasing est plus floue et dépend de la direction de propagation. La multiplicité des sources qui composent le champ d'onde impose aussi certaines limitations à la réponse d'un réseau à cause de la violation de l'hypothèse de base d'une méthode FK (une seule source). Si deux ondes ont des paramètres de propagation trop proches par rapport au pouvoir de résolution du réseau, il n'est pas possible de les distinguer et une solution moyenne est retournée, forcément plus rapide que la vitesse de

propagation réelle si elles appartiennent au même mode, ou entre deux modes si ce sont deux modes différents. Les limites de résolution et d'aliasing peuvent être estimées à partir du calcul de la réponse théorique du réseau qui ne dépend que de sa géométrie. Deux valeurs caractérisent généralement ces limites : k_{min} et k_{max} [10]. k_{min} dépend principalement de l'ouverture du réseau D_{max} et peut être approximé par la relation $k_{min} = \frac{2\pi}{D_{max}}$ pour une géométrie simple de forme quasi-circulaire. L'expérience montre, qu'en général, la limite de résolution est comprise entre k_{min} et $k_{min}/2$. Pointer des courbes de dispersion en dessous de $k_{min}/2$ augmente fortement les risques de surestimer la vitesse de phase à basse fréquence, et ainsi de surestimer le contraste d'impédance au niveau du rocher.

3 Acquisition des données AVA

Le site test est situé en Alsace (Bas-Rhin), au droit d'une station sismologique permanente du réseau de surveillance de Lithium de France, dans une zone agricole située à proximité du village de Betschdorf (Fig. 1).

L'acquisition du bruit sismique ambiant s'est effectuée simultanément sur 3 réseaux en cercle de respectivement 30, 90 et 270 m de diamètre, avec 31 capteurs 3 composantes (SmartSolo IGU16HR 5Hz) au total, dont 1 capteur est positionné au centre des cercles. L'enregistrement a été effectué sur une durée de 24 heures.



Fig. 1. Localisation du site à gauche et réseau déployé à droite.

4 Traitement des données AVA

4.1 Onde de Rayleigh

Le traitement des données AVA a été réalisé à l'aide du logiciel GEOPSY [11]. Les différentes méthodes de calcul utilisées pour l'extraction des courbes de dispersion sont les méthodes Fk conventionnel, HRFK (Capon), RTBF et ARDS.

La figure 2 présente la comparaison des résultats obtenus avec ces différentes méthodes. Les courbes de dispersion, présentées sur la figure 3, sont obtenues après nettoyage des points aberrants, pour chaque cercle et chaque méthode.

L'amélioration de la résolution entre la méthode Fk conventionnelle et la méthode Capon (HRFK) est très nette. Les méthodes reposant sur l'utilisation des 3 composantes (RTBF, ARDS) permettent une bien meilleure séparation des modes supérieurs. Cela est particulièrement bien visible sur les diagrammes de dispersion du cercle de 90 m de diamètre.

Les courbes de dispersion (Fig. 3) sont très cohérentes entre 1.5 et 2 Hz et entre 6 et 12 Hz. En revanche, des variations notables sont observées entre 2 et 4 Hz. La méthode Capon, n'arrivant pas à séparer le mode fondamental du premier mode supérieur, surestime les vitesses, en particulier sur le cercle de 90 m de diamètre. On voit ici l'importance de se limiter à la borne $k_{\min}/2$ sur le cercle de 90 m, et le risque pris dans l'évaluation de la vitesse lors de la présence d'un mode supérieur.

La méthode ARDS est la méthode qui permet la meilleure séparation des modes et une estimation du mode fondamental la plus fine possible. On note aussi la meilleure résolution entre 5 et 6 Hz de la méthode ARDS, qui est moins bruitée que les autres méthodes (Fig. 2).

En résumé, il est à noter l'importance de respecter la borne k_{\min} pour ne prendre aucun risque de surestimation des vitesses. Privilégier le cercle de taille supérieure pour ne pas dépasser la borne k_{\min} est une bonne pratique.

Il est également important de confronter les différentes méthodes de calcul pour détecter toutes surestimations des vitesses, et de mieux séparer les modes pour mettre en évidence des modes supérieurs. Les méthodes reposant sur les 3 composantes sont alors d'un grand intérêt.

