

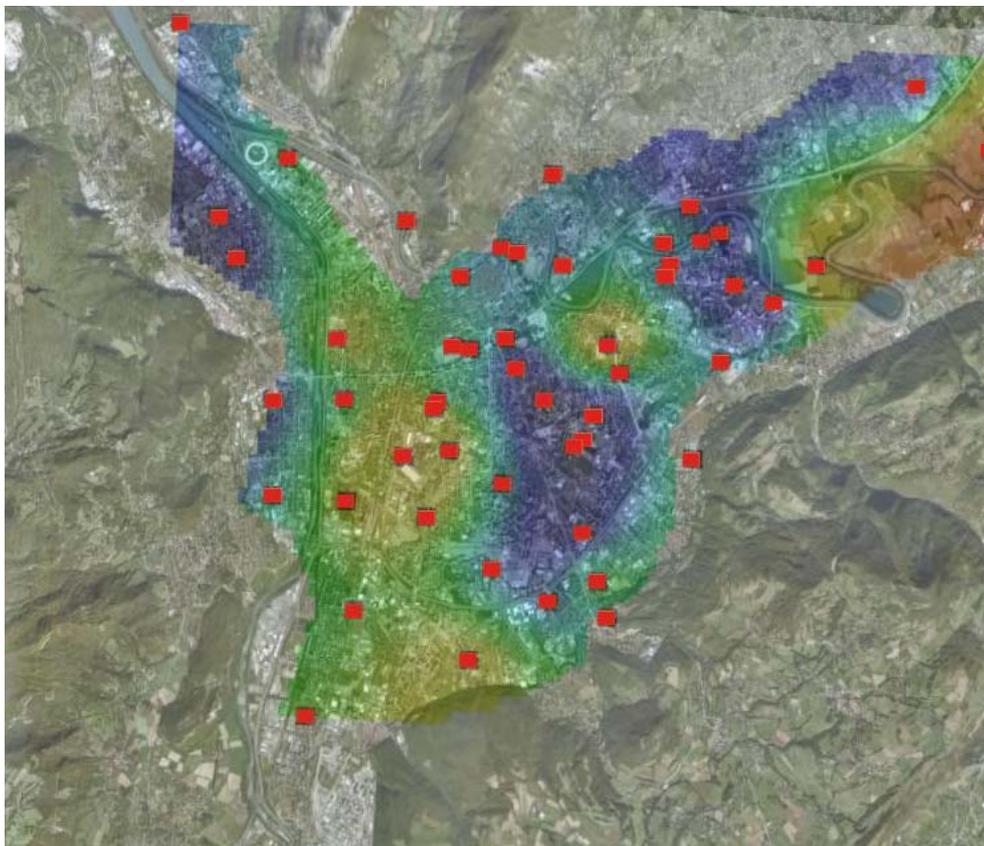
Pôle Grenoblois des Risques Naturels

Programme de recherche 2007 financé par le Conseil Général de l'Isère

Imagerie sismique 3D du bassin Grenoblois et prédiction numérique du mouvement sismique

C. Cornou, S. Tsuno, G. Ménard, B. Froment, L. Margerin, E. Chaljub, G. Nicoud, M. Campillo, P. Guéguen, M. Wathelet

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, UJF, IRD, CNRS, Observatoire de Grenoble, Grenoble, France, cornouc@obs.ujf-grenoble.fr



1. Introduction

Le sous-sol grenoblois présente une configuration très particulière, avec sa cuvette en Y remplie d'alluvions postglaciaires très épaisses confinée entre Belledonne, Chartreuse et Vercors. Cette structure encaissée conduit à des effets particuliers d'amplification et de prolongation du mouvement sismique, appelés « effets de site ». Des financements locaux (Pôle Grenoblois sur les Risques Naturels, Conseil Général), régionaux (Contrat de Plan Etat-Région), nationaux (IRSN, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, CNRS/INSU, ANR) ou européens (Interreg IIIB initié par le Pôle Grenoblois des Risques Naturels), ont permis de réaliser un certain nombre de recherches depuis une quinzaine d'années visant à mesurer ces effets de site (Hatzfeld et al., 1998 ; Dietrich et al., 1999 ; Lebrun et al., 2001 ; Cornou et al., 2003 ; Dietrich et al., 2003 ; Guéguen et al., 2007 ; Chaljub et al., 2006), à préciser la structure et les paramètres mécaniques du bassin grenoblois [Vallon, 1999 ; Nicoud et al., 2002 ; Cornou, 2002 ; Tadenuma, 2003 ; Foray et al., 2005 ; Cornou et al., 2008 ; Ménard et al., 2009 ; Jerram et al., 2009 ; Dietrich et al., 2009 ; Guéguen et al., 2009], à mettre en place des instruments de surveillance permanents (stations sismologiques en surface et en profondeur, Réseau Accélérométrique Permanent), à prédire le mouvement sismique (Causse et al., 2008 ; Chaljub et al., 2009 ; Tsuno et al., 2009).

Les recherches sur la structure en profondeur du Y grenoblois ont permis de construire et de valider un modèle numérique du bassin grenoblois, actuellement utilisé pour le calcul numérique du mouvement sismique à Grenoble à basse fréquence (< 1 Hz) (Chaljub et al., 2009). Les prédictions numériques à plus haute fréquence nécessitant une bonne connaissance des milieux superficiels, des campagnes de sismique en ondes de surface ont été réalisées par le BRGM en 2003 pour mesurer les vitesses d'ondes S dans les 40 premiers mètres du remplissage sédimentaires. Ce travail a été complété par une compilation des sondages géotechniques avec le soutien du Pôle Grenoblois des Risques Naturels (Tadenuma, 2003 ; Guéguen et al., 2009).

L'objectif de ce projet visait à poursuivre ces efforts de caractérisation des structures afin d'améliorer le modèle de vitesse 3D du bassin grenoblois aux échelles locales et régionales afin de permettre des prédictions réalistes du mouvement sismique à des fréquences intéressant le génie parasismique (de 0.5 à 5 Hz).

Pour cela, nous avons proposé les études suivantes :

- 1) Définition d'un modèle de vitesse 3D rendant mieux compte des vitesses sismiques dans les milieux superficiels à partir de prospection géophysique en ondes de surface ;
- 2) Développement, mise en œuvre et tests en milieu urbain de techniques de corrélation dans le bruit de fond sismique pour imager la structure profonde du bassin en vitesse de cisaillement ;
- 3) Développement de nouvelles méthodes de reconnaissance des structures superficielles basées sur la théorie des champs d'ondes aléatoires et sur l'analyse de la coda sismique afin d'estimer les vitesses de cisaillement et les facteurs de qualité des formations sédimentaires.

Le présent rapport présente les résultats obtenus pour ces différents volets et indique les perspectives de recherche futures.

2. Amélioration du modèle de vitesse dans les couches superficielles et prédiction numérique du mouvement fort

2.1 Validation du modèle numérique à basse fréquence (< 1 Hz)

Dans un premier temps, nous avons cherché à valider ou non le modèle de vitesse actuellement considéré pour les prédictions numériques du mouvement du sol.

Notre approche a consisté à comparer les fréquences des pics H/V (rapports des amplitudes spectres enregistrées sur les composantes horizontale et verticale) et les vitesses de phase des ondes de Rayleigh obtenues à partir de l'analyse du bruit de fond sismique enregistré et du bruit de fond sismique simulé pour le modèle 3D de vitesse de Grenoble. Pour cela, les données de bruit de fond acquises ces 15 dernières années ont été retraitées (Lebrun et al., 2001 ; Guéguen et al., 2007, Scherbaum et al., 1999 ; Bettig et al., 2001, Cornou et al., 2003 ; Chaljub et al., 2006, Hobiger, 2006). Le bruit de fond sismique a été simulé dans la bande de

fréquences [0.2 1.1 Hz] en considérant le modèle de vitesse indiqué dans le tableau 1, une distribution de sources aléatoires disposées en surface et un algorithme de différences finies pour le calcul de la propagation d'ondes (Moczo and Kristek, 2002).

