



HAL
open science

Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des effets de site

Sylvette Bonnefoy-Claudet

► **To cite this version:**

Sylvette Bonnefoy-Claudet. Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des effets de site. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2004. Français. NNT : . tel-00007397

HAL Id: tel-00007397

<https://theses.hal.science/tel-00007397>

Submitted on 17 Jan 2005

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

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

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
et
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET DE TECTONOPHYSIQUE

Thèse
présentée par

Sylvette BONNEFOY-CLAUDET

pour obtenir le titre de

Docteur de l'université Joseph Fourier – Grenoble I

Spécialité : Science de la Terre et de l'Univers

Nature du bruit de fond sismique :
implications pour les études des effets de site

Date de soutenance : 8 décembre 2004

Composition du jury :

M. D. Jongmans	président	Professeur, UJF, Grenoble
M. M. Cara	rapporteur	Professeur, ULP, Strasbourg
M. D. Fäh	rapporteur	Professeur, ETH, Zürich
M. A. Schlupp	examineur	Chargé de recherches, CEA
M. P. Moczo	invité	Professeur, FMFI UK, Bratislava
M. P.-Y. Bard	directeur de thèse	Ingénieur en chef, LCPC, Grenoble
M. F. Cotton	directeur de thèse	Professeur, UJF, Grenoble

‘If we define noise as being that data we choose not to fit, then we must have a model that explains the rest of the data. If not, this could be a sign that the “noise” is carrying important information.’

(Scales *et al.* 1998)

Résumé

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre du programme de recherche européen SESAME (Site Effects using Ambient Excitations) dont l'objectif est de définir les limites et les possibilités de la méthode H/V basée sur le bruit de fond sismique. Située en amont de ce programme, cette thèse a pour objectif de déterminer la nature du bruit de fond sismique afin de mieux comprendre les principes et le domaine de validité de la méthode H/V.

Par une double approche (numérique et expérimentale) nous apporterons des réponses aux questions suivantes : qu'est ce que le bruit de fond ? Quelle est son origine ? Quelle est sa nature ? De quelles ondes est-il composé ? Ondes de volume, ondes de surface ?

Nous montrons que les réponses à ces questions ne sont pas univoques, la composition physique du champ d'ondes du bruit de fond sismique, et donc l'origine du pic H/V, est influencée 1) par les caractéristiques du sol (notamment par la valeur du contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher) ; 2) par la localisation spatiale des sources de bruit.

Un des résultats importants de cette thèse est que, quelle que soit l'origine du pic H/V (ellipticité des ondes de Rayleigh, phase d'Airy des ondes de Love, ou résonance des ondes S), la fréquence du pic observé sur les courbes H/V donne une estimation correcte de la fréquence de résonance d'une structure sédimentaire 1D. En revanche, nous montrons les limites de la méthode pour estimer la valeur d'amplification d'un site.

Abstract

The H/V ambient vibration method has the potential to significantly contribute to effective seismic risk mitigation, in particular in urban areas. However, physical basis and actual relevancy for site effects estimates of this method have never reached a scientific overall agreement. Within the framework of the SESAME (Site Effects using Ambient Excitations) European project we investigate the nature of ambient seismic noise in order to define the reliability of the H/V technique. Through numerical and experimental approaches we will answer the following questions: what is the ambient noise? Which origin? Which nature? Which kind of waves composes the noise wavefield? Body waves or surface waves?

We will point out that the answers of these questions are not univocal, the physical composition of the ambient noise wavefield, and thus the H/V peak origin, is influenced by:

- 1) the soil characteristic (especially the impedance contrast between sediment and bedrock);
- 2) the spatial localization of noise sources.

One of the most important issue of this study is, whatever the H/V peak origin (Rayleigh waves ellipticity, Love waves Airy phase, or the S-wave resonance), the H/V peak frequency observed on H/V curves gives a good estimate of the fundamental resonance frequency (for a 1D sedimentary structure). On the other hand, we show the limits of this method to estimate the site amplification factor.

Remerciements

L'écriture des remerciements est un exercice terriblement difficile. Difficile, car ces mots clôturent un travail de thèse qui pourrait être intemporel dans l'absolu. Difficile, car les mots sont écrits et figés dans le temps ; ainsi la crainte de froisser autrui par une omission involontaire est présente. Que ces personnes soient ici remerciées.

Je tiens en premier lieu à remercier tout le personnel du Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique de Grenoble (LGIT) pour leur accueil et pour les échanges humains et scientifiques que j'ai eus au cours de ces quatre années de présence au laboratoire. Une pensée particulière pour l'équipe du secrétariat (France, Martine, Karine et Jacques) et leur aide plus que précieuse concernant les méandres des administrations. Un grand merci aux techniciens qui par leur bonne humeur et leur disponibilité ont bien souvent facilité les mesures sur le terrain. Sans oublier l'efficacité de l'équipe informatique du LGIT (Catherine et Ghislain) et de l'observatoire de Grenoble (Françoise Roch) à qui ce travail de thèse doit beaucoup.

Je remercie Pierre-Yves Bard et Fabrice Cotton de m'avoir accordé leur confiance pendant ces trois années d'apprentissage du travail de chercheur. Leurs conseils avisés m'ont permis de mener à bien mon travail de recherche, et d'acquérir de nouvelles compétences. Merci à Pierre-Yves de m'avoir donné l'opportunité d'entreprendre ce travail dans le cadre du programme de recherche Européen SESAME. Merci également de m'avoir laissé une grande liberté dans mon travail, et d'avoir toujours répondu sincèrement à mes nombreuses questions. Merci à Fabrice de m'avoir appris à construire mon travail de recherche, et surtout de m'avoir appris à le valoriser.

Je remercie également Denis Jongmans, Donat Fäh, Michel Cara, Antoine Schlupp et Peter Moczo de m'avoir fait l'honneur d'être dans ce jury de thèse. Les nombreuses questions et les discussions qui ont suivi l'exposé oral soulignent leur vif intérêt à ce travail.

Je remercie chaleureusement tous les partenaires du programme de recherche SESAME. Les nombreux échanges scientifiques, humains et culturels m'ont toujours été positifs. Je remercie

tout particulièrement l'*arrays team* (Cécile, Marc, Matthias, Estelle, Alekos) pour leur enthousiasme et leur interactivité. Merci à Anne-Marie, Corinne et Giovanna pour leur bonne humeur toujours agréable. Merci à Laurence pour sa patience et son efficacité...

Je remercie amicalement Cécile, François, Bertrand, Gaillot, Marc, Philippe pour leurs échanges scientifiques toujours fructueux, pour toutes les épines habilement retirées de mes pieds, et surtout pour leur amitié et leur agréable compagnie. Je remercie également Christophe, Stéphane, Emmanuel, Ludovic, Daniel, Nicolas (valeurux compagnon de bureau), Areti et tous les autres avec qui j'ai beaucoup échangé au détour d'un couloir ou assis autour d'une table. Merci également aux étudiants avec qui j'ai passé d'agréables moments. De manière générale, je tiens à remercier ici toutes les personnes avec qui j'ai échangé plus qu'une simple 'équation mathématique'... Que tous mes amis soient ici remerciés. Un merci particulier à Stéphane et Daniel...

Enfin, merci à ma famille qui a su simplement être là. Merci à Brice, ton rôle de factotum est désormais fini (quoique...).

Table des matières

<i>Résumé</i>	5
<i>Abstract</i>	7
<i>Remerciements</i>	9
<i>Table des matières</i>	11
Introduction générale.....	17
1. Etude bibliographique sur le bruit de fond sismique.....	25
1.1. Introduction	25
1.2. Historique des études sur le bruit	25
1.2.1. 1 ^{ière} Période : avant 1950	25
1.2.2. 2 ^{ième} période : de 1950 à 1970	26
1.2.3. 3 ^{ième} période : de 1970 à nos jours	26
1.3. Origine du bruit de fond	30
1.4. Nature du bruit	39
1.4.1. Rapport entre ondes de volume et ondes de surface	40
1.4.2. Rapport entre ondes de Rayleigh et ondes de Love	45
1.4.3. Rapport entre le mode fondamental et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh	50
1.5. Conclusion sur l'origine et la nature du bruit de fond.....	52
2. Méthodes de simulation numérique et d'analyse du bruit de fond sismique	57
2.1. Simulation numérique du bruit de fond en milieu 1D.....	57
2.1.1. Modélisation des sources de bruit	57
2.1.2. Calcul des fonctions de Green.....	58
2.1.3. Génération des synthétiques de bruit	59
2.2. H/V, ellipticité des ondes de Rayleigh	60
2.2.1. Méthode des rapports spectraux H/V	60

2.2.2.	Ellipticité des ondes de Rayleigh	63
2.3.	Analyses en réseau et inversion du profil de vitesse en ondes S.....	63
2.3.1.	Méthodes d'analyses en réseau	63
2.3.1.1.	Présentation des analyses en réseau	63
2.3.1.2.	Principes de base des techniques d'analyse en réseau	64
2.3.1.2.1.	Méthode $f-k$ conventionnelle (CVFK).....	66
2.3.1.2.2.	Méthode CAPON	67
2.3.2.	Méthode d'inversion des courbes de dispersion	68
3.	Ellipticité des ondes de Rayleigh, H/V et effet de site.....	73
3.1.	Introduction	73
3.2.	Relation entre l'ellipticité des ondes de Rayleigh et le contraste d'impédance	73
3.3.	Relation entre l'ellipticité et le coefficient de Poisson.....	76
3.4.	Relation entre H/V, ellipticité et fonction de transfert (cas d'une couche sédimentaire sur du rocher).....	79
3.4.1.	Rôle du contraste d'impédance	79
3.4.2.	Rôle du coefficient de Poisson.....	82
3.4.2.1.	Fort contraste d'impédance	82
3.4.2.2.	Contraste d'impédance modéré.....	84
3.4.3.	Synthèse sur les milieux à une couche sédimentaire.....	85
3.5.	Généralisation à une couche sédimentaire avec un gradient de vitesse	87
3.5.1.	Relation entre ellipticité et fonction de transfert.....	87
3.5.2.	Relation entre H/V, ellipticité et fonction de transfert.....	91
3.5.3.	Synthèse sur les milieux sédimentaires avec un gradient en ondes S	94
3.6.	Synthèse sur les rapports spectraux H/V	97
4.	Influence des sources de bruit sur les courbes H/V (cas 1D).....	101
4.1.	Approche numérique	101
4.1.1.	Introduction	101
4.1.2.	Noise data sets	102
4.1.2.1.	Soil model	102
4.1.2.2.	Sources and receivers configuration	104
4.1.3.	Methods.....	106

4.1.3.1.	Numerical simulation technique.....	106
4.1.3.2.	Computation of the horizontal to vertical spectral ratio.....	107
4.1.3.3.	Array processing	107
4.1.4.	What sources for the ambient noise?.....	109
4.1.4.1.	Effects of source type.....	109
4.1.4.2.	Effects of source distance.....	111
4.1.4.3.	Effects of source depth.....	113
4.1.5.	Discussion	114
4.1.6.	Conclusion.....	119
4.2.	Variabilité spatiale et temporelle du bruit de fond sismique à l'échelle d'un bassin sédimentaire – Lien avec le H/V	121
4.2.1.	Introduction	121
4.2.2.	Description des mesures.....	122
4.2.3.	Site au rocher (MUD).....	125
4.2.4.	Site 'moyenne' fréquence (EJM)	127
4.2.5.	Site 'basse' fréquence (ECL)	129
4.2.6.	Synthèse	138
4.2.7.	Conclusion.....	140
4.3.	Synthèse et conclusions.....	141
5.	Composition du champ d'ondes du bruit : milieux 1D complexes.....	147
5.1.	Introduction	147
5.2.	Présentation des modèles	149
5.3.	Rocher (modèle M1)	151
5.4.	Structures sédimentaires à deux couches (modèles M2).....	152
5.4.1.	Couche fine avec un fort contraste et un coefficient de Poisson modéré (M2.1)	153
5.4.2.	Couche fine avec un fort contraste et un coefficient de Poisson fort (M2.2).	155
5.4.3.	Couche épaisse avec un faible contraste (M2.3).....	158
5.4.4.	Synthèse sur les structures sédimentaires à deux couches	158
5.5.	Structures sédimentaires à trois couches (modèles M10)	159
5.5.1.	Faible contraste entre les deux couches sédimentaires	161
5.5.1.1.	Epaisseur totale des sédiments de 36 m (M10.2a)	161

5.5.1.2.	Epaisseur totale des sédiments de 400 m (M10.3).....	161
5.5.2.	Fort contraste entre les deux couches sédimentaires (M10.2b)	165
5.5.3.	Synthèse sur les structures sédimentaires à trois couches.....	165
5.6.	Structures sédimentaires à gradient (modèles M11)	166
5.6.1.	Faible gradient de vitesse (M11.1).....	167
5.6.2.	Fort gradient de vitesse (M11.2)	170
5.6.3.	Synthèse sur les structures à gradient de vitesse	170
5.7.	Conclusion.....	171
6.	Discussion sur l'origine du pic H/V	175
6.1.	Ondes de Rayleigh	175
6.2.	Ondes de volume (ondes S).....	178
6.3.	Ondes de Love.....	179
6.4.	Synthèse et conclusions sur l'origine du pic H/V	180
7.	Détermination de l'amplification d'un site	189
7.1.	Approche numérique 1D	190
7.1.1.	Structures sédimentaires à deux couches	192
7.1.1.1.	Fort contraste (modèle M2.2).....	192
7.1.1.2.	Faible contraste (modèle M2.3)	194
7.1.2.	Structures sédimentaires à trois couches.....	196
7.1.2.1.	Fort contraste moyen entre les sédiments et le rocher (modèle M10.2a).....	196
7.1.2.2.	Contraste moyen entre les sédiments et le rocher modéré (modèle M10.3)	199
7.1.3.	Structures sédimentaires à gradient (modèle M11.1).....	203
7.1.4.	Synthèse sur l'approche numérique	205
7.2.	Application à un cas réel : l'expérience de Nice	208
7.2.1.	Connaissance <i>a priori</i> du site	208
7.2.2.	Dispositif expérimental	209
7.2.3.	Calcul des rapports H/V	210
7.2.4.	Analyses en réseau	213
7.2.5.	Détermination du profil de vitesse en ondes S.....	214

7.2.5.1.	Une couche sédimentaire sur du rocher	214
7.2.5.2.	Une couche sédimentaire avec un gradient de vitesse, sur du rocher	217
7.2.5.3.	Trois couches sédimentaires sur du rocher	218
7.2.6.	Conclusion.....	220
Conclusion générale et perspectives		223
Bibliographie.....		227

Introduction générale

Le 19 septembre 1985, un violent tremblement de terre endommage la ville de Mexico, et plus de 10000 victimes sont dénombrées. Alors que l'épicentre du séisme Michoacan était situé à plus de 400 km de la ville de Mexico, comment expliquer l'incroyable amplification du mouvement du sol observée dans le bassin sédimentaire de Mexico ? La réponse est maintenant bien connue des scientifiques, et nul ne remet en question le rôle crucial et dangereux, lors d'une sollicitation sismique, des effets de site. Les effets de site, comme leur nom l'indique, font que, du fait d'une géologie particulière et/ou d'une géométrie particulière (des sédiments meubles encaissés dans un substratum rocheux, par exemple), le mouvement du sol induit par une sollicitation sismique est amplifié et prolongé dans le temps (Figure 0-1).

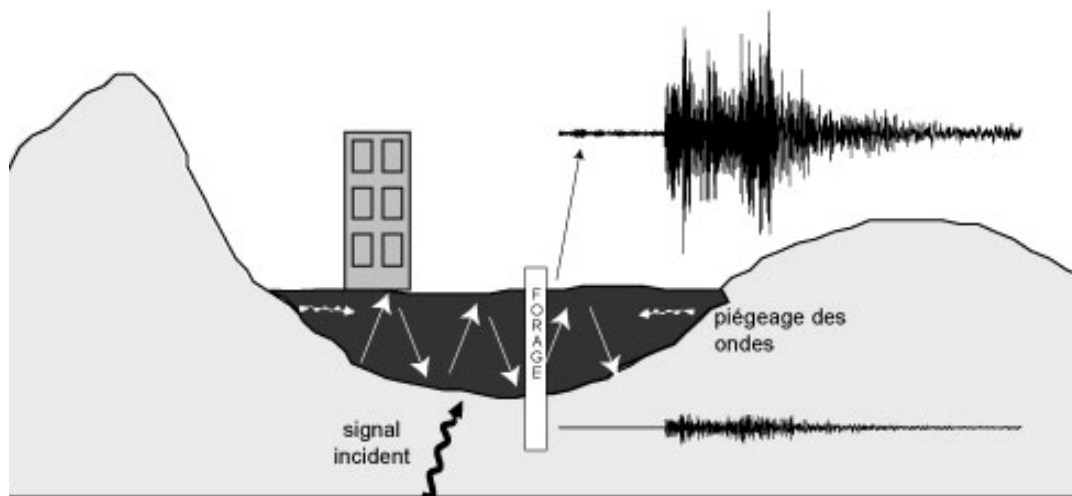


Figure 0-1 : vue schématique des effets de site. Les enregistrements du mouvement du sol au rocher et à la surface montrent les effets induits (allongement temporel et amplification du mouvement du sol) par le piégeage des ondes sismiques dans un bassin sédimentaire lors d'une sollicitation sismique.

Il existe différentes techniques pour accéder aux effets de site :

- les méthodes de prospection géophysique classique (sismique réflexion et réfraction, pénétromètre, forage) suivies alors par une modélisation numérique directe ;
- les méthodes expérimentales basées sur l'analyse d'enregistrement de séismes au site considéré, par comparaison avec un site de référence, donnant une mesure directe des effets de site (quels que soient leurs origines) ;
- les méthodes basées sur des enregistrements de bruit de fond sismique (méthode des rapports spectraux H/V, analyses en réseau), donnant des informations sur la fréquence de résonance d'un site (H/V), ou sur la nature du sous sol (réseau).

Dans les zones fortement urbanisées, là où le risque sismique peut être élevé (rappelons que le risque sismique résulte de l'aléa et de la vulnérabilité), l'utilisation des méthodes géophysiques classiques est souvent difficile. L'utilisation d'explosif ou de camion vibreur, en milieu urbain, requiert des autorisations spéciales qui ne sont pas systématiquement accordées par les autorités locales, et entraînent un coût rarement accepté pour des études d'aléa. Par ailleurs, le niveau de bruit urbain rend difficile l'exploitation de telles techniques. La méthode des enregistrements de séismes est, quand à elle, difficile à utiliser en contexte à sismicité modérée. En revanche, les méthodes basées sur le bruit de fond sismique, et notamment la méthode H/V, utilisent les propriétés du bruit urbain pour estimer les caractéristiques physiques des sols à un coût défiant toute concurrence.

Du fait de ces avantages, la méthode des rapports spectraux H/V, ou méthode dite de 'Nakamura', est une des méthodes basées sur le bruit de fond les plus largement utilisées dans le monde pour la caractérisation des effets de site, et pour le microzonage sismique. Cette technique consiste à obtenir une estimation de la fréquence de résonance d'un site en effectuant le rapport des amplitudes spectrales du bruit enregistré sur les composantes horizontales et la composante verticale. Proposé en 1971 par Nogoshi et Igarashi, la méthode H/V a tout d'abord une utilisation limitée à la communauté Japonaise. Nakamura en 1989 a fait connaître cette technique au monde occidental. Dès lors, la facilité d'exécution et le faible coût de cette méthode séduisent de plus en plus de personnes (Gaull *et al.* 1995, Abeki *et al.* 1996, Fäh *et al.* 1996, Alfaro *et al.* 1997, Alfaro *et al.* 1997, Fäh 1997, Guéguen *et al.* 1998, Navarro *et al.* 1998, Regnier *et al.* 2000, Tobita *et al.* 2000, Alfaro *et al.* 2001, Ansal *et al.*

2001, Navarro *et al.* 2001, Rosset *et al.* 2002, Al Yuncha *et al.* 2004, Talhaoui *et al.* 2004, Tuladhar *et al.* 2004). La communauté scientifique parasismique reconnaît les potentialités de cette méthode à donner une estimation correcte de la fréquence propre d'un site (Field *et al.* 1993, Lermo *et al.* 1993, Lachet *et al.* 1994, Lermo *et al.* 1994, Gitterman *et al.* 1996, Seekins *et al.* 1996, Wakamatsu *et al.* 1996, Tokeshi *et al.* 1998), sans toutefois comprendre pourquoi.

Se basant sur des explications plus qualitatives que quantitatives, Nakamura (1989), conclu que le rapport H/V serait dû aux ondes S. Malgré un manque de clarté dans sa démonstration, cette explication séduit un grand nombre de personnes parmi la communauté parasismique, notamment car elle permet d'établir que le rapport H/V est une 'image' de la fonction de transfert en ondes S, et donne une estimation de l'amplification en plus de la fréquence de résonance. Néanmoins, cette explication est vivement remise en cause par plusieurs auteurs ((Lachet et Bard 1994, Kudo 1995, Bard 1998, Konno *et al.* 1998)), qui mettent en avant, et montrent, la dépendance du rapport H/V avec l'ellipticité des ondes de Rayleigh (hypothèse déjà émise par Nogoshi et Igarashi dès 1971). Les simulations numériques montrent que la fréquence du pic d'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh coïncide à peu près avec la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert d'une structure (pour des ondes SH verticalement incidentes).

Pour répondre à ces interrogations le programme de recherche européen SESAME (Site EffectS using AMbient Excitations) a vu le jour au printemps 2001. Un des objectifs de ce programme est de mieux comprendre l'origine du pic H/V, et de définir les possibilités et les limites de la méthode H/V. Un des points essentiels est de mieux comprendre l'objet sur lequel se base la méthode H/V : le bruit de fond sismique. En effet, la mauvaise compréhension de la méthode vient, pour partie, du fait que les connaissances sur le bruit de fond sont limitées. Beaucoup de questions sont sans réponse : qu'est ce que le bruit de fond ? Quelle est son origine ? Quelle est sa nature ? De quelles ondes est-il composé ? Ondes de volume, ondes de surface ? En quelle proportion ?

Ce travail de thèse se situe donc en amont du programme de recherche SESAME, il a pour but d'apporter des éléments de réponse à ces interrogations. Ceci devrait permettre, dans un premier temps, de clarifier les principes de la méthode H/V, et dans un second temps, de mieux contraindre le domaine de validité de la méthode.

Pour répondre à toutes ces interrogations nous avons tout d'abord suivi une première piste et cherché des réponses parmi nos pairs. Nous avons établi un état de l'art des connaissances sur le bruit de fond sismique (chapitre 1). Nous avons passé au crible plus de 300 articles scientifiques dédiés aux tenants et aux aboutissants du bruit (depuis les premières observations du bruit de fond sismique par Bertelli en 1872 (Bertelli 1872), jusqu'à l'inversion du rapport H/V pour obtenir le profil de V_s par Arai *et al.* en 2004). Malgré un certain nombre d'articles consacrés à l'étude de la nature du bruit, cet état de l'art ne nous a pas permis de lever le voile sur la nature du bruit ; et de répondre catégoriquement si oui ou non le bruit était constitué d'ondes de surface. Toutefois, cette revue bibliographique nous a conforté dans nos directions de travail, à savoir : 1) l'importance des simulations numériques pour analyser la composition du champ d'ondes du bruit dans les conditions contrôlées (types de sources, structure de propagation des ondes ...) ; 2) l'importance des analyses en réseaux pour déterminer les types d'ondes présentes dans le bruit.

Pour déterminer les liens existant entre la nature du bruit de fond et les courbes H/V, conforté par les conclusions de la synthèse bibliographique, nous avons opté pour une approche numérique. L'étude des rapports spectraux H/V dans des conditions parfaitement contrôlées (en terme de sources de bruit, et de caractéristiques de propagation des ondes) devrait permettre d'établir ces liens. Le chapitre 2 présente donc la méthode H/V et l'approche numérique choisie dans cette thèse pour simuler du bruit de fond dans des milieux 1D : modélisation des sources, et génération des sismogrammes de bruit par calcul des fonctions de Green (Hisada 1994, 1995). Par ailleurs, ce chapitre présente aussi les outils utilisés pour analyser la nature des ondes constituant le bruit de fond, et notamment les méthodes de traitement d'antenne.

L'hypothèse de travail initiale de cette thèse est que le pic observé sur les courbes H/V est dû à l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Dans le chapitre 3 nous étudierons numériquement la validité de cette relation. Dans un premier temps, nous mènerons une étude théorique sur l'influence de paramètres tel le contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher, et le coefficient de Poisson dans les sédiments, sur l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Nous verrons que, bien que l'ellipticité des ondes de Rayleigh soit sensible à ses paramètres, les courbes H/V ne sont, paradoxalement, pas (ou peu) affectées. Le chapitre 3 montre que les rapports H/V ne sont pas toujours gouvernés par l'ellipticité des ondes de Rayleigh.

L'objectif du chapitre 4 est de répondre aux interrogations issues du chapitre 3 sur la composition du bruit. Nous nous intéresserons à l'influence des sources de bruit sur la nature du bruit et sur les courbes H/V. Là encore, nous avons opté, dans un premier temps, pour une approche numérique en menant une étude paramétrique des sources de bruit en considérant un modèle de sol très simple (une couche sédimentaire sur du rocher). Par des analyses en réseau, nous mettons en avant les liens existant entre les caractéristiques des sources (type, distance et profondeur des sources), la nature du bruit (ondes de volume ou ondes de surface) et les pics H/V. Nous validerons nos analyses par une approche expérimentale de mesure de bruit de fond en continu sur une longue période de temps, en milieu urbain.

Les sources de bruit étant alors bien caractérisées, et leurs influences sur les courbes H/V comprises, l'étape suivante de notre cheminement sera de déterminer si pour des conditions de sources de bruit identiques, le champ d'ondes du bruit est le même dans chaque structure de sol ? Ainsi, dans le chapitre 5, nous proposons de faire une étude systématique du champ d'ondes du bruit pour différentes structures 1D (nombre de couches sédimentaires et contraste d'impédance entre ces couches différents). En analysant le champ d'ondes du bruit par des analyses en réseau, aux fréquences correspondant aux pics des courbes H/V, nous analyserons les liens entre la nature du bruit et l'origine des pics H/V pour différentes structures.

Nous montrerons ainsi que, quels que soient les milieux 1D horizontalement stratifiés considérés, la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance du site. Cependant, suivant le contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher, l'origine du pic H/V semble être différente. Le chapitre 6 est alors une synthèse des chapitres précédents, orientée sur la discussion de l'origine du pic H/V.

L'étude de l'origine du pic H/V montrera que la méthode H/V n'est pas capable de donner une estimation valable de l'amplification d'un site. Or cette valeur est capitale dans l'estimation des effets de site. En effet, une amplification du mouvement sismique d'un facteur 1.5 ou 7 n'a pas les mêmes conséquences sur les dommages corporels et économique éventuels lors d'un séisme. Ainsi, le dernier chapitre de cette thèse est consacré aux possibilités d'estimer l'amplification d'un site par une autre méthode basée sur le bruit de fond : les méthodes d'analyses en réseau.

CHAPITRE 1

1. Etude bibliographique sur le bruit de fond sismique

1.1. Introduction

L'objectif de cette thèse est de déterminer la nature du bruit de fond sismique afin de connaître les possibilités et les limites des méthodes basées sur le bruit de fond, et plus particulièrement la méthode des rapports spectraux H/V.

Pour analyser la nature du bruit, notre première démarche fut de chercher des réponses parmi nos pairs. Au travers de plus de 300 articles scientifiques dédiés à la compréhension ou à l'utilisation du bruit de fond, nous avons fait un point sur l'état des connaissances sur le bruit de fond. Nous nous sommes d'abord intéressés à l'origine du bruit de fond, pour ensuite comprendre sa nature.

1.2. Historique des études sur le bruit

Les premières observations du bruit de fond sismique ont eu lieu dès la fin du 19^{ième} siècle. En 1872, Bertelli installa un pendule et observa que celui-ci était toujours en mouvement. L'auteur constata une corrélation entre ces microséismes et des perturbations de pression atmosphérique (Bertelli 1972). Dès lors et jusqu'à nos jours, de nombreuses études sur le bruit de fond ont été menées. On peut distinguer trois grandes périodes de temps : avant 1950, de 1950 à 1970, et de 1970 à nos jours (1970-2004).

1.2.1. 1^{ière} Période : avant 1950

Jusqu'à la moitié du 20^{ième} siècle, ces études sont plus qualitatives que quantitatives : les progrès sont limités par les possibilités techniques du matériel utilisé à cette époque. Toutefois, des auteurs mettent en évidence certaines caractéristiques fondamentales du bruit, telle que la relation qui existe entre les ondes océaniques (vagues), les conditions météorologiques et l'origine du bruit. Durant l'année 1924, en Asie du sud-est, Banerji (1924) observe des modifications du bruit associées à la mousson indienne. L'année suivante, l'auteur prédit quelques semaines à l'avance le début de la mousson grâce à l'observation des

sismogrammes de bruit (Banerji 1925). De plus cet auteur conclut que ces perturbations sont dues aux ondes de Rayleigh générées au fond des océans par les trains d'ondes océaniques maintenus par les courants de la mousson. Banerji n'est pas le seul auteur à décrire de tels phénomènes, les travaux de Gutenberg (1911) sur l'origine et la nature des microséismes sont très complets. Citons également les travaux de Bernard (1941a-b) et Longuet-Higgins (1950) montrant la relation entre les périodes des microséismes et celles des vagues océaniques (facteur égale à deux). Malheureusement la majeure partie des documents de cette époque est rédigée en langue locale (Allemand, Russe, Italien ...) et publiée dans des « journaux scientifiques locaux » difficiles à obtenir de nos jours.

1.2.2. 2^{ième} période : de 1950 à 1970

Au cours des années 1950-70, l'essor de la sismologie et le développement du matériel (capteurs, chaînes d'acquisition) ont engendré une dynamique de recherche positive pour la compréhension du phénomène bruit. Différents chercheurs ont rapidement compris la « richesse du bruit » (les applications possibles), et ainsi tenté de comprendre son origine et sa nature. On assiste au développement de nouvelles techniques basées sur des mesures de bruit en réseau (mesure de temps de propagation du signal entre plusieurs capteurs). Ces techniques s'appuient sur la propriété de dispersion des ondes de surface (supposées être présentes dans le bruit), permettant d'obtenir le profil de vitesse des ondes de cisaillement dans le sol. Il existe deux grandes familles de méthodologie des analyses en réseau : l'analyse en fréquence-nombre d'onde (F-K) (Capon *et al.* 1967, Capon 1969, Lacoss *et al.* 1969), et l'analyse des fonctions de corrélation des signaux (SPAC) (Aki 1957, 1965). Concernant les travaux pour caractériser le bruit, plusieurs techniques sont mises en œuvre : des études de mouvement de particule (Toksöz 1964), ou encore des mesures de bruit en profondeur (forage) couplées en surface avec des mesures en réseau (Douze 1964, Gupta 1965, Douze 1967).

1.2.3. 3^{ième} période : de 1970 à nos jours

L'émergence de ces nouvelles techniques a été bénéfique pour la compréhension du bruit, tant pour la compréhension de son origine (océanique, météorologique, humaine ...) que pour la compréhension de sa nature (types d'ondes constituant le bruit). Depuis les années 70 jusqu'à nos jours, le nombre de publications concernant le bruit augmente chaque année. Bien qu'il ne soit pas aisé de lister toutes ces publications (notamment les publications japonaises), nous

estimons ce nombre au maximum à 500. Une partie de celles ci sont axées sur la nature du bruit, mais la majorité (environ 95 %) traite des applications générales du bruit de fond et/ou des études de site spécifiques. L'application la plus répandue concerne le microzonage des villes, il existe deux techniques majeures : le rapport spectral site-référence (rapport spectral des signaux entre le site étudié et un site référence), et le rapport H/V (rapport des composantes spectrales horizontales et verticale d'un signal). La méthode du rapport H/V, beaucoup plus répandue que la méthode du rapport spectral site référence, a été proposée pour la première fois en 1971 par Nogoshi *et al.* (1971), puis reprise et largement diffusée par Nakamura dès 1989 (Nakamura 1989, 1996). Dès lors, de nombreux auteurs ont publié des résultats d'études de sites (microzonage) obtenus grâce à cette méthode, (Ansary *et al.* 1995, Field *et al.* 1995, Gaull *et al.* 1995, Theodulidis *et al.* 1995, Abeki *et al.* 1996, Konno 1996, Teves-Costa *et al.* 1996, Wakamatsu et Yasui 1996, Alfaro *et al.* 1997, Fäh 1997, Abeki *et al.* 1998, Bour *et al.* 1998, Duval *et al.* 1998, Guéguen *et al.* 1998, Ishida *et al.* 1998, Konno et Ohmachi 1998, Mucciarelli 1998, Ogawa *et al.* 1998, Ibs-Von Seht *et al.* 1999, Al Yuncha *et al.* 2000, Maruyama *et al.* 2000, Tobita *et al.* 2000, Alfaro *et al.* 2001, Ansal *et al.* 2001, Bindi *et al.* 2001, Duval *et al.* 2001, Duval *et al.* 2001, Giampiccolo *et al.* 2001, Lebrun *et al.* 2001, Lombardo *et al.* 2001, Delgado *et al.* 2002, Huang *et al.* 2002, Parolai *et al.* 2002, Cara *et al.* 2003, Maresca *et al.* 2003, Uebayashi 2003), la liste est longue mais non exhaustive (voir Kudo (1995) et Bard (1998) pour une synthèse). Plusieurs études ont été menées afin d'obtenir une compréhension physique de la méthode de Nakamura (Lermo et Chavez-Garcia 1993, Lachet et Bard 1994, Kudo 1995, Delgado *et al.* 2000, Luzon *et al.* 2001, Rodriguez *et al.* 2003, Al Yuncha *et al.* 2004), mais la majorité des autres auteurs assument que les bases de la méthode sont justes¹.

Une autre utilisation des vibrations ambiantes est la mesure en réseau du bruit de fond pour obtenir le profil de vitesse des ondes S dans le sol. Comme nous l'avons vu précédemment, ce type d'étude a commencé dès les années 50, mais les progrès techniques concernant le matériel (capteurs 3-composantes, données numériques ...), les capacités de calcul des ordinateurs, ainsi que les capacités de traitement ont permis durant les 2 dernières décennies un accroissement de la quantité et de la qualité des données collectées. On assiste alors à une

¹ L'interprétation de la nature du rapport spectral H/V n'étant pas l'objet de ce chapitre, nous invitons le lecteur à lire les chapitres suivants pour obtenir plus d'informations à ce propos.

multiplication des études de site utilisant les mesures en nappe (Asten *et al.* 1984, Bache *et al.* 1986, Tokimatsu *et al.* 1992, Malagnini *et al.* 1993, Arai *et al.* 1996, Horike 1996, Kagawa 1996, Milana *et al.* 1996, Miyakoshi *et al.* 1996, Tokimatsu *et al.* 1996, Friedrich *et al.* 1998, Miyakoshi *et al.* 1998, Maresca *et al.* 1999, Scherbaum *et al.* 1999, Kanno *et al.* 2000, Liu *et al.* 2000, Bettig *et al.* 2001, Satoh *et al.* 2001, Kudo *et al.* 2002, Ohori *et al.* 2002, Flores Estrella *et al.* 2003, Scherbaum *et al.* 2003, Morikawa *et al.* 2004).

Une autre technique ‘hybride’ utilisant le bruit de fond sismique a émergé à la fin des années 1990. Elle consiste à inverser la courbe H/V pour estimer le profil de vitesse en ondes S. On peut citer les articles de Tokimatsu *et al.* (1998), Fäh *et al.* (2001), Arai *et al.* (2004).

A noter, également, le récent article de Shapiro *et al.* (2004), où les auteurs estiment, en se basant sur la théorie de la diffusion multiple, la fonction de Green d’une structure par des méthodes de corrélation spatiale grâce à des signaux de très longue durée. Cette nouvelle méthode basée sur le bruit ambiant élargit le champ d’application des méthodes en réseaux, en montrant qu’il est possible d’investiguer la structure crustale avec le bruit très basse fréquence.

La Figure 1-1 synthétise l’évolution des utilisations du bruit de fond. Certes cette figure n’a aucune valeur quantitative du fait que nous sommes parfaitement conscient que notre collecte d’articles scientifiques sur le bruit (si étendue soit elle), est loin d’être exhaustive, mais elle est bien représentative de ‘l’évolution de l’utilisation du bruit’ au cours du dernier siècle :

- avant les années 1950 les scientifiques s’intéressent à comprendre la nature du bruit ;
- la première méthode quantitative basée sur le bruit de fond voit le jour en 1957 avec (Aki 1957). Dès lors, ces techniques connaissent un essor considérable. Depuis les années 1990, on observe une ‘stabilisation’ en terme de pourcentage d’articles publiés concernant les analyses en réseau (un peu plus de 20%) ;
- A noter, en 1971, l’article de Nogoshi et Igarashi, qui pose les principes fondateurs du H/V (lié à l’ellipticité des ondes de Rayleigh). Mais ce n’est qu’en 1989, suite à l’article, en anglais, de Nakamura, que la méthode des rapports spectraux H/V va réellement connaître un essor mondial. Le pourcentage du nombre d’articles consacrés au H/V croissant au cours du temps en est à lui seul la preuve.

La synthèse qui ressort de la Figure 1-1 est que parallèlement à l'essor des techniques utilisant le bruit de fond au cours du temps, les recherches consacrées à la compréhension du bruit semblent perdre de l'intérêt. On trouverait cette conclusion normale si le 'phénomène' bruit était devenu bien connu grâce aux études qui lui ont été consacrées. Or, comme nous le découvrirons dans ce chapitre, ce n'est pas le cas. Nous sommes donc confronté à une situation paradoxale où des méthodes connaissent une popularité grandissante alors que leurs principes fondateurs ne sont pas vérifiés.