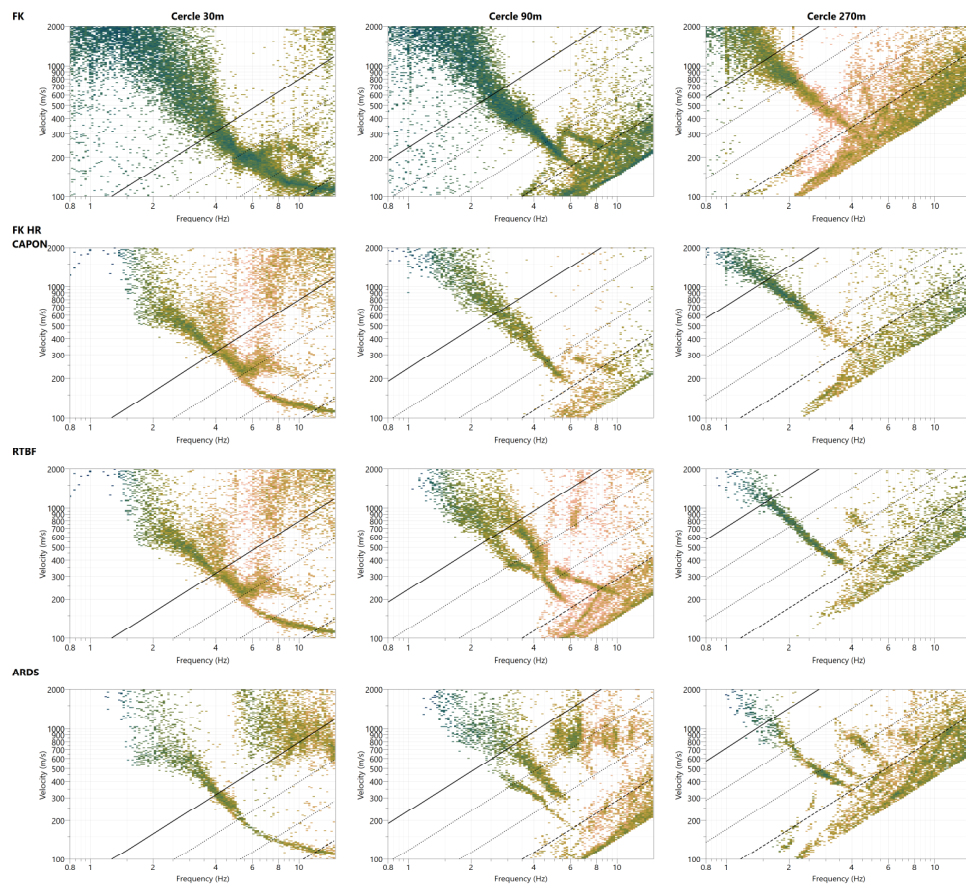


Fig. 2. Diagramme de dispersion obtenu par les différentes méthodes de calcul (de haut en bas : FK, HRFK, RTBF et ARDS) pour les 3 cercles (C30, C90 et C270).

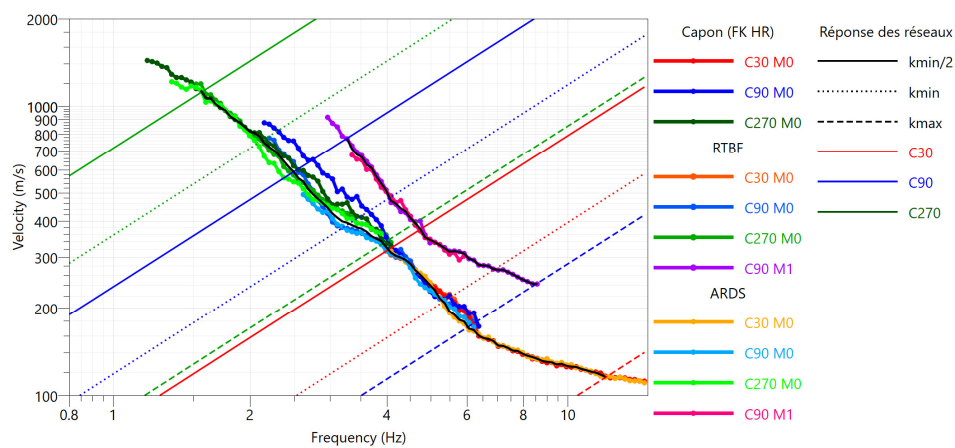


Fig. 3. Courbes de dispersion obtenues par les différentes méthodes de calcul sur les différents cercles. Les deux courbes noires fines correspondent aux courbes des modes fondamental et premier mode supérieur (M0 et M1) utilisées dans l'inversion.