Comme le bruit de fond d'origine anthropique n'est simulé que dans la gamme de fréquences 0.1-1.1 Hz, nous n'avons comparé que le bruit obtenu aux sites réels présentant une fréquence H/V inférieure à 1.1 Hz. La localisation des 200 sites comparés est indiquée sur la Figure 1. Les rapports H/V ont été calculés avec la suite logicielle SESARRAY (<http://www.geopsy.org>; Wathelet et al., 2008), en prenant des fenêtres de traitement variant de 50 à 100 secondes. La Figure 2 montre la distribution spatiale des fréquences et amplitudes H/V obtenues à partir de l'analyse du bruit synthétique et réel. La corrélation entre fréquences H/V mesurées et simulées est très satisfaisante. Les écarts relatifs les plus importants correspondent aux sites proches des bords de bassin, pour lesquels nous savons que la géométrie et les vitesses des dépôts superficiels sont peu contraints. Il est également intéressant de noter que, pour des fréquences H/V supérieures à 0.6 Hz, les fréquences H/V prédites surestiment les fréquences H/V réelles (écart relatif inférieur à 20%, Figure 4).

Les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh ont également été comparées pour les sites ayant été instrumentés avec des réseaux de grande ouverture (de 100 à 1 km). Les courbes de dispersion obtenues à partir du bruit synthétique et réel sont présentées sur la Figure 5. Les vitesses de phase mesurées et prédites sont en très bon accord, la valeur absolue de l'écart relatif moyen étant inférieure à 10%. Aux sites du forage de Montbonnot, du Synchrotron et du Campus, les vitesses de phase mesurées sur les synthétiques surestiment légèrement les vitesses de phase réelles pour des fréquences supérieures à 0.8 Hz. La tendance opposée est observée sur le site du Bon Pasteur.

Le bon accord entre fréquences H/V et vitesses de phases obtenues à partir du bruit synthétique et réel montre que le modèle de vitesses actuellement utilisé est suffisamment bien contraint - en terme de géométrie 3D de l'encaissant rocheux et de vitesses d'ondes de cisaillement - pour permettre des simulations numériques du mouvement du sol réaliste jusqu'à 1.1 Hz. Cette confiance dans le modèle de vitesse actuel est également confirmée par les récentes études portant sur la prédiction numérique du mouvement fort à Grenoble (benchmark numérique réalisé dans le cadre du Symposium ESG2006 ; Tsuno et al., 2006) et sur la comparaison entre fréquences de résonance 1D et fréquences H/V dans le bassin de Grenoble (Guéguen et al., 2007). Les biais entre les estimées que nous observons ici (légère surestimation – pour le bruit synthétique - de la fréquence H/V et des vitesses de phase pour des fréquences supérieures à 0.6-0.8 Hz) semblent indiquer que le modèle de vitesse actuel est en moyenne légèrement « trop rapide » pour les profondeurs intermédiaires.

Des détails sur cette étude sont donnés dans Cornou et al. (2008).

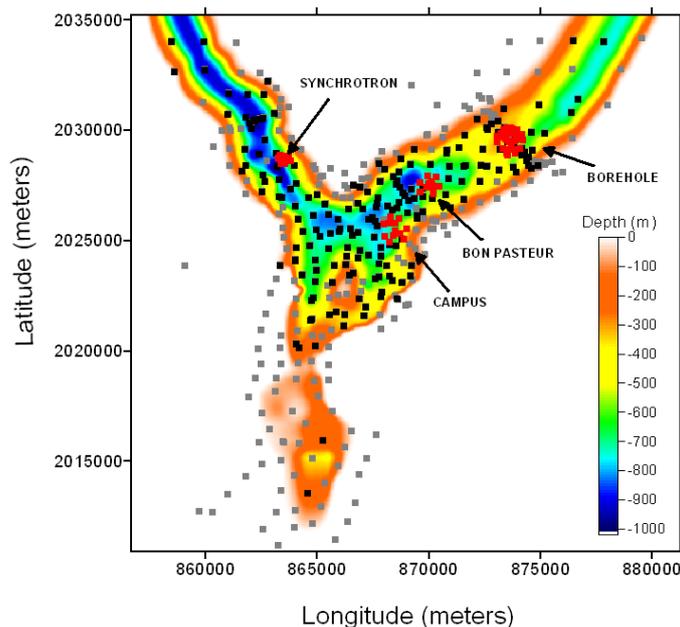


Figure 1: Localisation des points de mesure de bruit (carrés gris), de bruit en réseau (carrés rouges) et des sites considérés pour la comparaison des fréquences H/V et des vitesses de phase obtenues à partir de l'analyse du bruit de fond réel et du bruit synthétique (carrés noirs). La profondeur du substratum rocheux déduit du modèle gravimétrique de Vallon (1999) est

indiquée en couleur.

Table 1: Paramètres utilisés pour la simulation numérique du bruit de fond

	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Qp	Qs	ρ [kg/m ³]
sediments	$19z^{1/2(*)}+300$	$1.2z^{(*)}+1450$	40	20	$0.4z^{(*)}+1600$
bedrock	5600	3200	550	360	2500

(*) z is depth in meters

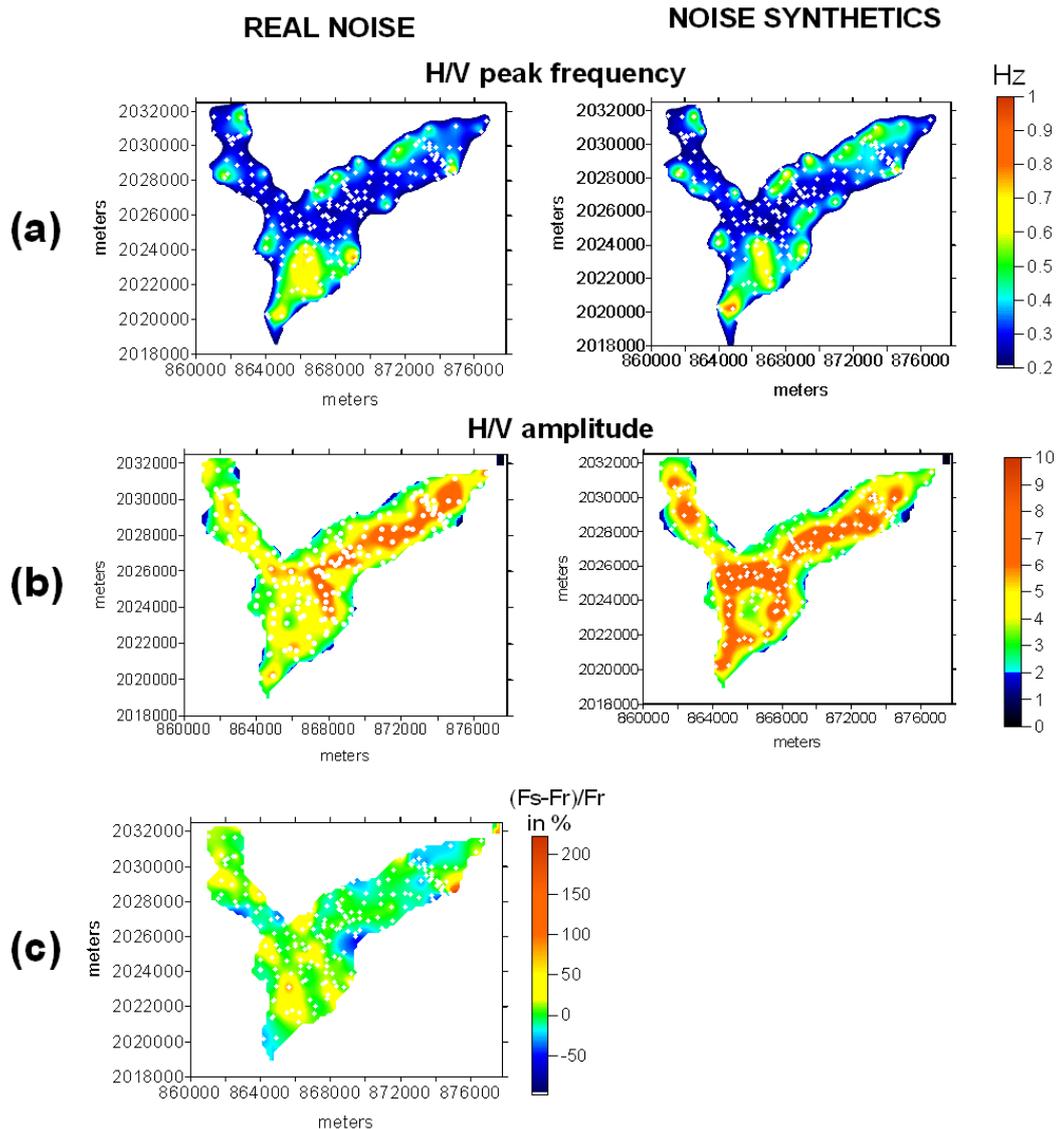


Figure 2: (a) Fréquences des pics H/V déduites des données réelles (panel de gauche) et des données simulées (panel de droite). (b) Amplitudes des pics H/V déduites des données réelles (panel de gauche) et des données simulées (panel de droite). (c) Différence relative entre fréquence des pics H/V estimées à partir des données réelles (F_r) et des données simulées (F_s). Les points blancs indique la localisation des sites considérés. (D'après Cornou et al., 2008).