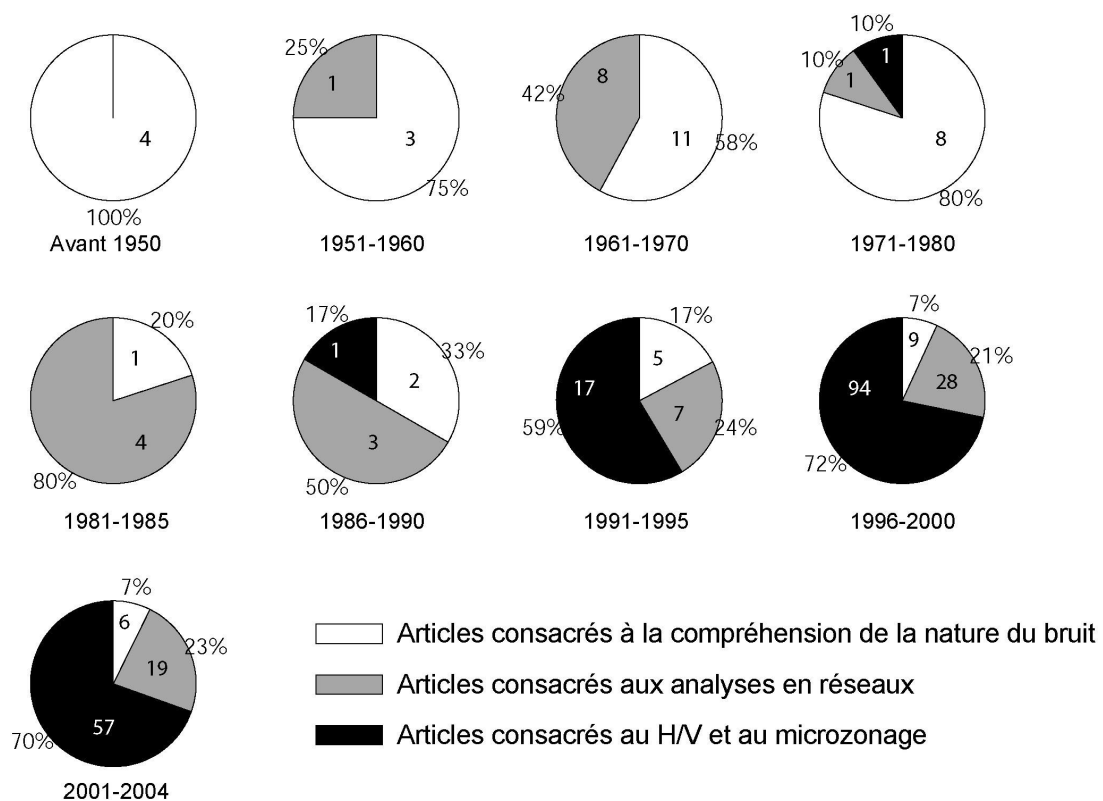


Figure 1-1 : Schéma représentant l'évolution du nombre d'articles (en pourcentage et en chiffre) consacré à la nature du bruit de fond sismique (blanc), et aux méthodes basées sur le bruit (analyses en réseau (gris) et H/V (noir) ; pour différentes périodes de temps (a) avant 1950, (b) entre 1951 et 1960, (c) entre 1961 et 1970, (d) entre 1971 et 1980, (e) entre 1981 et 1985, (f) entre 1986 et 1990, (g) entre 1991 et 1995, (h) entre 1996 et 2000, (i) entre 2001 et 2004.

Nous venons de voir comment les études sur le bruit (en tant qu'objet d'étude, et en tant qu'outil) ont évolué au cours du temps. Il est maintenant intéressant de s'attarder sur les réponses que ces différentes approches ont apportées à nos connaissances de l'origine et de la nature du bruit de fond sismique.

1.3. Origine du bruit de fond

On entend par « origine du bruit » tout ce qui est source de bruit, c'est à dire toute sollicitation, autre qu'un séisme, qui génère des vibrations dans le sol. Ces sollicitations peuvent être de natures diverses et variées, citons par exemple : les marées, l'impact des vagues sur les rivages, l'écoulement de l'eau d'une rivière ou d'un torrent, la pluie ou le vent frappant le sol, les racines des arbres ou les fondations d'un immeuble vibrant sous l'effet du vent, les machines d'une usine, le roulement des trains et des voitures, ou tout simplement un homme qui marche ... La liste est longue, mais non exhaustive !

Au premier abord, il semble difficile de classer de manière cohérente les différentes sources de bruit. Néanmoins, si on s'intéresse à la nature de ces sources alors un critère simple permet d'établir une telle classification : le caractère naturel ou anthropique des ces sources. Ce critère permet de faire la distinction entre microséisme et microtrémor, correspondant respectivement à des sources d'origine naturelle et anthropique. Gutenberg (1958) fut le premier occidental à établir une telle classification en différenciant les sources par les gammes de fréquence où elles émettent. Quelques années plus tard, Asten (1978) et Asten et Henstridge (1984) établissent le même type de conclusion au cours d'une synthèse sur le bruit. Le Tableau 1-1 résume les résultats de ces recherches. D'après les résultats de ces auteurs, on peut ébaucher une première conclusion schématique de l'origine du bruit : à basse fréquence (inférieure à environ 1 Hz) les sources sont naturelles (océans, conditions météorologiques à grande échelle) ; à des fréquences intermédiaires (entre 1 et 5Hz) les sources sont soit naturelles (conditions météorologiques locales) soit anthropiques (urbaine) ; à plus haute fréquence (au delà de 5 Hz) les sources sont humaines.

	Gutenberg (1958)	Asten (1978-1984)
Vagues océaniques contrent les côtes	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Mousson / perturbations météorologiques à grandes échelles	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Cyclones au dessus des océans	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Conditions météorologiques locales	1.4-5 Hz	
Trémor volcanique	2-10 Hz	
Activité humaine	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Tableau 1-1 : synthèse des sources du bruit de fond sismique en fonction des gammes de fréquences. Synthèse établie d'après les travaux de Gutenberg (1958) et Asten (1978, 1984).

En 1963, sans faire de classification des sources de bruit, Frantti (Frantti *et al.* 1962, Frantti 1963) met en avant un changement de comportement du bruit dans le domaine spectral vers 1 Hz. Des mesures de bruit sur 48 sites différents aux Etats Unis et au Canada sont réalisées. L'auteur représente les vitesses de particule du sol pour tous les sites en fonction de la fréquence. Les enregistrements du bruit ont été faits sur des sites différents (substratums rocheux ou alluvionnaires), à des localisations variées (plus ou moins proche des océans, des montagnes, des villes), et à des périodes de temps différentes selon les sites (variabilité dans les saisons, les heures d'enregistrement). Pour le traitement, Frantti a sélectionné des enregistrements de 2 minutes parmi des intervalles de temps calme (activités humaines faibles). Les capteurs utilisés sont des sismomètres 3-composantes Benioff and Willmore 1s, et des géophones Hall-Sears 2s. La Figure 1-2 représente les vitesses particulières pour la composante verticale, en 22 sites. On voit très nettement un changement de comportement du bruit vers 1 Hz. L'amplitude de la vitesse de particule diminue quasi linéairement jusqu'à 1 Hz, ensuite elle suit une valeur plus ou moins constante (plateau) vers des plus hautes fréquences. On retrouve la limite de 1 Hz évoquée précédemment en se référant aux travaux de Gutenberg (1958, Asten (1978) et Asten et Henstridge (1984) (à basse fréquence les microséismes ont une origine naturelle, et à haute fréquence les microtrémors ont une origine anthropique). Ceci semble indiquer que suivant le type de source considéré (naturelle ou anthropique) le comportement du bruit dans le domaine fréquentiel est différent.

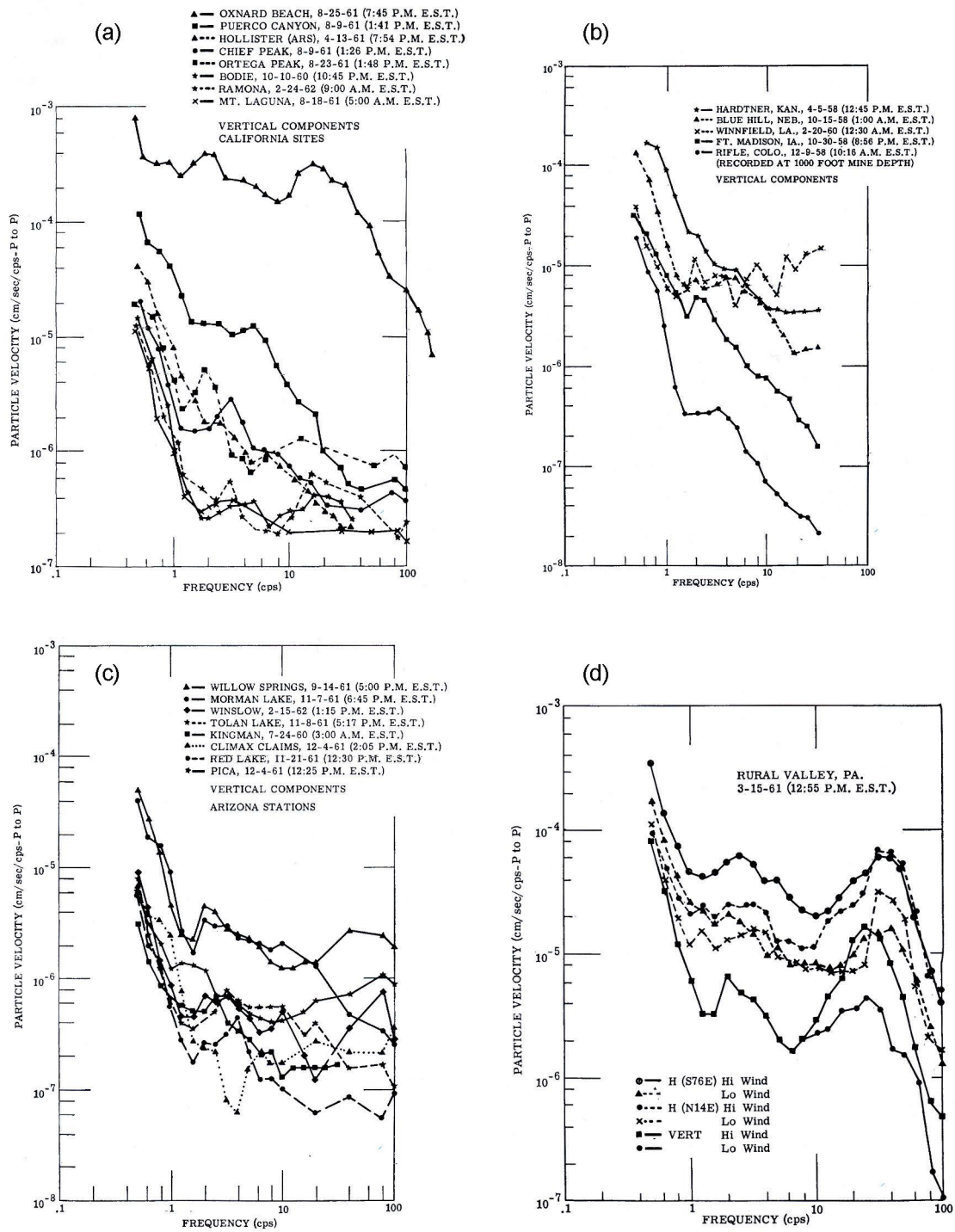


Figure 1-2 : variation fréquentielle de la vitesse particulaire de la composante verticale du bruit, enregistrée en 22 points des Etats-Unis (a, b, et c). (d) Variation suivant la composante (verticale, est et nord) et le vent. (Reproduit d'après Frantti 1963).

Yamanaka *et al.* (1993), publient des résultats intéressants sur le comportement spectral du bruit en fonction du temps. Entre le 17 et le 25 septembre 1990, les auteurs ont effectué des mesures de bruit en continu (10 minutes toutes les 2 heures), au sous-sol d'un immeuble de trois étages, sur le campus de l'université de Los Angeles (site caractérisé par des sédiments profonds). Un sismomètre horizontal de période propre 0.8s élargie électroniquement à 12s est utilisé. L'amplitude spectrale (moyenne géométrique du spectre des composantes horizontales) du bruit, à des fréquences données (0.3s et 6.5s) en fonction du temps est représentée sur la Figure 1-3. Ces chercheurs représentent également la variation de la hauteur des vagues (pour des périodes de 12 à 14s) observées à la station de Begg Rock (Californie), à une centaine de kilomètres au sud-est des côtes de Los Angeles. La Figure 1-3 montre clairement la relation qui existe entre le comportement du bruit à courte période (haute fréquence), ici 0.3s, et l'activité humaine. L'amplitude spectrale du bruit augmente et diminue 'périodiquement' en fonction du jour et de la nuit (pleine activité, ou au contraire période de repos des activités humaines). A noter également, la faible valeur de l'amplitude spectrale durant le week-end. Si on s'intéresse à l'amplitude spectrale du bruit basse fréquence, ici 0.15 Hz (6.5s), on n'observe plus de variation journalière, mais une bonne corrélation entre celle-ci et les variations de la hauteur des vagues (le niveau des vagues étant lié à des phénomènes naturels tel les marées, les dépressions/anticyclones sur les océans). Le niveau de la hauteur des vagues à Begg Rock a augmenté le jeudi 20, pour redescendre le vendredi 21 dans la journée ; on observe alors une hausse de l'amplitude spectrale du bruit durant la nuit du jeudi 20 au vendredi 21, celle-ci ne redescendant à sa valeur initiale que le samedi 22. Un changement (augmentation ou diminution) du niveau des vagues entraîne, dans un délai d'un jour, une variation de l'amplitude spectrale.

Ces constatations soulignent une fois de plus le comportement différent du bruit, dans le domaine fréquentiel suivant son origine (naturelle ou anthropique), et là encore une limite basse fréquence/haute fréquence apparaît.

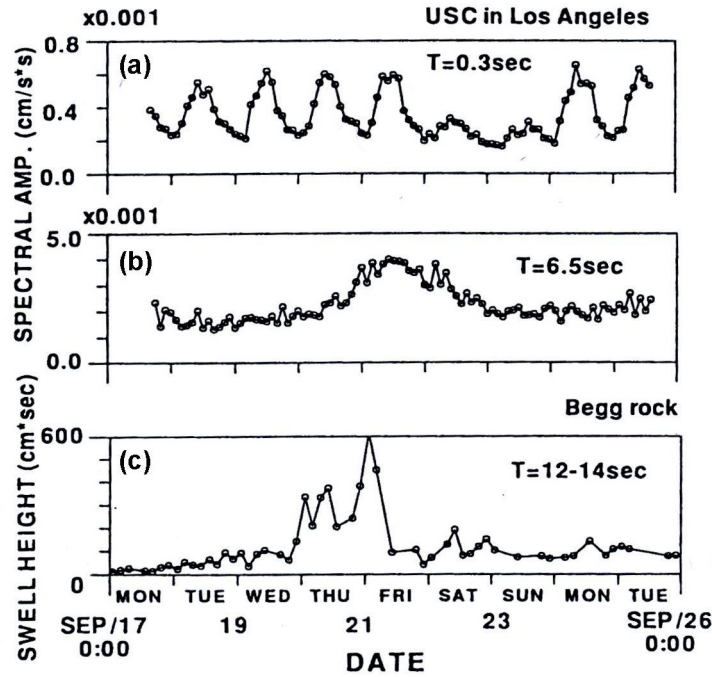


Figure 1-3 : variations de l'amplitude spectrale du bruit en fonction du temps (composante horizontale filtrée à 0.3 (a), et 6.5 secondes (b)), à Los Angeles. (c) Variations de l'amplitude des vagues enregistrées à 100 km des côtes de Los Angeles (reproduit d'après Yamanaka *et al.* 1993).

Kanai et Tanaka (1961) montrent des résultats similaires sur des enregistrements continus obtenus à Tokyo (Japon). La période propre des sismomètres étant de 1s, uniquement la partie courte période du bruit est considérée dans cette étude. Ils regardent la variation temporelle sur 24 heures de l'amplitude maximale du bruit, pour deux jours différents (le 13 octobre 1955, et le 12 septembre 1956). Les auteurs montrent que durant la journée l'amplitude maximale est comprise entre 0.4 et 0.5 micromètre, alors que la nuit cette valeur chute entre 0.1 et 0.2 micromètre. Ceci met une fois de plus en évidence la relation qui existe entre l'amplitude du bruit, pour des fréquences supérieures à 1 Hz, et l'activité humaine. De plus, en mesurant l'amplitude du bruit en 30 points différents au Japon (type de sol différent), durant la journée et la nuit, la relation suivante (Equation 1-1) est montrée :

$$\overline{\text{Amplitude spectrale (nuit)}} = 0.3 \times \overline{\text{Amplitude spectrale (jour)}}^{1/2} \quad (1-1)$$

A l'inverse de Kanai et Tanaka qui ont regardé le bruit au delà de 1 Hz, Haubrich *et al.* (1963) et Akamatsu *et al.* (1992) se sont intéressés à la partie basse fréquence du bruit. En relation avec les travaux de Longuet-Higgins (1950), puis plus tard de (Friedrich *et al.* 1998), les auteurs montrent une bonne corrélation entre l'amplitude des microséismes (en dessous de 1 Hz) et l'amplitude des vagues (la période prédominante des microséismes est égale à la moitié de la période propre des vagues).

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le développement des techniques de réseau dès la moitié du siècle dernier, a été bénéfique pour la compréhension du bruit. En 1968, avec les données du réseau LASA (Large Aperture Seismic Array) dans le Montana (Etats Unis), Toksöz *et al.* (1968) appliquent une analyse en fréquence–nombre d'onde (F-K) pour étudier la direction de propagation du bruit. Pour des basses fréquences (0.2-0.6 Hz), deux sources sont localisées : l'océan Pacifique et la mer du Labrador. Horike (1985) applique le même type d'analyse (F-K, maximum de vraisemblance (Capon *et al.* 1967, Capon 1969)) à des données collectées à Osaka (Japon). L'auteur montre qu'à basse fréquence (0.68-0.8 Hz) les sources de bruit sont distribuées le long de la baie d'Osaka (effet des vagues sur le rivage) ; à plus haute fréquence (1.4-1.7 Hz) celles ci semblent être attribuées au trafic urbain de la ville d'Osaka.

Pour illustrer ce qui vient d'être dit, attardons nous un instant sur les travaux de Satoh et al. (Satoh *et al.* 2001). Ces auteurs ont déployé un réseau de vélocimètre 3-composantes (bande passante 0.025-70 Hz) dans le bassin de Sendai (Japon) durant la nuit. Les composantes verticales des enregistrements sont analysées avec la méthode F-K (maximum de vraisemblance (Capon *et al.* 1967, Capon 1969)). D'après la Figure 1-4, on voit qu'à basse fréquence le bruit provient de la ville de Sendai, et à haute fréquence de l'océan Pacifique. Une fois de plus, on identifie le bruit basse fréquence à des sources naturelles (océaniques) et à plus hautes fréquence, à des sources anthropiques.

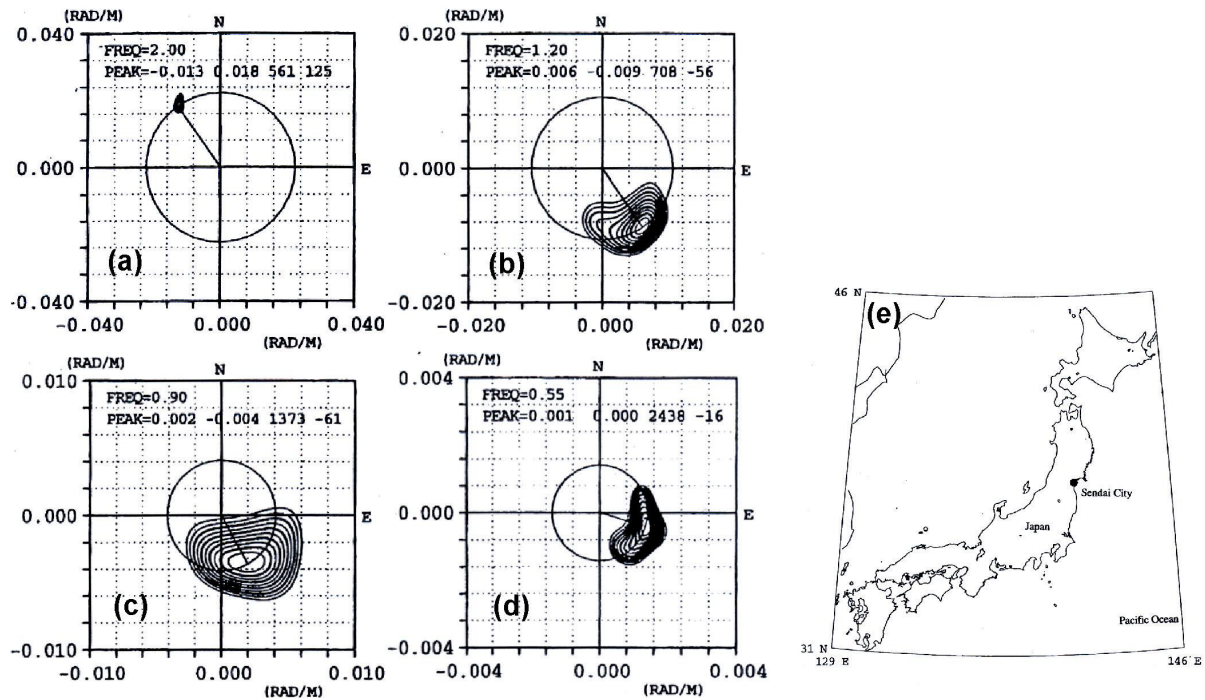


Figure 1-4 : cartes de vitesses d'après des analyses F-K d'enregistrement de bruit en réseau dans le bassin de Sendai (Japon), pour les fréquences (a) 2 Hz, (b) 1.2 Hz, (c) 0.9 Hz, (d) 0.55 Hz.. (e) Localisation du bassin de Sendai (reproduit d'après *Sato et al.* 2001).

D'après les différents travaux sur l'origine du bruit, on peut conclure qu'il existe deux origines distinctes : naturelle et anthropique. Suivant que le bruit est issu de l'une ou l'autre de ces sources, son comportement (temporel et fréquentiel) est différent. L'amplitude du bruit urbain a une variation journalière et hebdomadaire, à l'inverse de celui du aux phénomènes naturels. On peut établir une limite moyenne à 1 Hz comme étant la « frontière » entre le bruit naturel et anthropique. Au regard des différentes études, on obtient le schéma suivant sur l'origine du bruit :

- fréquence < 0.5 Hz: du aux conditions météorologiques et océaniques à grande échelle ;
- fréquence ~ 1 Hz: du à l'effet du vent et aux conditions météorologiques régionales/locales ;
- fréquence > 1 Hz: du à l'activité humaine.

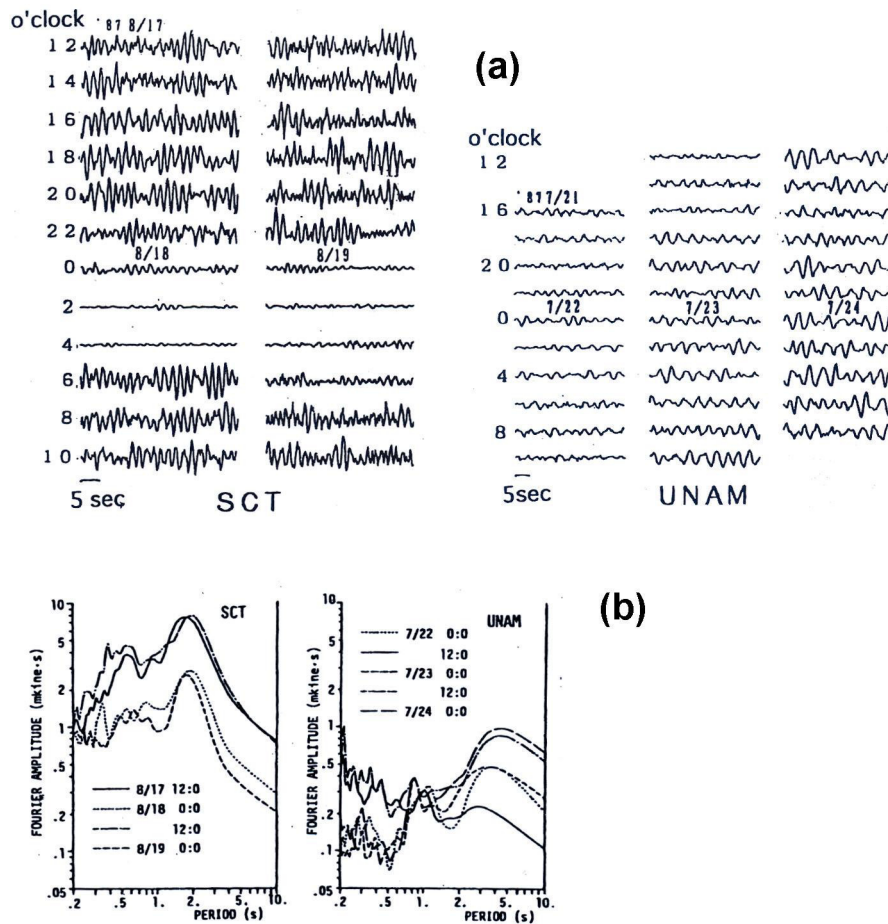


Figure 1-5 : mesure de bruit en continu à Mexico. (a) Variations des amplitudes en fonction du temps pour les sites SCT (sédiments) et UNAM (rocher). (b) Variations des amplitudes spectrales pour différentes heures d'enregistrement (reproduit d'après Seo 1997).

Cette limite n'est pas aussi franche que le laisse apparaître cette vue schématique. D'après Seo (1997) elle peut être décalée vers les basses fréquences dans le cas de sol mou tel le bassin de Mexico (Mexique). La Figure 1-5 montre deux enregistrements de bruit continu à Mexico (composante horizontale), un sur un site de sédiment (SCT) et un autre sur un site au rocher (UNAM). Dans le domaine temporel on note la différence de comportement de l'amplitude du bruit entre les deux sites : sur sédiment on voit une variation jour/nuit, sur le site au rocher on voit également une variation de l'amplitude qui n'est cependant pas corrélée avec l'alternance jour/nuit. On retrouve le même phénomène dans le domaine fréquentiel : pour le site sur sédiment il y a une variation jour/nuit de l'amplitude spectrale sur toute la gamme de fréquence, alors que pour le site au rocher cette variation n'apparaît que pour des

fréquences supérieures à 1 Hz. L'auteur conclut que dans le bassin mou de Mexico, l'amplitude du bruit dû à l'activité humaine est largement supérieure à celle des microséismes. De plus, la signature de bruit anthropique (variation journalière de l'amplitude spectrale) est observée sur une gamme de fréquence élargie (entre 0.1 et 5 Hz).

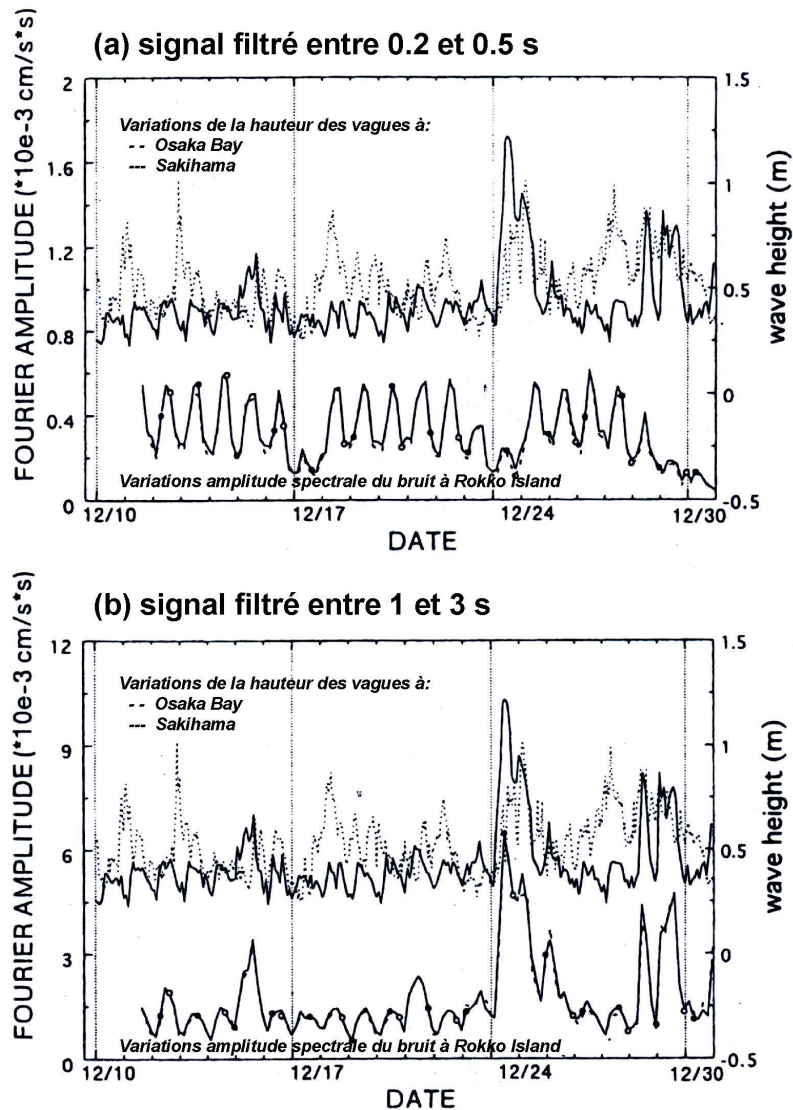


Figure 1-6 : Comparaison entre les amplitudes spectrales enregistrées à Rokko Island et les variations de la hauteur des vagues mesurée à Osaka Bay et mesurée à Sakihama sur la côte Pacifique. Les résultats sont présentés pour deux intervalles de périodes : 0.2-0.5 secondes (a), et 1-3 secondes (b), (reproduit d'après Seo 1997).

Dans le même article, Seo (1997) présente d'autres résultats d'enregistrements continus de bruit (trois semaines) mesurés à Rokko Island (Kobe, Japon). Sur la Figure 1-6 on peut voir la variation de l'amplitude spectrale du bruit en fonction du temps et de la période : entre 0.2 et 0.5 seconde et entre 1 et 3 seconde. L'auteur représente également la variation de la hauteur des vagues observée dans la baie d'Osaka (à proximité de Rokko Island) et à Sakihama sur la côte pacifique. Pour le bruit filtré entre 0.2 et 0.5 seconde, on retrouve la signature du microtrémor, c'est-à-dire une variation de l'amplitude spectrale journalière et hebdomadaire. Pour le bruit filtré entre 1 et 3 secondes, on observe la encore une variation journalière, mais pas de variation hebdomadaire. Par ailleurs, la variation d'amplitude du niveau des vagues dans la baie d'Osaka admet aussi une variation journalière. Ces observations ne nous permettent pas d'affirmer ou d'infirmer l'hypothèse de Seo (1997), à savoir que les caractéristiques géologiques d'un bassin (avec une fréquence de résonance inférieure à 1 Hz) peuvent permettre l'amplification du microtrémor basse fréquence (i.e. inférieure à 1 Hz), ou bien s'il existe une variation journalière des microséismes à basse fréquence ? Jusqu'à présent cette question reste ouverte.

1.4. Nature du bruit

L'intérêt que les chercheurs ont porté au bruit ne s'est pas cantonné à la seule connaissance de son origine. Très tôt, ils se sont également intéressés à la composition physique du champ d'ondes du bruit de fond sismique, ou encore nature du bruit.

On peut qualifier les premières études sur la nature du bruit de préambule historique par rapport aux études des vingt dernières années. Cette formulation n'enlève rien à la qualité et l'intérêt de ces études, elle souligne simplement le fait que les progrès sur la qualité du matériel, les techniques de traitement et les capacités toujours croissantes des ordinateurs, donnent plus de poids aux études récentes. Pour définir complètement la composition du bruit, il semble approprié de chercher à quantifier les trois rapports suivants :

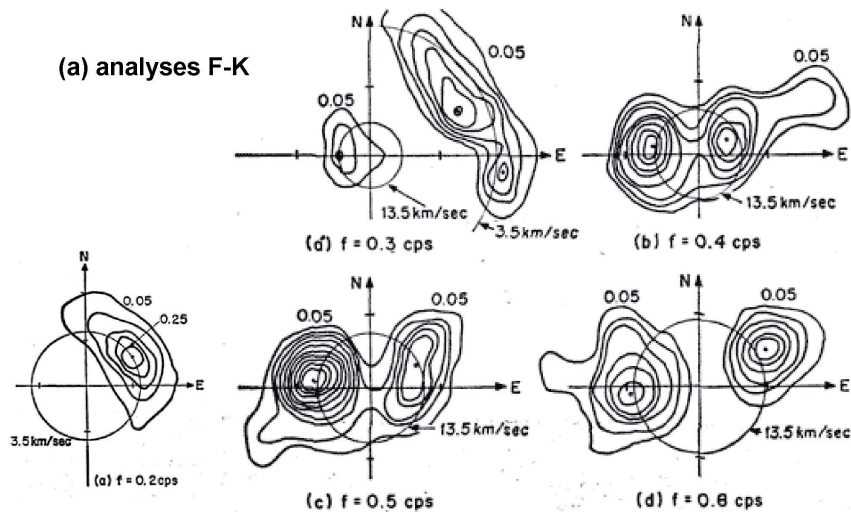
- le rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface ;
- le rapport entre les ondes de Rayleigh et les ondes de Love ;
- le rapport entre le mode fondamental de Rayleigh et les modes supérieurs.

Il est judicieux de penser que la caractérisation de ces trois rapports permettra de parvenir à la compréhension du bruit.

1.4.1. Rapport entre ondes de volume et ondes de surface

En 1968, Toksoz et Lacoss (Toksöz et Lacoss 1968) utilisent les données du réseau LASA (Large Aperture Seismic référence), Montana (Etats Unis), pour des analyses F-K (21 sismomètres larges bandes, 3 composantes). En comparant les vitesses de phases observées avec les vitesses théoriques du milieu, les auteurs en déduisent la nature des ondes présentes dans le bruit en fonction de la fréquence. D'après la Figure 1-7, Toksoz et Lacoss font les conclusions suivantes sur la nature des ondes :

- à 0.2 Hz, la vitesse de phase observée est de 3.5 km/s, d'après les vitesses théoriques calculées de la structure il s'agit de modes supérieurs des ondes de Rayleigh (1^{er} ou 2^{ième} mode)
- à 0.3 Hz, les auteurs identifient deux vitesses. La vitesse de 3.5 km/s correspondant aux ondes de Rayleigh et une autre égale à 13.5 km/s. La deuxième vitesse (élevée) est attribuée à la vitesse de phase des ondes de volume en compression (ondes P), seules ondes (d'après Toksoz et Lacoss) qui ont cette vitesse dans ce milieu. On a donc un mélange de différents types d'ondes à cette fréquence (mode supérieurs de Rayleigh et ondes P)
- entre 0.4 et 0.8 Hz, il n'apparaît plus que les ondes se propageant à 13.5 km/s, toujours identifiées aux ondes P
- pour des fréquences inférieures à 0.15 Hz, les auteurs estiment qu'il s'agit du mode fondamental des ondes de Rayleigh, mais sans vraiment le démontrer.



(b) courbes de dispersion théorique des ondes de Rayleigh

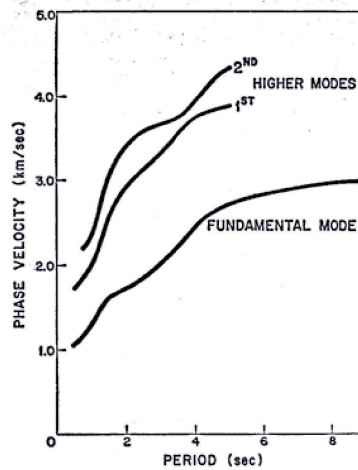


Figure 1-7 : (a) cartes de vitesses (pour différentes périodes) obtenus d'après des analyses F-K sur des enregistrements de bruit issus du réseau LASA. (b) Courbes de dispersion théoriques des ondes de Rayleigh (d'après Toksoz et Lacoss 1968).

Pour étudier la nature du bruit, Douze (1964, 1967) applique une autre technique que ces confrères, il fait des mesures de bruit en profondeur dans différents forages. La Figure 1-8 (a) présente la variation du rapport entre l'amplitude spectrale du bruit en profondeur et à la surface en fonction de la période, pour le forage de Eniwetok Island (profondeur 1288 m, Iles Marshall). On voit clairement la forte décroissance de ce rapport en dessous de 2 seconde ($F > 0.5$ Hz), ceci suggère que les ondes enregistrées en surface sont des ondes de surface. Pour des périodes supérieures à 2 seconde ($F < 0.5$ Hz), on observe une valeur constante du rapport quasi égale à 1 indiquant qu'il s'agit plutôt d'ondes de volume (pas de décroissance de l'amplitude avec la profondeur, à l'inverse des ondes de surface). La Figure 1-8 (b) nous

montre ce même rapport pour trois périodes différentes (0.5, 1 et 2 sec) à un autre forage : Apache (profondeur 2917 m, Oklahoma).

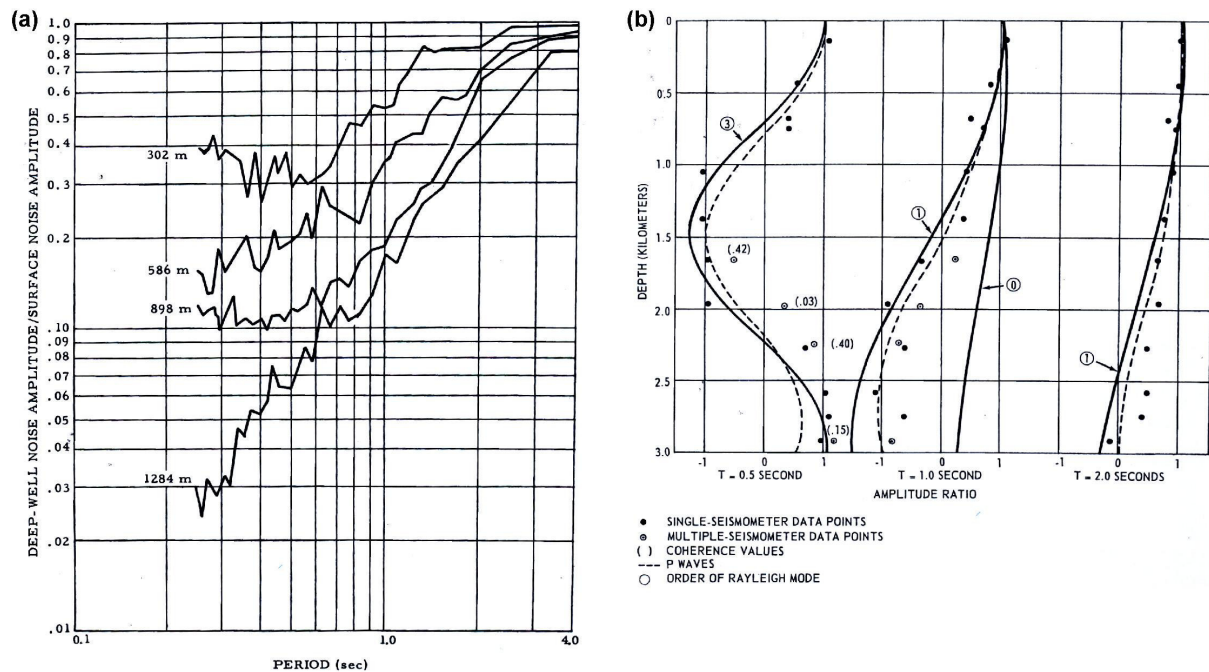


Figure 1-8 : rapport des amplitudes spectrales mesurées en profondeur par rapport à celles mesurées à la surface (composante verticale), en fonction de la période (a) pour le forage de Eniwetok Island (d'après Douze 1964) ; (b) pour le forage de Apache (d'après Douze 1967). Les valeurs observées sont représentées par les points, les courbes théoriques des ondes P par les lignes tirets, et les courbes théoriques des ondes de Rayleigh par les lignes pleines.