4.2 Traitement global ou individuel

Réaliser l'acquisition des trois cercles simultanément présente un gain de productivité non négligeable sur le terrain, à condition d'avoir à disposition suffisamment de capteurs pour l'implantation des différents réseaux ensemble, ce qui devient de plus en plus accessible du fait du développement de la performance des capteurs. Il est alors tentant de poursuivre ce gain de productivité également lors du traitement des données, en réalisant un traitement simultané des trois cercles. Dans le cadre de ces travaux, le traitement simultané de l'ensemble des cercles ne permet pas d'obtenir la même qualité de courbes de dispersion qu'en traitement individuel.

La courbe magenta sur la figure 4, correspondant à la courbe obtenue par le traitement simultané des trois cercles par méthode Capon, présente une surestimation des vitesses entre 2.5 et 4 Hz causée par le mode supérieur proche. Cette surestimation est également visible sur la courbe du cercle moyen au-dessus de 4 Hz, mais n'est pas présente sur le traitement du grand cercle, et encore moins sur la courbe noire retenue issue des différents traitements. Il est donc important de traiter les cercles individuellement.

D'autre part, les bornes k_{min} et k_{max} de la réponse du réseau global ne sont pas identiques aux bornes des cercles individuels. Traiter les cercles individuellement permet donc d'obtenir des courbes de dispersion sur une plage fréquentielle plus large (Fig.4).

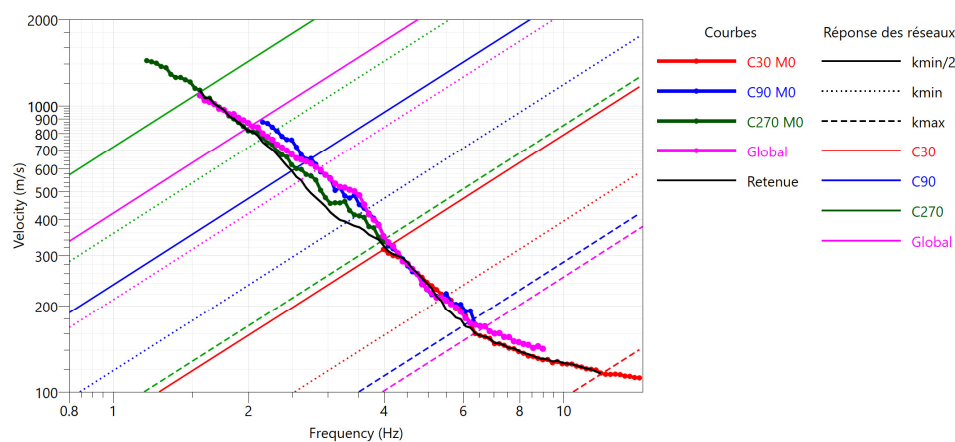


Fig. 4. Courbes de dispersion obtenues par méthode Capon pour les différents cercles et pour l'ensemble des cercles (global). La courbe noire fine correspond à la courbe retenue dans l'inversion.

4.3 Ellipticité

Le développement des méthodes 3 composantes, et en particulier la méthode ARDS récemment intégrée dans GEOPSY, permet une nette amélioration dans l'estimation de l'ellipticité. La figure 5 présente les résultats obtenus avec cette méthode ARDS sur les données du cercle 90 m de diamètre. En séparant chaque mode de propagation, une courbe d'ellipticité a pu être pointée pour le mode fondamental et pour le mode supérieur. Ces courbes ont pu être utilisées dans l'inversion.

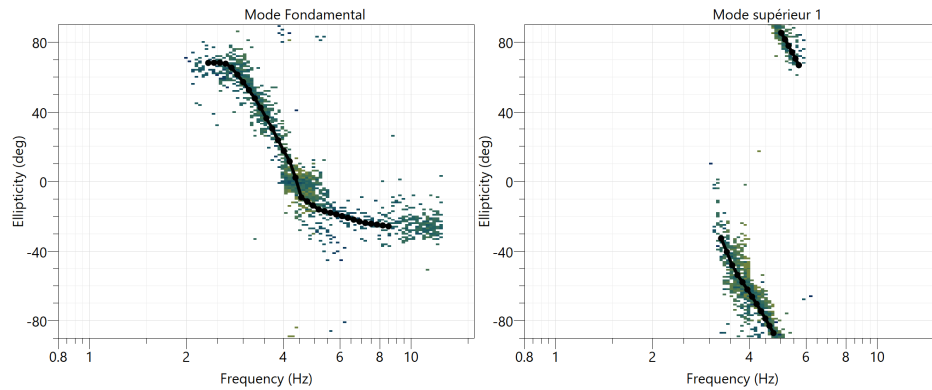


Fig. 5. Analyse de l'ellipticité des ondes de Rayleigh et courbes de dispersion obtenues pour le mode fondamental et le mode supérieur.