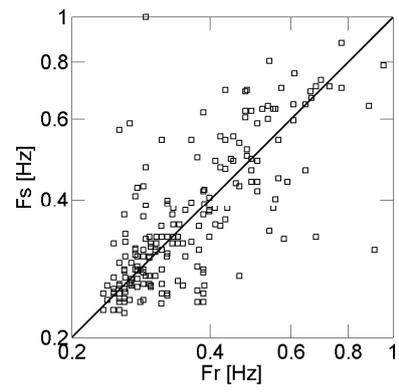


Figure 3: Fréquences H/V obtenues à partir du bruit de fond synthétique (Fs) et du bruit de fond réel (Fr)

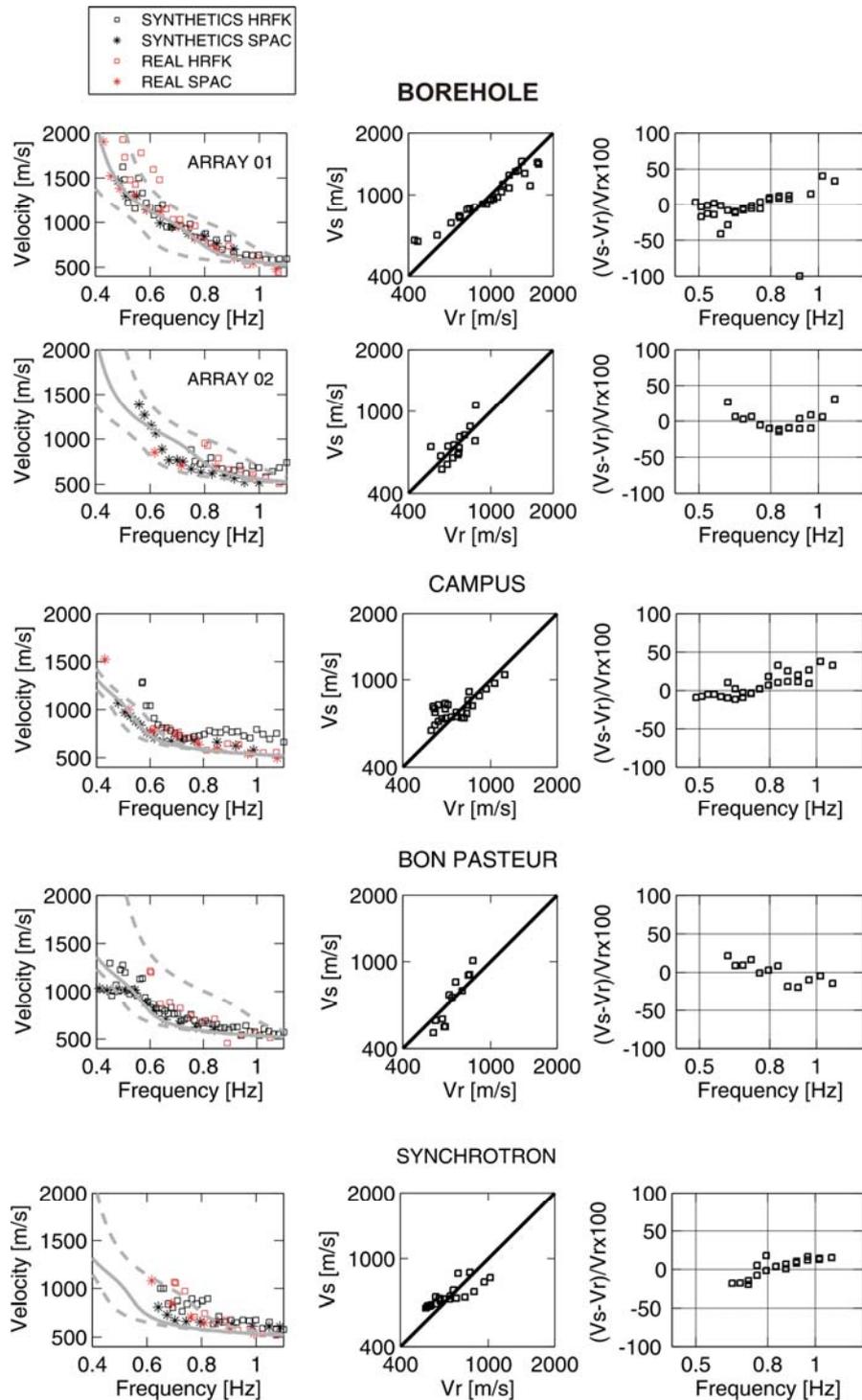


Figure 4: Résultats des analyses de réseaux obtenus aux sites BOREHOLE, CAMPUS, BON PASTEUR et SYNCHROTRON. (panel de gauche) Vitesses de phase des ondes de Rayleigh obtenues à partir de l'analyse du bruit de fond réel (noir) et synthétique (rouge). Les courbes grises sont les courbes de dispersion théoriques calculées pour des structures 1D ayant une profondeur de substratum correspondant aux profondeurs moyenne (trait plein), minimales et maximales (traits pointillés) sous le réseau. (panel du milieu) Vitesses de phase obtenues sur les données synthétiques (V_s) en fonction des vitesses de phases obtenues sur les données réelles (V_r). Sur cette figure, les vitesses de phase mesurées ont été linéairement interpolées en utilisant 50 échantillons entre 0.4 et 1.1 Hz sur une échelle log. (panel de droite) Différence relative entre vitesses de phase réelles (V_r) et vitesses de phase issues des données synthétiques (V_s).

2.2 Imagerie des milieux superficiels

Dans le cadre de ce projet, des mesures de sismique en ondes de surface (méthode MASW) ont été réalisées en 27 sites de l'agglomération grenobloise, afin de compléter les mesures (22 sites) réalisées par le BRGM en 2003.

Ces sites sont localisés sur la Figure 5. La méthode MASW consiste à mesurer les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh puis, par inversion, à estimer les profils de vitesse des ondes S. Les longueurs des profils d'acquisition étant généralement courtes (de 23 à 92 m) et le signal source de faible énergie (masse de 5 kg), seule la partie haute fréquence (de 5 à 80 Hz) des courbes de dispersion a pu être estimée, conduisant à des profils de vitesse sur les 20-30 premiers mètres uniquement. Le détail des traitements réalisés est présenté dans Tsuno et al. (2008).

La Figure 6 présente une cartographie des vitesses de phase mesurées pour différentes longueurs d'onde (plus la longueur d'onde est grande, plus les ondes ont pénétré profondément dans la structure). La variabilité spatiale des vitesses de phase dans les milieux superficiels est cohérente avec l'histoire géologique du remplissage alluvionnaire. Les vitesses d'ondes plus rapides observées en surface à l'ouest du bassin de Grenoble marquent les dépôts du Drac – et notamment de l'ancien cours du Drac –, dont le fort débit a déposé des matériaux à forte granulométrie (graviers) dans son axe et des matériaux plus fins sur les côtés et en aval. À l'est, du bassin, les plus faibles vitesses sont cohérentes avec des dépôts fins provenant notamment du fleuve Isère à débit plus faible.