Sur la Figure 1-8, Douze représente les courbes théoriques de décroissance de l'amplitude du bruit en profondeur par rapport à la surface pour les ondes P et les différents modes de propagation des ondes de Rayleigh pour ce milieu. En comparant les courbes observées et théoriques, Douze conclut que :

- à 0.5 sec (2 Hz) le bruit est un mélange d'onde P et du 3^{ème} mode de Rayleigh ;
- à 1 sec (1 Hz) c'est également un mélange d'onde P, mais avec le 1^{er} mode de Rayleigh ;
- à 2 sec (0.5 Hz) il est difficile d'établir une conclusion claire. Toutefois, à la vue de la Figure 1-8, il semble que là aussi ce soit un mélange d'ondes P et du 1^{er} harmonique de Rayleigh.

Les deux analyses de Toksoz (1968) et Douze (1964,1967) présentées ci dessus, font partie des études dites historiques, pour les raisons citées en introduction de cette partie. Intéressons nous maintenant à des études plus récentes en commençant par les travaux de Yamanaka *et al.* (1994). Ces chercheurs effectuent des observations de microséismes à basse fréquence dans la partie nord ouest de la plaine de Kanto (Japon). Deux capteurs ont enregistré le bruit en continu (10 minutes toutes les 2 heures) sur deux sites différents : un sur des sédiments, et l'autre sur du rocher. Un capteur est constitué de 3 sismomètres (un pour chaque composante) de période propre 2 seconde chacun. La Figure 1-9 montre la comparaison entre le rapport spectral des composantes horizontales sur verticale et les courbes théoriques d'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh pour chacun des deux sites considérés. Pour le site sur les sédiments (HMY) on voit une bonne corrélation entre le rapport spectral et l'ellipticité des ondes de Rayleigh (mode fondamental), pour des périodes comprises entre 1 et 10 seconde (0.1-1 Hz). Ceci suggère que pour ce site le bruit basse fréquence (0.1-1 Hz) est majoritairement constitué du mode fondamental des ondes de Rayleigh. Pour le site au rocher (OGW), non représenté ici, les auteurs n'ont pas reporté l'ellipticité des ondes de Rayleigh, on ne peut donc rien conclure sur la nature des ondes à ce site.

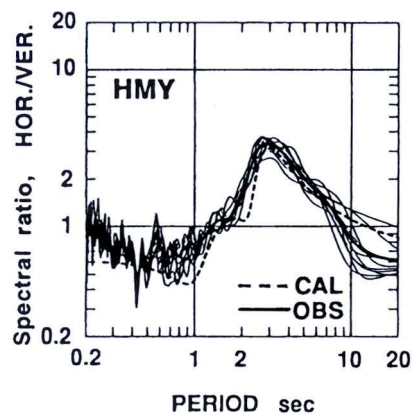


Figure 1-9 : rapport spectral H/V observé (ligne pleine) et courbe d'ellipticité théorique des ondes de Rayleigh fondamentale (ligne tiretée) pour un site sédimentaire HMY sur la plaine de Kanto (d'après Yamanaka *et al.* 1994).

Dans les années 80, Li *et al.* (1984) et Horike (1985) utilisent tous les deux la même méthode pour déterminer la nature du bruit. Ces chercheurs ont comparé les vitesses théoriques des ondes dans des sols connus avec celles observées (en utilisant les techniques de mesure en réseau). A Lajitas (sud ouest du Texas), en faisant des mesures de bruit à haute fréquence (1-20 Hz), Li et al. montrent que le microtrémor est un mélange de modes supérieurs de Rayleigh et/ou d'onde P. Horike s'est aussi intéressé au bruit pour de plus faibles fréquences, à Osaka (Japon), Grâce à un réseau de 11 capteurs de période propre 1 seconde (composante verticale), et une analyse F-K, il a mis en avant les résultats suivant :

- entre 0.5 et 0.9 Hz le bruit est principalement constitué du mode fondamental des ondes de Rayleigh ;
- entre 0.9 et 2.98 Hz le mode fondamental est détecté, mais également des modes supérieurs de Rayleigh.

Le Tableau 1-2 schématise les conclusions des différents auteurs sur la nature du bruit. Il semble qu'il existe un accord entre les auteurs « récents » (Li et al., Horike, Yamanaka et al.) pour dire que les microséismes (fréquence < 1 Hz) sont constitués majoritairement du mode fondamental des ondes de Rayleigh. En revanche, il est difficile d'établir une conclusion claire sur la composition physique du bruit à plus haute fréquence : un mélange d'ondes P et d'ondes de Rayleigh (mode fondamental et/ou supérieur) ?

	Fréquence																Hz			
	0				0.5					1				1.5				2		
Douze 1968					R1/P					R1/P								R3/P		
Toksoz 1964/67	Ro		R+	P/R+	P															
Li 1984													R+	and / or	P					=> 20hz
Horike 1985							Ro								Ro / R+					=> 3 hz
Yamanaka 1994				Ro																

P = Ondes de volumes
Rn = Ondes de Rayleigh
n=0 : mode fondamental
n=1,2... : n mode supérieur
n=+ : modes supérieurs (pas de précision sur l'ordre)

Tableau 1-2 : synthèse de la nature du bruit de fond établie d'après les conclusions de différents auteurs (Toksoz *et al.* 1968, Douze 1964-67, Li *et al.* 1984, Horike 1985, Yamanaka *et al.* 1994).

1.4.2. Rapport entre ondes de Rayleigh et ondes de Love

Toutes les études présentées dans ce paragraphe s'appuient sur l'hypothèse que le bruit est constitué majoritairement des ondes de surface.

En 1998, Ohmachi *et Umezono* (1998) simulent du bruit en résolvant les équations de propagation des ondes de surface dans un milieu à une couche sur un demi espace infini (équations établies par Harkrider (1964)). Pour différents modèles de sol, et types d'excitations (nombre, position et direction des forces appliquées pour modéliser les sources), le rapport des composantes spectrales horizontales sur verticale (rapport H/V) des signaux synthétiques et la cohérence entre ces composantes sont analysés. D'après ces auteurs, ce calcul de cohérence serait un bon indicateur du rapport Rayleigh sur Love (et par la même un bon indicateur du facteur d'amplification du site, toujours d'après leur étude). Toutefois leurs simulations montrent que la proportion d'ondes de Rayleigh dans le bruit varie en fonction du type d'excitation (force verticale, transverse ou radiale), de la direction d'observation, et du contraste d'impédance du sol. Cette proportion varie entre 10 et 90%, avec un taux maximum égale à 30% ! Une telle variabilité du taux d'ondes de Rayleigh dans le bruit, en fonction de divers paramètres (type d'excitation, direction source-récepteur, et le contraste d'impédance) nous amène à poser la question suivante : est ce que cette variation importante de la proportion d'ondes de Rayleigh dans le bruit en fonction du type de sources et du contraste du sol, ne relève pas de toute la complexité et la dépendance des ces différents paramètres entre eux ?

La même année Chouet *et al.* (1998) publient une étude du trémor volcanique du Stromboli (Italie). En mai 1992 ils effectuent des mesures de bruit en réseau (différentes ouvertures) avec des capteurs courte période (0.5 s). En appliquant la méthode d'autocorrélation spatiale introduite par Aki (1957, 1965), les coefficients d'autocorrélation spatiale entre les différents enregistrements des capteurs sont calculés. Par inversion des courbes d'autocorrélation, les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et de Love sont obtenus. L'utilisation de la composante verticale des signaux permet d'obtenir la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh. Pour calculer la courbe de dispersion des ondes de Love, le rapport d'énergie entre les ondes de Rayleigh et de Love est fixé à une valeur constante 0.3. En d'autre terme, les ondes de Love (L) sont censées transporter 77% de l'énergie totale du bruit (B), et 23% le sont par les ondes de Rayleigh (R) (Equation 1-2 à 1-5). Ce résultat est intéressant mais à

considérer avec précaution dans notre étude : bien qu'il y ait des similitudes, il est inexact de considérer que les trémors volcaniques et le bruit de fond sismique sont deux phénomènes identiques.

$$B = R + L \quad (1-2)$$

d'où
$$1 = \frac{R}{B} + \frac{L}{B} \quad (1-3)$$

et si $\frac{R}{L} = 0.3$, alors $\frac{R}{B} = 0.3 \frac{L}{B}$, et
$$\frac{L}{B} = \frac{1}{1+0.3} \quad (1-4)$$

donc
$$\frac{L}{B} = 77\% \text{ et } \frac{R}{B} = 23\% \quad (1-5)$$

Yamamoto (2000) utilise la même méthode que Chouet *et al.* (1998) pour estimer le rapport d'énergie entre les ondes de Rayleigh et de Love. Une campagne d'enregistrement de bruit en réseau est mise en place sur trois sites distincts de la ville de Morioka au Japon (période propre des sismomètres 3-composantes : 1 s). A la différence de Chouet *et al.*, les proportions des ondes de Love par rapport aux ondes de Rayleigh sont estimés en fonction de la fréquence. Les résultats pour le site de Nioh, et pour un intervalle de fréquence de 3 à 10 Hz sont présentés sur la Figure 1-10. En fonction de la fréquence, 60 à 85% de l'énergie du bruit est transporté par les ondes de Love (fréquence de 3 à 8 Hz). Pour les deux autres sites des valeurs différentes sont observées, mais toujours supérieures à 50%. Yamamoto conclut que pour des sites urbains, et pour des fréquences comprises entre 3 et 10 Hz, il y a plus d'énergie transportée, dans le bruit (microtémor), par les ondes de Love que par les ondes de Rayleigh.

Arai *et al.* (1998, 2000) effectuent des mesures de bruit de fond en réseau (avec des capteurs 3 composantes) au Japon sur 4 sites différents : site A (Yumenoshima, Tokyo) ; site B (Rokko Island, Kobe) ; site C (Asahi, Kushiro) ; site D (Kotobuki, Kushiro). Comme Yamamoto (2000), le rapport entre Rayleigh et Love en fonction de la fréquence est déterminé par la méthode d'autocorrélation spatiale. par ailleurs ce rapport est également estimé par une analyse en réseau F-K (« beam-forming »). Les rapports Rayleigh sur Love, en fonction de la période, estimés par ces deux méthodes sont présentés sur la Figure 1-11.

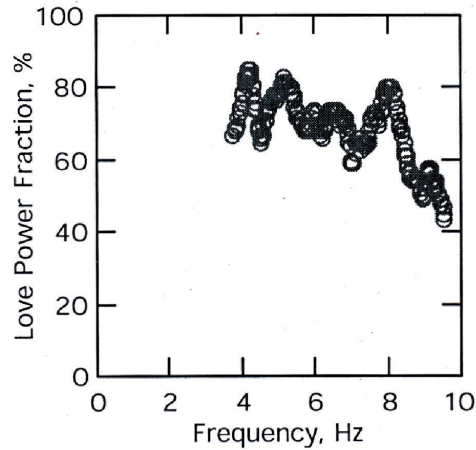


Figure 1-10 : proportion d'ondes de Love contenue dans le bruit total, pour un intervalle de fréquence de 3 à 10 Hz, au site de Nioh (Moriaka, Japon), (reproduit d'après Yamamoto 2000).

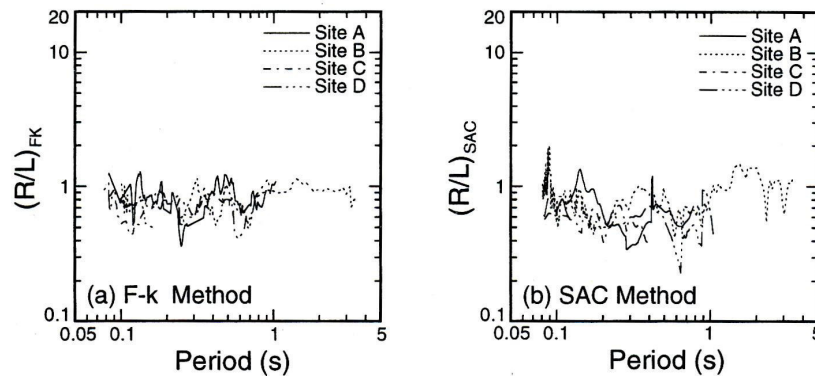


Figure 1-11 : rapport d'énergie entre les ondes de Rayleigh et de Love estimé en quatre sites différents, d'après deux techniques en réseau différentes : (a) analyses F-K, (b) méthode d'autocorrélation spatiale, (reproduit d'après Arai et Tokimatsu, 1998).

Pour les quatre sites, et pour des périodes comprises entre 0.08 et 1 s, le rapport entre les ondes de Rayleigh et les ondes de Love contenues dans le bruit, varie autour d'une moyenne de 0.7 (pour les deux méthodes). D'après les Equations 1-2 à 1-5, on peut en déduire que pour des fréquences supérieures à 1 Hz (bruit anthropique) le bruit est constitué de 40% d'ondes de Rayleigh et 60% d'ondes de Love.

Durant l'année 1999, Cornou (2002) met en place un réseau de 13 sismomètres (3 Lennartz Le3D-0.05s, et 10 Guralp CMG40-20s) au sud est de la ville de Grenoble (France). Ce chercheur enregistre le bruit en continu durant 4 mois (de février à mai). Par une méthode d'analyse en réseau haute résolution MUSIC le bruit basse fréquence (< 1Hz) du bassin Grenoblois est étudié. Après avoir observé que les vitesses des ondes traversant le réseau (à basse fréquence) sont proches des vitesses théoriques des ondes de Rayleigh et de Love, le rapport d'énergie entre Rayleigh et Love est estimé. Le rapport entre les énergies véhiculées par les composantes radiale et verticale, sur l'énergie totale du bruit permet, au premier ordre, d'avoir une estimation de la proportion des ondes de Rayleigh et de Love contenues dans le bruit. On peut résumer ceci par l'Equation 1-6:

$$E_{composante} (transverse + radiale) / E(totale) = \text{Proportion des ondes de Rayleigh} \quad (1-6)$$

Jours juliens	Heures (TU)	Proportion d'ondes de Rayleigh dans le bruit
076	01-02	63 +/- 7
	15-16	59 +/- 10
085	01-02	61 +/- 12
	15-16	63 +/- 9
090	01-02	65 +/- 12
	05-06	63 +/- 15
	15-16	65 +/- 10
105	01-02	63 +/- 8
	05-06	65 +/- 7
	15-16	65 +/- 7

Tableau 1-3: proportion d'ondes de Rayleigh contenue dans le bruit (rapport R1 exprimé en pourcentage, +/- la déviation standard). Proportion estimée par la méthode d'analyses en réseau haute résolution MUSIC, et pour différents jours et heures (reproduit d'après Cornou 2002).

Le Tableau 1-3 reprend les résultats obtenus pour différents jours et heures d'analyse. On constate que pour la gamme de fréquence investiguée (0.2-1Hz) ce rapport varie peu autour de 63% +/- 10%. Forts de ces résultats Cornou conclue que le bruit à basse fréquence est constitué de 60% d'ondes de Rayleigh et 40% d'ondes de Love dans le bassin de Grenoble (Alpes, France).

Le Tableau 1-4 synthétise les résultats des différents auteurs sur le rapport des ondes de Rayleigh et de Love. A la vue de ces résultats il est difficile d'établir une conclusion univoque sur la proportion des ondes de Rayleigh et de Love présentes dans le bruit. Pour des gammes de fréquence à peu près équivalente (microtrémor) Chouet *et al.*, Yamamoto et Arai *et al.* obtiennent des valeurs quantitatives différentes, mais sont cependant d'accord sur la prééminence des ondes de Love dans le bruit. Rappelons que l'étude de Chouet *et al.* concerne le trémor volcanique, ses résultats sont donc à considérer avec prudence dans notre étude du bruit de fond sismique. Pour ce qui concerne le bruit basse fréquence, il est également difficile d'apporter une conclusion étant donné qu'il n'y a eu qu'une seule étude réalisée : Cornou en 2002. Il ressort quand même un point commun entre ces différentes études : elles sont toutes basées sur des mesures de bruit de fond en réseau. Bien que pour le moment les résultats concernant le rapport Rayleigh sur Love divergent, il semble que les mesures de bruit en réseau (3 composantes) soient une clef possible pour apporter une réponse statistiquement plus fiable.

	Fréquence	Rayleigh (%)	Love (%)	Sites
Chouet et al., 1998	> 2 Hz	23%	77%	Volcan
Yamamoto, 2000	3 – 10 Hz	< 50%	> 50%	Couches sédimentaires (épaisseur < 100m)
Arai et al., 1998	1 – 12 Hz	40%	60%	Couches sédimentaires (épaisseur < 100m)
Cornou, 2002	< 1 Hz	60%	40%	Bassin sédimentaire (épaisseur ~500m)

Tableau 1-4 : synthèse des conclusions à propos de la proportion des ondes de Rayleigh et de Love contenues dans le bruit de fond. Synthèse établie d'après Chouet *et al.* 1998 (pour le trémor volcanique), Yamamoto 2000, Arai *et al.* 1998, Cornou 2002).

1.4.3. Rapport entre le mode fondamental et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh

L'existence (ou non) de modes supérieurs pour les ondes de Rayleigh dans le bruit n'a été que très rarement abordée dans la littérature sur le bruit. Les chapitres précédents ont mis en avant le manque de connaissances actuelles sur la nature des ondes constituant le bruit (ondes de volume ou de surface ? ondes de Love ou de Rayleigh ?). Résoudre cette interrogation est un préalable nécessaire à l'étude du rapport entre le mode fondamental et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh dans le bruit.

Sans apporter de réponse quantitative à cette question, Tokimatsu (1997) a cependant montré, sur des modèles théoriques, que les modes supérieurs des ondes de Rayleigh peuvent être présents dans le bruit. Les équations de déplacement des ondes de Rayleigh excitées par un point source à la surface d'un modèle de sol stratifié sont résolues numériquement. En calculant les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh simulées, et en les comparant aux courbes de dispersions théoriques des différents modes des ondes de Rayleigh, l'auteur met en évidence la présence des modes supérieurs en fonction du type de modèle de sol considéré. La Figure 1-12(a) montre les caractéristiques physiques des modèles utilisés, les courbes de dispersions des ondes de Rayleigh correspondantes sont présentées sur la Figure 1-12(b). Dans le cas du modèle de sol (1), pour des fréquences comprises entre 5 et 80 Hz, la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh suit celle du mode fondamental. Notons que pour ce modèle, la vitesse des ondes de cisaillement V_s croît avec la profondeur. Pour le deuxième modèle de sol (cas 2), pour des fréquences supérieures à 30 Hz, la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh issue de l'analyse en réseau, saute de mode en mode jusqu'au 4^{ième} ordre. On observe le même phénomène dans le cas 3 où la courbe de dispersion suit celle du mode fondamental excepté autour de 10 Hz où elle suit le 2^{ième} mode supérieur. Dans les cas 2 et 3, on note que les modèles de sol considérés ont une couche à moindre vitesse dans leur stratification.

(a)

Layer No.	Thickness H (m)	Density ρ (Mg/m ³)	V_p (m/s)	V_s (m/s)		
				Case 1	Case 2	Case 3
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	2	1.8	360	80	180	80
2	4	1.8	1000	120	120	180
3	8	1.8	1400	180	180	120
4		1.8	1400	360	360	360

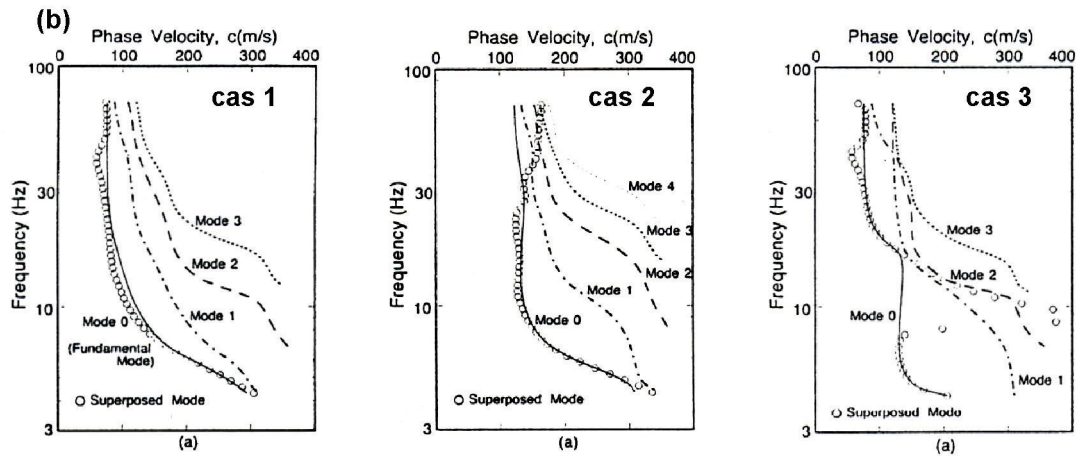


Figure 1-12 : (a) modèles de vitesse considéré pour le calcul des courbes de dispersion. (b) Courbe de dispersions calculées (cercles), et courbes de dispersions théoriques des différents modes de Rayleigh pour les trois cas de modèles de vitesse considéré.

Bien que Tokimatsu n'apporte pas une réponse quantitative au rapport entre le mode fondamental et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh, les points suivants sont mis en évidence :

- les modes supérieurs des ondes de Rayleigh peuvent exister dans le bruit simulé avec de sources de surface ;
- la stratification du sol (profil de vitesse des ondes de cisaillement) joue un rôle important dans l'excitation des modes supérieurs.

1.5. Conclusion sur l'origine et la nature du bruit de fond

Les conclusions établies par les différents auteurs sur l'origine du bruit sont, pour la plupart, en accord les unes par rapport aux autres. Il a été montré que les comportements fréquentiel et temporel du bruit sont différents selon l'origine de ce dernier : naturelle ou anthropique. Le bruit naturel doit son origine aux phénomènes océaniques et aux conditions météorologiques à grandes échelles, le bruit anthropique étant lié à l'activité humaine. Suite aux résultats montrés dans cette étude, il semble que la limite entre les deux « types de bruit » se situe vers 1 Hz. Toutefois, il faut rester prudent sur cette valeur de 1 Hz marquant la frontière entre le bruit naturel et anthropique. Il semble adéquat de mener des investigations plus poussées pour déterminer cette valeur, et mettre en avant le rôle éventuel de la géologie des sols dans le comportement spectral du bruit. Une telle étude est présentée au chapitre 4.

Concernant la nature du bruit, ce travail bibliographique montre le manque de connaissances actuelles à ce sujet. Il est difficile d'établir des conclusions univoques sur la composition du champ d'ondes constituant le bruit. Au travers cette synthèse bibliographique, nous n'avons pas pu apporter de réponse satisfaisante aux trois rapports qu'on cherche à estimer pour caractériser le bruit : 1) le rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface, 2) le rapport entre les ondes de Rayleigh et les ondes de Love, et 3) le rapport entre le mode fondamental des ondes de Rayleigh et les modes supérieurs). Toutefois, sans apporter des réponses absolues, cette étude bibliographique montre les voies possibles à suivre pour caractériser le bruit.

- Pour estimer le rapport entre les ondes de volume et les ondes de surface, les mesures de bruit en forage semblent être bien appropriées. En comparant la décroissance de l'amplitude spectrale du bruit en fonction de la profondeur avec les valeurs théoriques (pour des sites connus), on pourrait peut être accéder à la proportion entre les ondes de volumes et de surface. Toutefois, il faut souligner qu'une telle expérience est difficile à mettre en œuvre sur le terrain : difficulté pour trouver un forage non tubé, d'un diamètre suffisamment large pour accueillir un vélocimètre large bande, ce capteur doit également remplir les conditions pour supporter l'eau et la pression à l'intérieur du forage. Du fait de ces difficultés pratiques nous n'avons pas formellement exploré cette voie.
- Les mesures en réseaux avec des capteurs 3 composantes semblent être une clef importante pour caractériser les types d'ondes de surface (Rayleigh ou Love) présentes

dans le bruit. Avec des traitements d'antennes haute résolution de type CAPON MUSIC ou la méthode d'autocorrélation spatiale SPAC, on devrait pouvoir estimer la proportion entre les ondes de Rayleigh et de Love. Cette voie sera suivie dans le reste de cette thèse.

- Cette étude montre également l'importance des simulations numériques pour analyser le champ d'onde du bruit de fond sismique. De telles simulations sont présentées au chapitre 5 et 6.

CHAPITRE 2

2. Méthodes de simulation numérique et d'analyse du bruit de fond sismique

L'objectif de ce chapitre est de présenter brièvement les méthodes utilisées dans la suite de cette thèse. Dans un premier temps, nous verrons comment simuler numériquement du bruit de fond sismique. Nous nous attarderons sur la modélisation des sources de bruit et sur la méthode choisie (Hisada 1994, 1995) pour calculer la propagation des ondes dans des milieux 1D. Ensuite, nous présenterons les méthodes utilisées pour analyser la nature du bruit de fond sismique : la méthode des rapports spectraux H/V et les méthodes d'analyses en réseau.

2.1. Simulation numérique du bruit de fond en milieu 1D

La génération des synthétiques de bruit de fond se fait en plusieurs étapes. La première phase consiste à modéliser les sources de bruit. Ensuite, les fonctions de Green du milieu (dans les directions horizontales et verticale), entre chaque couple source-récepteur, sont calculées par la méthode d'Hisada (1994, 1995). Pour chaque couple source-récepteur, les synthétiques de bruit individuels (contribution d'une seule source pour un récepteur) sont obtenus en convoluant les fonctions de Green avec la fonction source. Enfin, pour chaque récepteur, les synthétiques de bruit finaux sont obtenus en sommant les contributions de chaque sources (somme des synthétiques de bruit individuels).

2.1.1. Modélisation des sources de bruit

Etant donné que les caractéristiques des sources du bruit de fond urbain sont mal connues, la modélisation de ces sources n'est pas triviale. Nous avons donc pris le parti de modéliser les sources de bruit de manière aléatoire en utilisant le code *ransource* développé dans le cadre du programme de recherche SESAME (Moczo *et al.* 2002).

Les sources de bruit sont modélisées par des points forces dont les caractéristiques suivantes sont déterminées de manière aléatoire :

- la position dans le plan (x,y,z) ;
- la direction et l'amplitude de la force ;
- le temps d'occurrence ;
- la fonction source temporelle.

La fonction temporelle des sources est soit : 1) un signal de type Dirac pour modéliser des sources impulsives et transitoires (comme le passage d'une voiture, les pas d'un homme... ; 2) un signal de type pseudo monochromatique pour modéliser des sources avec un contenu fréquentiel donné (machines industrielles, par exemple).

2.1.2. Calcul des fonctions de Green

Le champ d'ondes rayonné par les sources de bruit est obtenu par l'utilisation du code de calcul proposé par Hisada (1994, 1995). En généralisant la méthode des coefficients R/T (réflexion et transmission) de Luco *et al.* (1983), Hisada définit une solution analytique pour calculer les déplacements des fonctions de Green dynamiques pour des demi-espaces infinis, stratifiés et viscoélastiques (cas 1D). On peut ainsi obtenir en tout point de l'espace le mouvement temporel du sol induit par une force ponctuelle (force définie dans les trois directions x, y et z). L'originalité de la méthode d'Hisada réside dans son aptitude à considérer des récepteurs et des sources à des profondeurs identiques, cas dans lequel l'intégration des fonctions de Green, dont la variable d'intégration est le nombre d'onde, converge difficilement. Plus la position en z du récepteur se rapproche de celle de la source, plus la fonction de Green oscille.

Suivant le principe de Huygens, elle peut être décomposée en ondes cylindriques à l'aide des équations de Sommerfeld (Aki *et al.* 1980) :

$$\frac{1}{R} \exp\left(i \frac{\omega}{c} R\right) = \int_0^{\infty} \frac{k}{v} \exp(-v|z-h|) J_0(kr) dk \quad (2-1)$$

Avec $R = \sqrt{r^2 + (z-h)^2}$, $v^2 = k^2 - \left(\frac{\omega}{c}\right)^2$ et $\text{Re}(v) \geq 0$

h et z sont, respectivement, les profondeurs de la source et du récepteur, r est la distance horizontale entre la source et le récepteur, c est la vitesse du milieu, ω est la pulsation, J_0 est

la fonction de Bessel d'ordre 0 et k est le nombre d'onde horizontal. Dans le cas où la source et le récepteur sont à la même profondeur, l'Equation 2-1 devient :

$$\frac{1}{r} \exp\left(i \frac{\omega}{c} r\right) = \int_0^{\infty} \left[\frac{k}{v} J_0(kr) \right] dk \quad (2-2)$$

La solution de l'Equation 2-2 est plus difficile à obtenir que celle de l'Equation 2-1. En effet, le terme exponentiel $\exp(-v|z-h|)$ qui favorisait la convergence disparaît, ce qui fait osciller la fonction intégrée. Son amplitude décroît lentement avec la valeur du nombre d'onde. Pour résoudre l'Equation 2-1, Hisada propose d'utiliser une solution approchée en se basant sur la particularité suivante : lorsque le nombre d'onde augmente, la fonction intégrée de l'expression des fonctions de Green dynamiques converge vers celle des fonctions de Green statiques. En considérant $\omega=0$, la solution statique est exprimée par :

$$\frac{1}{R} = \int_0^{\infty} \left[\exp(-k|z-h|) J_0(kr) \right] dk \quad (2-3)$$

Quand k augmente, la solution intégrée de l'Equation 2-1 approche de celle de l'Equation 2-3. En soustrayant l'Equation 2-3 de l'Equation 2-1, on obtient :

$$\frac{1}{R} \exp\left(i \frac{\omega}{c} R\right) = \int_0^{\infty} \left[\frac{k}{v} \exp(-k|z-h|) J_0(kr) - \exp(-k|z-h|) J_0(kr) \right] dk + \frac{1}{R} \quad (2-4)$$

La fonction intégrée de l'Equation 2-4 converge alors rapidement avec le nombre d'onde, et en particulier quand $z=h$. Dans ce cas précis, l'Equation 2-4 devient :

$$\frac{1}{r} \exp\left(i \frac{\omega}{c} r\right) = \int_0^{\infty} \left[\left(\frac{k}{v} - 1 \right) J_0(kr) \right] dk + \frac{1}{r} \quad (2-5)$$

En généralisant la méthode des coefficients R/T (réflexion et transmission) de Luco et Apsel (1983) qui permet d'approximer la solution analytique des fonctions de Green statiques, Hisada (1994, 1995) définit une solution analytique asymptotique.

2.1.3. Génération des synthétiques de bruit

Pour chaque couple source-récepteur, le déplacement du sol (induit par la source) enregistré à la position du récepteur est obtenu en convoluant les fonctions de Green du milieu (calculées pour ce couple source-récepteur) avec la sollicitation de la source (sollicitation caractérisée

par l'amplitude et la direction de la force, le temps d'occurrence et la fonction temporelle de la source).

Pour chaque récepteur, les synthétiques de bruit sont alors obtenus en sommant (dans le domaine temporel) les contributions de chaque source.

2.2. H/V, ellipticité des ondes de Rayleigh

2.2.1. Méthode des rapports spectraux H/V

Depuis les trois dernières décennies le nombre de publications consacrées aux études des effets de site par la technique H/V montre l'intérêt de la communauté scientifique (du génie parasismique) à cette méthode. Le faible coût (une station d'acquisition et un capteur trois composantes), et la rapidité d'exécution (mise en place du matériel, temps d'acquisition des signaux, et traitement des données) sont les atouts de la méthode H/V. Ces atouts expliquent, en partie, pourquoi cette méthode connaît un succès largement répandu. Le mode opératoire de la méthode H/V est simple à mettre en place. Il suffit d'effectuer un enregistrement de bruit de fond d'une dizaine de minutes (avec un capteur 3-composantes), de calculer le spectre des signaux, et de faire le rapport entre les spectres des composantes horizontales (moyenne des deux directions) et le spectre de la composante verticale.

L'objet de ce paragraphe n'est pas de faire un descriptif détaillé du mode opératoire expérimental d'un enregistrement de bruit pour calculer les rapports H/V. L'objectif n'est pas non plus de discuter des paramètres de calculs. Pour obtenir des informations sur ces sujets, nous invitons le lecteur à se référer aux travaux menés dans le cadre du projet européen SESAME (<http://SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>), et notamment de se référer aux travaux suivants (Atakan *et al.* 2003, Koller *et al.* 2004). L'objet de ce paragraphe est de montrer au lecteur l'algorithme utilisé dans cette thèse pour le calcul des rapports H/V.

Les rapports H/V présentés dans cette thèse ont été calculés avec le logiciel *geopsy* développé par Marc Wathelet en marge du programme européen de recherche SESAME. L'algorithme de ce programme est le même que celui implémenté dans le logiciel *J-SESAME* (Atakan *et al.* 2004, Koller *et al.* 2004). Cet algorithme est présenté schématiquement sur la Figure 2-1 et se décrit de la manière suivante :

1. sélection des trois composantes (verticale v , nord-sud n , et est-ouest e) d'un signal de bruit de fond sismique ;
2. recherche des N_i fenêtres stationnaires simultanément sur les trois composantes, par un critère d'anti-trigger LTA/STA ;
3. calcul des spectres de chaque composante $S_v(N_i)$, $S_n(N_i)$ et $S_e(N_i)$ sur chacune des N_i fenêtres ;
4. lissage des spectres (pour chaque N_i fenêtres) suivant, par exemple, la technique de Konno et Ohmachi (1998), avec un paramètre de lissage b égal à 40 ;
5. calcul de la moyenne quadratique des spectres horizontaux lissés $Sh(N_i)$ (composantes nord-sud et est-ouest) pour chaque fenêtre :

$$Sh(N_i) = \sqrt{\frac{S_n(N_i)^2 + S_e(N_i)^2}{2}} \quad (2-6)$$

6. calcul des rapports spectraux $H/V(N_i)$ pour chaque fenêtre :

$$H/V(N_i) = \left(\frac{Sh(N_i)}{S_v(N_i)} \right) \quad (2-7)$$

7. moyenne géométrique du rapport spectral H/V sur toutes les fenêtres :

$$H/V = 10^{\frac{\sum \log_{10}(H/V(N_i))}{N_i}} \quad (2-8)$$

8. détermination de la fréquence F_{hv} du (des) pic(s) de la courbe H/V, et interprétation de la courbe H/V.

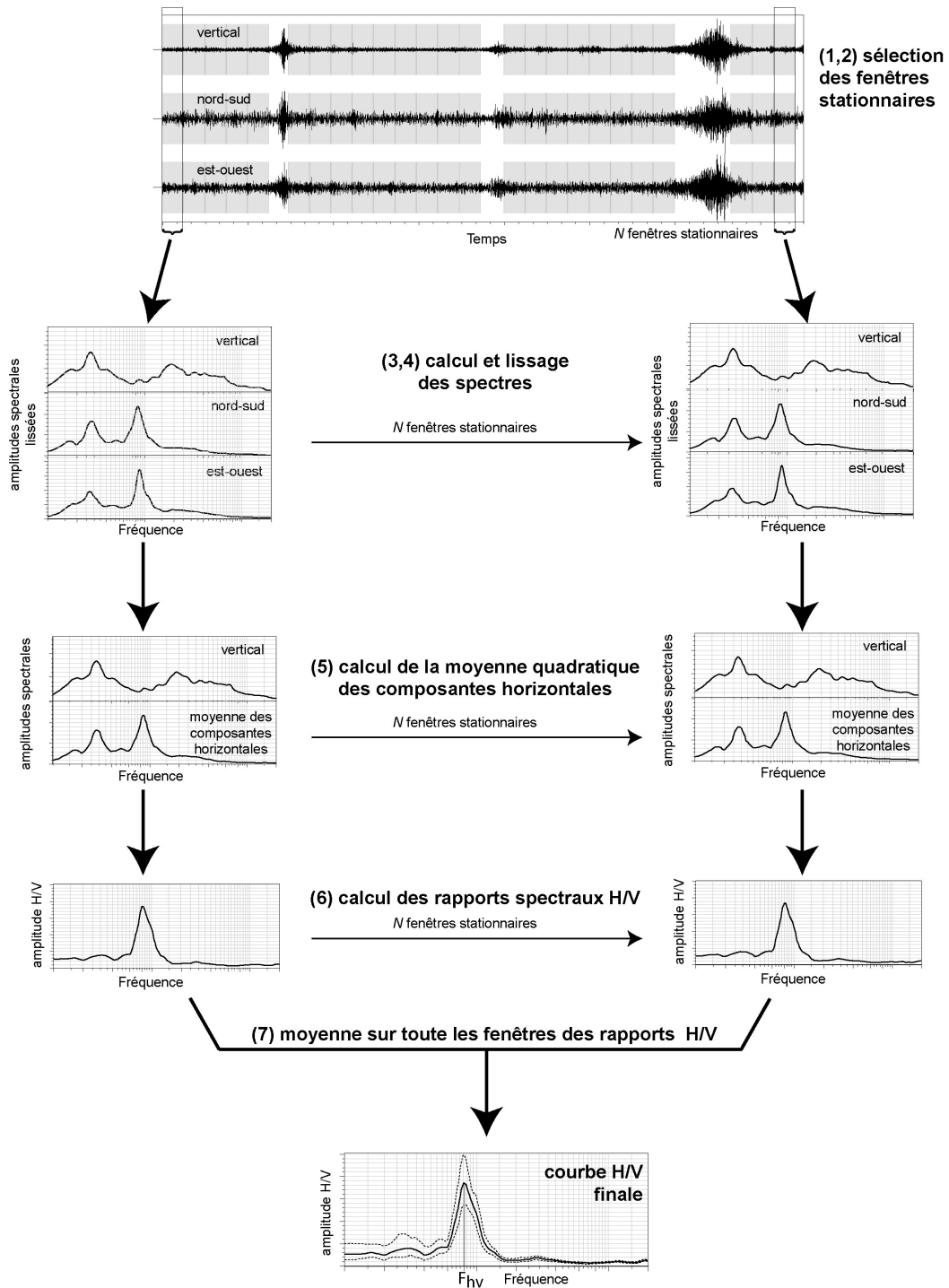


Figure 2-1 : schéma de l’algorithme du calcul du rapport spectral H/V : (1,2) sélection des N fenêtres stationnaires d’un signal de bruit (3-composantes), (3,4) calcul et lissage des spectres sur les N fenêtres , (5) calcul de la moyenne quadratique des spectres horizontaux sur les N fenêtres , (6) calcul des rapports spectraux pour les N fenêtres, (7) calcul du rapport spectral H/V final (+/- l’écart type) en faisant la moyenne géométrique des rapports spectraux des N fenêtres.