4.4 Pic d'ellipticité par méthode H/V

Le pic d'ellipticité a pu également être estimé en exploitant chaque station par la méthode H/V. La méthode H/V consiste à réaliser le rapport de spectre des composantes horizontales sur la composante verticale. Le pic identifié sur le spectre H/V correspond à une bonne approximation de la fréquence de résonance du site, et coïncide avec le maximum d'ellipticité des ondes de Rayleigh. Un pic H/V est exploitable entre 1.55 et 1.72 Hz. La figure 6 représente le spectre H/V moyen (à gauche) et l'évolution du pic en fonction des stations du réseau (à droite).

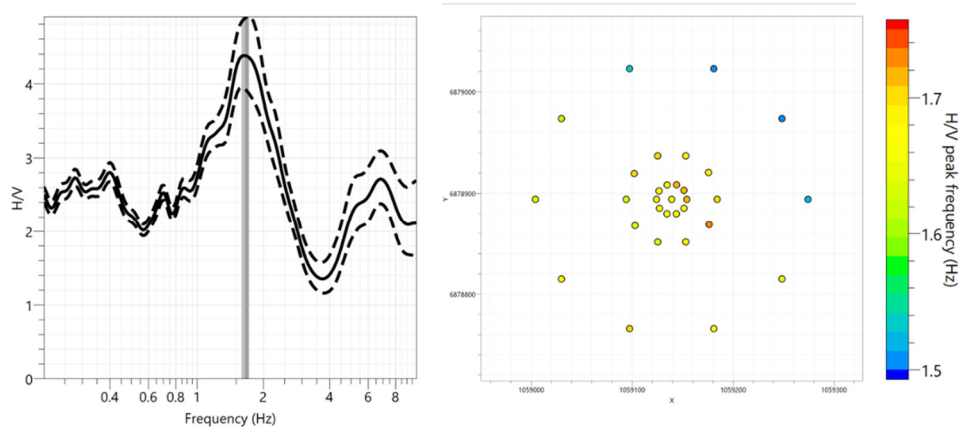


Fig. 6. Spectre H/V moyen à gauche et évolution de la fréquence de résonance au droit des capteurs à droite.

4.5 Onde de Love

La même analyse a été réalisée pour les ondes de Love avec la comparaison des méthodes HRFK(Capon), LDS2 et LDS3.

La figure 7 présente la comparaison de ces différentes méthodes. Les courbes de dispersion, présentées sur la figure 8, sont obtenues après nettoyage des points aberrants pour chaque cercle et chaque méthode. L'apport des méthodes 3 composantes (LDS2 et LDS3) est

moins marquant que pour les ondes de Rayleigh, car les modes supérieurs sont bien dissociés. On note également que ces deux méthodes sont plus bruitées en dessous du $k_{min}/2$, ainsi que pour le cercle de 30 mètres de diamètre. En dehors de ces zones bruitées, les courbes de dispersion sont cohérentes. On privilégie, comme pour les ondes de Rayleigh, le cercle de taille supérieure pour ne pas dépasser la borne k_{min} . La courbe fine noire correspond à la courbe utilisée dans l'inversion.