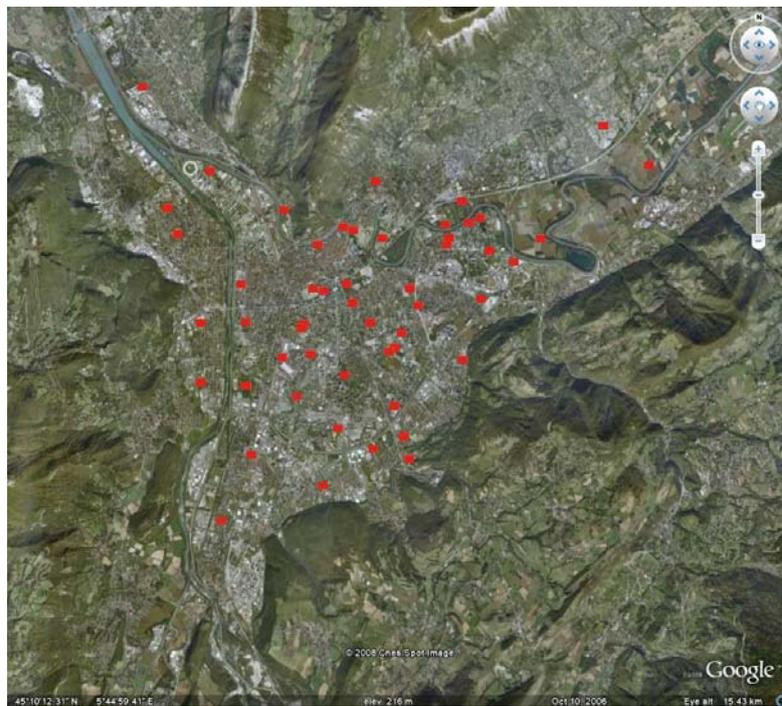


Figure 5: Localisation des sites (carrés rouges) de mesure MASW

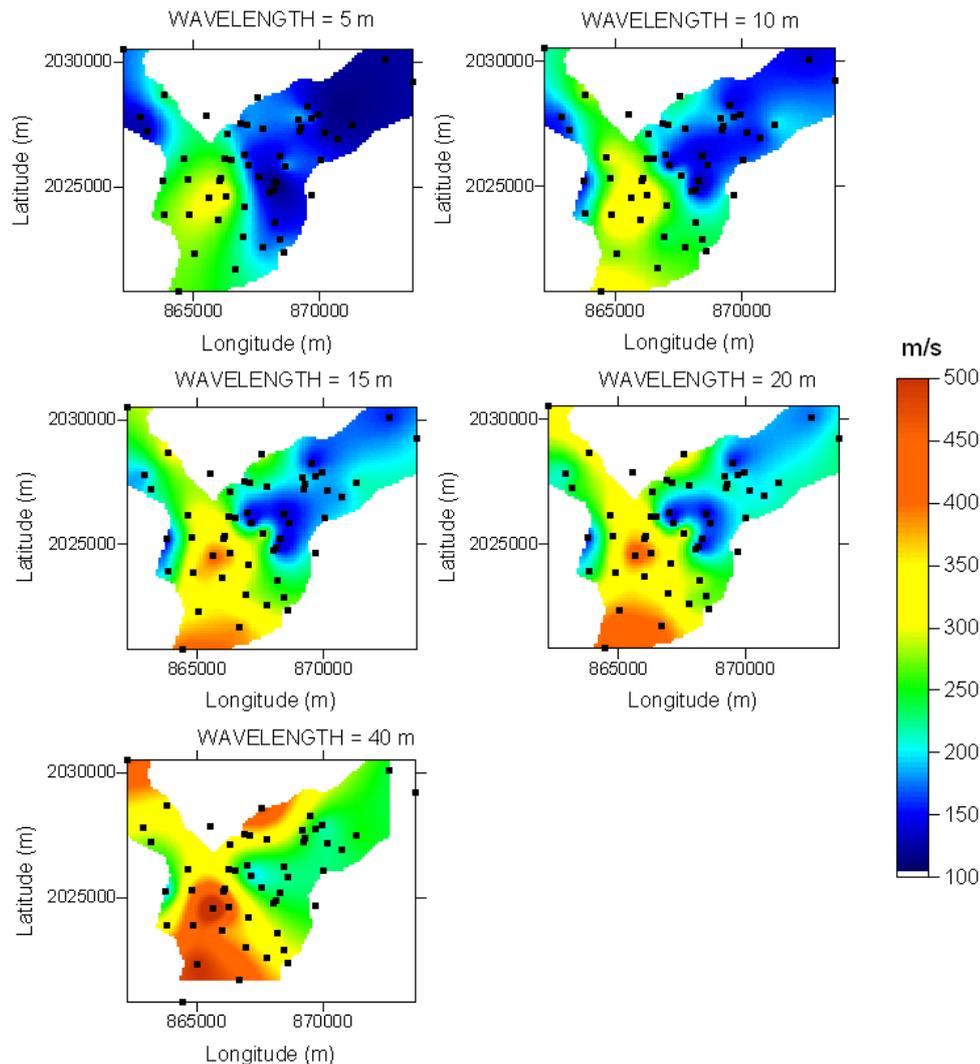


Figure 6: Cartographie des vitesses de phase des ondes de Rayleigh pour différentes longueurs d'ondes. Les carrés noirs indiquent la position des sites de mesure.

2.3 Vers un modèle de vitesse intégrant les milieux superficiels : propositions

La méthode MASW ne permettant que la mesure de la partie haute fréquence des courbes de dispersion, la structure en vitesse a été inversée sur les 20 premiers mètres uniquement. L'algorithme d'inversion utilisé est celui proposé par Wathelet (2008). Il permet de fournir un ensemble de profils de vitesse expliquant de manière semblable les observations. Afin d'obtenir une cartographie 2D des vitesses d'ondes S dans les sédiments superficiels, nous n'avons conservé que les profils de vitesse présentant les plus faibles écarts (misfit) aux données. La cartographie présentée en Figure 7 permet d'avoir une image générale de la distribution spatiale de la vitesse des ondes S mais n'est pas unique. La distribution spatiale des vitesses d'ondes S est cohérente avec la distribution spatiale des vitesses de phase (Figure 6) : en surface (profondeur de 0 et 5 m), les plus fortes vitesses (250 à 350 m/s) sont observées dans la partie ouest du bassin de Grenoble, tandis que la partie est présente des vitesses plus faibles (de 120 à 200 m/s). En profondeur (20 m), les vitesses d'ondes S tendent à s'homogénéiser.

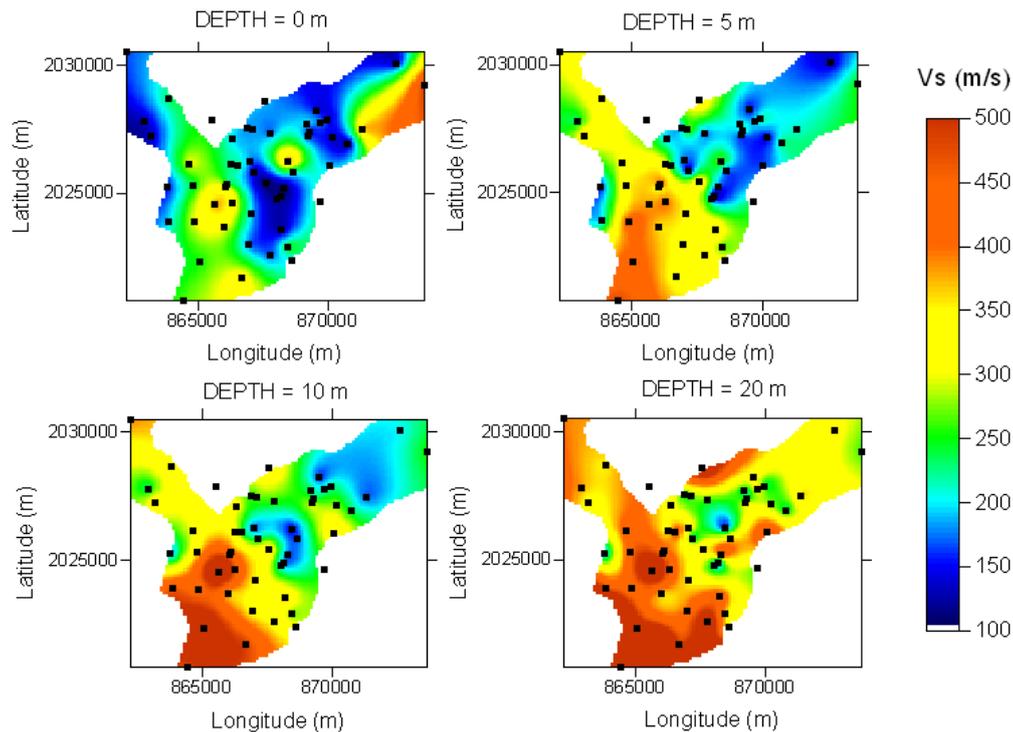


Figure 7: Cartographie des vitesses d'ondes S à différentes profondeurs. Les carrés noirs indiquent la position des sites de mesure.