2.2.2. Ellipticité des ondes de Rayleigh

Le mouvement particulière d'une onde est déterminé par le rapport des déplacements suivant les axes horizontaux et l'axe vertical. Le mouvement particulière des ondes de Rayleigh a la particularité d'être elliptique dans le plan déterminé par la verticale et la direction de propagation. A la surface d'un sol horizontalement stratifié l'ellipticité des ondes de Rayleigh change en fonction de la fréquence : elle est soit rétrograde (cas usuel), soit prograde. En cas de fort contraste d'impédance, un changement de polarité s'opère au voisinage de la fréquence de résonance de la structure, à cette fréquence l'ellipticité est généralement purement horizontale. Nous incitons le lecteur à se référer au chapitre 3 pour une discussion détaillée sur l'ellipticité des ondes de Rayleigh.

A l'exception du cas du demi-espace infini, il n'existe pas de solution analytique pour calculer l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Dans cette thèse nous utilisons le logiciel *os_forward* pour estimer les courbes d'ellipticité des différents modes de Rayleigh. Celles ci sont obtenues lors du calcul des courbes de dispersion théorique (des ondes de Rayleigh) d'un modèle de sol (Wathelet 2003).

2.3. Analyses en réseau et inversion du profil de vitesse en ondes S

2.3.1. Méthodes d'analyses en réseau

2.3.1.1. Présentation des analyses en réseau

Le principe des analyses en réseau repose sur la capacité d'un ensemble de capteurs sismologiques (réseau) à estimer les paramètres de propagation des ondes se propageant dans le sol. Les méthodes d'analyses en réseau peuvent être séparées en deux sous-ensembles qui se distinguent par leur espace de travail : 1) dans le plan fréquence - nombre d'onde ($f-k$) ; 2) dans le domaine spatial ('Spatial Autocorrelation Method').

Dans cette thèse, nous utilisons les analyses en réseau comme outil pour déterminer le type d'ondes composant le bruit de fond sismique. Ainsi, parmi les méthodes opérant dans l'espace

fréquence – nombre d’onde, nous ne considérerons que deux méthodes : la méthode $f-k$ conventionnelle (CVFK), et la méthode $f-k$ haute résolution (CAPON). La première méthode (CVFK), par une analyse statistique, nous permet d’accéder à l’ensemble des estimations des vitesses de phase des ondes se propageant au travers du réseau. La deuxième méthode (CAPON), fait partie des méthodes dites de haute résolution, et a la capacité de séparer des ondes se propageant avec un nombre d’onde très proche.

Les analyses en réseau montrées dans cette thèse ont été réalisées avec le logiciel *cap* développé au sein du programme SESAME (Ohrnberger 2004, Ohrnberger *et al.* 2004). La suite de ce paragraphe présente succinctement les principes de base des méthodes CVFK (Kvaerna *et al.* 1986) et CAPON (Capon 1969). Nous invitons le lecteur à se référer aux travaux du programme de recherche européen SESAME (<http://SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>) pour obtenir des informations plus détaillées concernant les techniques d’analyses en réseau.

2.3.1.2. Principes de base des techniques d’analyse en réseau

Considérons un réseau de N capteurs localisés aux positions définies par le vecteur \mathbf{r}_n (avec $n=1, \dots, N$) (localisation dans le plan $x-y$). On suppose que chaque capteur enregistre une onde plane $s(t)$ se propageant dans le milieu. Le signal en temps $x(t)$ enregistré au capteur n (localisé à la position \mathbf{r}_n) est :

$$x(\mathbf{r}_n, t) = s(t + \tau_n) + \eta(\mathbf{r}_n, t) \quad (2-9)$$

Avec τ_n le délai en temps entre chaque capteur (la référence étant le temps d’arrivée de l’onde au capteur de référence du réseau). Le terme $s(t + \tau_n)$ représente la partie cohérente du signal, et $\eta(\mathbf{r}_n, t)$ le terme de ‘non-signal’ du champ d’ondes (nous n’utilisons pas le terme classique de bruit, pour éviter les confusions avec le bruit de fond sismique). Dans le domaine fréquentiel, l’Equation 2-9 devient :

$$X(\mathbf{r}_n, \omega) = S(\omega) e^{i(\omega\tau_n)} + \eta(\mathbf{r}_n, \omega) \quad (2-10)$$

Avec $\omega=2\pi f$ la pulsation. Pour une onde plane, nous avons $\omega\tau_n = \mathbf{k}_j \cdot \mathbf{r}_n$, avec \mathbf{k}_j le vecteur nombre d’onde de l’onde plane s .

La réponse du réseau à une onde plane incidente (avec un délai en temps τ_n entre deux capteurs) est définie par :

$$y(t) = \sum_{n=1}^N w_n(t) x(\mathbf{r}_n, t - \tau_n) \quad (2-11)$$

Le terme $w_n(t)$ représente un terme de pondération. Dans le domaine fréquentiel, la réponse du réseau devient :

$$Y(\omega) = \sum_{n=1}^N W_n(\omega) X(\mathbf{r}_n, \omega) e^{-i(\omega\tau_n)} \quad (2-12)$$

En utilisant les équations 2-10 et 2-12, et en écrivant les délais en temps en fonction du vecteur nombre d'onde \mathbf{k} , la réponse du réseau dans l'espace des nombres d'ondes devient :

$$Y(\mathbf{k}, \omega) = \sum_{n=1}^N W_n(\omega) S_n(\omega) e^{i(\mathbf{k}_j - \mathbf{k})(\mathbf{r}_n - \mathbf{r}_j)} + \sum_{n=1}^N \eta(\mathbf{r}_n, \omega) e^{-i\mathbf{k}\mathbf{r}_n} \quad (2-13)$$

On obtient alors une estimation des paramètres de propagation (\mathbf{k}_j, ω) , en maximisant le module de $Y(\mathbf{k}, \omega)$ dans le plan fréquence – nombre d'onde (lorsque $\mathbf{k}_j - \mathbf{k} = 0$).

Cette maximisation est obtenue par le biais de la 'crosscorrelation' du signal (la 'crosscorrélacion' $f-k$), dans l'espace des nombres d'ondes, elle est définie par :

$$P(\mathbf{k}, \omega) = \sum_{l=1}^N \sum_{n=1}^N W_n(\omega) W_l(\omega) S_n(\omega) S_l^*(\omega) e^{i(\mathbf{k}_j - \mathbf{k})(\mathbf{r}_n - \mathbf{r}_l)} + \sum_{l=1}^N \sum_{n=1}^N \eta(\mathbf{r}_n, \omega) \eta^*(\mathbf{r}_l, \omega) e^{-i\mathbf{k}(\mathbf{r}_n - \mathbf{r}_l)} \quad (2-14)$$

Avec $S_n(\omega)$ et $S_l(\omega)$ le spectre de Fourier de l'onde s aux récepteurs \mathbf{r}_n et \mathbf{r}_l . Les complexes conjugués sont symbolisé par une étoile (*).

Si on fixe $S_n(\omega) = S_l(\omega) = 1$, et si on suppose que la partie 'non-signal' du champ d'ondes n'est pas corrélée (son espérance est donc nulle), alors on peut définir le 'beampattern' normalisé $B(\mathbf{k}, \omega)$ de la géométrie du réseau pour une onde plane verticalement incidente (en fixant $\mathbf{k}_j = 0$ dans l'Equation 2-14) :

$$B(\mathbf{k}, \omega) = \frac{1}{N^2} \sum_{l=1}^N \sum_{n=1}^N W_n(\omega) W_l(\omega) e^{i\mathbf{k}(\mathbf{r}_n - \mathbf{r}_l)} \quad (2-15)$$

Avec $N^2 = \sum_{n=1}^N W_n(\omega) \cdot \sum_{l=1}^N W_l(\omega)$

En notation matricielle, la réponse du réseau (Equation 2-12) peut être réécrite de la manière suivante :

$$[Y]=[AWX] \quad (2-16)$$

Avec

$$[W]=\begin{bmatrix} W_1(\omega) & 0 & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & W_2(\omega) & 0 & \ddots & \ddots \\ \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots \\ \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \ddots & \ddots & \ddots & W_N(\omega) \end{bmatrix}$$

$$[A]=\left[e^{-ikr_1}, e^{-ikr_2}, \dots, e^{-ikr_N} \right]$$

$$[X]=\left[X_1(\omega), X_2(\omega), \dots, X_N(\omega) \right]^T, \text{ notation matricielle de l'Equation 2-10}$$

La matrice interspectrale l'espace des nombres d'ondes est donc :

$$[P]=[AW][R][W]^H [A]^H \quad (2-17)$$

Avec $[R]=E\left([XX]^H\right)$ la matrice interspectrale *CSM* ('cross spectral matrix') $N \times N$, et H dénote l'opérateur Hermitien conjugué.

L'Equation 2-17 est la base des méthodes d'analyse en réseau dans l'espace des nombres d'ondes : la matrice interspectrale *CSM* contient toute les informations concernant les paramètres de propagation des ondes traversant le réseau. La matrice $[W]$ est composée des poids désignés pour minimiser l'énergie estimée au-delà des limites en nombre d'ondes du signal mesuré. Et $[A]$ est le vecteur utilisé pour diriger la recherche dans l'espace des nombres d'ondes.

En pratique, les maxima de l'Equation 2-17 sont recherchés en décomposant le domaine des nombres d'ondes en grille, en considérant une grille par fréquence donnée. Pour chaque vecteur nombre d'onde $k_n = (k_x, k_y)_n$ déterminé par un maximum local dans la grille des nombres d'ondes, la direction θ_n et la vitesse apparente $C_n(\omega)$ peuvent être déterminées :

$$\theta_n = \arctan\left(\frac{k_{xn}}{k_{yn}}\right) \quad \text{et} \quad C_n(\omega) = \frac{\omega}{|\mathbf{k}_n|} \quad (2-18)$$

2.3.1.2.1. Méthode *f-k* conventionnelle (CVFK)

Pour la méthode *f-k* conventionnelle (CVFK), les fonctions poids sont simplement pris égaux à 1, i.e. $W_n(\omega)=1$, et donc la 'crosscorrélation' *f-k* normalisée devient :

$$P(\mathbf{k}, \omega) = \frac{1}{N^2} \sum_{l=1}^N \sum_{n=1}^N S_n(\omega) S_l^*(\omega) e^{i(\mathbf{k}_j - \mathbf{k})(\mathbf{r}_n - \mathbf{r}_l)} + \sum_{l=1}^N \sum_{n=1}^N \eta(\mathbf{r}_n, \omega) \eta^*(\mathbf{r}_l, \omega) e^{-i\mathbf{k}(\mathbf{r}_n - \mathbf{r}_l)} \quad (2-19)$$

En notation matricielle, l'estimateur conventionnel devient :

$$[P_{cv}] = [ARA]^H \quad (2-20)$$

Puisque les poids sont constants, les performances de la méthode CVFK sont gouvernées par la réponse du réseau à une fréquence donnée (i.e. par la géométrie du réseau). Les performances du réseau sont restreintes aux vecteurs nombre d'ondes et le module est compris entre $[2\pi/d_{\max}, \pi/d_{\min}]$, où d_{\max} est l'ouverture du réseau et d_{\min} la distance minimum entre deux récepteurs voisins. $(2\pi/d_{\max})$ est la limite de Rayleigh du réseau, et définit la capacité du réseau à séparer deux ondes se propageant à des nombres d'ondes proches ; tandis que (π/d_{\min}) est le nombre d'onde de Nyquist. Ce dernier est très important car il contrôle, pour chaque fréquence f , les vitesses minimales C_{\min} que le réseau est capable d'identifier :

$$C_{\min} = 2 \cdot f \cdot d_{\min} \quad (2-21)$$

2.3.1.2.2. Méthode CAPON

Les fonctions poids $W_n(\omega)$ sont modifiés de manière à minimiser, dans la matrice interspectrale CSM , l'énergie portée par les nombres d'ondes qui ne sont pas attribués au vrai signal. En d'autres termes, la fonction $W_n(\omega)$ est optimisée en minimisant l'énergie du signal $[WRW^H]$, à l'exception de l'énergie correspondant à la bonne estimation du nombre d'onde. La bonne estimation du nombre d'onde est obtenue lorsque la réponse du réseau, à un récepteur donné, est identique au signal enregistré à ce même récepteur :

$$Y_n(\omega) = W_n(\omega) X(\mathbf{r}_n, \omega) e^{-i\mathbf{k}\mathbf{r}_n} = X(\mathbf{r}_n, \omega) \quad (2-22)$$

Ce qui implique que :

$$W_n(\omega) e^{-i\mathbf{k}\mathbf{r}_n} = [WA] = 1 \quad (2-23)$$

Avec la contrainte $[WA]=1$, l'expression $[WRW^H]$ est minimisée en utilisant l'opérateur Lagrangien, et on obtient :

$$[W] = \frac{[R]^{-1} [A]}{[A]^H [R]^{-1} [A]} \quad (2-24)$$

L'estimateur CAPON est donc :

$$[P]_{\text{capon}} = \frac{1}{[A]^H [R]^{-1} [A]} \quad (2-25)$$

L'estimateur CAPON permet une meilleure résolution angulaire que l'estimateur conventionnel ; de plus la limite de Rayleigh de réseau permet, dans ce cas, de caractériser des ondes se propageant dans le réseau avec des nombres d'ondes proches. Cependant, cette méthode est moins robuste que CVFK en cas de données trop bruitées.

2.3.2. Méthode d'inversion des courbes de dispersion

L'objectif de l'inversion des courbes de dispersion est de retrouver la vitesse des ondes S dans le sol à partir des estimations des vitesses de phase des ondes se propageant dans le sol.

Le calcul de la courbe de dispersion à partir des paramètres $\alpha(z)$, $\beta(z)$, et $\rho(z)$ (respectivement, le profil de vitesse des ondes P, des ondes S et de la densité) (ces paramètres définissant le modèle de sol) est numériquement possible (problème direct). En revanche, retrouver un modèle de sol (i.e. déterminer les paramètres $\alpha(z)$, $\beta(z)$, et $\rho(z)$) à partir de la courbe de dispersion mesurée (problème inverse) est plus difficile. Il n'existe pas d'expression analytique et une courbe de dispersion peut être expliquée par plusieurs modèles (non unicité de la solution).

Dans cette thèse, nous utilisons le logiciel *na_viewer* développé au sein du programme de recherche SESAME (Wathelet 2003, Wathelet *et al.* 2004). Ce logiciel se base sur un algorithme de voisinage (Sambridge 1999) pour déterminer les modèles qui expliquent le mieux l'espace multidimensionnel des paramètres (vecteur d qui contient les valeurs des paramètres $\alpha(z)$, $\beta(z)$, et $\rho(z)$). La dépendance en z (i.e. avec la profondeur) est approchée par une discrétisation en n couches d'épaisseur h_n , de vitesses α_n , β_n , et de densité ρ_n inconnues. La méthode de voisinage génère de manière pseudo aléatoire des échantillons dans l'espace

des paramètres (un échantillon correspondant aux valeurs du vecteur d) ; et la courbe de dispersion est calculée pour chacun de ces modèles (calcul direct inspiré de Herrmann (1994)). La comparaison entre les courbes de dispersion calculées (à partir des échantillons) et la courbe de dispersion mesurée donne une valeur de l'erreur à travers une fonction coût. La valeur de la fonction coût donne une indication de la proximité du modèle calculé aux valeurs mesurées. L'originalité de cet algorithme est d'utiliser les informations des échantillons précédents (valeur de l'erreur) pour guider la recherche vers de meilleurs modèles. Par ailleurs, l'algorithme de voisinage ne donne pas qu'une seule solution unique, mais une famille de solutions qui peuvent être très différentes.

On peut schématiser l'algorithme de voisinage de la manière suivante :

1. Génération de N_s modèles initiaux uniformément répartis dans l'espace des paramètres (les bornes de l'espace de paramètres sont initialement définies en fonction du modèle *a priori* qui donne les valeurs minimum et maximum de chaque paramètre).
2. Calcul de la fonction erreur (ou fonction coût) pour les N_s modèles, et détermination des N_r modèles avec la plus petite fonction erreur.
3. Génération de N_s nouveaux modèles à partir des cellules des N_r modèles avec la fonction coût minimum.
4. Retour à l'étape (2).

La valeur de N_r détermine le nombre de cellules ré-échantillonnées à chaque itération, et ainsi détermine le caractère exploratoire (valeur de N_r élevée) ou optimisateur de l'inversion (faible valeur de N_r).

CHAPITRE 3

3. Ellipticité des ondes de Rayleigh, H/V et effet de site

3.1. Introduction

L'hypothèse de travail initiale de cette thèse est que le pic observé sur les courbes H/V est dû à l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Cette relation entre le pic H/V et l'ellipticité des ondes de Rayleigh a été mise en avant à plusieurs reprises dans le passé, citons en exemple les travaux de Nogoshi et Igarashi (1971), Field et Jacob (1993), Lachet et Bard (1994), Tokimatsu *et al.* (1996), Konno et Ohmachi (1998), et Fäh *et al.* (2001). La première question est quelle est l'origine de la relation entre le pic H/V et l'ellipticité des ondes de Rayleigh ? Quelles sont les propriétés des ondes de Rayleigh qui permettent une telle relation ? Ensuite, il est naturel de se demander si cette relation est toujours vraie ? En d'autres termes, l'ellipticité des ondes de Rayleigh gouverne-t-elle toujours le pic des rapports H/V ?

3.2. Relation entre l'ellipticité des ondes de Rayleigh et le contraste d'impédance

L'ellipticité des ondes de Rayleigh est le rapport des déplacements horizontaux sur verticaux à la surface du sol (mouvement particulaire). Dans le cas d'ondes de Rayleigh se propageant dans un demi espace infini, l'ellipticité χ à la surface ($z=0$) est donnée par l'équation 3-1, (voir Ben-Menahem et Singh (1981) pour les détails) ; avec c la vitesse de phase des ondes de Rayleigh, β la vitesse des ondes S et α la vitesse des ondes P se propageant dans le milieu. Le déplacement, en surface, suivant l'axe x est noté $U(0)$, et suivant l'axe z est noté $W(0)$.

$$\chi_{(z=0)} = \frac{U(0)}{W(0)} = -2i \cdot \frac{1-c^2/2\beta^2}{\sqrt{1-c^2/\alpha^2}} \quad (3-1)$$

L'équation 3-1 montre que l'ellipticité χ (à la surface d'un demi-espace infini) est indépendante de la fréquence, elle dépend uniquement des vitesses des ondes P et S se propageant dans le milieu (la vitesse de phase des ondes de Rayleigh étant définie par les vitesses des ondes de volume). Dans le cas d'un demi-espace infini, la vitesse de phase des ondes de Rayleigh est toujours inférieure à celles des ondes P et S, ainsi la valeur de l'ellipticité est toujours imaginaire négative. Ceci implique que le mouvement des particules suivant les axes horizontal et vertical est déphasé de $\pi/2$. Le mouvement particulaire des ondes de Rayleigh, à la surface d'un demi espace infini, a donc la propriété d'être elliptique rétrograde, quelle que soit la fréquence (d'où le terme « ellipticité des ondes de Rayleigh »).

Dans le cas de milieux stratifiés, l'expression analytique de l'ellipticité n'est pas triviale, pour le détail des calculs on peut se référer aux travaux de Malichewsky et Scherbaum (2004). Dans le cas de milieux stratifiés, Tokimatsu (1997, Konno et Ohmachi (1998), Malischewsky et Scherbaum (2004) ont montré que le mouvement particulaire des ondes de Rayleigh dépend, comme la vitesse de phase, de la fréquence, et peut être soit prograde ou rétrograde, suivant les caractéristiques physiques du milieu. Afin de conforter ces analyses, nous avons étudié le comportement de l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh en fonction du contraste d'impédance. Nous avons considéré un modèle de sol constitué d'une couche sur un demi espace infini (analogue à une couche sédimentaire sur du rocher). La Figure 3-1 montre l'ellipticité calculée pour un tel type de structure (une couche sédimentaire avec un contraste d'impédance plus ou moins fort par rapport au rocher)² :

1. pour des structures avec un fort contraste (type 3, contraste d'impédance égal à 5), le mouvement particulaire est purement horizontal à la fréquence F1, et purement vertical à la fréquence F2. Pour des fréquences comprises entre F1 et F2, le mouvement particulaire est elliptique prograde, et elliptique rétrograde pour les autres fréquences.

² Remarque : La discrétisation qui est faite lors des calculs numériques pour obtenir les courbes d'ellipticité des ondes de Rayleigh explique pourquoi les courbes d'ellipticité présentées ici ont des amplitudes finies, contrairement à la théorie qui voudrait que l'amplitude du pic d'ellipticité soit infinie à la fréquence de polarisation horizontale.

2. pour des structures avec un faible contraste (type 1 et 2), on observe deux types de comportement : 1) soit un mouvement particulière analogue à celui observé dans le cas du demi espace infini (i.e., elliptique rétrograde), ici représenté par le type 1 (contraste égale à 2) ; 2) soit un mouvement particulière purement vertical à deux fréquences distinctes (F1 et F2), le mouvement est elliptique rétrograde pour des fréquences comprises entre F1 et F2, et elliptique prograde pour les autres fréquences (type 2, contraste d'impédance égal à 2.5).

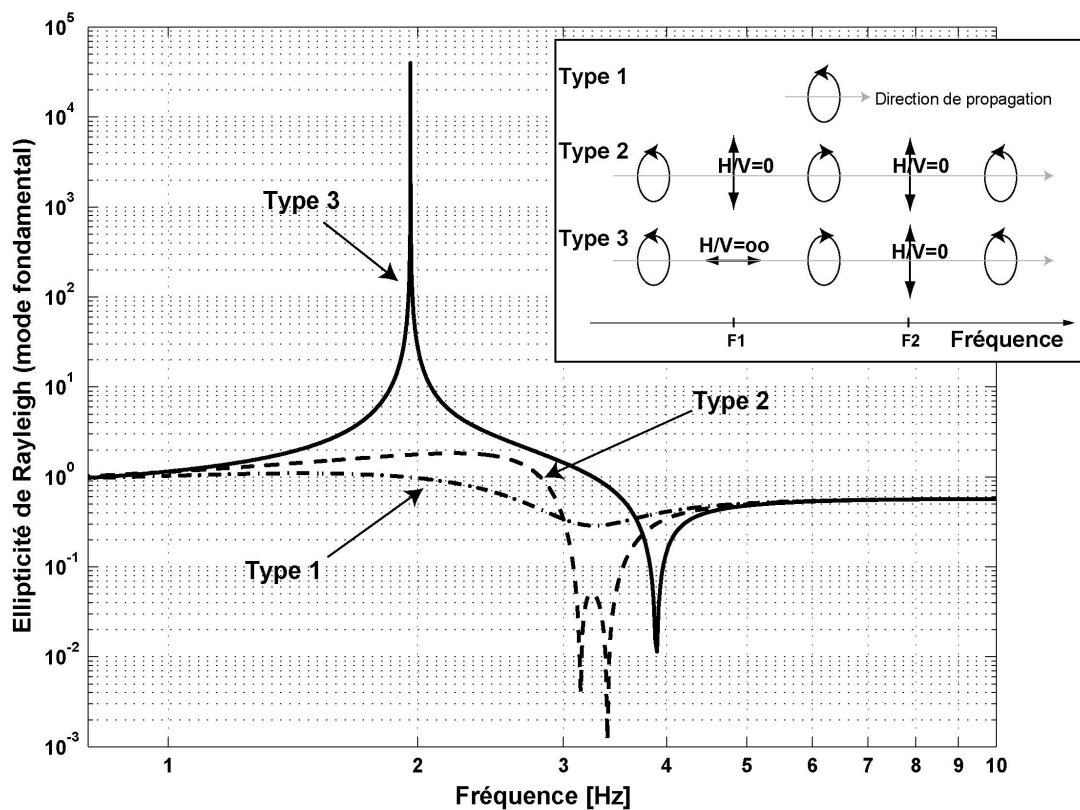


Figure 3-1: ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh calculé dans le cas de structures bicouches (couche sédimentaire sur du rocher) pour différents contrastes en onde S : 1) faibles contrastes (type 1 et 2) ; 2) fort contraste (type 3) ; voir Tableau 3-1 pour les paramètres des modèles. Dans ces trois exemples, l'épaisseur de la couche est choisie afin que la fréquence de résonance soit égale à 2 Hertz.

(a) Type 1 – contraste 2	(b) Type 2 – contraste 2.5	(c) Type 3 - contraste 5
$\beta 1 = 500 \text{ m/s}$	$\beta 1 = 400 \text{ m/s}$	$\beta 1 = 200 \text{ m/s}$
$H = \beta 1 / 8 \text{ m}$	$H = \beta 1 / 8 \text{ m}$	$H = \beta 1 / 8 \text{ m}$
$v 1 = 0.49$	$v 1 = 0.49$	$v 1 = 0.49$
$\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$	$\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$	$\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$
$\beta 2 = 1000 \text{ m/s}$	$\beta 2 = 1000 \text{ m/s}$	$\beta 2 = 1000 \text{ m/s}$
$v 2 = 0.33$	$v 2 = 0.33$	$v 2 = 0.33$
$\rho = 2.0 \text{ kg/m}^3$	$\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$	$\rho = 2.0 \text{ g/cm}^3$

Tableau 3-1 : modèles d'une couche sédimentaire sur un demi-espace infini, la valeur de la vitesse de cisaillement $\beta 1$ dans la couche détermine le contraste d'impédance entre les deux couches : (a) contraste de 2 (type 1), (b) contraste de 2.5 (type 2), (c) contraste de 5 (type 3).

Dans le cas de forts contrastes entre deux couches (type 3), lorsque le mouvement particulière des ondes de Rayleigh est purement horizontal (i.e., le déplacement suivant l'axe vertical est nul), le rapport du déplacement horizontal sur vertical devient donc très grand, et on observe un pic sur l'ellipticité. Cette singularité n'apparaît qu'à une fréquence particulière : à celle où l'épaisseur de la couche est égale au quart de la longueur d'onde des ondes S (i.e., à la fréquence de résonance de la couche). Jusqu'à présent ce résultat n'a jamais été démontré analytiquement.

3.3. Relation entre l'ellipticité et le coefficient de Poisson

Nous venons de voir que la forme de la courbe d'ellipticité des ondes de Rayleigh est fortement contrainte par le contraste d'impédance en ondes S, toutefois l'équation 3-1 montre que l'ellipticité des ondes de Rayleigh dépend également de la vitesse des ondes P se propageant dans la couche. Les vitesses des ondes S et P étant liées par le coefficient de Poisson, il est donc intéressant de regarder la dépendance qui peut exister entre l'ellipticité et le coefficient de Poisson.

Nous avons considéré des modèles de sol simples : une couche sédimentaire sur du rocher. En gardant la fréquence de résonance de la couche constante à 2 Hz, nous avons fait varier la valeur du coefficient de Poisson au sein de la couche en considérant différentes valeurs du contraste d'impédance entre la couche et le rocher (28 modèles au total) (Tableau 3-2). Nous

avons comparé les fréquences de résonance des différentes couches sédimentaires estimées par 1) le pic de la fonction de transfert 1D des ondes S (F_{fo}) (obtenue pour des ondes SH verticalement incidentes) ; 2) la fréquence pour laquelle l'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh (F_{ell}) a une polarisation purement horizontale. La Figure 3-2(A) présente les valeurs du contraste d'impédance (Z) et du coefficient de Poisson (ν) pour lesquelles la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh admet un pic (amplitude du pic supérieure à 2). La Figure 3-2(B) présente l'écart en pourcentage ($F_{(fo-fell)}$) observé entre F_{fo} et F_{ell} en fonction du contraste d'impédance et du coefficient de Poisson (Equation 3-2) ; seul les valeurs des couples (Z - ν) impliquant un pic d'ellipticité d'amplitude supérieure à 2 ont été pris en compte.

$$F_{(fo-fell)} = \frac{F_{fo} - F_{ell}}{F_{fo}} \quad (3-2)$$

La Figure 3-2 est intéressante en plusieurs points. Premièrement, elle montre que pour des contrastes d'impédance inférieurs à 3.5 l'ellipticité des ondes de Rayleigh n'exhibe pas de pic (i.e. l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh ne montre pas de polarisation horizontale), quel que soit le coefficient de Poisson (cercle sur la Figure 3-2). Deuxièmement, on voit clairement que la fréquence du pic d'ellipticité des ondes de Rayleigh (F_{ell}) dépend du coefficient de Poisson. Plus le coefficient de Poisson (ν) est faible, plus la fréquence du pic d'ellipticité des ondes de Rayleigh s'écarte de la fréquence de résonance de la couche.

$\beta = 200 \dots 667 \text{ m/s}$	$fo = 2 \text{ Hz}$	$\rho = 1.9 \text{ g/cm}^3$
$\nu = 0.33 \dots 0.49$	$H = (4 fo) / \beta (m)$	
$\beta = 1000 \text{ m/s}$	$\rho = 2.5 \text{ gc/m}^3$	
$\nu = 0.33$		

Tableau 3-2 : caractéristiques physiques des modèles à deux couches utilisés pour étudier la sensibilité de l'ellipticité en fonction du coefficient de Poisson (ν). Les caractéristiques physiques du demi espace infini restent invariantes suivant les cas considérés.

(A)

Z \ ν	0.33	0.38	0.42	0.47	0.49
2.0	-	-	-	-	-
2.6	-	-	-	-	-
3.0	-	-	-	-	-
3.5	o	o	o	o	o
4.0	o	o	o	o	o
5.4	o	o	o	o	o
6.6	o	o	o	o	o

(B)

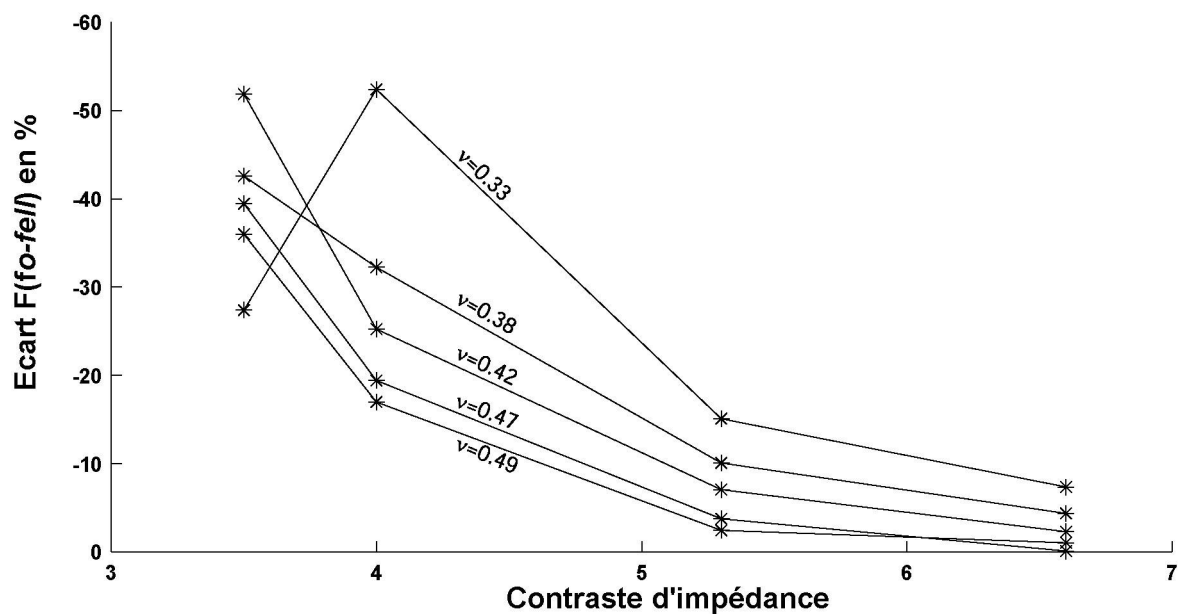


Figure 3-2: (A) tableau récapitulatif de la présence (rond) ou non (tiret) d'un pic sur la courbe d'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh, en fonction du coefficient de Poisson (ν) et du contraste d'impédance (Z). (B) écart ($F_{(fo-fell)}$) observé entre la fréquence estimée par le pic d'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh et la fréquence de résonance de la couche estimée par la fonction de transfert 1D des ondes S, en fonction du contraste entre les deux couches et le coefficient de Poisson (Tableau 3-2). Seuls les cas où l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh montre un pic (rond dans le tableau montré en (A)) ont été considérés.

3.4. Relation entre H/V, ellipticité et fonction de transfert (cas d'une couche sédimentaire sur du rocher)

Nous venons d'identifier les paramètres qui influent sur l'ellipticité des ondes de Rayleigh (le contraste d'impédance en onde S, et le coefficient de Poisson), et comment ils affectent cette dernière. Cette variabilité de l'ellipticité (en terme d'amplitude et de fréquence du pic de sa courbe) est certes intéressante, mais l'est d'autant plus si nous la relierons aux courbes des rapports H/V utilisées pour la caractérisation des effets de site. La question suivante vient naturellement à l'esprit : l'amplitude et la fréquence du pic H/V sont-elles aussi sensibles au contraste d'impédance et au coefficient de Poisson que l'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh ?

3.4.1. Rôle du contraste d'impédance

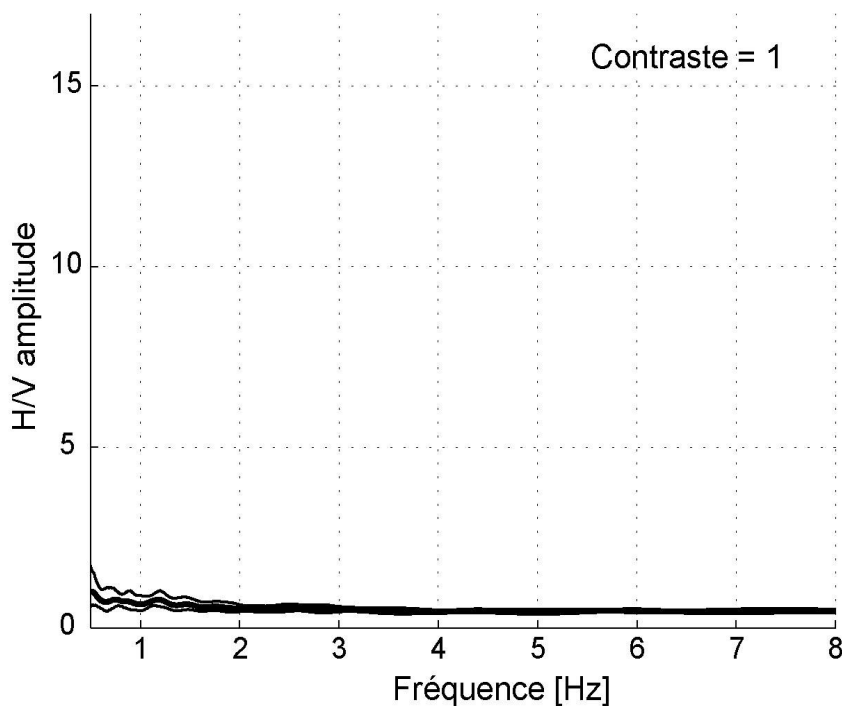


Figure 3-3 : cas test : rapport spectral H/V (trait plein +/- l'écart type) observé dans le cas d'un modèle à 2 couches sans contraste d'impédance.

Dans un premier temps, nous avons fait un test simple pour montrer que les rapports H/V n'exhibent pas de pic dans le cas d'un demi-espace infini. Nous avons simulé du bruit de fond dans le cas d'un demi-espace infini, la durée des synthétiques de bruit est de 6 minutes, et la gamme de fréquence investiguée est de 0.5 à 14.5 Hertz. Nous avons calculé les rapports spectraux H/V sur ces synthétiques de bruit : la courbe résultante n'exhibe pas de pic. Ce résultat est cohérent avec le retour d'expérience des mesures H/V sur du rocher.

Ensuite, pour étudier la sensibilité des rapports H/V avec le contraste d'impédance en ondes S nous avons simulé des synthétiques de bruit pour quatre modèles de sol à une couche sédimentaire avec des contrastes d'impédance variables entre les sédiments et le rocher. Les trois modèles de sol présentés dans le Tableau 3-1 du paragraphe précédent, plus un quatrième modèle ont été considérés dans cette étude. Quatre contrastes d'impédance différents sont donc considérés ici : deux modèles avec un faible contraste (2 et 2.5), un modèle avec un contraste modéré (4), et enfin un modèle avec un fort contraste (5). Les coefficients de Poisson dans la couche sédimentaire sont égaux (0.49) dans chacun des modèles. La durée des synthétiques de bruit est de 11 minutes, les rapports H/V ont été calculés sur des fenêtres stationnaires de 20 secondes chacune. La Figure 3-4 présente les rapports spectraux calculés sur les synthétiques obtenus pour chacun des quatre types de contraste d'impédance. On voit que dans les quatre cas considérés ici, les courbes H/V exhibent un seul pic.