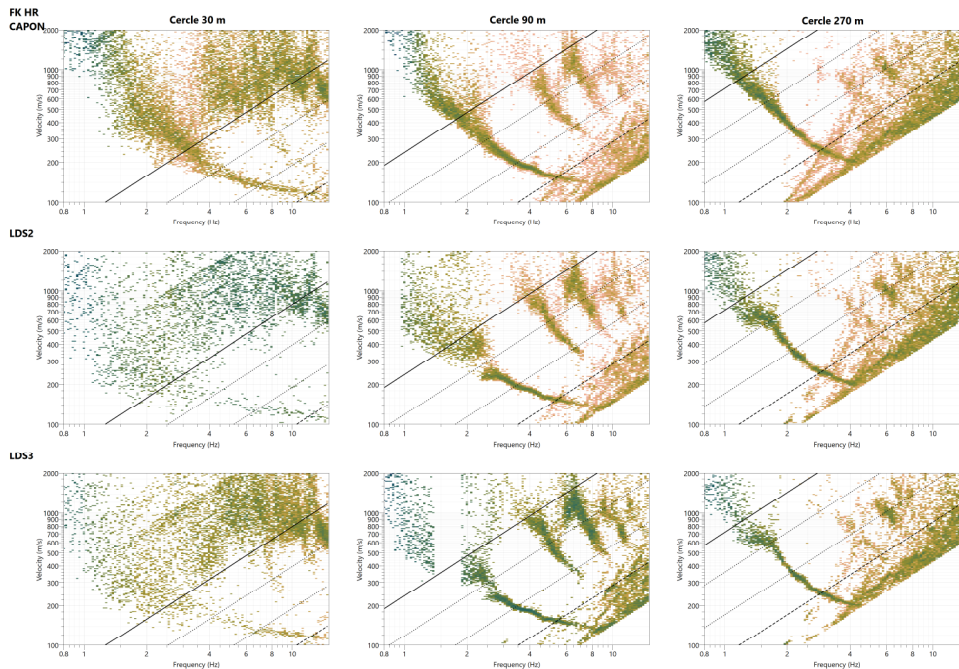


Fig. 7. Diagramme de dispersion obtenu par les différentes méthodes de calcul (de haut en bas : Capon (Fk HR), LDS2 et LDS3) pour les 3 cercles (C30, C90 et C270).

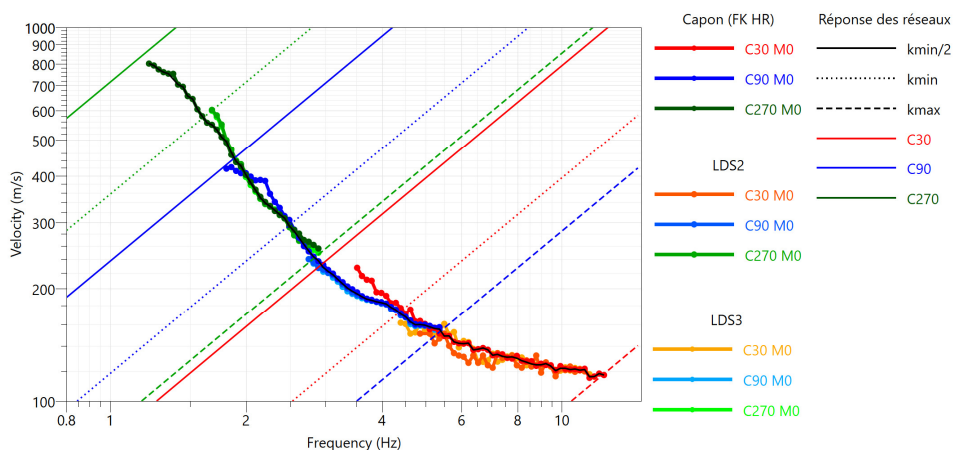


Fig. 8. Courbes de dispersion obtenues par les différentes méthodes de calcul sur les différents cercles. Les courbes noires fines correspondent aux courbes utilisées dans l'inversion.

4.6 Inversion en profondeur

4.6.1 Inversion non contrainte

L'inversion des courbes de dispersion a été réalisée avec DINVER [12], module d'inversion de GEOPSY. Le processus d'inversion utilisé repose sur une approche de type Monte-Carlo, recommandée quand il y a une forte non-linéarité du problème, et quand on souhaite laisser une grande liberté de solutions par rapport au modèle initial. L'approche de DINVER est basée sur un algorithme « Neighbourhood » [13].

N'ayant initialement pas d'a priori géologique, l'inversion s'est basée sur un modèle à 4 couches laissé relativement libre, avec les contraintes détaillées dans la table 1.

Table 1. Contrainte appliquée à l'ensemble des modèles initiaux.

Couche	Profondeur de la base (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Densité (kg/m ³)
1	[3-20]	[300-600]	[100-300]	1800
2	[10-50]	[300-2500]	[100-400]	1900
3	[20-150]	[600-3500]	[300-800]	1900
4		[1500-4000]	[500-2000]	2000

L'inversion conjointe a été réalisée en prenant en compte les courbes suivantes :

- La courbe de dispersion du mode fondamental et du mode supérieur des vitesses de phase des ondes de Rayleigh,
- La courbe de dispersion du mode fondamental des vitesses de phase des ondes de Love,
- La courbe d'ellipticité du mode fondamental et du mode supérieur des ondes de Rayleigh,
- Le pic d'ellipticité obtenu par la méthode H/V.

Le résultat de l'inversion est présenté sur la figure 9. L'inversion converge sur les 6 observables, avec des valeurs de « misfit » (écarts entre les données et le modèle) tout à fait acceptable.