Notre objectif final étant de construire un modèle de vitesse 3D intégrant les milieux superficiels pour lesquels nous ne disposons que de la mesure de vitesse sur les 20 premiers mètres (comme précédemment mentionné), nous avons inversé les courbes de dispersion obtenues avec la méthode MASW selon la stratégie d'inversion suivante :

- les vitesses de phase obtenues à haute fréquence sont complétées à basse fréquence par les vitesses de phase mesurées à partir du bruit de fond (Figure 8, site du CUEFA) pour les sites situés aux emplacements des sites « bruit de fond réseau » ;
- les vitesses de phase sont complétées aux fréquences inférieures à 1Hz par les vitesses de phase mesurées à partir du bruit de fond (Figure 8, site du Parc Champs-Élysées) ;
- dans l'inversion, l'espace des paramètres comprend 2-3 couches homogènes en surface superposant un gradient de vitesse.

Cette stratégie d'inversion se justifie par le fait que pour des fréquences inférieures à 3 Hz, les vitesses de phase mesurées à partir du bruit de fond à différents sites de l'agglomération (Figure 1) sont semblables, confirmant que le modèle de vitesse est latéralement homogène à grande profondeur (Figure 9). Ainsi, aux sites pour lesquels nous ne disposons pas de mesures de la vitesse de phase aux fréquences intermédiaires et basses, cette stratégie permet de contraindre le modèle de vitesse pour les couches les plus profondes et de forcer l'inversion à générer des modèles « lisses » dans les couches intermédiaires.

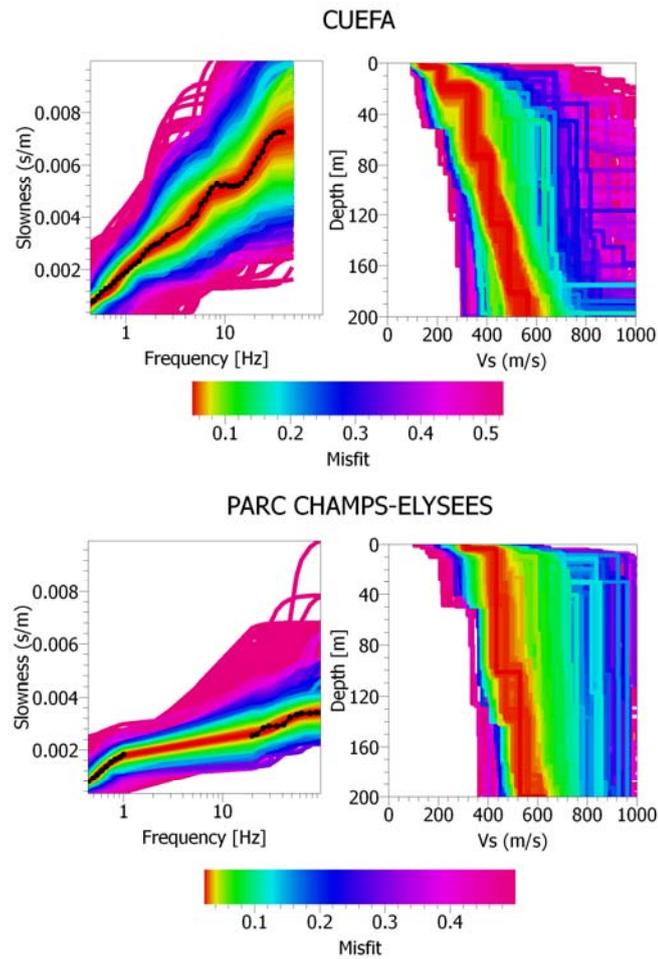


Figure 8: Vitesse de phase des ondes de Rayleigh mesurées (gauche, points noirs) et calculées en utilisant les profils de vitesses inversés (droite). Le code couleur indique l'erreur (misfit) entre vitesses de phase mesurées et vitesse de phase calculées.

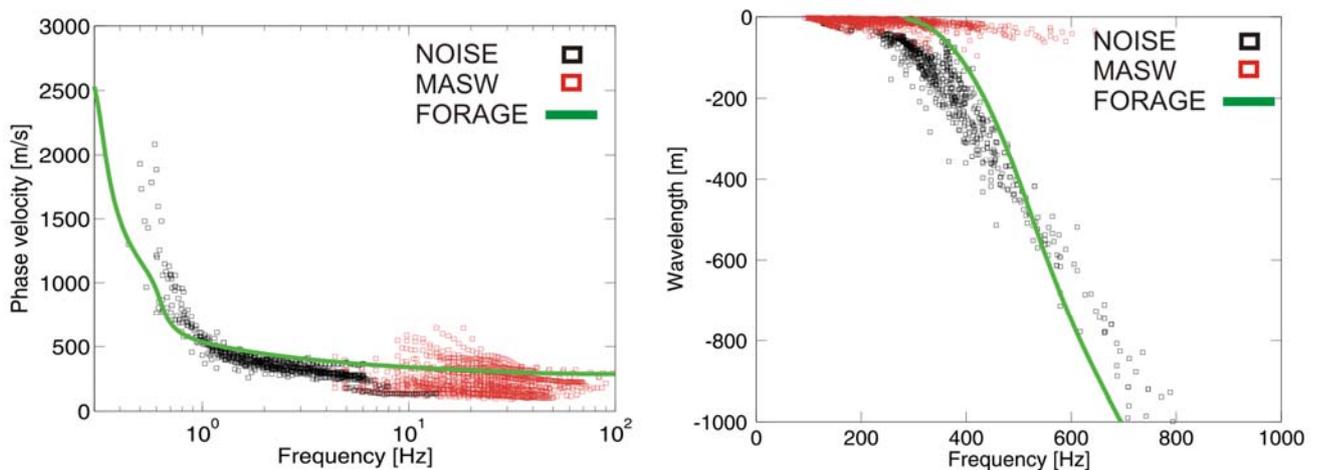


Figure 9: Vitesses de phase des ondes de Rayleigh et longueurs d'ondes associées obtenues à partir du bruit de fond sismique (carrés noirs), du MASW (carré rouge). La courbe verte indique la courbe de dispersion théorique pour le modèle de vitesse présenté dans le Tableau 1 avec une profondeur de substratum identique à celle du forage de Montbonnot.

La Figure 10 montre les profils de vitesse - présentant le meilleur *misfit* - obtenus aux différents sites. Bien qu'il serait plus rigoureux de considérer pour chaque site l'ensemble des profils de vitesse obtenus, la Figure 10 montre qu'au-delà de 120 m de profondeur, les vitesses d'ondes S sont similaires aux vitesses utilisées pour la simulation numérique (Tableau 1). A plus faible profondeur, les vitesses d'ondes S sont inférieures aux vitesses du modèle actuel, suivent une loi de type gradient - comme imposée lors de l'inversion - et viennent s'ancrer à la surface à aux vitesses mesurées en surface.

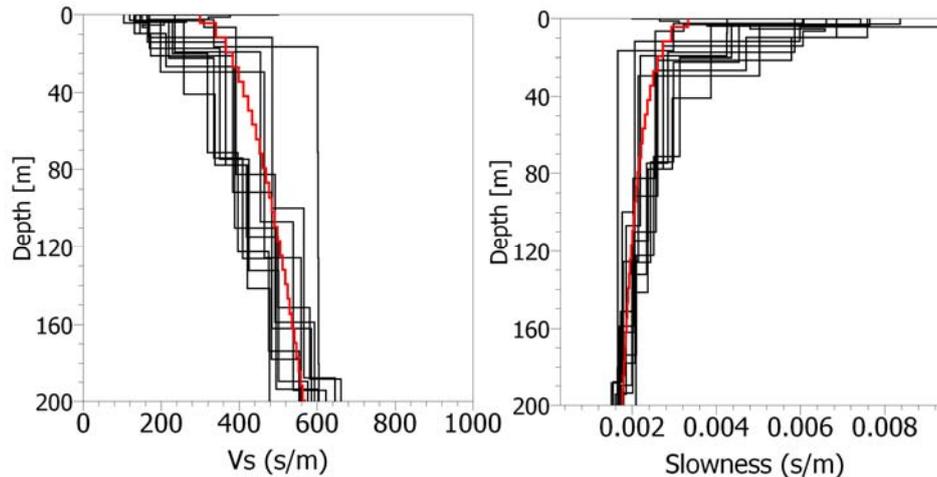


Figure 10: Profils de vitesse obtenus en différents sites (courbes noires) et profil de vitesse actuellement utilisé dans les simulations numériques (courbes rouges)

2.4 Perspectives

Les analyses présentées ici montrent que :

- le modèle de vitesse actuellement utilisé pour la prédiction numérique du mouvement du sol est fiable en terme de structure 3D et de vitesses d'ondes S pour des simulations du mouvement sismique réalistes jusqu'à 1 Hz ;
- La variabilité spatiale des vitesses d'ondes S sur les 20 premiers mètres du remplissage sédimentaire est cohérente avec histoire géologique du remplissage alluvionnaire. Les vitesses d'ondes plus rapides observées en surface à l'ouest du bassin de Grenoble marquent les dépôts du Drac, tandis qu'à l'est, les plus faibles vitesses sont cohérentes avec des dépôts fins.