Dans les cas d'un faible contraste (2 et 2.5), on observe que la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh ne montre pas de pic, or on observe quand même un pic sur la courbe H/V. Par ailleurs, la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert. On note également que l'amplitude du pic H/V surestime l'amplitude de la fonction de transfert à la fréquence de résonance. Dans le cas d'un contraste modéré (ici 4), la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh exhibe un pic à une fréquence différente de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert. Et dans ce cas, on observe que le pic H/V n'est pas localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, mais à la fréquence de résonance de la structure. Cependant on note que l'amplitude du pic H/V surestime celle de la fonction de transfert (à la fréquence de résonance). Dans le cas d'un fort contraste (ici 5), le pic H/V est localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh et donne une bonne estimation de la fréquence de résonance. La encore, on peut faire la même

remarque concernant l'amplitude du pic H/V, à savoir que son amplitude surestime celle de la fonction de transfert.

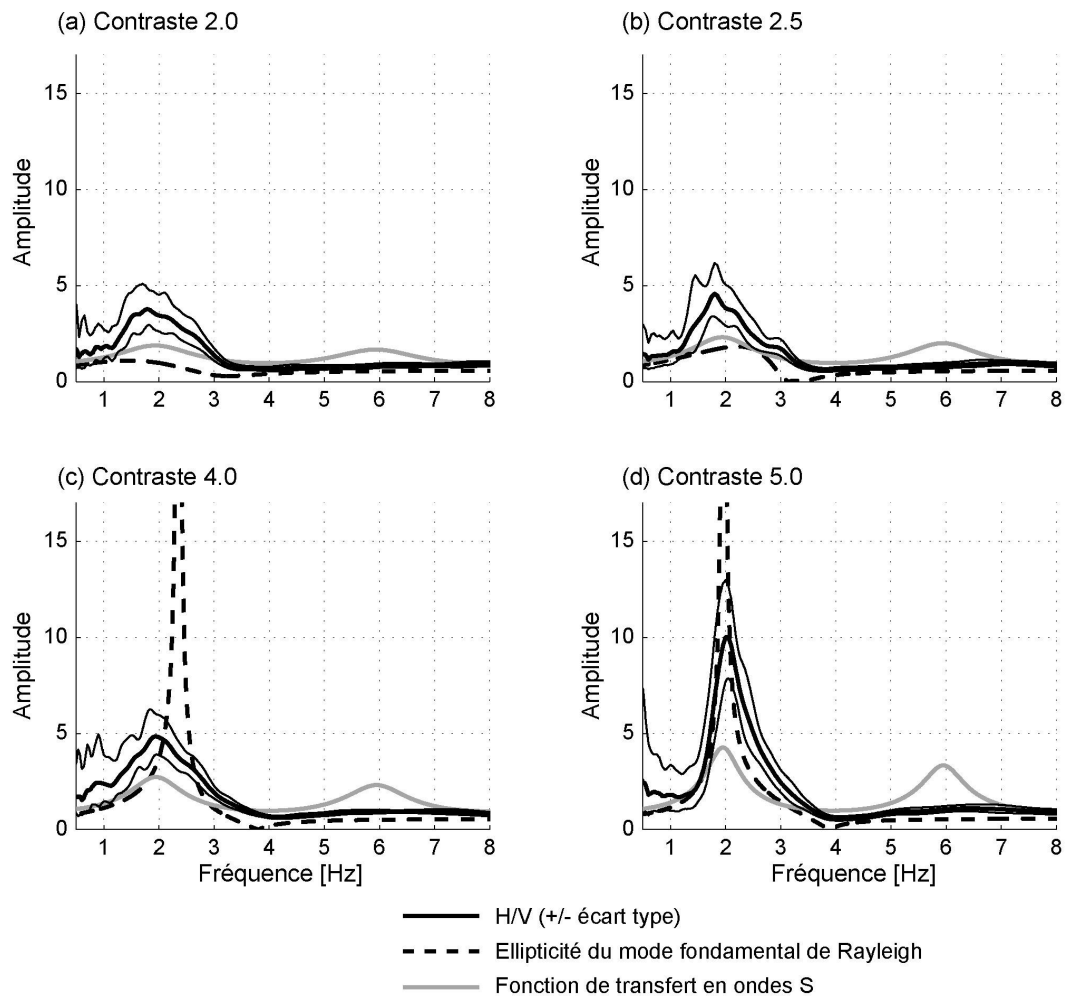


Figure 3-4 : ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh, fonction de transfert (calculées pour des ondes SH verticalement incidentes), et rapports spectraux observés pour différents contrastes d'impédance entre les sédiments et le rocher (cas d'une seule couche sédimentaire) : (a) faible contraste de 2 ; faible contraste de 2.5 ; (c) contraste modéré de 4 ; (d) fort contraste de 5 (c). Voir la figure pour la légende.

Ainsi ces observations montrent que, quelle que soit la valeur du contraste d'impédance, les courbes H/V exhibent un seul pic qui donne une bonne estimation de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert en ondes S. Cependant, en fonction du contraste, l'origine du pic H/V semble être différente :

- lorsque le contraste d'impédance est fort (supérieur à 4), le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh ;
- lorsque que le contraste d'impédance est faible (inférieur à 3) ou modéré (entre 3 et 4), la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh n'explique pas le pic H/V.

Par ailleurs, pour ce qui concerne l'amplitude des courbes H/V, la Figure 3-4 montre que quel que soit le contraste d'impédance, l'amplitude des courbes H/V ne peut être reliée ni à celle de l'ellipticité, ni à celle de la fonction de transfert. Les résultats présentés montrent que l'amplitude des courbes H/V surestime systématiquement celle des fonctions de transfert. Le fait que l'amplitude des courbes H/V soit inférieure à celle des courbes d'ellipticité (infinie à la fréquence de résonance) pourrait s'expliquer (en partie) par le mode de calcul des rapports H/V, et notamment par le lissage des spectres dans le domaine fréquentiel (Konno et Ohmachi 1998).

3.4.2. Rôle du coefficient de Poisson

Nous venons de voir le rôle joué par le contraste d'impédance entre deux couches sur les courbes H/V. Ces investigations ont été faites en considérant un fort coefficient de Poisson constant pour chacun des modèles. Intéressons nous maintenant, au rôle de ce coefficient de Poisson sur les courbes H/V.

3.4.2.1. Fort contraste d'impédance

Pour ce faire, nous avons considéré dans un premier temps, un modèle de sol à deux couches, avec un fort contraste d'impédance (6.6). Nous avons fait varier le coefficient de Poisson dans la première couche de (a) 0.49 à (b) 0.33 (Figure 3-5). Dans la suite de ce paragraphe nous adopterons les notations suivantes : F_{hv} pour la fréquence du pic H/V, F_o pour la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert, et F_{ell} pour la fréquence du pic d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh.

Si on considère que les rapports H/V sont dus à l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh pour des forts contrastes, alors d'après la Figure 3-2, on s'attend à ne pas observer d'écart entre F_{hv} et F_o dans le cas du fort coefficient de Poisson (cas a), et à observer un écart de l'ordre de 10% dans le cas d'un faible coefficient de Poisson (cas b). D'après la Figure 3-5, dans le cas d'un fort coefficient de Poisson (cas a), on observe bien que les fréquences $F_{hv}, F_o,$

F_{ell} sont cohérentes entre elles (à quelques pourcents près). Dans le cas d'un faible coefficient de Poisson (cas b), on note un écart de l'ordre de 9% entre F_{hv} et F_o . Les vitesses particulières calculées sur les signaux filtrés autour de la fréquence du pic H/V montrent que dans les deux cas considérés, le mouvement est purement horizontal à la fréquence du pic H/V.

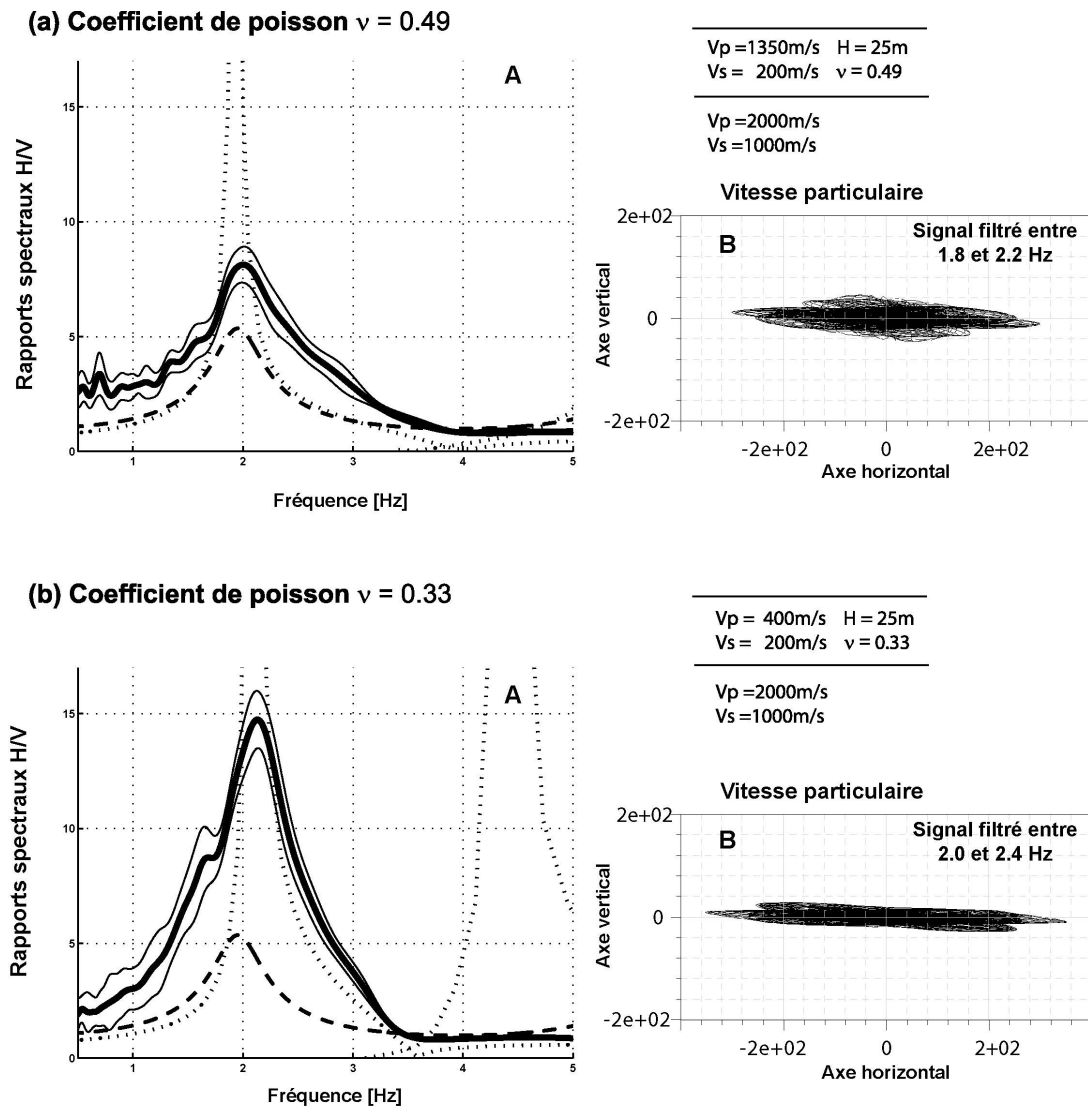


Figure 3-5 : (A) rapports H/V (+/- l'écart type) calculés dans le cas de modèles de sol à deux couches avec un fort contraste d'impédance (égal à 6.6), et un coefficient de Poisson (ν) variable dans la première couche : 0.49 (a) et 0.33 (b) ; voir la Figure 3-4 pour la légende. (B) Vitesse particulière calculée sur les signaux filtrés autour de la fréquence donnée par le pic H/V : entre 1.8 et 2.2 Hertz (a) et 2.0 et 2.4 Hertz (b).

Par ailleurs, bien que le contraste d'impédance soit le même dans les deux cas (égal à 6.6), l'amplitude du pic H/V est nettement plus élevée dans le cas du faible coefficient de Poisson que du fort coefficient.

Ces analyses confortent l'idée que la polarisation du mode fondamental des ondes de Rayleigh gouverne les rapports H/V, pour de forts contrastes. Néanmoins, que se passe-t-il lorsqu'on considère des valeurs singulières de la Figure 3-2 ?

3.4.2.2. Contraste d'impédance modéré

D'après la Figure 3-2, il existe en effet des cas où F_{ell} et F_o présentent un écart de plus de 30%. Prenons comme exemple un modèle de sol avec un contraste d'impédance modéré égal à 4 entre deux couches et un coefficient de Poisson égale à 0.33 dans la première couche, et observons l'influence du coefficient de Poisson sur la courbe H/V.

La Figure 3-6(a) présente la courbe H/V obtenue en considérant une telle structure de sol. La courbe H/V exhibe bien un pic, mais ce pic n'est pas localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh F_{ell} (3 Hz). Le pic H/V est localisé à proximité de la fréquence de résonance F_o . On observe également que l'amplitude du pic H/V surestime l'amplitude de la fonction de transfert à la fréquence de résonance. Si on regarde les vitesses particulières (Figure 3-6(b)), on s'aperçoit que le mouvement particulier des synthétiques de bruit a une composante verticale à la fréquence correspondant au pic d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh, et est purement horizontal à la fréquence du pic H/V.

Ainsi, on voit que dans le cas présent (contraste modéré et faible coefficient de Poisson) la courbe H/V n'exhibe pas de pic à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. A cette fréquence, le mouvement particulier des synthétiques de bruit n'est pas purement horizontal. En revanche, la courbe H/V exhibe quand même un pic à la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert. Ceci montre clairement que dans le cas présent, le pic H/V n'est pas dû à la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh.

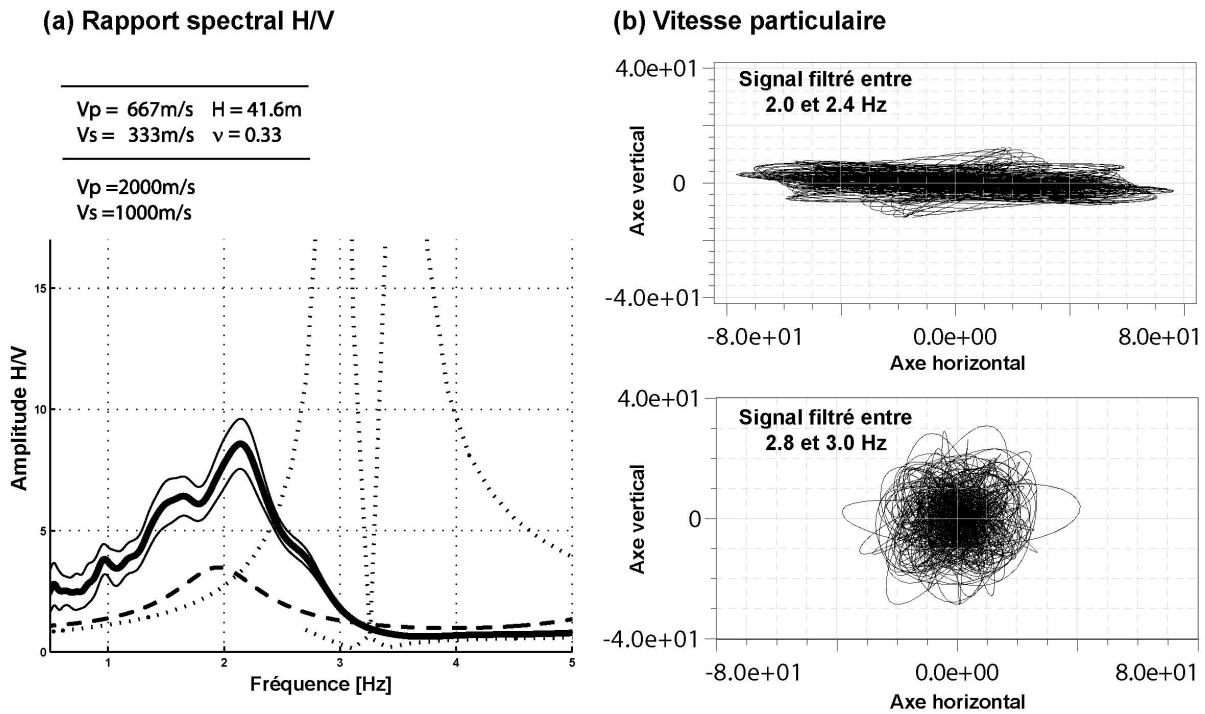


Figure 3-6 : (a) rapports spectraux (trait plein, +/- l'écart type (trait fin)) calculés dans le cas d'un modèle à deux couches avec un contraste d'impédance de 4, et un coefficient de Poisson de 0.33 dans la première couche ; les caractéristiques physiques sont indiquées sur la figure. Les courbes d'ellipticité du mode fondamental et du premier mode de Rayleigh sont indiquées en trait fin pointillés, et la courbe de la fonction de transfert en ondes S correspondante est indiquée en traits tirés. (b) Vitesse particulaire calculées sur les signaux filtrés autour de la fréquence du pic H/V (entre 2 et 2.4 Hertz) et autour de la fréquence du pic d'ellipticité (entre 2.8 et 3.2 Hertz).

3.4.3. Synthèse sur les milieux à une couche sédimentaire

Les analyses précédentes montrent que, quel que soit le contraste et le coefficient de Poisson considéré, les courbes H/V montrent un pic à la fréquence de résonance de la structure (dans le cas simple d'une couche sédimentaire sur du rocher). Il semblerait que l'origine de ce pic ne soit pas toujours imputée aux ondes de surface. Nous proposons de faire la synthèse suivante :

- dans le cas de forts contrastes d'impédance (supérieur à 4), quelle que soit la valeur du coefficient de Poisson, le pic H/V est localisé à la fréquence de polarisation horizontale du

mode fondamental de Rayleigh et donne une bonne estimation de la fréquence de résonance de la structure ;

- dans le cas de contrastes modéré (4, dans le cas présent), quelle que soit la valeur du coefficient de Poisson (0.33 et 0.49, dans le cas présent), le pic H/V n'est pas localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, en revanche il est localisé à proximité de la fréquence de résonance. Dans ce cas, le pic H/V n'est pas dû aux ondes de Rayleigh ;
- dans le cas de faibles contrastes (inférieur à 3), quelle que soit la valeur du coefficient de Poisson, la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh n'exhibe pas de pic. En revanche, la courbe H/V exhibe un pic (ou une bosse dans le cas d'un très faible contraste) qui donne une bonne estimation de la fréquence de résonance de la structure. Dans ce cas, le pic H/V n'est pas dû aux ondes de Rayleigh ;
- dans tout les cas présentés ici, l'amplitude du pic H/V surestime toujours l'amplitude de la fonction de transfert à la fréquence de résonance.

Contraste	pic H/V (F _{hv}) ?	mouvement purement horizontal du mode fondamental de Rayleigh (F _{ell}) ?	F _{ell} = F _o ?	F _{hv} = F _o ?
Faible (<3)	oui	non	--	oui
Modéré (3-4)	oui	oui	non	oui
Fort (>4)	oui	oui	oui	oui

Tableau 3-3 : Tableau synthétisant les relations entre la fréquence de résonance F_{fo} , la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh F_{ell} et la fréquence du pic H/V F_{hv} , en fonction du contraste d'impédance entre la couche sédimentaire et le rocher.

Ce paragraphe montre que quel que soit le contraste et le coefficient de Poisson considéré, la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance (dans le cas d'une structure simple à deux couches). Dans le cas de fort contraste, le pic H/V est dû à la polarisation des ondes de Rayleigh. Ces résultats sont en accord avec les études de Lachet et Bard (1994). Mais ce paragraphe montre également qu'il existe des cas (faible contraste,

contraste modéré avec un faible coefficient de Poisson) où la polarisation des ondes de Rayleigh n'explique pas le pic H/V. Voir le Tableau 3-3 pour une synthèse. Ces résultats montrent qu'il est nécessaire de comprendre l'origine du pic H/V lorsqu'il n'est pas dû aux ondes de Rayleigh.

3.5. Généralisation à une couche sédimentaire avec un gradient de vitesse

3.5.1. Relation entre ellipticité et fonction de transfert

Dans le premier paragraphe, nous ne nous sommes intéressés qu'à des structures simples (une couche sur un demi-espace infini), il est donc légitime de s'interroger sur la validité de nos résultats dans le cas de structures plus complexes et surtout plus proches de la réalité. Nous avons choisi d'investiguer les relations existantes entre les courbes H/V, la polarisation des ondes de Rayleigh et la fonction de transfert des ondes S pour des couches sédimentaires avec un gradient en ondes S. En pratique, le code d'Hisada (1994, 1995) utilisé pour les simulations de bruit de fond urbain dans des milieux 1D ne permet pas de modéliser des couches sédimentaires avec un gradient de vitesse continu. Pour pallier cet obstacle, la couche à gradient de vitesse en ondes S est approximée par une série de couches. Ainsi, 11 couches sédimentaires avec des vitesses en ondes S variables ont été définies pour constituer un ensemble de modèles. L'ensemble des modèles a la même épaisseur totale de sédiment, épaisseur fixée à 55 mètres (chaque couche a une épaisseur de 5 mètres). Les vitesses des ondes P dans les sédiments α_{sed} et dans le rocher α_{roch} sont respectivement égales à 1500 m/s et 4000 m/s (pas de gradient de vitesse en ondes P). Le choix arbitraire de ne pas considérer un gradient de vitesse pour les ondes P se justifie par le retour d'expérience qui montre, qu'en général, l'eau est présente dans les sédiments superficiels (dû aux nappes phréatiques). Les densités dans les sédiments ρ_{sed} et dans le rocher ρ_{roch} sont respectivement égales à 1.5 g/cm³ et 2.0 g/cm³. Ces modèles sont caractérisés par leur vitesse en ondes S à la surface β_o et la base des sédiments β_{sed} ; chaque couple de β_o et β_{sed} définit la valeur du gradient *grad* (avec *grad*=0,...,9) (Figure 3-7). La vitesse dans les sédiments est caractérisée par la loi décrite par l'Equation 3-3.

$$\beta(z) = \text{grad} \times z + \beta_o \quad (3-3)$$

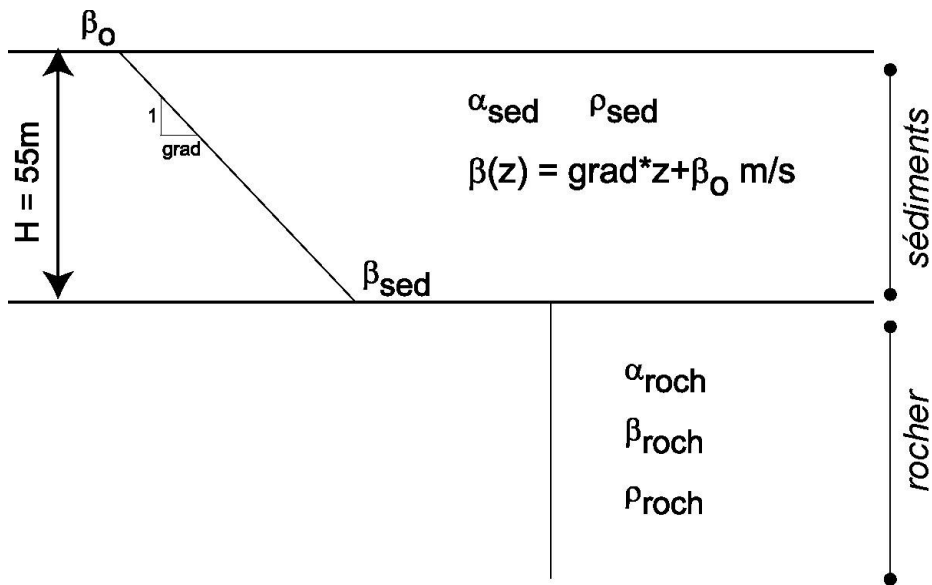


Figure 3-7 : schéma des modèles à gradient considérés dans cette étude. Les vitesses des ondes P et S sont notés α et β , respectivement. La densité est notée ρ . Les indices *sed* et *roch* indiquent le milieu (couche sédimentaire ou rocher). Le gradient de vitesse en ondes S dans les sédiments est défini par la vitesse des ondes S à la surface β_o et à la base des sédiments β_{sed} , et l'épaisseur totale des sédiments (H).

La valeur de la vitesse des ondes S dans le rocher (β_{roch}) étant elle aussi variable, l'ensemble des modèles est ainsi défini par 1) la valeur du gradient, 2) la valeur $Z_s(\text{surf}/\text{roch})$ du contraste d'impédance entre la surface des sédiments et le rocher (Equation 3-4), 3) la valeur $Z_s(\text{sed prof}/\text{roch})$ du contraste d'impédance entre les sédiments profonds et le rocher (Equation 3-5). Le Tableau 3-4 décrit dans les caractéristiques des modèles considérés dans cette étude.

$$Z_s(\text{surf} / \text{roch}) = \frac{\rho_{roch} \times \beta_{roch}}{\rho_{sed} \times \beta_o} \quad (3-4)$$

$$Z_s(\text{sed prof} / \text{roch}) = \frac{\rho_{roch} \times \beta_{roch}}{\rho_{sed} \times \beta_{sed}} \quad (3-5)$$

Gradient	β_o (m/s)	β_{sed} (m/s)	β_{roch} (m/s) en fonction du contraste $Zs(surf/roch)$				
			2	3	4	5	6
0	400	400	608	912	1216	1520	1824
1	375	425	570	855	1140	1425	1710
2	350	450	532	798	1064	1330	1596
3	325	475	494	741	988	1235	1482
4	300	500	-	684	912	1140	1368
5	275	525	-	627	836	1045	1254
6	250	550	-	570	760	950	1140
7	225	575	-	-	684	855	1026
8	200	600	-	-	608	760	912
9	175	625	-	-	-	665	798

Tableau 3-4 : caractéristiques physiques, vitesses des ondes S en surface (β_o), à la base des sédiments (β_{sed}) et dans le rocher (β_{roch}) en fonction du gradient et du contraste d'impédance $Zs(surf/roch)$ entre la surface et le rocher, des modèles étudiés. L'épaisseur totale des sédiments est fixée à 55 mètres, et les vitesses des ondes P dans les sédiments et dans le rocher sont respectivement égales à 1500 m/s et 4000 m/s.

Pour les modèles où le mode fondamental de Rayleigh montre une polarisation horizontale (Figure 3-8), nous avons calculé les écarts entre : 1) F_{f0} (fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert) et F_{ell} (fréquence de polarisation horizontale du mode de Rayleigh considéré) en fonction du contraste d'impédance entre la surface et le rocher, et du contraste d'impédance entre les sédiments profonds et le rocher ; 2) les fréquences de polarisation horizontale du mode fondamental et du premier harmonique de Rayleigh. La Figure 3-9 nous indique clairement que certaines structures à gradient présentent les mêmes caractéristiques que celles déjà évoquées dans le cas d'une structure simple à une couche sédimentaire ; à savoir un écart non négligeable (jusqu'à 60%) entre la fréquence de résonance F_{f0} et la fréquence de polarisation horizontale des ondes de Rayleigh F_{ell} .

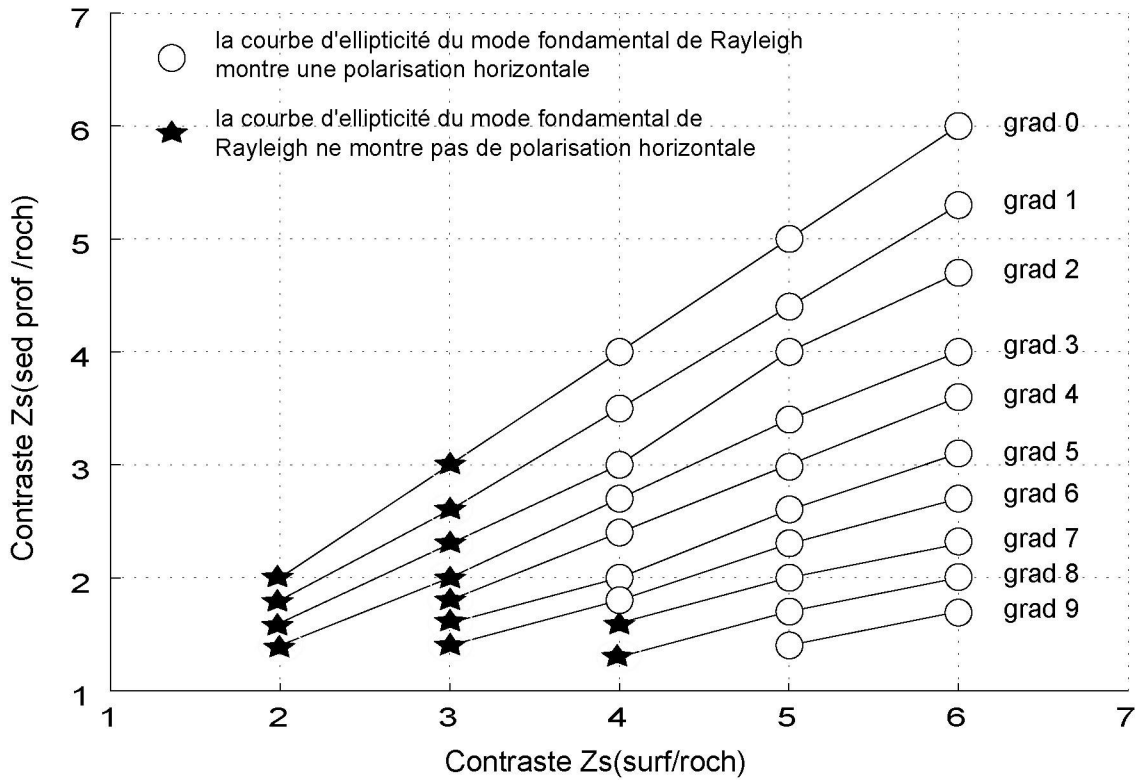


Figure 3-8 : présence d'un pic sur la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh, en fonction des contrastes d'impédance entre la surface et le rocher $Z_s(\text{sur/roch})$, et le contraste d'impédance entre les sédiments profonds et le rocher $Z_s(\text{sed prof /roch})$. Les valeurs de gradient sont indiquées sur la figure. Les cercles indiquent que la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh exhibe un pic d'amplitude supérieure à 2, les étoiles indiquent que la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh n'exhibe pas de pic.

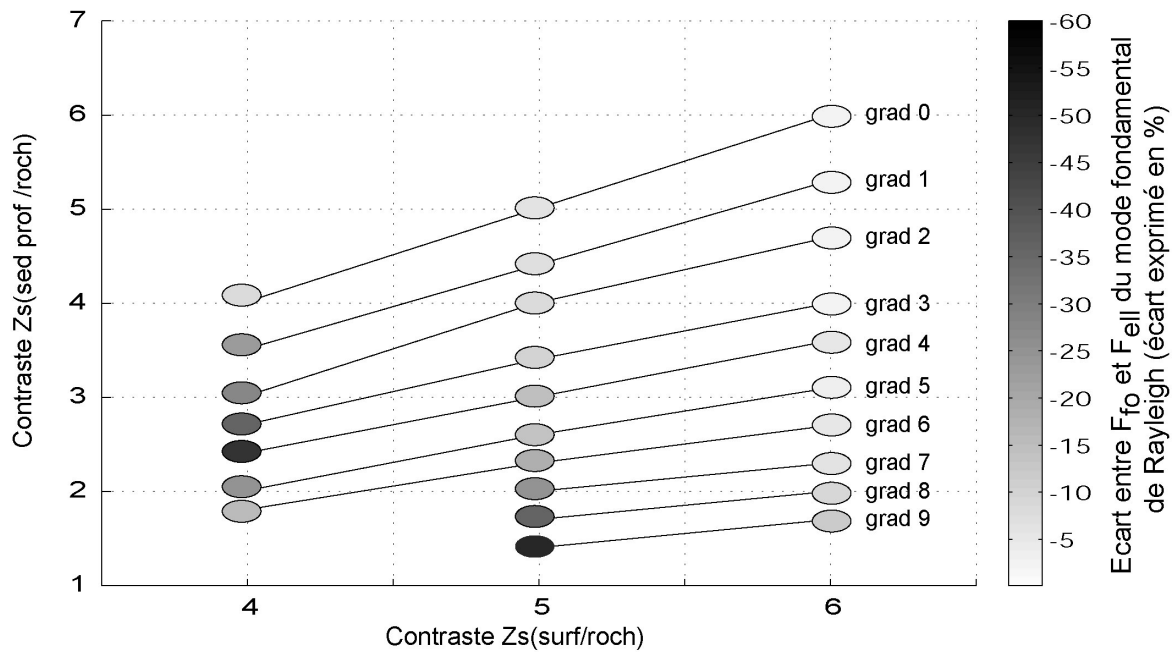


Figure 3-9 : écart entre la fréquence de résonance F_{fo} donnée par la fonction de transfert et la fréquence de polarisation horizontale F_{ell} du mode fondamental de Rayleigh. Les écarts sont donnés en pourcentage et en fonction des contrastes d'impédance entre la surface et le rocher $Z_s(\text{surf/roch})$, et le contraste d'impédance entre les sédiments profonds et le rocher $Z_s(\text{sed prof/roch})$. Les valeurs de gradient sont indiquées sur la figure.

3.5.2. Relation entre H/V, ellipticité et fonction de transfert

L'étude théorique de l'ellipticité des ondes de Rayleigh dans des structures à gradient révèle le même comportement que celui observé dans le cas d'une seule couche sédimentaire sur du rocher, à savoir que la fréquence du pic d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh peut être différente de la fréquence de résonance. Afin de valider les résultats montrés dans les paragraphes précédents, nous avons décidé de calculer les rapports spectraux H/V pour les modèles avec un contraste d'impédance entre la surface et le rocher égale à 5. Le choix de ne calculer les rapports H/V que sur un ensemble restreint des modèles n'est motivé que par une question de temps de calcul. Le choix du contraste d'impédance de 5 offre l'avantage de considérer un panel varié des valeurs de l'écart entre F_{fo} et F_{ell} .

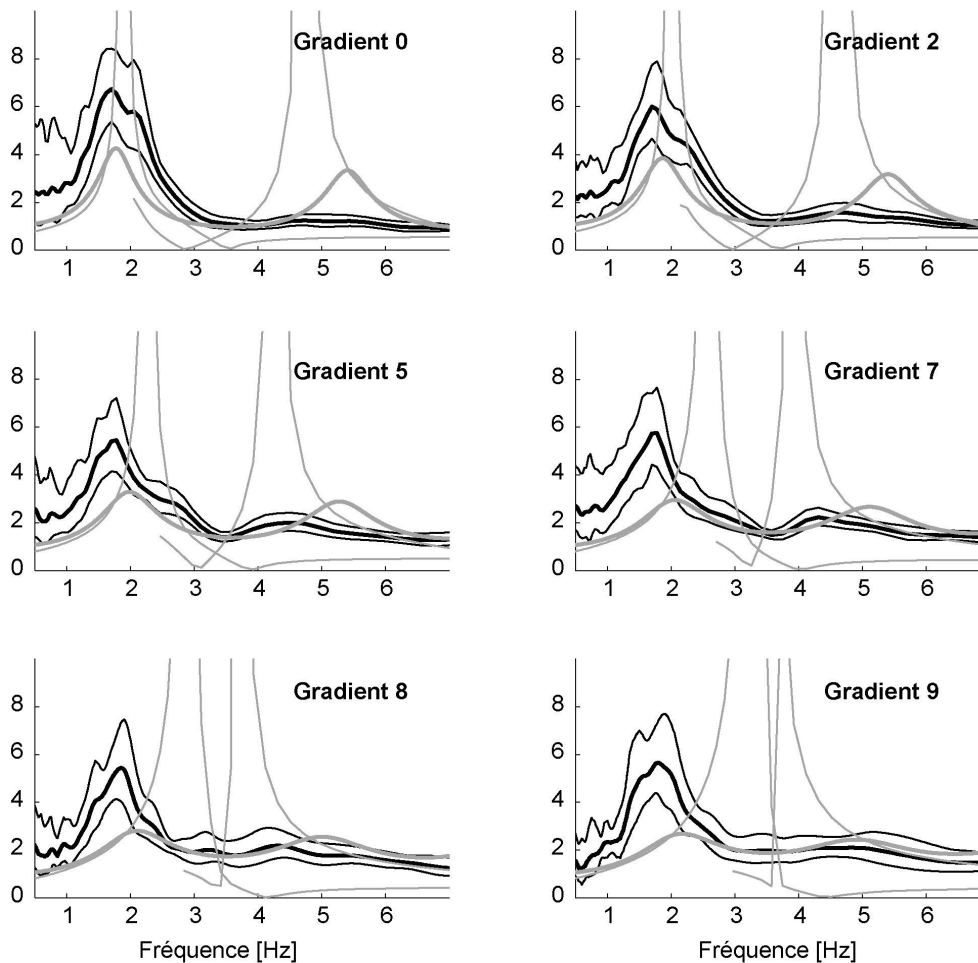


Figure 3-10 : rapports H/V (+/- l'écart type) calculés dans le cas de modèles de sol à gradient de vitesse en ondes S (gradient de 0, 2, 5, 7, 8 et 9), en considérant un contraste d'impédance entre la surface et le rocher à 5. Les courbes d'ellipticité du mode fondamental et du premier mode de Rayleigh sont indiquées en trait fin gris, et la courbe de la fonction de transfert en ondes S correspondante est indiquée en trait gris épais.

Parmi les modèles avec un contraste d'impédance entre la surface et le rocher $Z_s(\text{surf}/\text{roch})$ égal à 5, six modèles avec des gradients variables (0, 2, 5, 7, 8 et 9) ont été sélectionnés (voir Tableau 3-4 pour les caractéristiques physiques correspondantes). Les synthétiques de bruit ont été calculés pour chaque modèle. La durée des synthétiques est de 5 minutes, le domaine spectral investigué est compris entre 0.5 et 14.5 Hertz. A chaque simulation, 333 sources modélisées par des diracs, localisées à 2 mètres de profondeur, et avec une ouverture spatiale de 500 à 2000 mètres, sont considérées. D'après la Figure 3-9, pour un contraste $Z_s(\text{surf}/\text{roch})$ égale à 5, ce sont les modèles avec des forts gradients (7, 8 et 9) qui présentent le plus fort écart entre la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert et la fréquence de

polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (écart supérieur à 20%). Pour les autres valeurs de gradient (0, 2, 5), l'écart entre la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert et la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh est faible (inférieure à 20%).