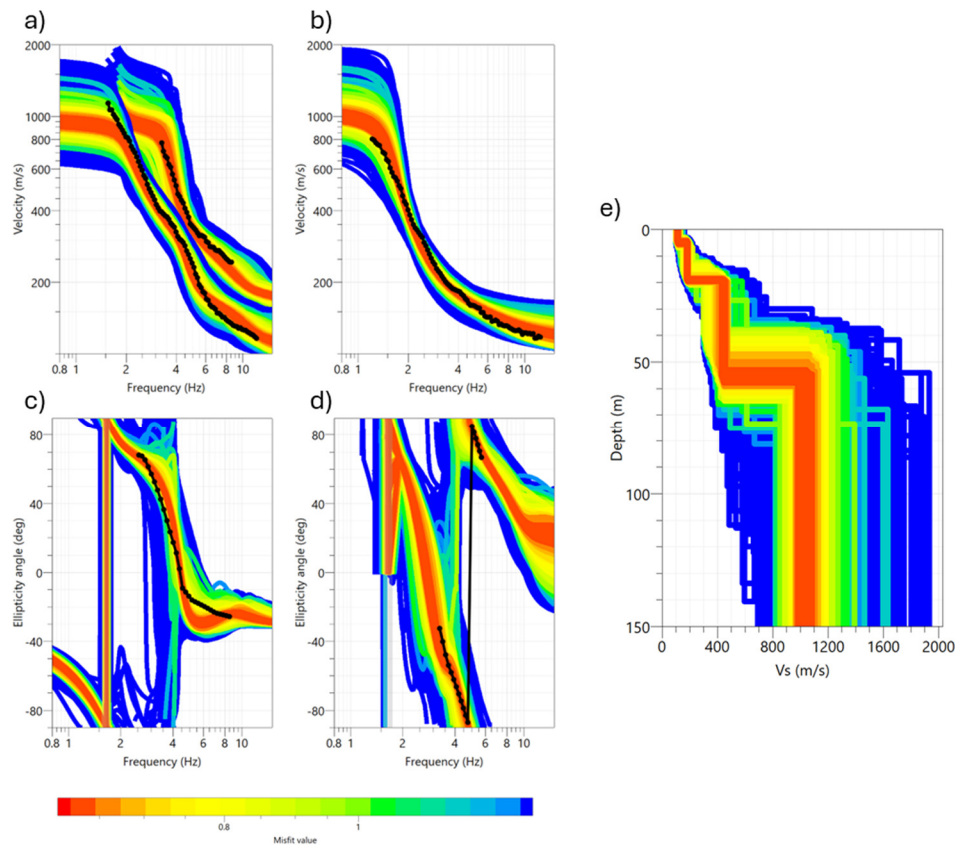


Fig. 9. Résultat de l'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh (a), de la courbe de dispersion des ondes de Love (b), et de l'ellipticité du mode fondamental (c) et du premier mode (d) des ondes de Rayleigh. A droite, résultat des profils en profondeur des modèles de vitesses de cisaillement V_s (e) colorés en fonction du « misfit ».

4.6.2 Inversion contrainte

À la suite de cette première inversion à l'aveugle, le résultat d'un forage centré au droit du réseau en cercles nous a été communiqué. Ce forage de 164 mètres de profondeur permet de distinguer trois unités géologiques :

- Complexe Loessique : première couche superficielle, de 8 mètres d'épaisseur constituée de lœss argileux.
- Complexe Argilo-sableux : deuxième couche jusqu'à 23 mètres de profondeur constituée d'argile avec des teneurs en sables grossiers et graviers qui augmentent vers la base.
- Couche à Mélettes : troisième couche identifiée jusqu'à la base du forage, constituée de marnes argileuses, pouvant être recoupées par des sables fins à grossiers, et des graviers à partir de 142 m de profondeur.

Avec ces informations géologiques, une inversion contrainte a été réalisée à partir d'un modèle initial à 4 couches. Les 2 premières couches, des deux premières unités géologiques, ont été contraintes en profondeur à partir des données du forage. La 3^{ème} couche, caractérisant la couche à Mélettes a été contrainte par un gradient de vitesse suivant une loi de puissance,

afin de modéliser la compaction et l'augmentation progressive de la vitesse avec la profondeur. Une dernière couche peu contrainte permet de caractériser une éventuelle couche plus rapide qui pourrait être présente au-delà de 164 mètres. La table 2 synthétise les contraintes appliquées.

Table 2. Contrainte appliquée à l'ensemble des modèles initiaux.

Couche	Profondeur de la base (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Densité (kg/m ³)
1	[7-9]	[300-600]	[100-300]	1800
2	[22-24]	[300-2500]	[100-400]	1900
3	[150-200]	[600-3500]	Loi puissance V _{top} : [300-800] V _{base} : [500-1500]	1900
4		[1500-4000]	[500-2000]	2000

Le résultat de l'inversion est présenté sur la figure 10. L'inversion converge aussi bien que l'inversion non contrainte.