Nous avons proposé une stratégie d'inversion permettant de construire un modèle de vitesse intégrant les vitesses observées dans les milieux superficiels. Cette stratégie, encore balbutiante et tout à fait discutable, donne cependant une idée du profil de vitesse moyen qui intégrerait au mieux les vitesses lentes observées en proche surface.

Nos perspectives à court terme sont d'affiner cette stratégie d'inversion (tests de sensibilité, meilleure prise en compte des familles de modèles) et d'intégrer les résultats de l'analyse des données de bruit de fond acquises en 2006 par nos collègues japonais dans la partie ouest du bassin de Grenoble.

3. Tomographie sismique à l'échelle du bassin à l'aide de corrélation dans le bruit de fond sismique et implications sur le modèle de vitesse régional

L'expérience sismologique menée à Grenoble en 2005 offrait une excellente opportunité de tester la méthode de corrélation dans le bruit de fond sismique afin non seulement de fournir une tomographie des couches les plus profondes mais aussi d'étudier l'applicabilité de la méthode en milieu urbain où une part du bruit est associée à l'activité anthropique.

Même si les ondes de surface se propageant à basse fréquence (<10s) ont pu être extraites (Figure 11) pour certains couples de stations, notre étude n'a pas abouti en raison de sérieux problèmes d'horloge observés sur la plupart des stations (Figure 12). Ces problèmes d'horloge sont dus à un problème constructeur qu'il nous a pas été possible de corriger de manière satisfaisante.

Outre la mise en évidence de ces problèmes d'horloge, nous avons pu observer que l'amplitude des corrélations variait avec le temps : les plus grandes amplitudes sont observées la nuit suggérant que le bruit anthropique ne contribuerait pas bien à la reconstruction du signal physique.

Etudier l'applicabilité de la méthode de corrélation en milieu urbain nécessiterait de nouvelles acquisitions de bruit de fond sismique impliquant des distances inter stations variables (de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres) de façon à bien comprendre l'importance du bruit d'origine humaine et l'importance de la structure (atténuation, vitesse, géométrie 3D) sur la qualité des corrélations sur une bande de fréquences large.

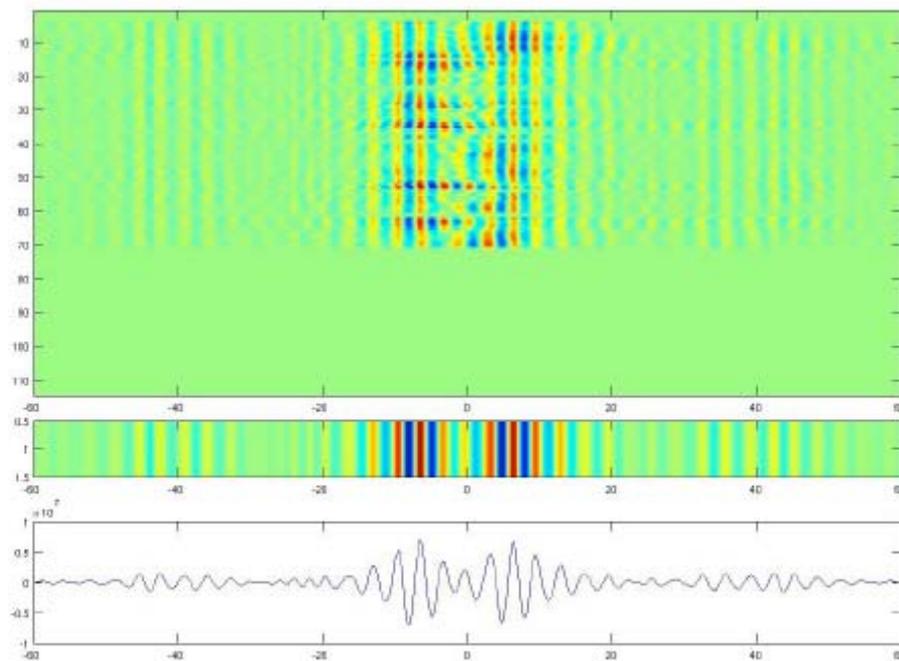


Figure 11: Exemple de corrélation (composante RR) observée entre deux stations. L'abscisse de la figure correspond au temps (en secondes). La figure du haut montre les corrélations observées sur plusieurs jours, tandis que les figures du bas montre la sommes des corrélations observées aux différents jours.

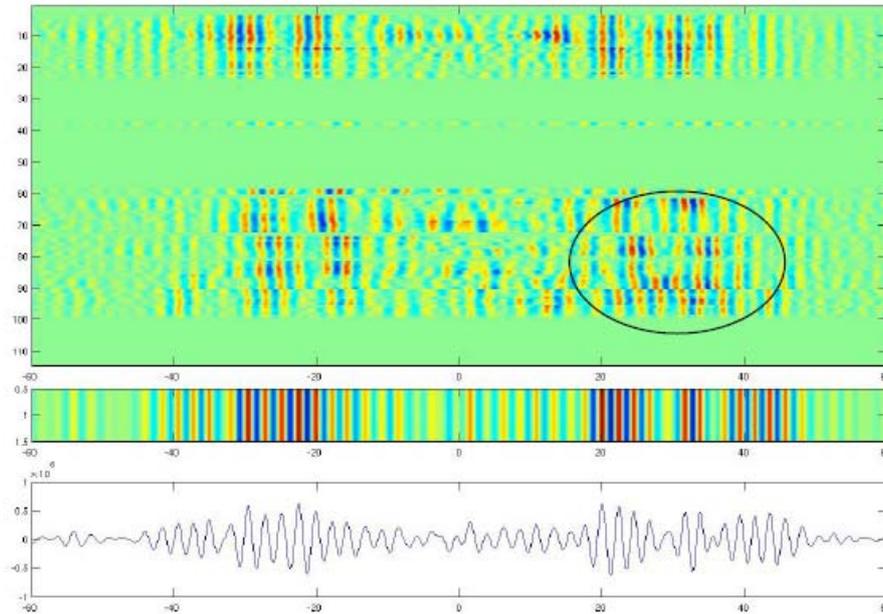


Figure 12: Exemple de problème d'horloge, montrant des corrélations décalées entre les jours juliens 73 et 91.

4. Utilisation de la partition d'énergie dans la coda sismique pour la mise en évidence et la caractérisation des effets de site.

4.1 Mise en évidence expérimentale

L'idée d'utiliser la coda sismique pour étudier les effets de site n'est pas nouvelle. En 1986, Philipps et Aki montrent qu'il est possible de retrouver le facteur d'amplification des ondes S entre différents sites, en utilisant les rapports d'énergie site/référence dans une fenêtre de signal de coda. Quel est le principe physique de cette mesure? La coda sismique est générée par les multiples interactions entre les ondes sismiques et les hétérogénéités de la croûte (interfaces irrégulières, fluctuations des vitesses sismiques, topographie). Après le passage des ondes directes P, S et Rayleigh, ce sont ces ondes de coda multiples diffusées qui dominent le signal sismique. De nombreuses études expérimentales et théoriques ont montré que la distribution spatio-temporelle d'énergie dans la coda est régie par une équation de diffusion qui implique que pour des temps suffisamment longs, la densité d'énergie doit être spatialement homogène. Ainsi, toute différence de niveau d'énergie dans la coda sismique peut être imputé à un effet local de piégeage des ondes, autrement dit à un effet de site. Il est intéressant de noter que les effets d'amplification déduits du rapport d'énergie dans la coda sismique sont généralement très proches de la mesure plus traditionnelle fondée sur les rapports spectraux mesurés sur les ondes directes S.