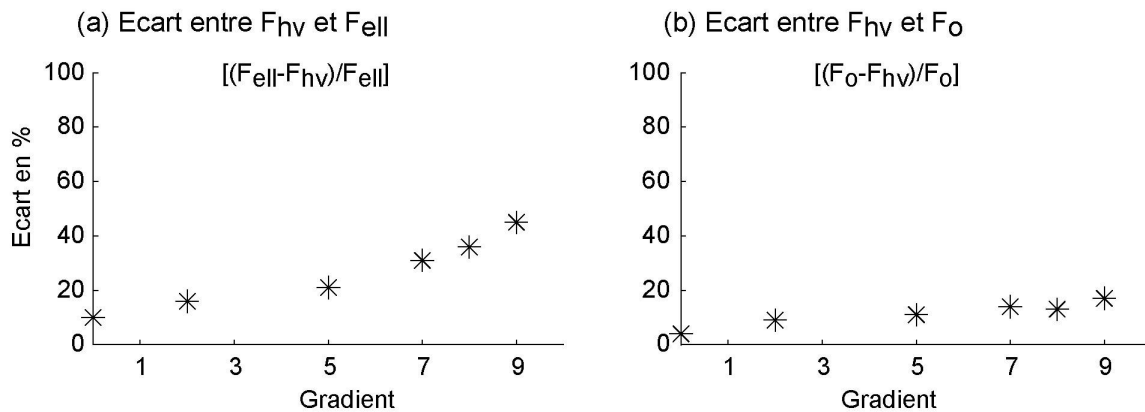


Figure 3-11 : écarts calculés, pour chaque modèle présenté sur la Figure 3-10, entre (a) la fréquence du pic H/V (F_{hv}) et la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (F_{ell}) ; (b) les fréquences du pic H/V (F_{hv}) et la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert en ondes S (F_{fo}). Les écarts sont exprimés en pourcent et sont fonction de la valeur du gradient.

La Figure 3-10 montre que les courbes H/V calculées sur les synthétiques de bruit, pour chaque modèle, n'exhibent qu'un seul pic. Quelle que soit la valeur du gradient, l'écart entre la fréquence du pic H/V et la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert ne dépasse pas une valeur maximale de 20% (Figure 3-11). En revanche, on observe que suivant la valeur du gradient, l'origine du pic H/V peut être différente :

- dans le cas d'un gradient nul (Gradient 0) ou faible (Gradient 2), la fréquence du pic H/V est cohérente avec la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh ;
- dans le cas d'un gradient modéré (Gradient 5) ou fort (Gradient 7, 8 et 9), la fréquence du pic H/V est différente de la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (écart supérieur à 20%). Donc, dans ces cas, le pic H/V n'est pas dû à la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh.

Ainsi, une analyse semblable à celle synthétisant les discussions sur les modèles à une couche sédimentaire sur du rocher, peut être réalisée : quel que soit le gradient considéré, les courbes H/V n'exhibent qu'un seul pic. La fréquence de ce pic est proche de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert (avec un écart maximum de 20%). Lorsque le gradient est faible, le pic H/V peut être dû partiellement à la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. Lorsque le gradient est fort, la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh (du mode fondamental, et des modes supérieurs) n'explique pas le pic observé sur les courbes H/V.

3.5.3. Synthèse sur les milieux sédimentaires avec un gradient en ondes S

En se référant à la Figure 3-9, on constate que les modèles avec un fort gradient de vitesse (supérieur à 7) présentent une caractéristique commune supplémentaire : un faible contraste d'impédance entre les sédiments profonds et le rocher $Zs(sed\ prof/roch)$. Ainsi, bien que le contraste d'impédance entre la surface et le rocher $Zs(surf/roch)$ soit élevé (5 dans le cas présent), les forts gradients de vitesse entre la surface et les sédiments profonds impliquent que le contraste d'impédance en profondeur $Zs(sed\ prof/roch)$ soit faible (inférieur à 3). Si on considère la vitesse moyenne des ondes S dans les sédiments β_{moy} (en temps de parcours moyen dans chaque couche i d'épaisseur h_i et de vitesse β_i) (Equation 3-6), on peut alors définir le contraste d'impédance moyen entre les sédiments et le rocher $Zs(moy/roch)$. Le Tableau 3-5 présente les valeurs des contrastes moyens $Zs(moy/roch)$ calculés pour les modèles considérés dans notre étude (Equation 3-7).

$$\beta_{moy} = \frac{\sum h_i}{\sum \frac{h_i}{\beta_i}} \quad (3-6)$$

$$Zs(moy / roch) = \frac{\rho_{roch} \times \beta_{roch}}{\rho_{sed} \times \beta_{moy}} \quad (3-7)$$

Gradient	β_{moy} (m/s)	β_{roch} (m/s)	Contraste $Zs(moy/roch)$
0	400	1520	5.0
2	397	1330	4.4
5	384	1045	3.6
7	367	855	3.0
8	356	760	2.8
9	343	665	2.5

Tableau 3-5 : vitesse moyenne des ondes S dans les sédiments β_{moy} calculée pour les modèles avec un contraste $Zs(surf/roch)$ de 5, et pour les gradients de 0, 2, 5, 7, 8 et 9. β_{moy} est calculée à partir des temps de parcours moyen des ondes S dans les sédiments (Equation 3-6). Les vitesses des ondes S moyenne dans les sédiments et dans le rocher définissent le contraste moyen entre les sédiments et le rocher $Zs(moy/roch)$ (Equation 3-7).

La Figure 3-12 présente, dans le cas d'un fort contraste ente la surface et de rocher (5 dans le cas présent), en fonction du contraste moyen entre la vitesse moyenne des ondes S dans les sédiments et le rocher, $Zs(moy/roch)$, les valeurs de la fréquence de résonance F_{fo} , la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh F_{ell} , et la fréquence du pic H/V F_{hv} . On voit clairement que pour les valeurs du contraste moyen $Zs(moy/roch)$ en dessous d'une valeur égale à 4, la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh n'explique pas le pic H/V. Pour les valeurs de contrastes moyens supérieurs à 4, l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh peut expliquer le pic H/V. D'après le Tableau 3-5, les modèles avec un contraste moyen $Zs(moy/roch)$ inférieur à 3 correspondent aux modèles avec un fort gradient de vitesse en ondes S dans les sédiments.

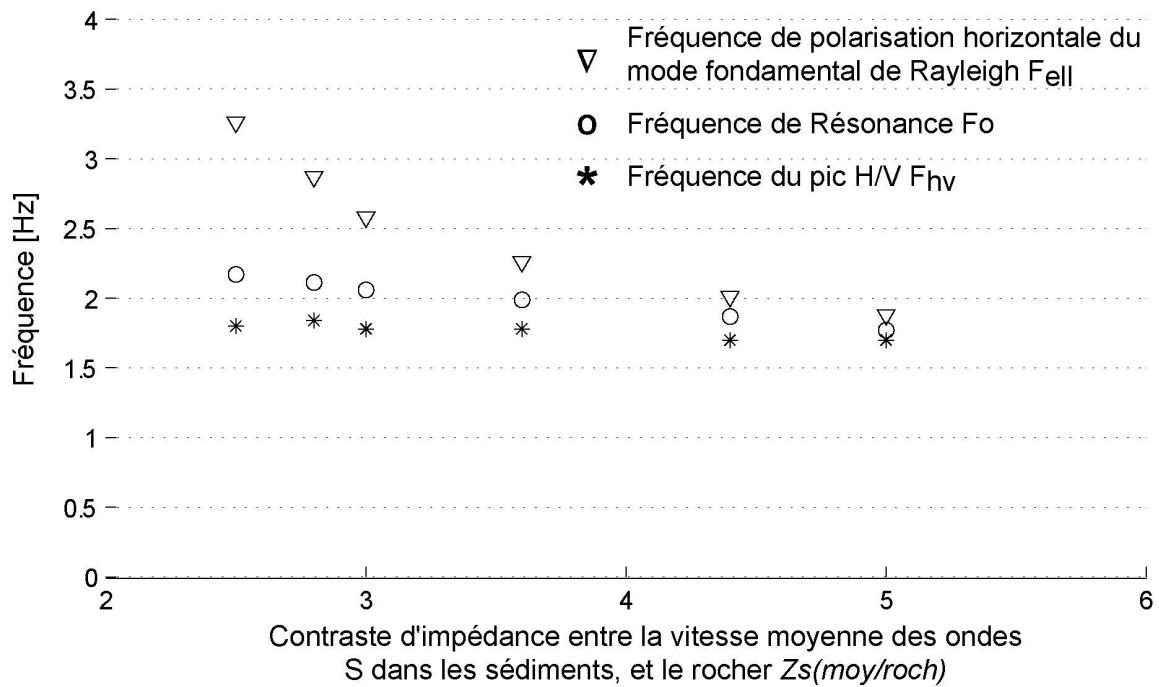


Figure 3-12 : valeurs de la fréquence de résonance F_{fo} donnée par la fonction de transfert (cercle) ; de la fréquence de polarisation horizontale F_{ell} du mode fondamental de Rayleigh (triangle), et de la fréquence du pic H/V F_{hv} (étoile). Les fréquences sont donnés en fonction de contraste moyen d'impédance entre les sédiments et le rocher $Z_s(moy/roch)$.

On peut donc conclure ce paragraphe consacré aux couches sédimentaires avec un gradient en ondes S dans les sédiments, en faisant la synthèse suivante :

- les courbes H/V n'exhibent qu'un seul pic. Ce pic est localisé à proximité de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert en ondes S (avec une déviation inférieure à 20%) ;
- lorsque le contraste moyen entre les sédiments et le rocher est supérieur à 3, le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh ;
- lorsque le contraste moyen entre les sédiments et le rocher est inférieur à 3, le pic H/V n'est pas dû à la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh.

3.6. Synthèse sur les rapports spectraux H/V

Les discussions des paragraphes précédents montrent toute la complexité des fondements théoriques des rapports spectraux H/V. Pour une structure homogène monocouche (avec ou sans gradient de vitesse en ondes S), nous proposons de faire la synthèse suivante :

- Les analyses précédentes montrent que, quel que soit le contraste et le coefficient de Poisson considéré, les courbes H/V ne montrent qu'un seul pic ;
- le pic H/V est toujours localisé à une fréquence proche de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert en ondes S. On montre que la fréquence du pic H/V est égale à la fréquence de résonance des ondes S à plus ou moins 20% (pour des structures 1D). En revanche, l'amplitude du pic H/V modélisé surestime systématiquement l'amplitude de la fonction de transfert à la fréquence de résonance ;
- lorsque le contraste moyen entre les sédiments et le rocher est fort (supérieur à 4), le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh ;
- lorsque le contraste moyen entre les sédiments et le rocher est faible (inférieur à 3) ou modéré (entre 3 et 4), alors le pic H/V ne pas être dû à la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh.

Ces résultats montrent toute la complexité de la compréhension des rapports spectraux H/V. Cette étude met en avant l'influence importante des paramètres physiques du sol sur les rapports H/V. Le rôle du coefficient de Poisson et du contraste d'impédance a déjà été mis en avant lors d'étude précédentes (Lachet et Bard 1994, Malischewsky et Scherbaum 2004), en revanche c'est la première fois que la notion de contraste moyen d'impédance entre les sédiments et le rocher est clairement montrée.

Pour conclure, nous ré insistons sur le fait que nos résultats montrent que la fréquence estimée à partir du pic H/V donne à plus ou moins 20% la fréquence estimée par la fonction de transfert en ondes S (dans des milieux 1D). Ce chapitre montre également que la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh n'explique pas, dans tous les cas, le pic H/V.

Par ailleurs, nos résultats montrent également, combien il est difficile d'interpréter l'amplitude du pic H/V. On comprend que lorsque le pic H/V peut être interprété comme étant dû à la polarisation des ondes de Rayleigh, alors il n'y a aucune raison physique d'interpréter l'amplitude du pic en terme de facteur d'amplification du site (l'amplitude de l'ellipticité des ondes de Rayleigh étant théoriquement infinie à la fréquence de polarisation horizontale). Par ailleurs nos résultats montrent que même lorsque la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh n'explique pas le pic H/V, l'amplitude de ce dernier surestime l'amplitude de la fonction de transfert (à la fréquence de résonance).

CHAPITRE 4

4. Influence des sources de bruit sur les courbes H/V (cas 1D)

Le chapitre précédent montre que dans certains cas, les courbes H/V ne sont pas gouvernées par la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. On peut alors se demander quelle est l'influence des sources de bruit sur l'origine des pics H/V. Le type de sources (en terme de contenu fréquentiel), et la localisation spatiale des sources (dans le plan x,y,z) influent-ils sur les courbes H/V ?

Ce chapitre est ainsi consacré à l'étude des sources de bruit et leurs influences sur les courbes H/V. Dans un premier temps, nous avons opté pour une approche numérique : en fonction du type de sources et de leurs localisations spatiales nous analysons le champ d'ondes du bruit associés aux pics H/V. Ensuite, par des mesures expérimentales de bruit de fond de longues durées, nous validons les résultats obtenus par l'approche numérique.

4.1. Approche numérique

Ce paragraphe est consacré à l'étude des sources de bruit par une approche numérique. Nous présentons cette étude sous forme d'un article, en préparation : 'H/V ratio: a tool for site effect evaluation. Results from 1D noise simulations', en collaboration avec Cécile Cornou, Pierre-Yves Bard, Fabrice Cotton, Jozef Kristek, Peter Moczo et Donat Fäh.

4.1.1. Introduction

The H/V spectral ratio (i.e. the ratio between the Fourier amplitude spectra of the horizontal and the vertical component of microtremor) was first introduced by Nogoshi et Igarashi (1971), and widespread by Nakamura (1989, 2000). These authors showed the relationship between the H/V ratio and the fundamental ellipticity curve of Rayleigh waves; and took advantage of the coincidence between the lowest frequency maximum of this H/V curve and

the fundamental resonance frequency in order to use it as an indicator of the underground structure features. Various sets of experimental data (Lermo et Chavez-Garcia 1993, Gitterman *et al.* 1996, Seekins *et al.* 1996, Fäh 1997) have shown that H/V procedure can be successful in identifying the fundamental resonance frequency of sedimentary deposits. These observations are supported by several theoretical 1D investigations (Field et Jacob 1993, Lachet et Bard 1994, Lermo et Chavez-Garcia 1994, Wakamatsu et Yasui 1996, Tokeshi et Sugimura 1998), and show that synthetics obtained with randomly distributed, near surface sources lead to H/V ratios sharply peaked around the fundamental S wave frequency, when the surface layer exhibit a sharp impedance contrast with the underlying stiffer formations. However, some discussions are still under way about the applicability of microtremor to evaluate the amplification level of sediments (Bard 1998, Bour *et al.* 1998, Al Yuncha et Luzon 2000, Maresca *et al.* 2003, Rodriguez et Midorikawa 2003). An important issue concerns the amplitude of this H/V peak, and its relation to the S wave amplification. If H/V curves are only caused by the propagation properties of fundamental Rayleigh waves, there should be no correlation between the H/V peak amplitude and the S waves amplification.

In order to better understand the noise wavefield nature and its subsequent ability to provide significant information about the site conditions, we have simulated for a well-known 1D structure (a sedimentary layer overlaying a half-space) noise generated by randomly distributed sources. Using different sources having different depths and spatial location, we define the appropriate noise sources characteristics in order to get a good representation of the actual noise in terms of H/V and measured dispersion curves through array processing. Then, the investigation of the noise wavefield composition (body and/or surface waves) using array processing allows us to draw conclusion about the composition of noise wavefield at H/V ratio peak frequencies.

4.1.2. Noise data sets

4.1.2.1. Soil model

We consider a simple physical model representative of a soft site. It is composed of one homogeneous layer over a half-space, thereafter called M2 model. This model is characterized

by its thickness, P- and S - wave velocities, mass density, and P - and S-wave quality factors (Table 1). The physical characteristics of the M2 model have been chosen in order to illustrate the properties of a high impedance contrast (about 6.5) between the sedimentary layer and the bedrock. It has been shown in the literature that the shape of the H/V ratio is at least partially controlled by the polarization curve of fundamental Rayleigh wave (Lachet and bard, 1994). (Tokimatsu 1997, Konno et Ohmachi 1998, Malischewsky et Scherbaum 2004) show that, in a one layer medium, if the impedance contrast between the two units is higher than 3 or 4, the polarization of Rayleigh waves is purely horizontal at frequency close to the resonance frequency; this means that the peak amplitude ratio of fundamental Rayleigh waves ellipticity becomes infinite [see chapter 3].

Then, as the impedance contrast is high in the one layer model considered in this study, the agreement between the fundamental Rayleigh wave ellipticity curve and the fundamental S wave resonance frequency is very good at the resonance frequency (Figure 4-1). While at the first resonance harmonic frequency, there is a shift between the ellipticity curve of the first higher mode of Rayleigh wave and the S wave resonance.

	thickness (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Rho (g/cm³)	Qp	Qs
Layer	25	1350	200	1.9	50	25
Half-space	infinite	2000	1000	2.5	100	50

Tableau 4-1: Physical parameters for the sediment site (M2) model (one layer over a half-space).

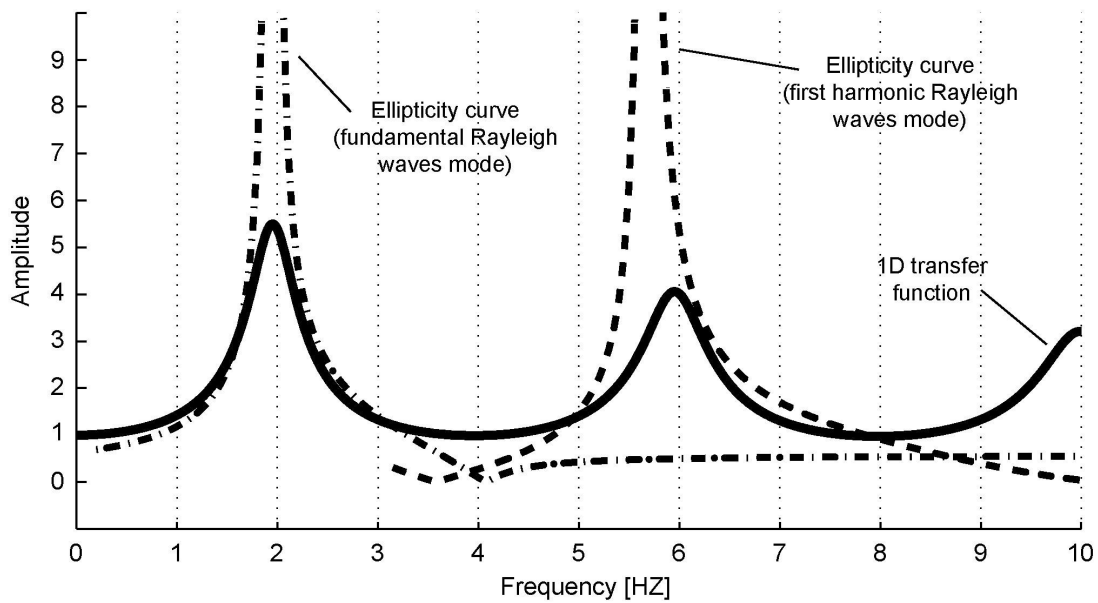


Figure 4-1: 1D transfer function for vertically incident SH waves (black line), ellipticity of the fundamental Rayleigh waves mode (dashed line) and first Rayleigh waves higher mode (dashed-dot line), M2 model.

4.1.2.2. Sources and receivers configuration

The noise recorded in urban areas can be considered as caused by randomly distributed sources with varying amplitude. These sources may have different anthropic origins: men walking, cars, factories, etc. We choose to model the sources by single body force whose direction, amplitude, and source time functions are randomly distributed (Moczo et Kristek 2002). The body force amplitude is defined in the three directions (X, Y, Z). A 750 meters aperture array composed of 290 receivers located at the surface have been considered. The minimum distance between each receiver is 16 meters (Figure 4-2).

Several sources configuration have been considered in this study:

- source time functions are either delta-like signals (to simulate transient noise sources such as men steps or cars) or pseudo-harmonic signals (a harmonic carrier with a Gaussian envelope to simulate continuous noise sources such as machinery in factories);
- source are located either within the sediment fill (at 2, 14, 22 meters depth), either within the bedrock (at 30 or 62 meters depth);

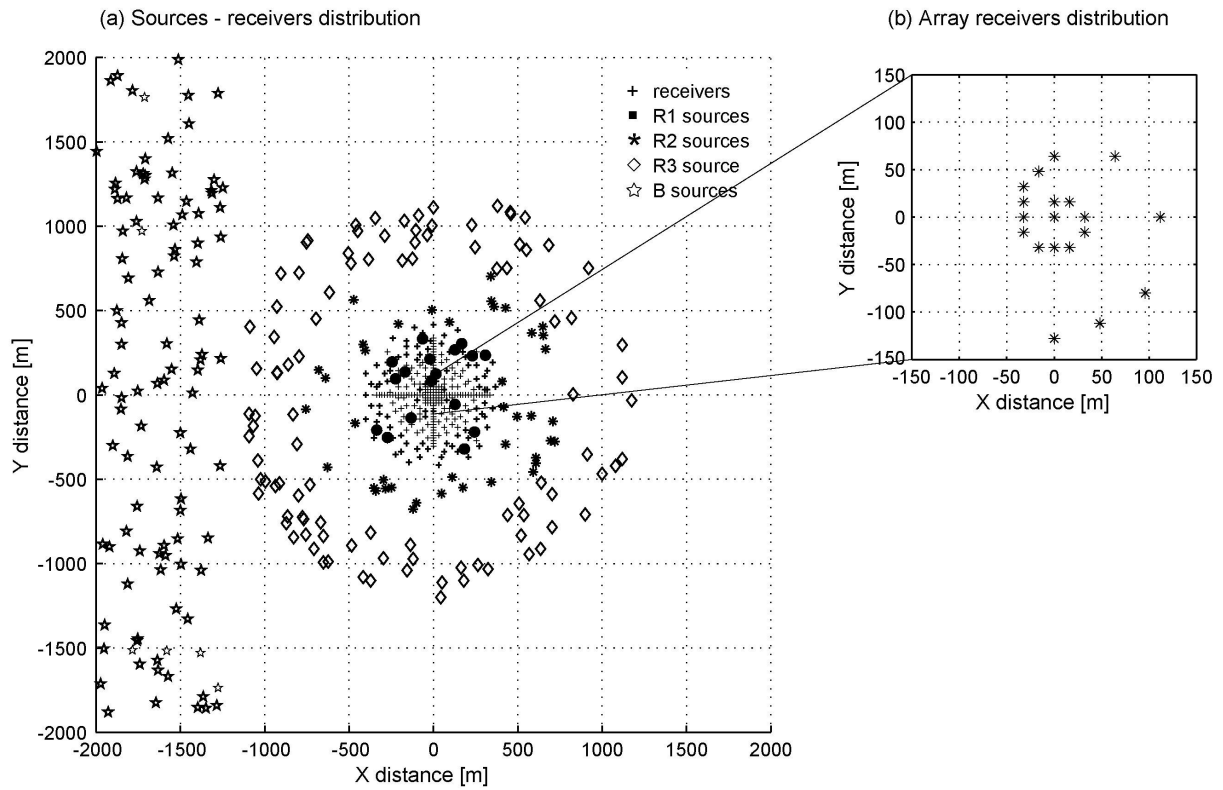


Figure 4-2: (a) spatial distributions of the receivers (crosses), and the four sources sets (R1 (dots), R2 (stars), R3 (diamonds), and B (pentagrams)). (b) Spatial distribution of the spiral receivers considered for the array analysis.

- the source-receiver distance has been chosen such as to define four source sets with increasing distances from the array center: R1 source set includes very local sources with source-receiver distance smaller than 500 meters, R2 source set includes distances between 500 and 750 meters, R3 source set includes distances between 750 and 1250 meters, while B source set corresponds to distances larger than 1250 meters. In addition, R1, R2 and R3 sources correspond to random azimuth, while B source are all located in a restricted azimuth area. The R1, R2 and R3 source sets have been selected to model local sources that correspond to source-receiver distances ranging from 4 to 50 times the sedimentary thickness, while the B source set are modeling contribution of far sources in a restricted azimuthal location.

4.1.3. Methods

4.1.3.1. Numerical simulation technique

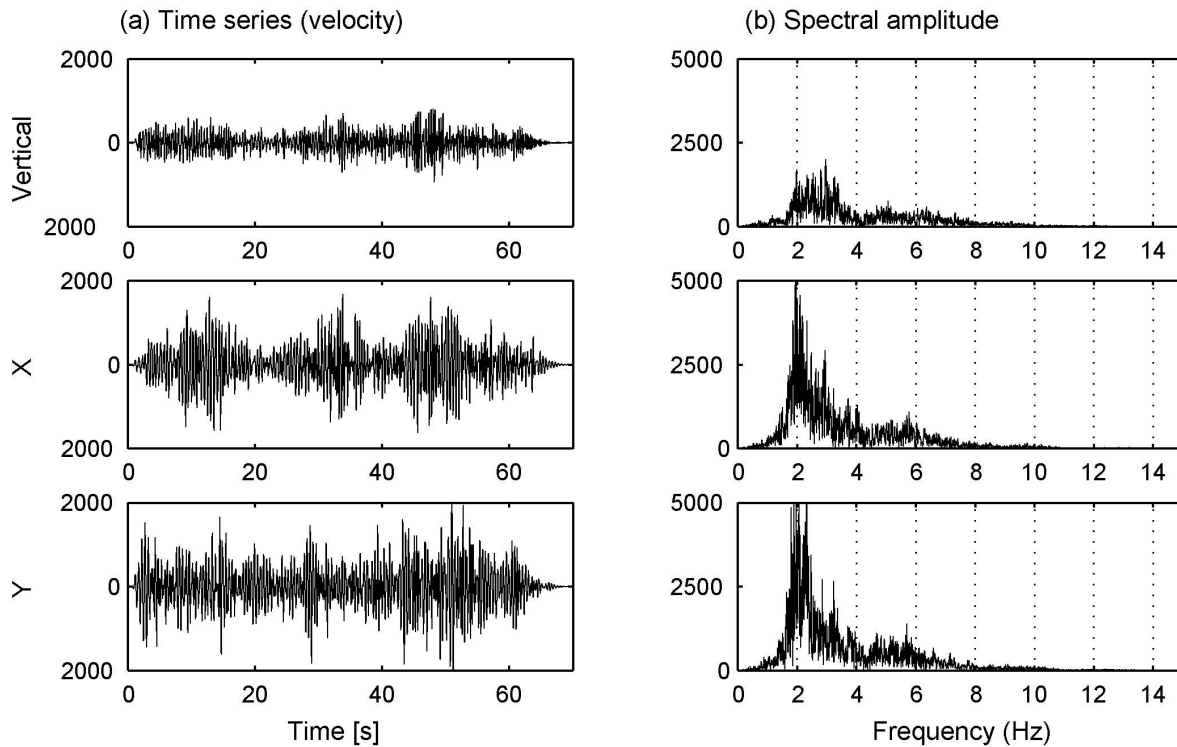


Figure 4-3: Time series (left) and Fourier amplitude spectra (right) computed at the central array receiver that include the contribution of all the sources (linear scale). The maximum frequency is 14.28 Hz. The X- and Y- components are towards the north-south and east-west directions, respectively.

Noise synthetics were computed using wavenumber code developed by Hisada (Hisada 1994, 1995 [see chapter 2]). The code computes the Greens functions due to point sources for viscoelastic horizontally stratified media, and allows source and receiver at very close depths. The response of the structure is then convolved with a chosen source time function, and the noise synthetic obtained at each receiver position is the sum of synthetics time series due to all sources contributions. For the computation, Green's functions were computed up to 14.28 Hz using a number of frequencies equal to 1024. The final duration of seismograms is 71.68 seconds. Figure 4-3 shows an example of time series and Fourier amplitude spectra computed at the array center.

4.1.3.2. Computation of the horizontal to vertical spectral ratio

The technique originally proposed by Nogoshi et Igarashi (1971), and wide-spread by Nakamura (1989, 1996) aims at estimating some site characteristics using microtremor measurements, and consists in deriving the ratio between the Fourier amplitude spectra of the horizontal and the vertical components of the microtremor recorded at the surface. While many scientists only trust the peak frequency of this ratio, interpreted as linked to the fundamental Rayleigh waves mode ellipticity and giving a good estimation of the fundamental S-wave resonance frequency for sites having a large impedance contrast (namely, above 4), some others claim that the H/V ratio provides also a satisfactory estimate of the site amplification.

In our study, the H/V ratio is calculated using 30 seconds time windows, overlapped one another by 80%. Spectra are smoothed following Konno et Ohmachi (1998), with parameter b set equal to 40. The quadratic mean of the horizontal spectra is used here. Then the final H/V ratio is obtained by averaging the H/V ratios from all windows [see chapter 2]. Standard deviation of H/V ratios are not considered here since windows are overlapped one by another by 80%. Usually actual noise measurement time duration at one receiver is closed to 5 or 15 minutes; here since the seismogram time duration is only 70 seconds we have decided to calculate H/V ratios at many receivers (at least 290) in order to have the best estimation of actual H/V ratios.

4.1.3.3. Array processing

The frequency-wavenumber based methods ($f-k$) are often used for deriving the phase velocity dispersion curves from ambient vibration array measurements. In this study, we have used the conventional semblance-based frequency-wavenumber method (CVFK) implemented in the CAP software developed within the framework of the SESAME project (Ohrnberger 2004, Ohrnberger *et al.* 2004a, Ohrnberger *et al.* 2004b) [see chapter 2]. Operating with sliding time windows and narrow frequency bands, this method provides the wave propagation parameters (azimuth and slowness as a function of frequency) of the most coherent plane wave arrivals. In this study, we use a wavenumber grid layout sampled equidistantly in slowness and azimuth (azimuth and slowness sampling set to 5 degrees and 0.035 s/km, respectively). For the array analysis, we have considered a spiral shaped array composed of nineteen receivers. Only the vertical component of the noise synthetics is used for deriving the Rayleigh waves

dispersion curve. The aperture of the array is about 200 meters and the minimum distance between closer receivers is 16 meters Figure 4-2. The wavenumber range resolution of the array is between 0.0155 and 0.1963 rad/m, Figure 4-4(b).

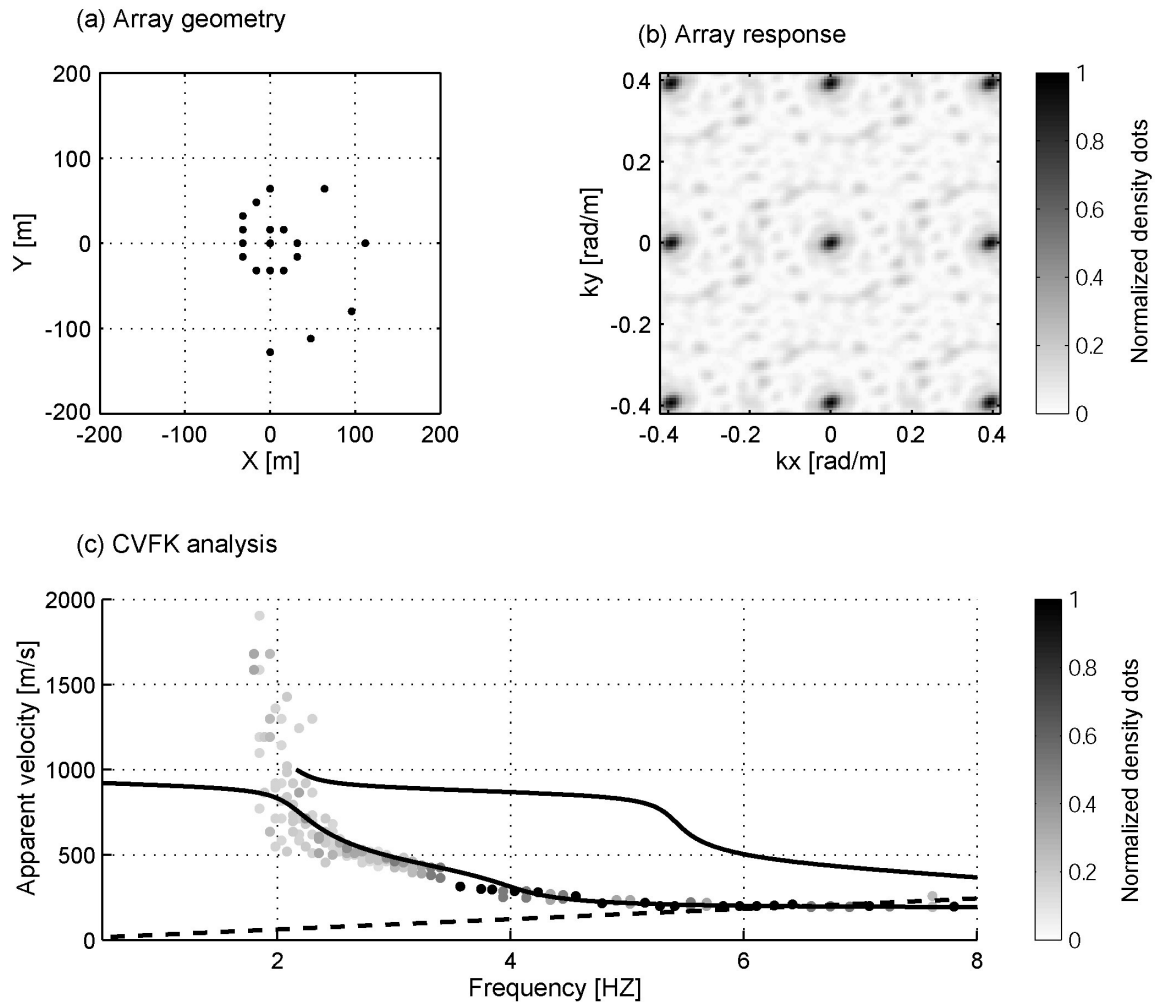


Figure 4-4: (a) array geometry used for the array analysis. (b) Array transfer function. (c) Example of visualization of CVFK analysis results: velocities estimates are plotted versus frequency, the grey scale indicates the normalized velocities histogram distribution; the dashed line displays the aliasing condition.

Figure 4-4(c) displays an example of the visualization of array analysis results. We visualize the histograms obtained from CVFK analysis as normalized velocities histogram distribution (in frequency-velocity plane). We present only frequency-velocity couple which density upper than 0.75 (i.e., density upper than 75% of the maximum density). The theoretical Rayleigh wave dispersion curves for fundamental and first higher mode are plotted for comparison. In

addition, aliasing curve (derived from the aperture of the array) corresponding to the array configuration is plotted. The upper limit is defined by the aliasing curve ($C = 2\pi/k_{\max} \cdot f$, with C the phase velocity, f the frequency and k_{\max} the maximum wavenumber defined), while the lower limit is arbitrary defined by the resonance frequency (i.e. 2 Hz). The lower limit is defined by the resonance frequency of the structure since there is a filter effect by the sedimentary layer on noise vertical components ((Scherbaum *et al.* 2003)). Then the relative energy of noise vertical components is smaller for frequencies below the resonance frequency, than for frequencies above the resonance frequency. And then, the CVFK scheme is not able to estimate correctly the velocity for frequencies lower than the resonance frequency.

4.1.4. What sources for the ambient noise?

We will first present the raw results of our simulations, and then we will propose an interpretation of the relation between noise wavefield and H/V ratio.

4.1.4.1. Effects of source type

The first part of this work consists in investigating the influence of source time functions on H/V ratio. Do the H/V ratio peak characteristics (frequency and amplitude) depend on the characteristics of the source time functions?

We here consider only the R2 and B sources sets, respectively representative of local and far sources. We also consider that all sources are located at 2 meters depth. For both sets of sources, noise synthetics have been computed at all receiver positions considering different source characteristics. In the first case, all source time functions are delta-like; in the second case we consider a mix between delta-like (50%) and pseudo-monochromatic (50%) source time functions (the proportions of source time function are given according to the total number of sources in both sets); and in the third case all sources have pseudo-monochromatic source time functions. The mean H/V ratios obtained for local and far sources (the R2 and B sets, respectively) computed with these different sources type are displayed Figure 4-5. The mean H/V ratio is calculated from the individual H/V ratio from the 290 receivers, the standard deviation is derived from the average. In the three cases (delta-like sources, pseudo-monochromatic sources, or a mix of both sources types), H/V ratios computed from the R2 source set show one clear dominant peak. Whatever the source time function, this peak is

located at the fundamental resonance frequency of the layer (2 Hz). In case of mixed sources types, H/V ratios exhibit a secondary peak located at frequency close to 4 Hz and with lower amplitude; this point will be discussed later. For far sources, the H/V ratios exhibit two clear peaks whatever the source time function type considered: the first peak is located at the fundamental resonance frequency (2 Hz), and the second, significantly smaller than the previous one (2 times in terms of peak amplitude), is located at the first higher harmonic S-wave resonance frequency. The existence of this second peak will be discussed later. In both case (the R2 and B sources sets), the H/V ratio peak amplitudes (at the fundamental resonance and at the first harmonic) are weakly sensitive to the source type.