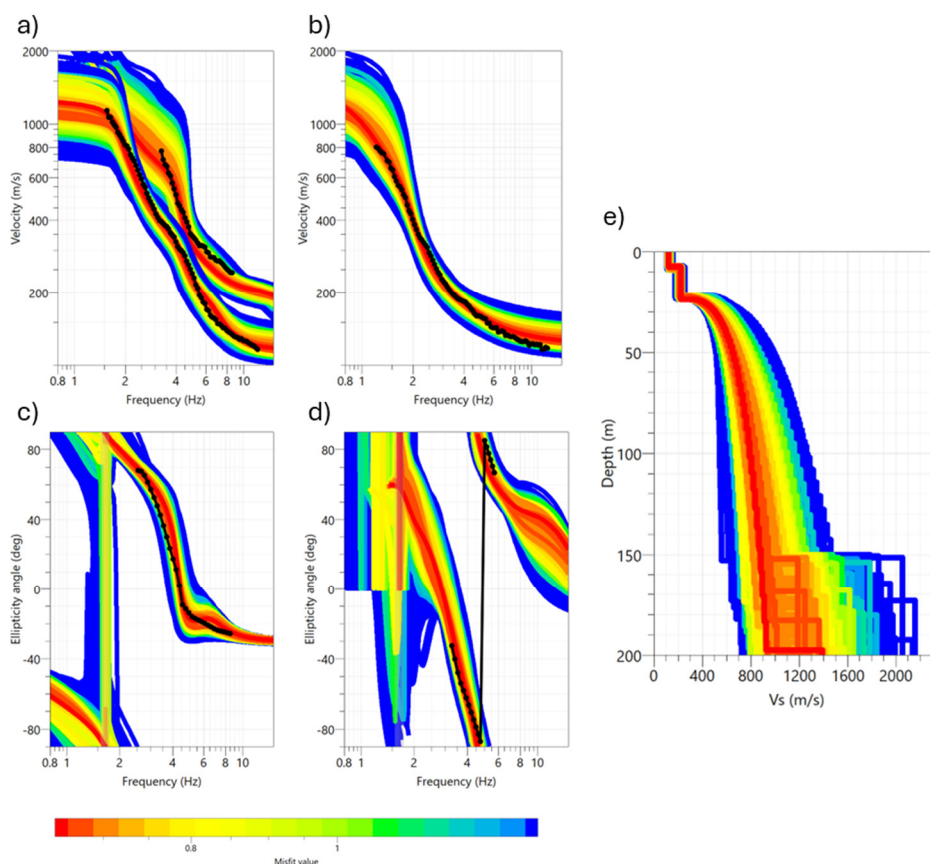


Fig. 10. Résultat de l'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh (a), de la courbe de dispersion des ondes de Love (b), et de l'ellipticité du mode fondamental (c) et du premier mode (d) des ondes de Rayleigh. A droite, résultat des profils en profondeur des modèles de vitesses de cisaillement Vs (e) colorés en fonction du « misfit ».

5 Conclusion

Ce cas d'étude permet de montrer l'efficacité des mesures AVA pour caractériser les Vs en subsurface, et l'importance de réaliser une exploitation complète des données acquises.

Le réseau AVA par acquisition en cercles apporte une bonne résolution en subsurface, à la condition que les cercles soient bien traités individuellement, pour l'obtention des courbes de dispersion sur la plage fréquentielle la plus large possible. Il est conseillé aussi d'effectuer l'acquisition de tous les cercles en même temps, en utilisant comme dans cette étude des géophones 3C, dont la qualité de la réponse instrumentale se rapproche de celle des stations larges bandes, tout en étant beaucoup plus économiques et pratiques pour les opérations temporaires sur le terrain (compact, léger, autonome, robuste, facile à transporter et à déployer).

Une acquisition avec des capteurs trois composantes permet d'utiliser les derniers développements proposés par le logiciel GEOPSY. Utilisant les trois composantes du signal, ces méthodes de calcul permettent une meilleure séparation des modes de propagation. Néanmoins, confronter les différentes méthodes de calcul reste essentiel pour éviter certains pièges, et permettre de fiabiliser les courbes de dispersion obtenues.

Le calcul de la réponse des différents réseaux est également important pour respecter les limites de résolution et d'aliasing spatial de chaque réseau. Le risque de surestimation des vitesses est particulièrement important au-delà du k_{\min} . Il est préférable de se limiter à la borne k_{\min} plutôt qu'à la borne $k_{\min}/2$, et de privilégier systématiquement la partie haute fréquence de la courbe de dispersion du cercle de taille supérieure, à la partie basse fréquence de la courbe de dispersion du cercle plus petit. Il est, en particulier, fortement recommandé de ne pas dépasser la borne k_{\min} pour le cercle le plus grand, afin de ne pas surestimer les vitesses en profondeur.