Dans cette étude, nous avons voulu utiliser une autre propriété physique intéressante de la coda sismique, appelée équipartition de l'énergie et qui résulte également du processus de diffusion multiple. L'idée de base est que la coda correspond à une somme de tous les modes de propagation des ondes sismiques -ondes S, P, Rayleigh et Love-, représentés en proportion égales. On pourrait penser que ce mélange de tous les modes efface toutes les informations sur la structure géologique locale. Nous allons voir qu'il n'en est rien et qu'en réalité, la partition de l'énergie sur les différentes composantes du signal sismique mesuré en fonction de la fréquence, peut permettre de caractériser la réponse de site. Cette idée n'est pas nouvelle car elle constitue le fondement de la méthode H/V qui utilise la dépendance fréquentielle des rapports spectraux entre composantes horizontales et verticales du bruit de fond sismique pour mesurer la fréquence de résonance des couches superficielles.

Afin de développer la méthode, nous avons choisi d'analyser des données de coda sismique enregistrées à

Pynion Flats Observatory en Californie, un site très bien instrumenté depuis longtemps et dont la structure géologique et les vitesses sismiques en subsurface sont suffisamment bien connues. Du point de vue géologique, l'observatoire de Pynion Flats est localisé sur une arène provenant de l'altération d'un massif granitique. A une profondeur d'environ une soixantaine de mètres, on trouve un granite sain dont les vitesses d'ondes P et S sont d'environ 5.4 et 3.1 km/s respectivement. Les vitesses sismiques dans l'arène granitique sont environ inférieures d'un facteur 2 (... ..) et les 5 premiers mètres en surface montrent des vitesses extrêmement faibles de l'ordre de 300m/s pour les ondes S et ... pour les ondes P. Il faut noter que les interfaces entre les différents niveaux géologiques sont extrêmement chahutés et que de forts effets de diffraction du champ d'ondes sismiques ont été mis en évidence par Vernon et al. 1998. Nous avons mesuré la variation fréquentielle du rapport entre l'énergie cinétique sur la composante verticale et la somme des énergies cinétiques des deux composantes horizontales (V^2/H^2) moyenné temporellement dans la coda du signal. Les résultats sont montrés sur la Figure 13 où l'on peut observer une variation très claire du rapport V^2 sur H^2 entre 4 et 25 Hz. La zone grisée donne une idée de l'incertitude de la mesure effectuée sur une dizaine de séismes. Nous avons observé que l'allure de la courbe dépend peu du séisme utilisé ce qui permet d'envisager la mesure dans des zones de sismicité modérée. En raison du type de capteur utilisé (L22, fréquence de résonance 2Hz), il n'a pas été possible d'effectuer la mesure sur une gamme de fréquence plus large.

4.2 Interprétation et modélisation

Afin de pouvoir commenter plus précisément cette courbe, nous rappelons que dans la cas d'un 1/2 espace homogène de Poisson, le rapport d'énergie V^2/H^2 dans la coda sismique à l'équipartition est égal à 0.56. On voit donc qu'entre 4 et 10 Hz, le rapport V^2/H^2 est plus faible que cette valeur théorique et qu'à une fréquence proche de 15 Hz, le rapport augmente brusquement et montre un pic très clair avec dont la valeur est supérieure à 1. Nous interprétons cette forme de la courbe V^2/H^2 comme la signature d'un effet de site lié à la structure de vitesse en sub-surface. Comment la théorie d'équipartition peut elle expliquer cette observation? Avant de discuter la modélisation de la courbe expérimentale, nous pouvons donner une explication qualitative. L'équipartition stipule qu'à chaque fréquence observée, le signal de coda est un mélange de tous les modes de propagation dans la structure locale. Mais la forme des modes, c'est à dire leur partition d'énergie sur les composantes horizontales et verticales, dépend très fortement de la fréquence. On peut donc s'attendre à retrouver cette dépendance fréquentielle de la forme des modes dans nos mesures. Nous avons réalisé une comparaison quantitative entre la théorie d'équipartition et les observations. Pour cela, nous avons besoin de calculer tous les modes de propagation possibles dans la structure géologique locale. Nous approximations cette structure par un milieu stratifié simple et on conçoit les hétérogénéités locales comme l'ingrédient permettant de mélanger ces modes. Nous avons développé la théorie spectrale pour l'opérateur d'élasticité en milieu stratifié. On obtient de cette façon une base orthonormée complète permettant de décomposer les signaux observés en vibrations "élémentaire": ondes de Rayleigh, Love et ondes de volumes. En appliquant ensuite l'hypothèse d'équipartition dans un modèle géologique réaliste nous avons obtenu la courbe en pointillé sur la figure 1 qui est en assez bon accord avec les observations. La théorie permet également de comprendre le rôle des différents modes de propagation dans la variation fréquentielle de la partition d'énergie. En dessous de la fréquence fondamentale de résonance de la structure, l'énergie sur la composante verticale est assez largement dominée par l'onde de Rayleigh. Lorsque l'on s'approche de la fréquence de résonance, la polarisation de l'onde de Rayleigh tend à devenir de plus en plus radiale (horizontale), ce qui explique la diminution du rapport V^2/H^2 . Cet effet est renforcé par le poids croissant du mode fondamental de Love, polarisé horizontalement. Au delà de la fréquence fondamentale de résonance de la structure, le signal est très largement dominé par les ondes de surface guidées dans les couches superficielles avec encore une fois un rôle prépondérant du mode fondamental des ondes de Rayleigh. C'est l'inversion brutale de l'ellipticité de l'onde de Rayleigh -qui devient quasiment verticale- qui explique le pic observé du rapport V^2/H^2 autour de 20 Hz. C'est qualitativement la même explication physique qui prévaut pour expliquer la dépendance fréquentielle du rapport H/V dans le bruit sismique. La différence principale entre les deux méthodes est que la mesure dans la coda est stable et reproductible et que l'on dispose d'un modèle physique simple qui permet d'expliquer quantitativement la partition d'énergie V^2/H^2 . En revanche, c'est une mesure moins systématique car elle dépend de la couverture en station et de l'occurrence de séismes. Nous avons pu remarquer que la position du pic haute fréquence dépend très fortement du détail de la stratification dans les tous premiers mètres. Il serait intéressant d'utiliser cette propriété afin d'affiner les modèles de vitesse dans d'autres contextes géologiques, par exemple les bassins sédimentaires.

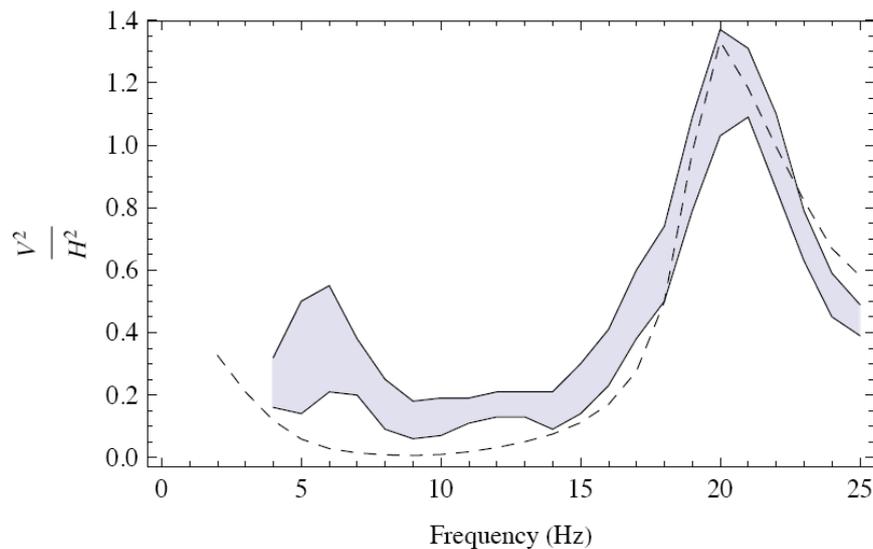


Figure 13: Observation et Modélisation de la dépendance fréquentielle du rapport entre l'énergie cinétique verticale et l'énergie cinétique horizontale totale, mesuré dans la coda sismique. La zone grisée représente la donnée expérimentale avec 1 écart type de +/- 1 déviation standard. La courbe en pointillé donne le résultat théorique de la théorie d'équipartition pour un modèle de vitesse stratifié réaliste de Pnyon Flats Observatory.