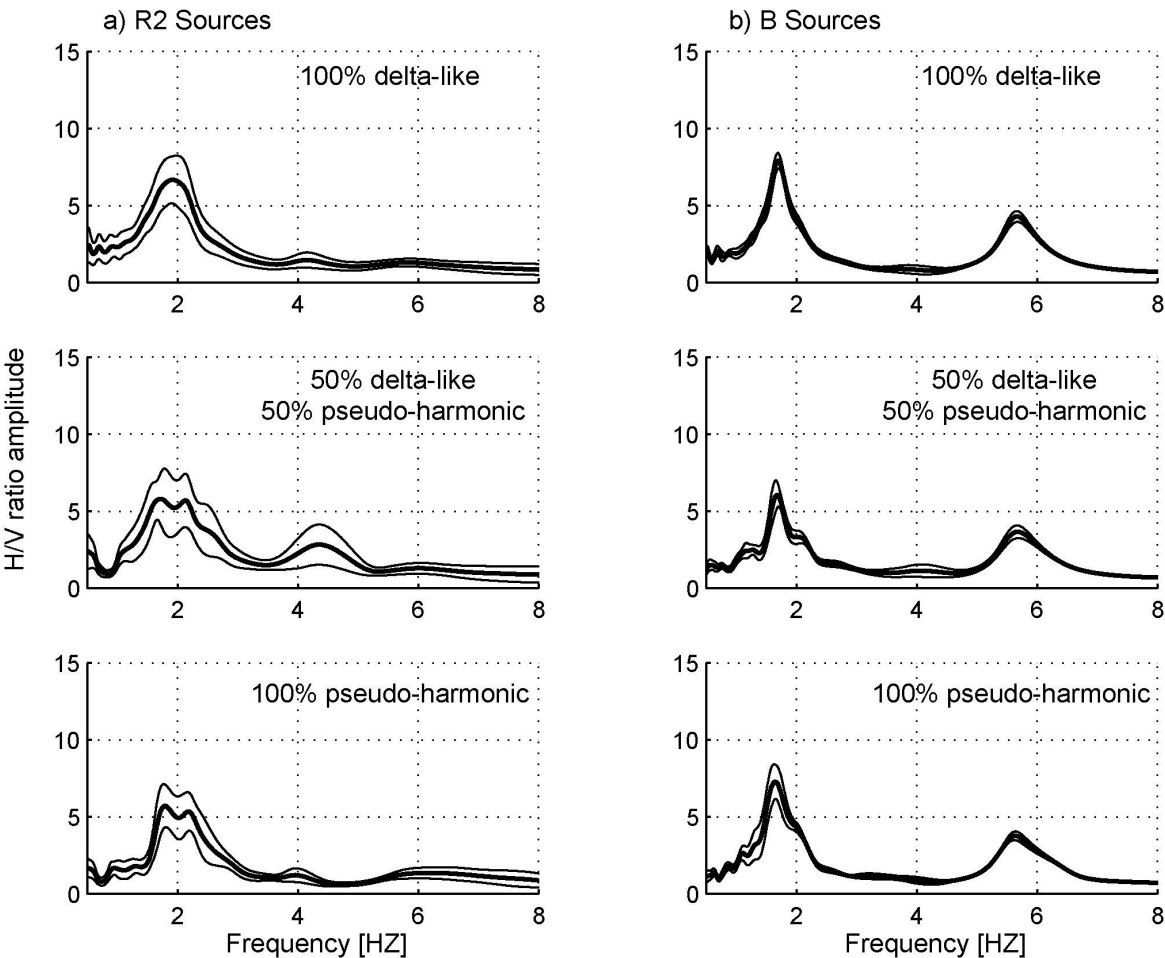


Figure 4-5: mean H/V ratios (thick line) +/- standard deviation (thin line) computed for R2 sources set (a), and for the B sources set (b). (top) 100% delta-like time function; (middle) 50% of delta-like and 50% of pseudo-harmonic time functions (percentage in number of sources); (bottom) 100% of pseudo-harmonic time functions. All sources are located at 2m depth.

In conclusion, we confirm (Lachet et Bard 1994) results, i.e. the H/V ratio is weakly dependent on source time function type: its frequency is clearly independent, while the amplitude is weakly sensitive.

4.1.4.2. Effects of source distance

The second step of this study is to investigate the influence of the distance between sources and receivers on H/V ratios. According to the previous results on the effects of source type, noise synthetics have been computed considering only delta-like source time functions. All sources considered here are located at 2 meters depth. Noise synthetics are computed separately for the four source sets: R1, R2, R3, and B sources. We have performed array analysis on the nineteen receivers (the spiral geometry), and we have computed the average H/V ratios on the same nineteen receivers. H/V ratios and array analysis are displayed in Figure 4-6.

In all cases, H/V ratios exhibit a peak at the fundamental frequency (2 Hz). For the R3 and B sources sets, the H/V ratio peak at this frequency is a little bit shifted (toward lower frequencies (1.7 Hz) instead of 2 Hz). Besides, for the R3 and B sources sets, H/V ratios also display another peak located at the first harmonic of the S-wave resonance frequency, i.e. at 6 Hz (a small peak for the R3 sources set and a more significant peak for the B sources set). It has also to be pointed out that H/V ratios for R2 and R3 sets also exhibit a third rather small peak located at 4 Hz. This point will be discussed later.

For all sources sets, the array analysis show a good fit, within the frequency band from 2 to 4 Hz, between the measured dispersion curve derived and the theoretical dispersion curve of the fundamental Rayleigh wave mode. Concerning the second H/V ratio peak at 6 Hz for the R3 and B sources sets, array analysis show that the noise wavefield is mainly composed of non-dispersive waves, with a phase velocity close to the S or Rayleigh waves velocity in the half-space. These observations may be summarized as follow:

- for noise due to local surface sources in one layer model, H/V ratios exhibit one peak located at the resonance frequency. At this frequency, fundamental mode surface waves dominate the wavefield, on the vertical component;

- for noise due to far surface sources in a one layer model, H/V ratios exhibit two peaks: the first peak is located at the fundamental resonance frequency (fundamental surface waves dominate the vertical wavefield at this frequency); the second one is located at the first harmonic of the resonance (non-dispersive waves dominate the vertical wavefield at this frequency).

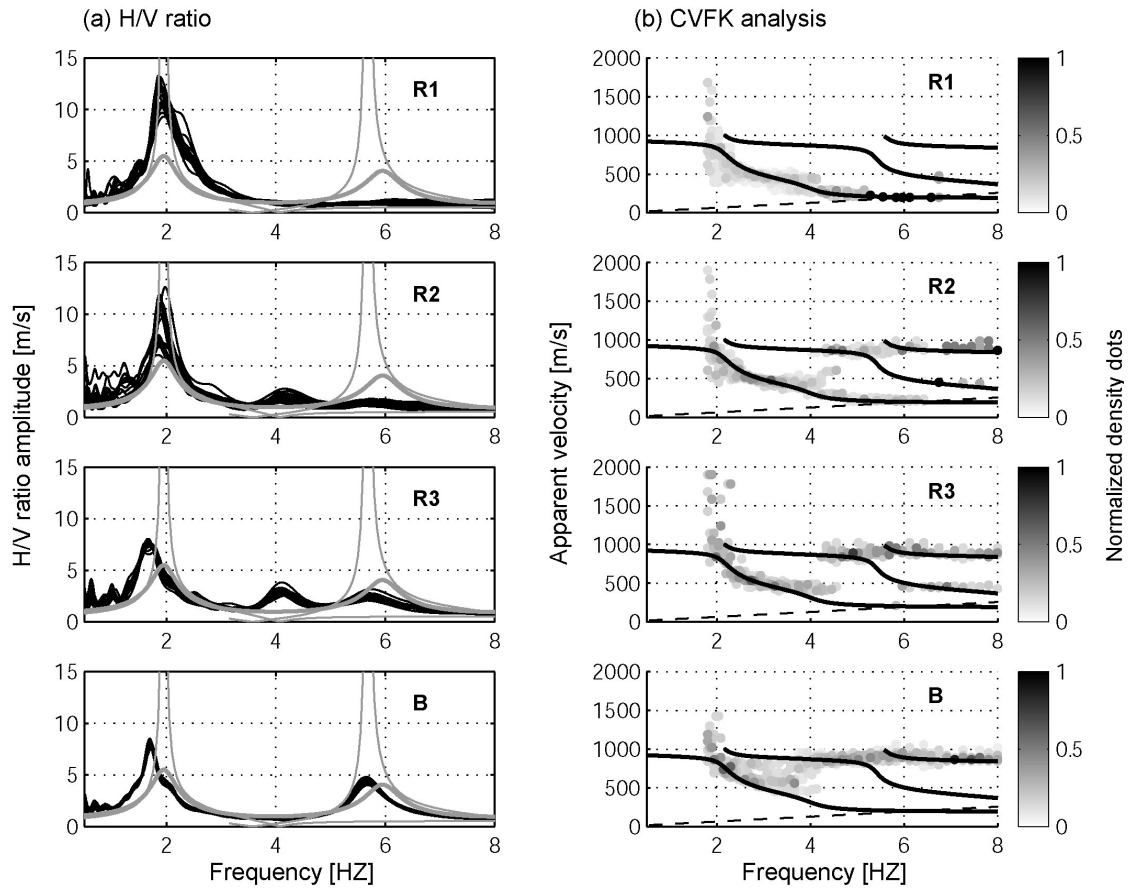


Figure 4-6: (a) H/V ratios computed at the array receivers (black curves) for four set of distance sources (R1, R2, R3, and B sources). Thick grey curve displays the 1D transfer function for vertically incident SH waves; thin grey curves display the ellipticity of the fundamental mode and first higher mode of Rayleigh wave, respectively. (b) The corresponding apparent velocities estimated by the conventional f-k (CVFK) array method. Grey scale indicates the normalized velocities histogram distribution. Black curves represent the theoretical dispersion curves of the fundamental, the first and the second harmonic of Rayleigh wave (plain lines), and aliasing condition (dashed lines). All sources are delta-like time functions located at 2m depth.

4.1.4.3. Effects of source depth

We now focus on the influence of source depth on the H/V ratio. We have selected the local and far sources sets (the sum of the R1, R2 and R3 sources sets, and the B sources set, respectively), and all sources are delta-like signals. We consider five sets of sources located respectively at 2, 14, 22, 30 and 62 meters depth. The three first sets (2, 14 and 22 meters deep) are located inside the sediment layer, and the latest is located below the layer. Figure 4-7 shows the H/V ratios computed at the nineteen receivers (left panel). In each case, H/V ratios exhibit a peak at the fundamental frequency (2 Hz). However, the origin of this peak strongly depends on source location and depth as shown by the array analysis. For local sources located inside the sedimentary layer, the computed dispersion curve agrees with the theoretical fundamental Rayleigh waves dispersion curve outlining a wavefield strongly dominated by surface waves. For far sources located within the sediment fill, the array analysis shows up contribution of both surface and body waves to the wavefield (close to the fundamental frequency), non dispersive waves dominate the wavefield at higher frequencies. For sources located below the sedimentary layer (for both far and local sources) array analysis shows that the wavefield is composed only by non dispersive waves whatever the frequency (their velocity is equal to the S-wave velocity in the bedrock). At 6 Hz, H/V peak is also observed when sources are far whatever their depth, or located within the bedrock. In each case, body waves dominate the wavefield (Figure 4-7).

These last observations can be summarized and interpreted as follows:

- for noise due to local sources within the sedimentary layer, H/V ratios exhibit only one strong peak located at the resonance frequency. The corresponding wavefield for the vertical component is dominated by fundamental mode of Rayleigh wave;
- for noise due to far sources within the layer, H/V ratios exhibit two peaks, one is located at the resonance frequency and maybe due to the ellipticity of fundamental Rayleigh waves. The other one that occurs at the first harmonic frequency of the resonance is due non-dispersive waves (reverberating S head waves);
- for noise due to sources located within the bedrock, H/V ratios exhibit two peaks at the fundamental and the first harmonic resonance frequencies; these peaks are interpreted to the S-wave resonance. The wavefield on the vertical component is dominated by body S waves with S-wave velocity of the bedrock.

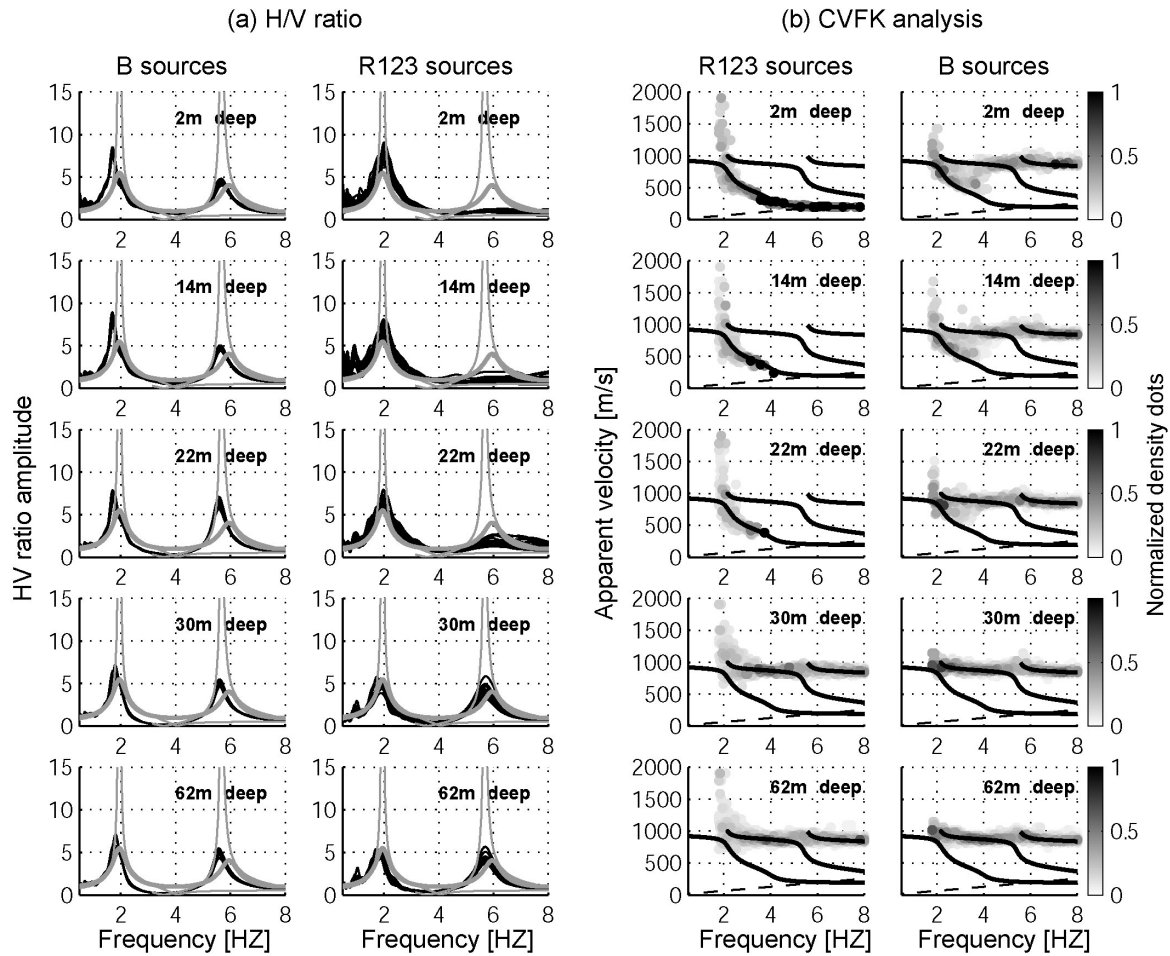


Figure 4-7: (a) H/V ratio computed at the array receivers (black curves) for local sources (sum of the R1, R2 and R3 sources set) and far sources (B sources set) located inside the layer (2, 14 and 22 meters depth), and located below the sedimentary layer (30 and 62 meters depth). (b) The corresponding apparent velocities estimated by the conventional f - k (CVFK) array method. See Figure 4-6 for legend.

4.1.5. Discussion

In order to validate the interpretation expressed in part IV, two “extreme” (and unrealistic) models (M3 and M4) have been built. These models are based on the M2 model (same thickness, same body wave velocities, same density), the only difference between models M3 and M4 is the quality factor value (Table 4-2). In the M3 model, we impose very low attenuation in the upper layer (quality factors equal to 1000), and a strong attenuation in the half-space (quality factors equal to 10). On the contrary, in the M4 model, there is a strong attenuation in the upper layer (quality factors equal to 10) and no attenuation in the half-space

(quality factors equal to 1000). Only far sources modeled with delta-like time functions and located at 2 meters depth, are considered here.

According to these extreme values for the attenuation, the following wavefield characteristics may be expected:

- for M3 model, there should be no attenuation of surface waves within the layer, and they should propagate over larger distances. On the contrary, the head waves should be strongly attenuated and thus should not contribute so much to the noise wavefield for intermediate to large distance;
- for the M4 model, only a very small amount of surface waves should propagate within the sediment layer because of the large attenuation within the layer. The wavefield should thus be dominated by head waves that may propagate over large distance along the sediment-to-bedrock interface.

	H (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Rho (g/cm³)	Qp	Qs
			<i>M3 model</i>			
Layer	25	1350	200	1.9	1000	1000
Half-space	---	2000	1000	2.5	10	10
			<i>M4 model</i>			
Layer	25	1350	200	1.9	10	10
Half-space	---	2000	1000	2.5	1000	1000

Table 4-2: Physical parameters for the “extreme” models, M3 and M4 (models based on the M2 model, with different attenuation properties).

Figure 4-8 shows the H/V and array analysis results for the M3 and the M4 model. As expected, for the M3 model, H/V ratio exhibits only one peak located at the fundamental resonance frequency due to the ellipticity of fundamental Rayleigh waves. No peak at 6 Hz as it was previously observed for the M2 model with the same sources-receivers configuration is observed. This observation strongly supports the fact that the H/V ratio peak at 6 Hz on the M2 model is due to resonating head waves. For the M4 model, H/V ratios exhibit two peaks at the fundamental and the first higher mode of the resonance. According to the array analysis, non-dispersive waves dominate the wavefield at these frequencies. Since there is a strong

attenuation in the upper layer, surface waves can not easily propagate in the layer, thus H/V peaks are due to head S-wave that propagate at the sediment-to-bedrock interface.

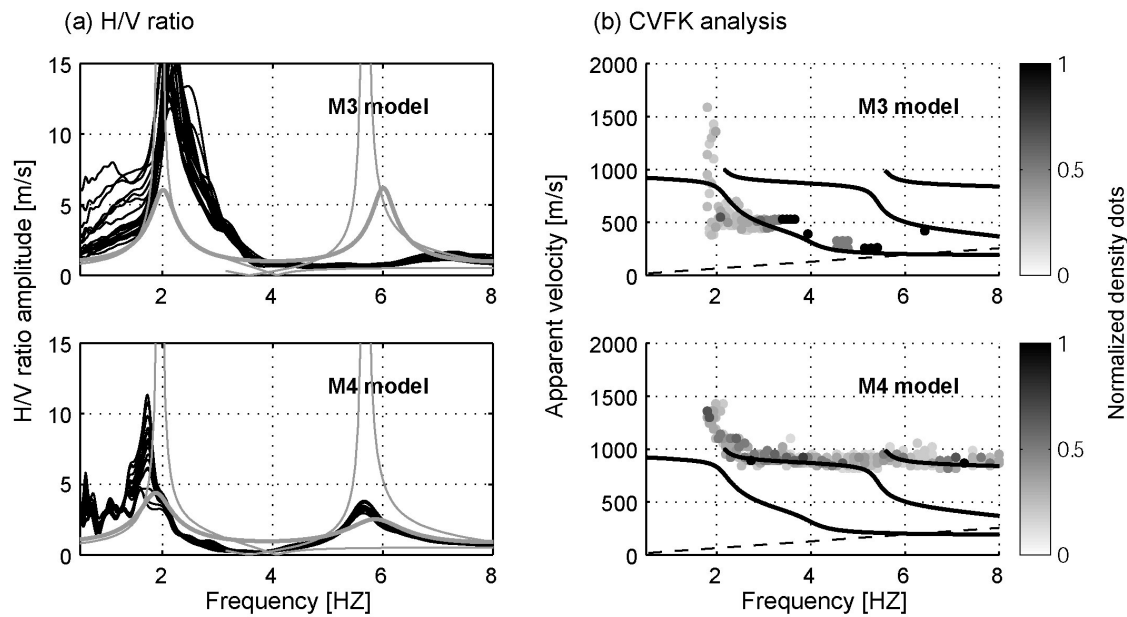


Figure 4-8: (a) H/V ratios computed at the arrays receivers (black curves) for far sources (B sources set located at 2m depth) for the following “extreme case”: no attenuation in the upper layer and strong attenuation in the half space (M3 model, top); strong attenuation in the upper layer and no attenuation in the half space (M4 model, bottom). (b) The corresponding apparent velocities estimated by the conventional $f-k$ (CVFK) array method. See Figure 4-6 for legend.

We can synthesize these results and do links with H/V experimental condition on the field:

- if sources are below the sedimentary layer, H/V ratio peaks are due to multiple S waves resonance;
- if sources are inside the sedimentary layer and far away, H/V ratio shows two peaks. One is due to fundamental surface waves and resonating head S waves; the second one is due to head waves;
- if sources are inside the sedimentary layer, H/V ratio shows one single peak due to horizontal ellipticity of fundamental surface waves.

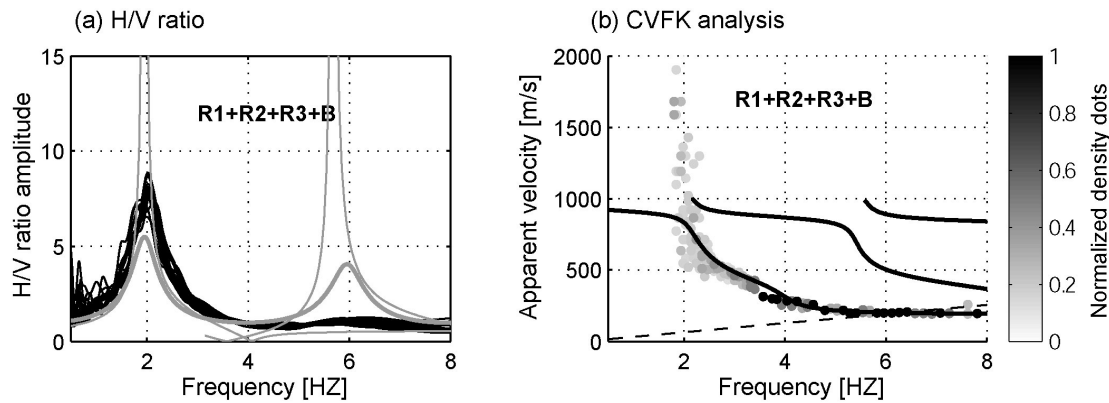


Figure 4-9: (a) H/V ratios computed at the array receivers (black curves) for all sources (the sum of the R1, R2, R3, and B sources sets). Sources were located at 2 meters depth. (b) The corresponding apparent velocities estimated by the conventional $f-k$ (CVFK) array method. See Figure 4-6 for legend.

Going back to the H/V actually observed, one may notice that H/V curves most generally exhibit one peak at the fundamental resonance frequency (Bard 1998, Konno et Ohmachi 1998). According to our simulation this case occurs only when sources are rather close to the receivers and located within the sediment. In cases of far sources or sources located within the bedrock, two H/V peaks show up at the fundamental and first higher resonance mode. When actual noise measurements are performed, far sources or impinging waves (like surface coastal waves) obviously contribute to the noise wavefield. That is why it would be more suitable now for our simulations to consider the relative contributions of near and far sources to the recorded noise wave field. However, the H/V and array analysis performed on the noise synthetics when all the sources sets are considered together [R1+R2+R3+B] outline the “control” of the local sources on the H/V curves and array analysis estimates: the H/V curve indeed exhibits only one peak at the fundamental resonance frequency and the wave field is strongly dominated by Rayleigh waves (Figure 4-9). These results thus strongly suggest the importance of local sources in controlling the wavefield main properties. Figure 4-9 exhibits the “control” of the resulting H/V curves and F-K map by the local sources. This simulation is close to field measurements (noise sources located at various distances), and confirm that in most of cases, observed H/V ratios in field conditions show only one peak (Duval 1994, Ansary *et al.* 1995, Bard 1998, Volant *et al.* 1998, Cara *et al.* 2003).

As it has been previously mentioned, H/V curves computed for the R2 and R3 source sets exhibit a small peak at 4 Hz. At this time we have no consistent arguments to draw clear conclusions about the origin of this peak. However, we have some insights for assuming that this peak is rather due to the varying relative proportion of Rayleigh and Love waves with the source-receiver distance than to inner body or surface wave propagation properties. Figure 4-10 shows the theoretical dispersion curve, for the M2 model, of the phase and the group velocity of the fundamental modes of Rayleigh and Love waves. The Airy phase (i.e. the minimum of the group velocity) of the fundamental mode of Rayleigh waves occurs at 4 Hertz, and the energy of the fundamental mode of Rayleigh waves is maximal at this frequency. Then, if for a specific source-receiver distance range, the proportion of Love waves in the simulated noise wavefield is relatively lower than the proportion of Rayleigh waves, then a H/V peak can be exhibited at the frequency corresponding to the Airy phase frequency of the fundamental mode of Rayleigh waves.

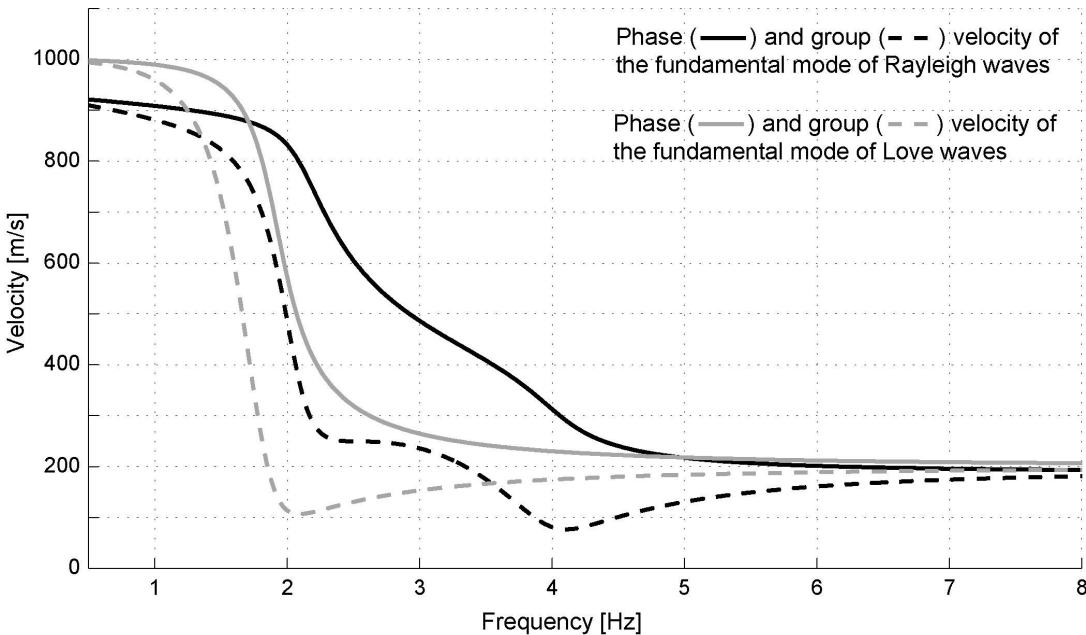


Figure 4-10: theoretical dispersion curve of the phase (plain line) and the group (dashed line) velocity for the fundamental modes of Rayleigh (black) and Love (grey) waves, for the M2 model.

4.1.6. Conclusion

We have simulated ambient seismic noise for a simple 1D structure (one layer over a half space) in order to thoroughly test the H/V technique for well-controlled conditions and investigate the composition of noise wavefield around the H/V peak frequency. We have performed a parametric study of the effects of the source distribution (time function, spatial location (in 3D plane)) on H/V ratio shapes. The first conclusion outlined by this study is the independence of the H/V ratio regarding the source time functions. We show that the H/V frequency peak is clearly independent on source time functions, while the peak amplitude is only weakly sensitive.

We can synthesize the effects of spatial location of sources on H/V ratio shaping, and highlight links with field experiment:

- if sources are below the sedimentary layer, H/V ratio peaks are due to S waves resonance;
- if sources are inside the sedimentary layer and far away, H/V ratio shows two peaks. One is due to fundamental mode of Rayleigh waves and resonating head S waves; the second one is due to head waves;
- if sources are close and inside the sedimentary layer, H/V ratio shows one peak due to horizontal ellipticity of fundamental mode of Rayleigh waves.

The main result outlined by this study is the control of the H/V shape by local sources, since, as discussed before, actual H/V ratios mostly exhibit only one peak. Even if we show that in some case (far and/or deep sources), H/V ratio can exhibit more than one peak, the relative contribution of these sources on the noise wavefield are small. Then we conclude that the noise wavefield at the fundamental resonance frequency, for the vertical component, is mainly composed of Rayleigh waves (in one sedimentary layer over a bedrock). This interpretation is in agreement with previous studies which show that surface waves are dominated the noise wavefield (Horike 1985, Arai et Tokimatsu 1998). Since only the vertical component of noise synthetics has been considered in this study, we can not establish conclusions about Love waves, this case should be discussed latter. As the H/V ratios are mostly due to surface waves, then the H/V ratios amplitude are not able to give a good estimate of S-wave amplification.

To enhance these conclusions it would be necessary to perform similar parametric study on more realistic structure such as multiple gradient layers and 3D structures (valley). Moreover, to go head in the investigation of the nature of noise wavefield it would be also interesting to use 3-components array techniques such as SPAC method. The 3-component SPAC method should allow us to determine the relative proportion of Rayleigh and Love waves in noise wavefield.

Acknowledgments

We thank Matthias Ohrnberger and Marc Wathelet for providing array software and Jozef Kristek and Peter Moczo for providing the random sources generation code. We thank the members of the SESAME group for helpful discussions, comments and suggestions. This work was supported by the EU research program Energy, Environment and Sustainable Development (EC-contract No: EVG1-CT-2000-00026). Most of the computations were performed at the Service Commun de Calcul Intensif de l'Observatoire de Grenoble (SCCI) France, and at the Swiss Center for Scientific Computing (SCSC).

L'étude de la composition du champ d'ondes du bruit, dans le cas d'une structure très simple (une couche sédimentaire sur du rocher) a montré que la localisation spatiale des sources influe sur l'origine des pics H/V. Si les sources sont localisées en dessous de l'interface sédimentaire, alors les pics H/V sont dus à la résonance des ondes S. Si les sources sont lointaines et superficielles, alors les pics H/V sont dus aux ondes de Rayleigh et aux ondes de volume réfractées sur l'interface sédiments/rocher. Cependant nos résultats montrent que les sources lointaines et/ou en profondeur ont une contribution relativement faible dans la composition du champ d'ondes du bruit. En effet, nous avons montré que les sources locales contribuent majoritairement au champ d'ondes du bruit, et qu'à la fréquence du pic H/V, les ondes de surfaces dominant le champ d'ondes du bruit.

Afin de valider nos résultats, des mesures de bruit de fond sismique en continu sur une longue durée ont été effectuées. De plus, nous avons considéré des conditions où la localisation des sources, en fonction du temps, peut être contrôlée. Ce dispositif expérimental devrait nous permettre de confronter nos résultats issus des simulations numériques à des observations.

4.2. Variabilité spatiale et temporelle du bruit de fond sismique à l'échelle d'un bassin sédimentaire – Lien avec le H/V

4.2.1. Introduction

Le chapitre 1 de cette thèse a montré que le bruit de fond sismique peut être séparé en deux ensembles. Cette classification concerne la nature des sources de bruit pour laquelle on distingue deux catégories : les sources d'origines naturelles (dues aux activités météorologiques, océaniques...) et les sources d'origine anthropiques (dues aux activités humaines). Il est d'usage de nommer microséisme le bruit dû à des sources d'origine naturelle, et microtrémor le bruit dû à des sources d'origine anthropique. Des études précédentes (Kanai et Tanaka 1961, Haubrich *et al.* 1963, Akamatsu *et al.* 1992, Yamanaka *et al.* 1993, Seo 1997) ont montré que les comportements des amplitudes spectrales du microséisme et du microtrémor sont différents. Les amplitudes spectrales du microtrémor

fluctuent en fonction de l'activité humaine et ainsi admettent des variations journalière et hebdomadaire. En revanche, les amplitudes spectrales du microséisme ne sont sensibles qu'aux fluctuations météorologiques ou océaniques. On peut alors se demander si de telles variations des amplitudes spectrales ont une influence sur les rapports H/V. Plusieurs études (Duval 1994, Ansary *et al.* 1995, Volant *et al.* 1998, Cara *et al.* 2003) montrent que les rapports H/V sont stables au cours du temps, et seraient donc insensibles aux variations des amplitudes spectrales du bruit. Ces études sont néanmoins basées sur des durées courtes d'enregistrement de bruit, de 24 heures (Duval 1994, Ansary *et al.* 1995), à 1 semaine (Volant *et al.* 1998) et 10 jours (Cara *et al.* 2003).

L'originalité de l'étude présentée dans ce paragraphe est de considérer des enregistrements de bruit de fond de longue durée (6 semaines) afin d'étudier le comportement spectral du bruit de fond sismique. Nous utilisons des enregistrements de bruit simultanés mesurés dans des écoles. Ces enregistrements de bruit dans les écoles permettent de 'contrôler' les sources de bruit du microtrémor (au-delà de 1 Hertz). On comprend en effet que pendant les heures d'école (de 9h00 à 11h00 et de 14h00 à 17h00), les sources proches (les enfants dans la cour, par exemple) vont être fortes. Aux heures de fermeture de l'école (le samedi ou le mercredi matin, par exemple) il y a peu de sources proches, elles sont plus éloignées. Et enfin la nuit, en plus d'être éloignées, les sources sont beaucoup moins actives. Ainsi, nous proposons d'analyser, pour différents sites, les relations entre la variabilité spatiale et temporelle des sources de bruit et les rapports H/V.

4.2.2. Description des mesures

Dans le cadre du projet SISMO-DT, dont les enjeux sont de fournir aux gestionnaires du territoire une estimation concrète de l'aléa sismique et de la vulnérabilité dans l'agglomération grenobloise, une équipe du Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique a déployé des stations sismologiques dans le bassin Grenoblois. De juin à août 2004, des stations ont été installées par Mathieu Causse et Cécile Cornou dans des écoles de l'agglomération Grenobloise et ont enregistré simultanément et en continu le bruit de fond sismique. Le bassin Grenoblois a la caractéristique de montrer une variabilité spatiale de l'épaisseur de sédiments. Cette expérience nous permet d'accéder à des enregistrements de bruit de fond simultanés et de longues durées, pour des sites urbains différents (sites avec plus ou moins d'activités humaines en fonction 1) de la localisation, 2) des heures). On peut faire

l'hypothèse que les sources de bruit naturelles sont les mêmes pour tout point de l'agglomération Grenobloise, et en revanche, supposer que les sources d'origine anthropiques vont varier d'un site à l'autre. Ces hypothèses ont motivé la sélection des trois sites étudiés dans ce chapitre. Leur position géographique et l'épaisseur des sédiments du bassin différentes d'un site à l'autre, offrent la possibilité d'étudier la variabilité spatiale de l'amplitude spectrale du bruit. Les trois sites sélectionnés sont présentés sur la Figure 4-11, et décrits ci-après :

- le site MUD : la station sismologique est située à proximité du musée Dauphinois sur la colline de la Bastille (zone calme). Ce site est caractérisé par du rocher ;
- le site EJM : la station sismologique est située dans la cave de l'école Jean Macé, à l'écart du centre ville de Grenoble. La fréquence de résonance de ce site, estimée par les rapports H/V de cette étude, est égale à 1.2 Hertz ;
- le site ECM : la station sismologique est située au rez-de-chaussée de l'école Clémenceau, en plein centre de Grenoble. La fréquence de résonance de ce site, estimée par les rapports H/V de cette étude, est égale à 0.3 Hertz.

Les stations sismologiques utilisées sont des stations Minititan, et les capteurs des capteurs CMG40. La bande passante de ces capteurs (de 0.02 à 50 Hertz) nous permet d'avoir accès aux basses fréquences du bruit. Les signaux, d'une durée de 30 minutes chacun, ont été traités de la manière suivante : 1) suppression de l'offset, 2) filtre passe bande (Butterworth, ordre 4) entre 0.03 et 20 Hertz), 3) calcul des amplitudes spectrales et des rapports H/V (avec le logiciel *geopsy*) : sélection des fenêtres stationnaires ($t_a=600s$, sta , 0.5s, $r_{min}=0.1$, $r_{max}=2$), longueur des fenêtres = 30s, lissage des spectres (Konno et Ohmachi, $b=60$), 4) spectrogramme des amplitudes spectrales et des rapports H/V en fonction du temps et de la fréquence.

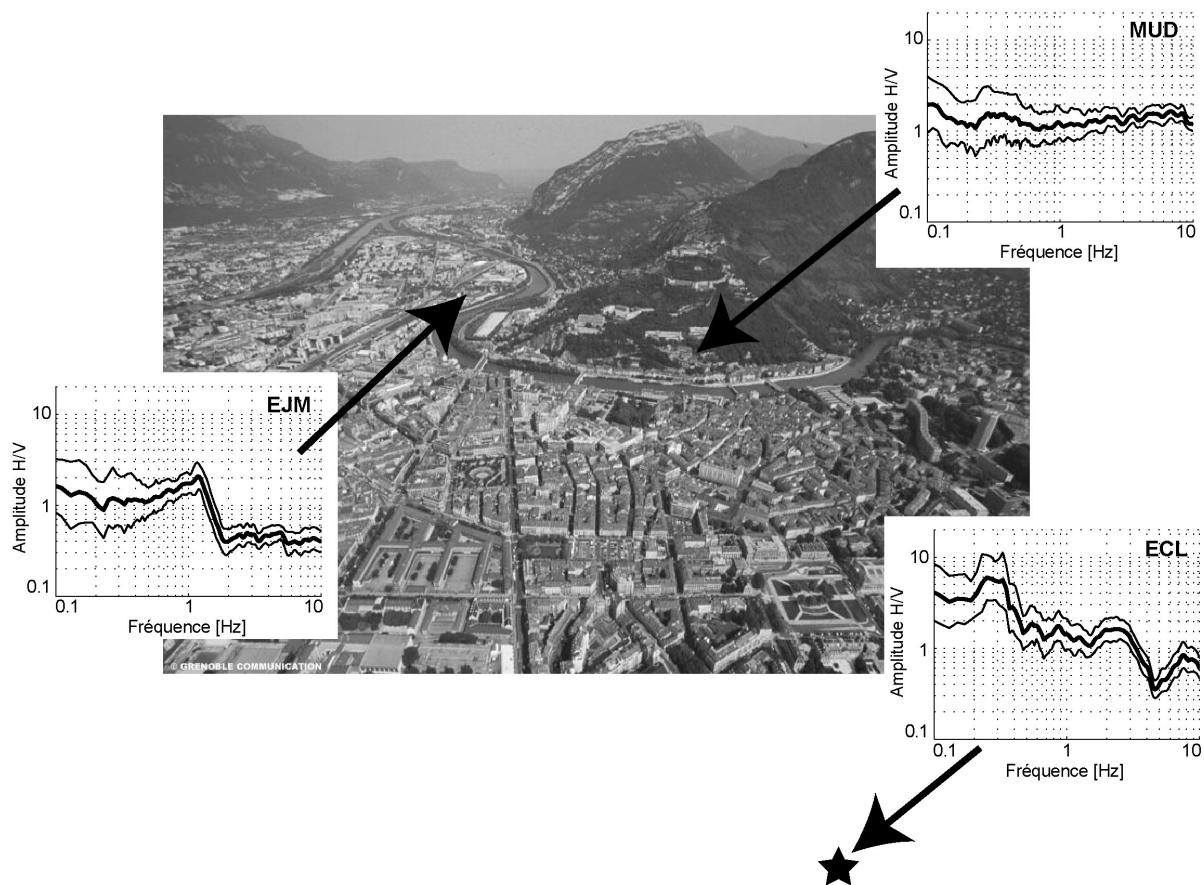


Figure 4-11 : localisation des trois sites d'enregistrement simultané de bruit de fond dans l'agglomération Grenobloise : MUD situé à proximité du musée Dauphinois sur du rocher ; EJM situé en contre bas de St Martin le Vinoux (site moyenne fréquence) ; et ECL (hors cadre de la photo) situé à proximité du parc Paul Mistral (site basse fréquence). Les courbes H/V sont présentées pour chaque site. La photo est un copyright de Grenoble Communication.