L'estimation de la courbe d'ellipticité, par la méthode ARDS, peut donner des indications quant à la fiabilité des courbes de dispersion. Cette courbe d'ellipticité est un réel complément aux courbes de dispersion, et peut être inversée conjointement.

Le profil de vitesse des ondes de cisaillement est obtenu à l'aide d'un processus d'inversion des courbes de dispersion. Utiliser un processus d'inversion de type Monte-Carlo, basée sur un algorithme « Neighbourhood », est recommandé quand il y a une forte non-linéarité du problème, et lorsqu'on souhaite laisser une grande liberté de solutions par rapport au modèle initial.

L'inversion conjointe de plusieurs données (Rayleigh, Love, mode fondamental, mode supérieur, ellipticité, H/V) permet de contraindre l'inversion et d'obtenir un modèle Vs le plus cohérent possible.

Le processus d'inversion dépend fortement des choix effectués lors de la paramétrisation (nombre de couches, contraintes appliquées...). Si cela est possible, il est important d'injecter dans la paramétrisation toutes les informations géologiques ou indépendantes du site disponibles, afin de contraindre l'inversion et rechercher des modèles de vitesses les plus en accord et les plus représentatifs des propriétés effectives des couches géologiques.

6 Remerciements

Les auteurs souhaitent remercier les différents intervenants de Lithium de France dans ce projet, spécifiquement Xavier Goerke, Nicolas Mercury, Pierre-Henri Roche, Aude Buclon, Michaël Henriquel pour leur soutien et participation active sur le terrain. Nous remercions le Cabinet Baur pour leur accompagnement administratif permettant l'obtention des autorisations d'accès dans les champs agricoles et dans la réalisation de mesures GNSS. Nous remercions également la BPI-Grand Est qui contribue au financement de ce projet dans le cadre d'un prêt innovation R&D (PIRD).

Références

1. W.L. Ellsworth, D. Giardini, J. Townend, S. Ge, & T. Shimamoto. Triggering of the Pohang, Korea, earthquake (M w 5.5) by enhanced geothermal system stimulation. *Seismological Research Letters*, 90(5), 1844-1858, (2019).
2. V. Maurer, E. Gaucher, M. Grunberg, R. Koepke, R. Pestourie, & N. Cuenot. Seismicity induced during the development of the Rittershoffen geothermal field, France. *Geothermal Energy*, 8(1), 5, (2020)..
3. J. Schmittbuhl, S. Lambotte, O. Lengliné, M. Grunberg, H. Jund, J. Vergne, F. Masson. Induced and triggered seismicity below the city of Strasbourg, France from November 2019 to January 2021. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1), 561-584, (2021).
4. J. Maury, M. Peter-Borie, P. Dominique, F. De Santis, E. Klein, & I. Contrucci. Guide de bonnes pratiques pour la maîtrise de la sismicité induite par les opérations de géothermie profonde. Technical Report. République française, Ineris and BRGM. (2023)
5. J. Capon, High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, 57(8), 1408-1418, (1969)
6. D. Fah, G. Stamm, & H.-B. Havenith, Analysis of three-component ambient vibration array measurements, *Geophys. J. Int.*, **172** (1), 199–213, (2008)
7. V. Poggi, & D. Fah, Estimating Rayleigh wave particle motion from three-component array analysis of ambient vibrations, *Geophys. J. Int.*, **180** (1), 251–267, (2010)
8. M. Wathelet, B. Guillier, C. Cornou, P. Roux, & M. Ohrnberger. Rayleigh wave three-component beamforming: signed ellipticity assessment from high-resolution frequency-wavenumber processing of ambient vibration arrays, *Geophys. J. Int.*, 215 (1), 507–523, (2018)
9. M. Wathelet. Incoherent noise-induced distortions of Rayleigh wave ellipticity measurements obtained with three-component beamforming. *Geophysical Journal International*, 236(3), 1804-1827, (2024)
10. M. Wathelet, D. Jongmans, M. Ohrnberger, and S. Bonnefoy-Claudet. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, 12, 1-19, (2008).
11. M. Wathelet, J.-L. Chatelain, C. Cornou, G. Di Giulio, B. Guillier, M. Ohrnberger, and A. Savvaidis. Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1878—1889, (2020)
12. M. Wathelet, D. Jongmans, and M. Ohrnberger. Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophysics* 2, 211—221, (2004)
13. M. Sambridge. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—i. searching a parameter space, (1999)