4.3 Prospective

Dans le cas de Pnyon Flats Observatory, nous avons pu utiliser une nappe de capteurs disposée à la surface pendant une expérience de 6 mois, afin de mesurer la partition d'énergie en cisaillement et compression. La méthode de mesure a été décrite par Shapiro et al. 2000 et est fondée sur l'estimation des gradients du champ de déplacement le long de la surface. On peut alors en déduire les termes du tenseur de déformation que l'on peut décomposer en cisaillement et compression. Dans le cas de PFO, nous n'avons pu obtenir une mesure suffisamment stable et précise que sur une bande passante étroite entre 5 et 9 Hz. Le rapport obtenu montre un déficit en énergie de cisaillement par rapport à ce que l'on attend dans le cas d'un demi-espace homogène. La théorie d'équipartition nous a permis d'expliquer quantitativement et qualitativement cette observation. Comme dans le cas du rapport V^2/H^2 , la partition d'énergie compression/cisaillement est très sensible à la polarisation de l'onde de Rayleigh. Entre 5 et 9hz, cette polarisation est quasiment radiale à PFO, ce qui implique que l'onde de Rayleigh est très proche d'une onde P lente se propageant le long de la surface. En conséquence, il y a moins d'énergie de cisaillement que dans le cas d'un demi-espace homogène pour lequel la polarisation de l'onde de Rayleigh est elliptique et indépendante de la fréquence. Il serait intéressant dans le futur d'étudier la possibilité de généraliser cette mesure au cas du bruit car elle pourrait apporter une information complémentaire intéressante sur sa structure et sur l'évaluation des effets de site.

6. Production scientifique associée au projet

Cornou, C., S. Tsuno, E. Chaljub, 2008. Real and synthetic ambient noise recordings in the Grenoble basin: reliability of the 3D numerical model, The 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12-17, 2008, Beijing, China, paper 03-03-0070.

Tsuno, S., C. Cornou, P.-Y. Bard, 2008. Superficial S-wave velocity and damping factor model determined by the MASW measurement in the Grenoble sedimentary basin, The 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12-17, 2008, Beijing, China, paper 03-03-0017.

L. Margerin, Generalized eigenfunctions of layered elastic media and application to diffuse fields, Journal of the Acoustical Society of America, In Press, 2009.

L. Margerin, M. Campillo, B.A van Tiggelen, R. Hennino, Energy partition of seismic coda waves in layered media: theory and application to Pnyon Flats Observatory, Geophysical Journal International, révisé,

2008.

6. Références

- Bettig B., Bard, P.-Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., and Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area. *Bolettino di Geofisica Teorica ed Applicata*; 42(3-4), 281-304.
- Causse, M., Cotton, F., Cornou, C. and Bard, P.Y., 2008. Calibrating median and uncertainty estimates for a practical use of Empirical Green's Functions technique. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 344-353
- Chaljub, E., Cornou, C., Verbeke, J., Converset, J., Voisin, C., Stehly, L., Grasso, J.-R., Guéguen, P., Roussel, S., Roux, P., Hatton, S. and Campillo, M. (2006). Measurement and variability study of site effects in the 3D glacial valley of Grenoble, French Alps. *Proc. 3rd Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, 30 August - 01 September, 2006, Bard, P.Y., Chaljub, E., Cornou, C., Cotton, F. and Guéguen, P. Editors, LCPC Editions, paper# 154
- Chaljub, E., C. Cornou, P.-Y. Bard, 2009. Numerical benchmark of 3D ground motion simulation in the valley of Grenoble, french Alps, *Proc. 3rd Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, 30 August - 01 September, 2006, Bard, P.Y., Chaljub, E., Cornou, C., Cotton, F. and Guéguen, P. Editors, LCPC Editions, paper# SB1.
- Cornou, C., Bard, P.-Y., and Dietrich, M. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge induced waves. Part II: Application to Grenoble basin (French Alps). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 93, 6, 2624–2648.
- Dietrich et al., 1999. Imagerie sismique des remplissages alluviaux dans la région de Grenoble : Exploration préparatoire au forage profond de l'IPSN et utilisation des ondes converties PS. Rapport de recherche, Pôle Grenoblois des Risques Naturels/Conseil Général de l'Isère.
- Dietrich et al., 2003. Imagerie structurale de haute résolution du remplissage alluvial de la vallée de l'Isère : vibrosismique en ondes *P*, *SV* et *SH* avec estimation des vitesses de propagation des ondes. Rapport de recherche, Pôle Grenoblois des Risques Naturels/Conseil Général de l'Isère.
- Dietrich, M., C., Cornou, G. Ménard, F. Lemeille, F. Guyoton and R. Guiguet, 2009. Seismic profiling and borehole measurements in the Isère valley near Grenoble, France: 1- Data acquisition and processing, *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, P.-Y. Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, P. Guéguen Eds, Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006.
- Hatzfeld et al., 1998. Etude de l'aléa sismique dans la cuvette grenobloise, Rapport de recherche, Pôle Grenoblois des Risques Naturels/Conseil Général de l'Isère.
- Guéguen, P., Cornou, C., Garambois, S., and Banton, J. (2007). On the limitation of the H/V spectral ratio using seismic noise as an exploration tool. Application to the Grenoble basin (France), *PAGEOPH*, 164, 1-20.
- Guéguen, P., S. Garambois, S. Tadenuma, B. Lebrun, and F. Cotton. 2009. Geotechnical, geophysical and seismological data used for the estimate of the highest amplified frequency in the basin of Grenoble, in *Proc. 3rd Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, 29 August - 01 September, 2006, Bard, P.Y., Chaljub, E., Cornou, C., Cotton, F. and Guéguen, P. Editors, LCPC Editions, Abstract# 100
- Foray et al. 2005. Comportement sismique des sédiments de la cuvette grenobloise. Rapport de recherche, Pôle Grenoblois des Risques Naturels/Conseil Général de l'Isère..
- Jerram, J., Foray P., Labanieh, S. et Flavigny, E., 2009. Characterising the non linearities of lacustrine clays in the Grenoble basin. *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, P.-Y. Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, P. Guéguen Eds, Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006.
- Hobiger, M. (2006). Caractérisation expérimentale et numérique des résonances globales de la vallée grenobloise, rapport de stage M1 Physique, université Joseph Fourier, Grenoble, 78 pp (in french).
- Lebrun, B., Hatzfeld D., and Bard, P.-Y. (2001). A site effect study in urban area: experimental results in Grenoble (France). *Pure Appl. Geophys.* 158, 2543–2557.
- Ménard, G., M. Dietrich, M. Vallon, S. Tadenuma, C. Bordes, O. Meric, F. Lemeille, 2009. Seismic profiling and borehole measurements in the Isère valley near Grenoble, France: 1- Interpretation, *Third International*

Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, P.-Y. Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, P. Guéguen Eds, Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006.

Moczo, P. and Kristek, J. (2002). FD code to generate noise synthetics, SESAME Deliverable D09.02, SESAME EVG1-CT-2000-00026 project, 31 pp.

Nicoud G. et al. Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. *Géologie de la France*, No. 4, 39-49, 2002.

Phillips W.S. and K. Aki, Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California, *Bulletin of the Seismological Society of America*; June 1986; v. 76; no. 3; p. 627-648

Scherbaum, F., Riepl, J., Bettig, B., Ohrnberger, M., Cornou, C., Cotton, F. and Bard, P.-Y. (1999). Dense array measurements of ambient vibrations in the Grenoble basin to study local site effects, *AGU Fall meeting*, San Francisco, December 1999.

Shapiro N. M., M. Campillo, L. Margerin, S. K. Singh, V. Kostoglodov and J. Pacheco, The Energy Partitioning and the Diffusive Character of the Seismic Coda, *Bulletin of the Seismological Society of America*; June 2000; v. 90; no. 3; p. 655-665; DOI: 10.1785/0119990021

Tadenuma, S., 2003. Etude des formations superficielles du bassin grenoblois. Rapport de fin d'études Polytech'Grenoble, 74 pages.

Tsuno, S., Chaljub, E., and Bard, P.-Y. (2009). Results from numerical benchmark of 3D ground motion simulation in the alpine valley of Grenoble, in *Proc. 3rd Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, 29 August – 01 September, 2006, Bard, P.Y., Chaljub, E., Cornou, C., Cotton, F. and Guéguen, P. Editors, LCPC Editions.

Vallon, M. (1999). Estimation de l'épaisseur d'alluvions et sédiments quaternaires dans la région grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques. Unpublished IPSN/CNRS Report, 33 pages.

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.

Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35, L09301, doi:10.1029/2008GL033256.