La composante nord-sud du capteur de la station EJM ne fonctionnant pas correctement, nous avons décidé de ne montrer que les mesures effectuées sur la composante est-ouest pour tous les sites. Ce choix arbitraire ne nuit pas aux analyses sachant que les amplitudes spectrales observées sur les composantes horizontales sont similaires. A part pour les enregistrements de la station EJM où seule la composante est-ouest a été considérée, les calculs des rapports spectraux H/V ont été faits en tenant compte des deux composantes horizontales.

4.2.3. Site au rocher (MUD)

Le site MUD se caractérise par un emplacement au rocher. La Figure 4-12(A) montre les spectrogrammes des amplitudes spectrales du bruit normalisées en fonction du temps et de la fréquence, observés sur les trois composantes, pour une période de temps partant du mercredi 15 juin minuit (heure TU) jusqu'au mardi 29 juin 2004. Sur la Figure 4-12(A) on discerne la différence de comportement des amplitudes spectrales du microséisme et du microtrémor en fonction de la fréquence :

- une variation journalière et hebdomadaire des amplitudes spectrales du bruit au-delà de 1 hertz. Ces variations sont rythmées par l'activité humaine (forte agitation la journée, calme la nuit et le week-end). Ces variations cycliques sont la signature du microtrémor ;
- une variation au cours du temps des amplitudes spectrales du bruit pour des fréquences inférieures à 1 Hertz. Ces variations ne présentent pas un caractère cyclique et sont représentatives du microséisme.

Par ailleurs, on note que pour ce site au rocher, les amplitudes spectrales du bruit dû aux sources naturelles (microséisme) sont nettement plus fortes que celles du bruit dû aux sources anthropiques (microtrémor).

Pour ce qui concerne les rapports H/V le spectrogramme des amplitudes des rapports H/V en fonction du temps et de la fréquence (Figure 4-12(B)) montre les caractéristiques d'un site au rocher (i.e. pas de pic H/V).

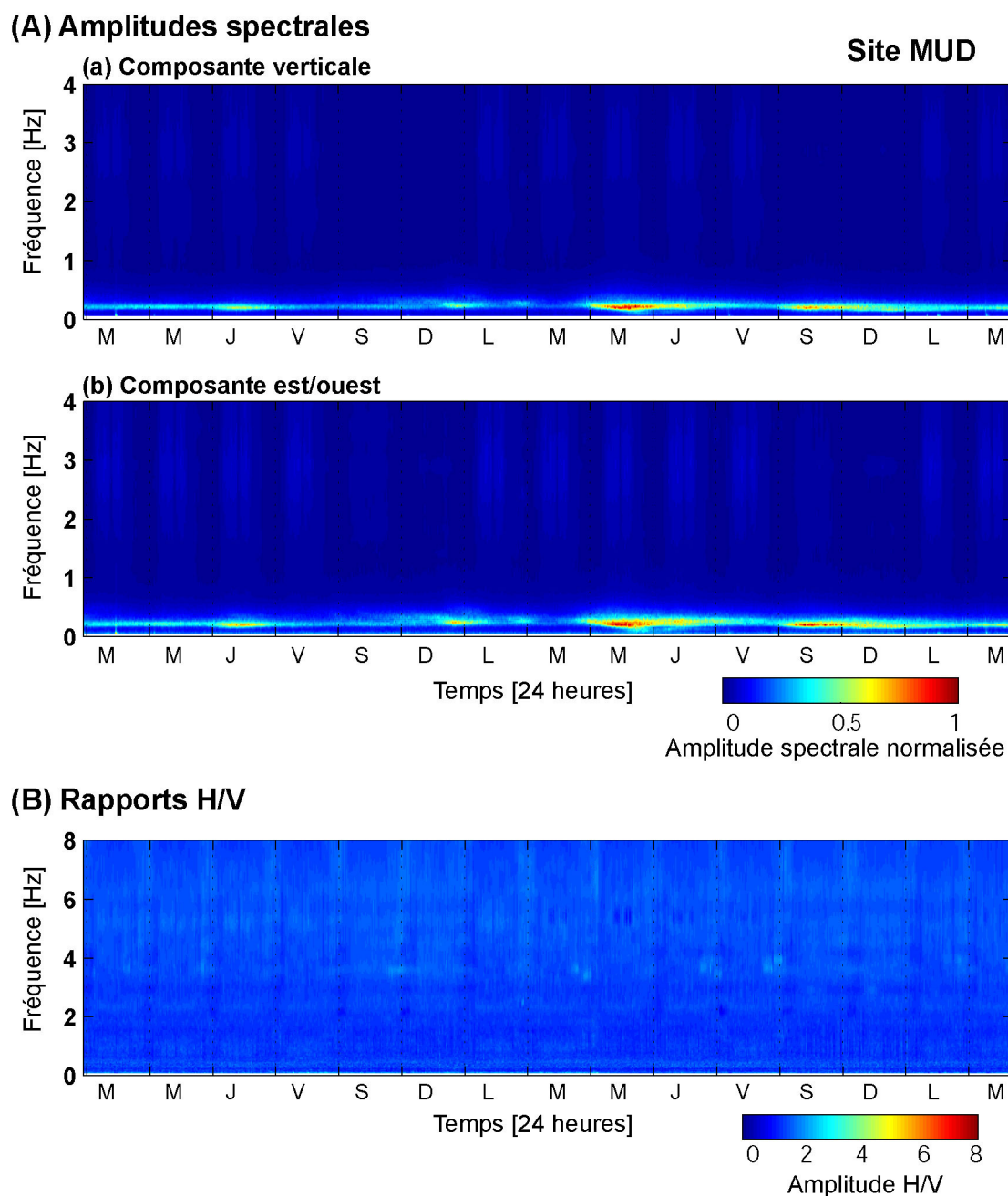


Figure 4-12 : (A) spectrogramme des amplitudes spectrales normalisées du bruit enregistré au site MUD sur les composantes verticale (a) et est-ouest (b), la normalisation est faite par rapport au maximum d'amplitude spectrale des deux composantes. (B) spectrogramme des rapports spectraux H/V (l'amplitude est représentée par une échelle linéaire). Les spectrogrammes ont été calculés pour une période partant du mercredi 15 juin minuit (heure TU) jusqu'au mardi 29 juin 2004.

4.2.4. Site ‘moyenne’ fréquence (EJM)

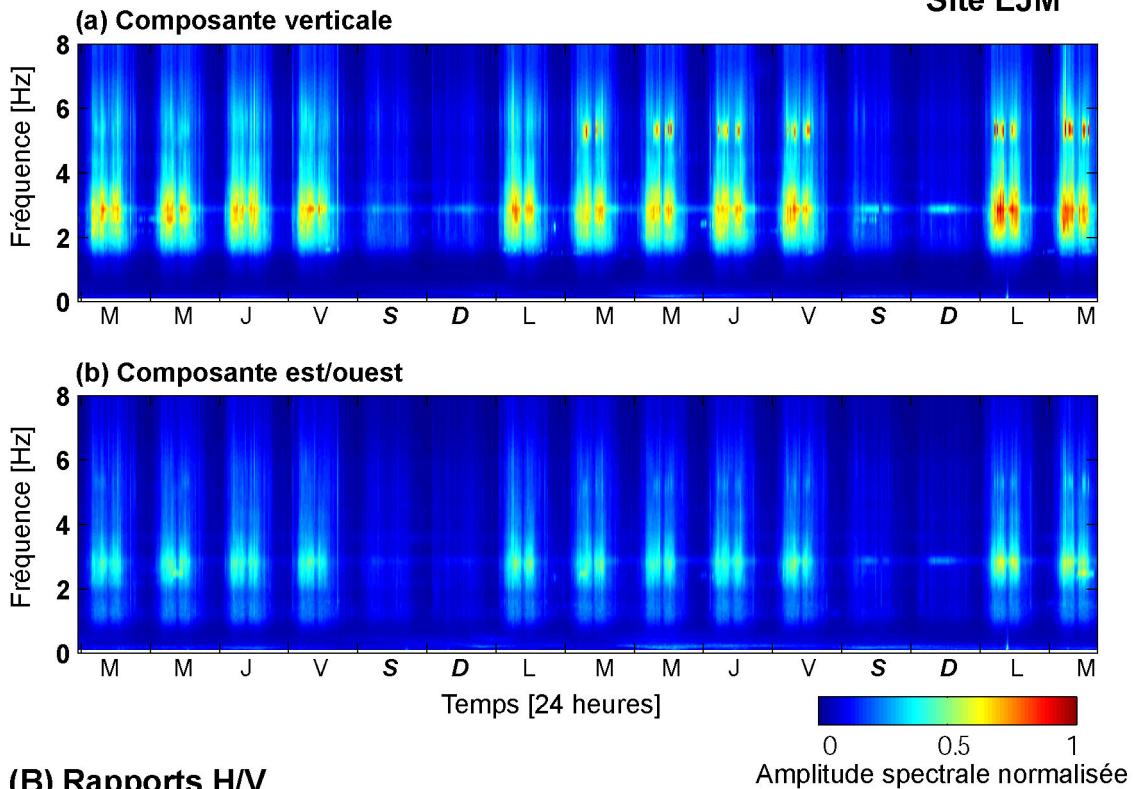
Le site EJM est situé sur le bord du bassin Grenoblois, les rapports spectraux H/V de cette étude donnent une estimation de la fréquence de résonance à 1.2 Hertz. La composante nord-sud du capteur de cette station ne fonctionnant pas correctement, nous n’avons pas tenu compte des enregistrements de cette voie. La Figure 4-13 présente le spectrogramme observé sur ce site, pour la même période de temps considérée pour le site précédent (MUD) (i.e. du mercredi 15 juin minuit (heure TU) jusqu’au mardi 29 juin 2004).

Sur la Figure 4-13(A), on observe toujours le même comportement cyclique des amplitudes spectrales du microtrémor, et le comportement non cyclique des amplitudes spectrales du microséisme. En revanche, à la différence du site MUD, la limite entre microtrémor et microséisme est différente suivant les composantes : on observe que le comportement cyclique du microtrémor est plus bas en fréquence sur la composante horizontale que sur la composante verticale. Par ailleurs, les amplitudes spectrales du microtrémor sont nettement plus fortes que celles du microséisme, à la différence du site MUD où le contraire est observé (i.e. des amplitudes spectrales plus élevées pour le microséisme).

Les Figure 4-13(B) et Figure 4-14 montrent que les rapports H/V n’exhibent qu’un seul pic. La fréquence de ce pic (1.2 Hertz) est stable au cours du temps. *A contrario*, l’écart type de l’amplitude de ce pic indique que l’amplitude du pic H/V varie en fonction du temps.

(A) Amplitudes spectrales

Site EJM



(B) Rapports H/V

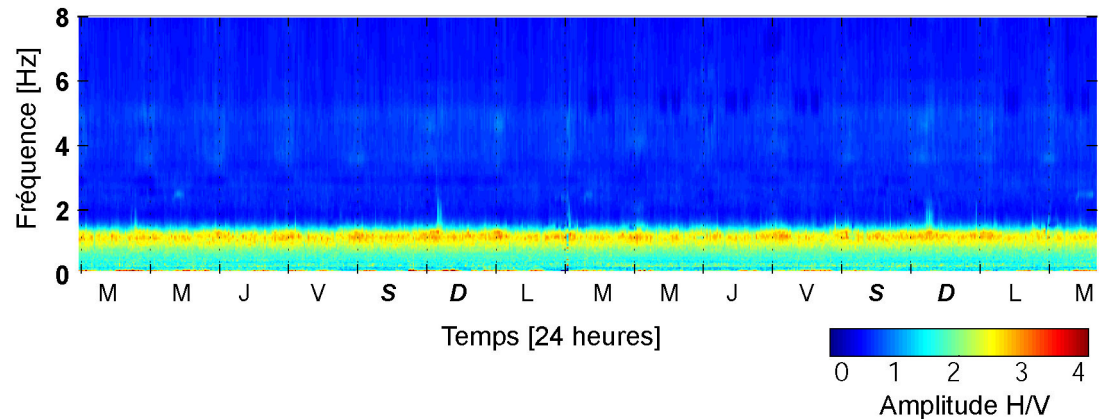


Figure 4-13 : (A) spectrogramme des amplitudes spectrales normalisées du bruit enregistré au site MUD sur les composantes verticale (a) et est-ouest (b), la normalisation est faite par rapport au maximum d'amplitude spectrale des deux composantes. (B) spectrogramme des rapports spectraux H/V (l'amplitude est représentée par une échelle linéaire). Les spectrogrammes ont été calculés pour une période partant du mercredi 15 juin minuit (heure TU) jusqu'au mardi 29 juin 2004.

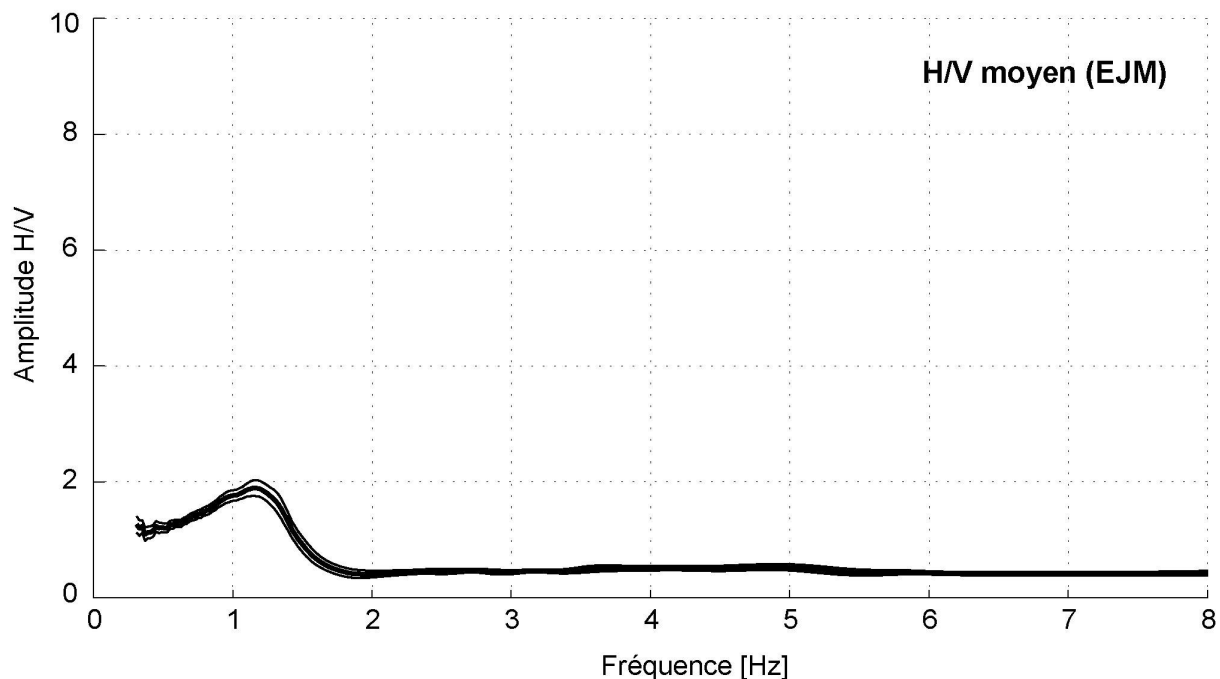


Figure 4-14 : courbe du rapport spectral H/V moyen (trait épais) du site EJM, estimée à partir de la moyenne des rapports spectraux H/V pour la période de temps du mercredi 15 juin au mardi 29 juin 2004. La déviation standard des amplitudes est indiquée en trait fin.

4.2.5. Site 'basse' fréquence (ECL)

Le site ECL est situé au cœur du tissu urbain Grenoblois en centre ville, à proximité du parc Paul Mistral. La fréquence de résonance du site ECL estimée par les rapports H/V est égale à 0.3 Hertz. Cette fréquence est représentative de la fréquence de résonance déterminée par la méthode des rapports spectraux sur séismes (0.3 Hz) dans le bassin Grenoblois (Lebrun *et al.* 2001). La Figure 4-15 présente (A) le spectrogramme des amplitudes spectrales normalisées observées sur ce site ; (B) le spectrogramme des amplitudes des rapports H/V. Afin d'étudier l'influence des sources anthropiques sur les amplitudes spectrales une période de temps supérieure à celle des sites précédents (du mercredi 8 juin minuit (heure TU) jusqu'au mercredi 21 juillet 2004) a été considérée.

D'après la Figure 4-15 (A) on peut faire les observations suivantes :

- encore une fois, on note le comportement cyclique du microtrémor (rythmée par l'activité humaine) et le comportement non cyclique du microséisme. On voit nettement que les amplitudes spectrales du microséisme varient au cours du temps. Ces variations semblent être corrélées avec les conditions météorologiques (pluie, vent, pression atmosphérique...). Malencontreusement, nous n'avons pas à notre disposition de relevé météorologique permettant de prouver une telle corrélation ;
- on peut faire la même remarque que pour le site EJM pour ce qui concerne le comportement cyclique du microtrémor qui est observé à une fréquence plus basse sur la composante horizontale que sur la composante verticale ;
- sur les composantes horizontales, les amplitudes spectrales du microséisme, sont plus fortes que celle du microtrémor. Ce phénomène ne s'observe pas sur la composante verticale où, comme le site EJM, les amplitudes spectrales du microséisme sont plus faibles que celles du microtrémor;
- les fréquences correspondant au maximum d'amplitude spectrale du microtrémor présentent la particularité d'être différentes suivant les composantes horizontale et verticale. Sur la composante horizontale, le maximum d'amplitude spectrale est observé autour de 2-4 Hertz (de manière semblable aux sites MUD et EJM), alors que sur la composante verticale, le maximum est observé autour de 4-6 Hertz.

En plus d'une variation cyclique journalière et hebdomadaire, on observe sur la composante verticale des variations brusques des amplitudes spectrales du microtrémor (bruit au-delà de 1 Hertz). Au premier abord ces variations semblent être aléatoires, mais investiguons ces perturbations et analysons leurs causes. Alors que pour les sites MUD et EJM on n'observe pas d'activités humaines le samedi matin, dans le cas présent, on observe clairement une activité humaine (i.e. des amplitudes spectrales plus fortes) les samedis matins 12, 19 et 26 juin. On n'observe plus cette activité les samedis matins suivants. De plus, après le 29 juin on observe une chute du niveau des amplitudes spectrales la journée. Après vérification, il s'avère que les enseignements de cette école se sont arrêtés le 29 juin, et que jusqu'à cette date, les enfants ont eu école le samedi matin. Ces observations indiquent que le microtrémor semble être sensible aux sources locales.

Par ailleurs, on observe que le maximum d'amplitude spectrale est localisé le soir du vendredi 25 juin. Or ce soir là, environ une centaine de personnes se sont réunis dans la cour de l'école du fait de la tenue de la kermesse de fin d'année. Il est donc indéniable de corréler l'augmentation du niveau d'amplitude spectrale du microtrémor avec l'amplification de l'excitation des sources anthropiques. Le mercredi 14 juillet présente lui aussi un intérêt pour notre étude. On note ce jour là, une baisse de l'amplitude spectrale ; cette observation est parfaitement corrélée avec le fait que le 14 juillet est un jour férié, et que donc l'activité humaine est ralentie. Mais le point intéressant concerne la hausse du niveau d'amplitude spectrale observée le soir du 14 juillet. En effet, on peut aisément relier cette variation avec le regain d'activité dû aux festivités de la fête nationale et notamment au tir du feu d'artifice et au bal populaire qui ont eu lieu au parc Paul Mistral situé à une distance approximative de 250 mètres de l'école (Figure 4-16). Ces festivités ont réuni plus de personnes que le soir de la kermesse de l'école, or les amplitudes spectrales mesurées le soir de la kermesse sont largement plus élevées que celles mesurées le soir du 14 juillet. Ces exemples montrent clairement que le microtrémor est principalement dominé par des sources de bruit urbaines locales (i.e. inférieures à une centaine de mètres).

Pour ce qui concerne les rapports H/V, les mêmes observations que pour le site EJM peuvent être réalisées : la fréquence du pic H/V (correspondant ici à la fréquence de résonance) est stable au cours du temps (Figure 4-15 (B) et Figure 4-17). Et, *a contrario*, l'amplitude du pic (égale à 6.5 ± 1) est variable au cours du temps. De plus, on observe que les rapports H/V exhibent un pic H/V secondaire, de faible amplitude (autour de 2 ± 0.3), au-delà de la fréquence de résonance (à 2.3 Hertz). D'après la Figure 4-18, il apparaît que l'amplitude de ce pic secondaire ne varie pas en fonction des heures de la journée :

- le pic a une amplitude moyenne égale à 1.80 ± 0.25 la nuit (de 2h00 à 4h00 du matin). La nuit se caractérise par une très faible (ou pas) d'activité humaine (pas d'information sur la localisation des sources) ;
- le pic a une amplitude moyenne égale à 2.0 ± 0.2 aux heures d'ouverture de l'école, c'est-à-dire entre 9h00 et 11h00 le matin, et entre 14h00 et 1700 l'après midi. Pendant ces heures, l'activité humaine locale est très forte et très localisée (moins de 50 mètres de distance) ;

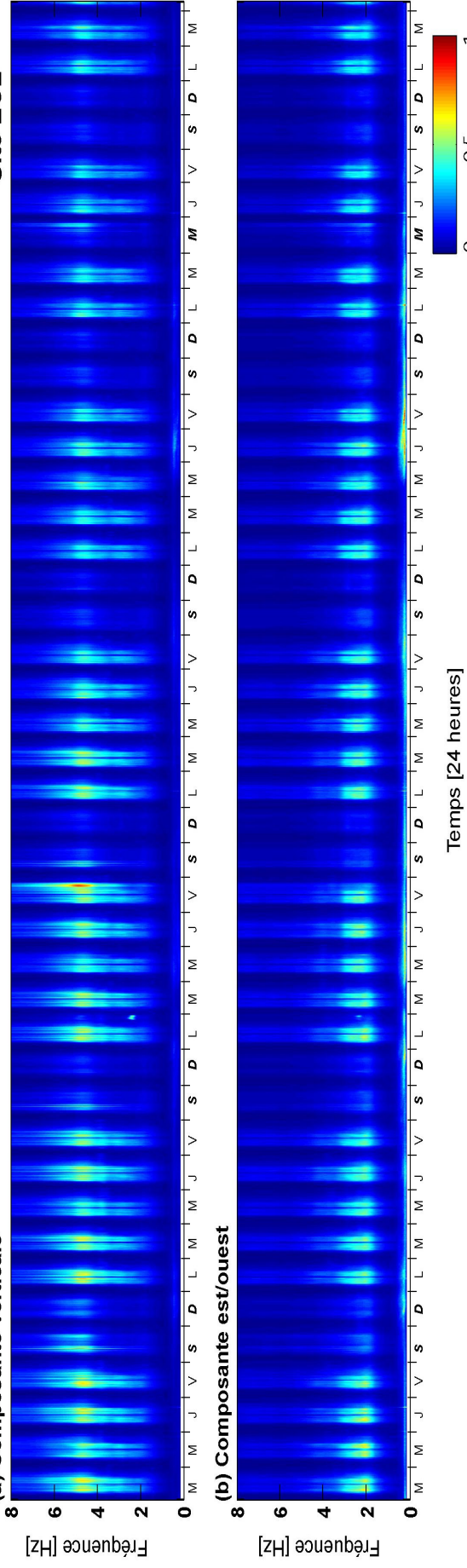
- le pic a une amplitude égale à 2.3 (+/- 0.15) le dimanche entre 9h00 et 17h00. Le dimanche se caractérise par une faible activité humaine (pas d'information sur la localisation des sources) ;
- le pic a une amplitude égale à 3.2 (+/- 0.2) le soir du 14 juillet entre 21h00 et 23h00. Le soir du 14 juillet se caractérise par une très forte activité humaine éloignée (à une distance de l'ordre de 250 mètres).

Ces observations montrent que le pic secondaire localisé à 2.3 Hertz ne semble pas être lié à l'intensité des sources dues aux activités humaines. En effet, quelle que soit l'intensité des sources (sources intenses la journée lors des heures d'école, et sources faibles la nuit ou le dimanche) l'amplitude du pic secondaire ne varie pas de manière significative. En revanche, l'amplitude du pic secondaire devient clairement significative (amplitude supérieure à 2) lorsque les sources sont fortes et surtout éloignées (i.e. le soir du 14 juillet), éloignées à une distance de l'ordre de 250 mètres. La Figure 4-19 confirme ces observations. Alors que les amplitudes spectrales absolues observées à la fréquence du pic secondaire (i.e. à 2.3 Hertz) sont plus fortes lors de la kermesse de l'école que le soir du 14 juillet ; on voit clairement sur les courbes H/V, que l'amplitude du pic secondaire observé le soir du 14 juillet est largement supérieure à l'amplitude du pic secondaire observé le soir de la kermesse de l'école.

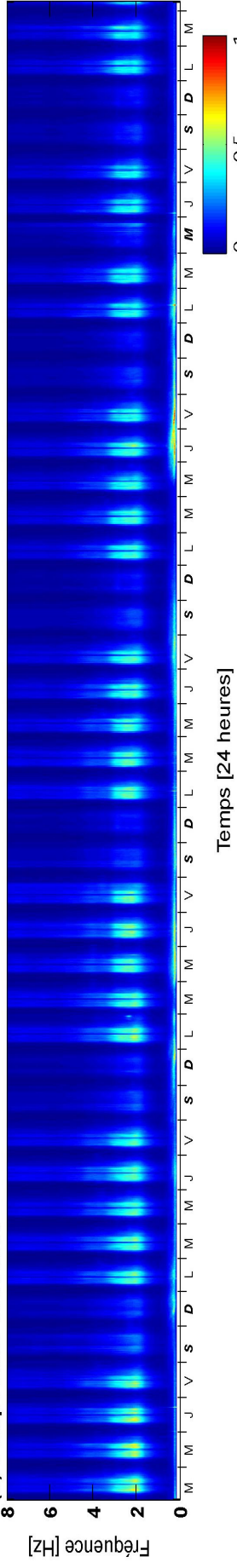
Par ailleurs, des études précédentes (Cornou 2002, Cornou *et al.* 2004) ont montré l'existence d'une couche superficielle d'une épaisseur de quelque dizaines de mètres dans le bassin Grenoblois. En considérant une vitesse d'ondes S superficielle de l'ordre de 300 m/s, on comprend alors que ce pic secondaire observé sur les courbes H/V peut être dû à la résonance des ondes S réfractées dans cette couche superficielle.

Figure 4-15 : (A) spectrogrammes des amplitudes spectrales normalisées du bruit enregistré au site ECL sur les composantes verticale (a) et est-ouest (b), la normalisation est faite par rapport au maximum d'amplitude spectrale des trois composantes. (B) spectrogramme des rapports spectraux H/V (l'amplitude est représentée par une échelle linéaire). Les spectrogrammes ont été calculés pour une période partant du mercredi 8 juin minuit (heure TU) jusqu'au mercredi 21 juillet 2004. (Page suivante).

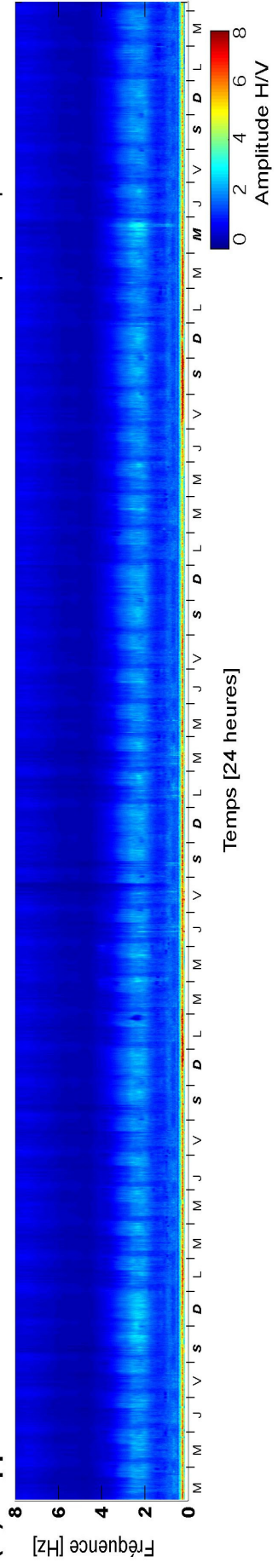
(A) Amplitudes spectrales
(a) Composante verticale



(b) Composante est/ouest



(B) Rapports H/V



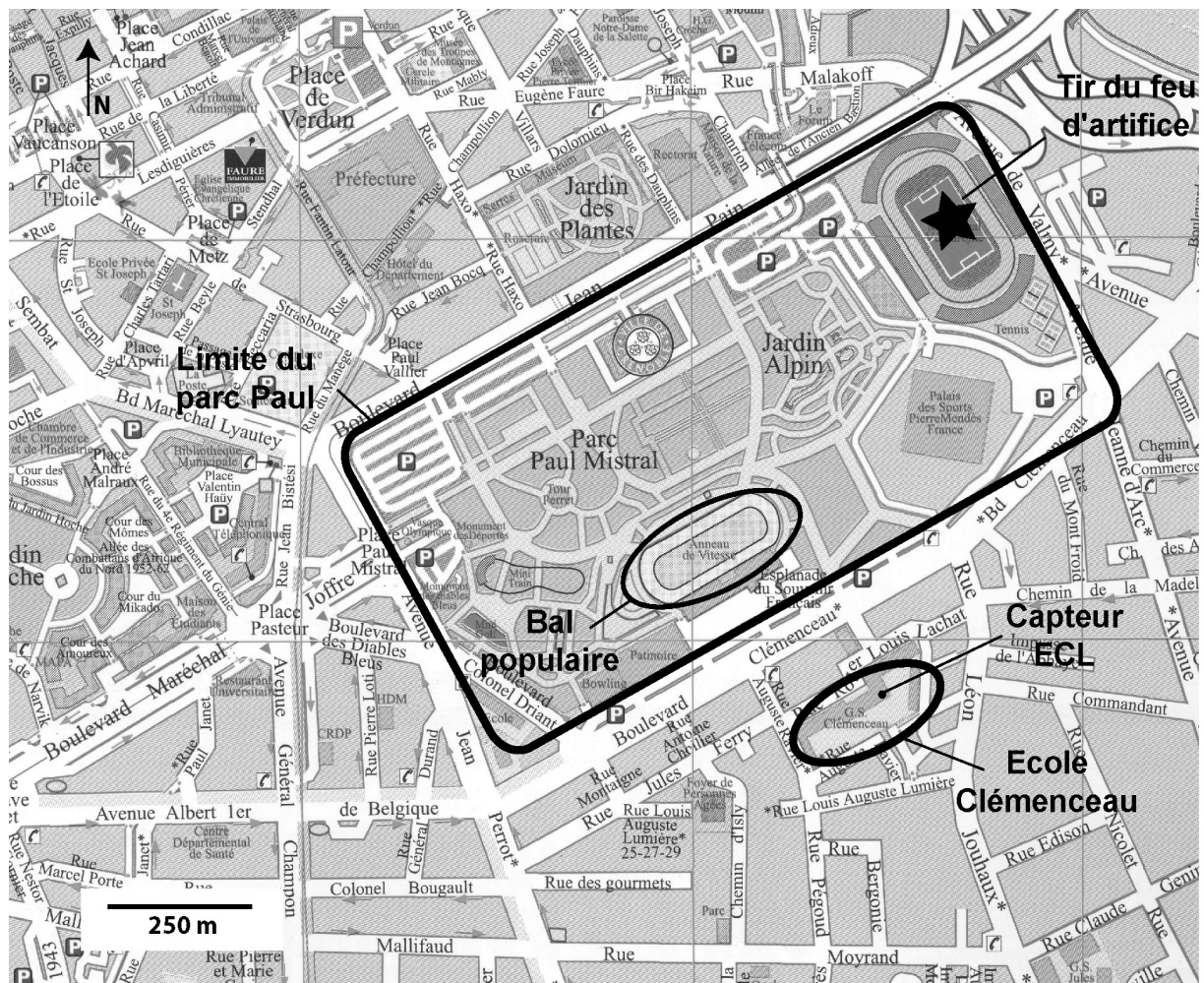


Figure 4-16 : carte de la ville de Grenoble. L'école Clémenceau (station ECL) est située en bas à droite, l'emplacement du capteur de la station ECL est signalé par un point. Les limites du parc Paul Mistral sont marquées en noir. L'étoile indique l'emplacement du tir du feu d'artifice du 14 juillet. Le cercle dans les limites du parc Paul Mistral indique le lieu du bal populaire. L'échelle est marquée en bas à gauche du plan.

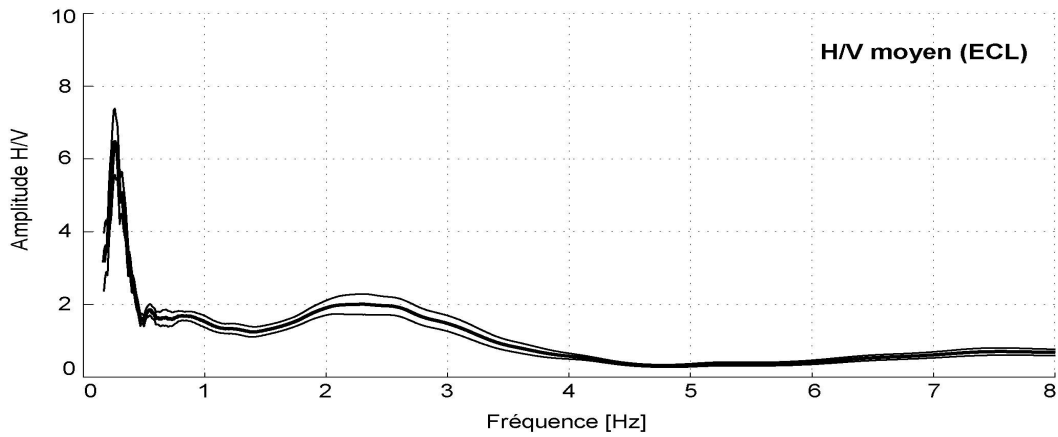


Figure 4-17 : courbe du rapport spectral H/V moyen (trait épais) du site ECL estimée à partir de la moyenne des rapports spectraux H/V pour la période de temps du mercredi 08 juin au mercredi 21 juillet 2004. La déviation standard des amplitudes est indiquée en trait fin.

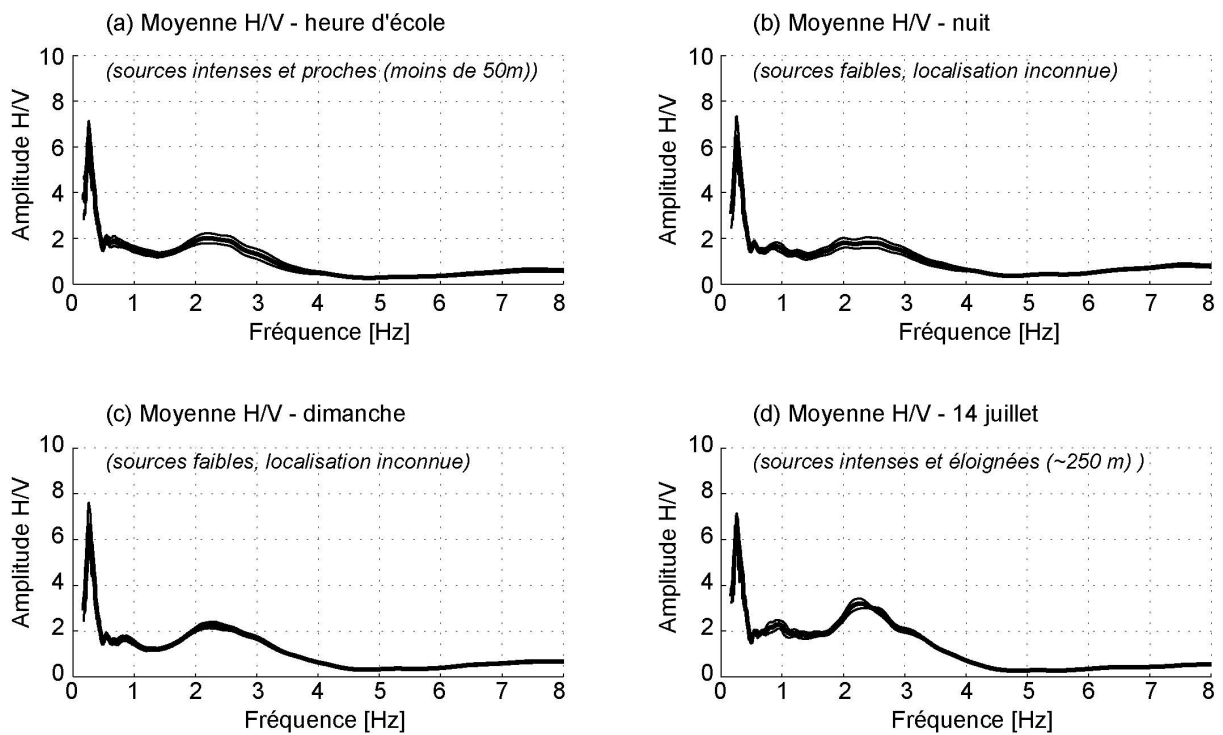


Figure 4-18 : rapports spectraux H/V moyen (trait épais), pour le site ECL calculés sur des périodes différentes : (a) aux heures d'ouverture de l'école (lundi, mardi, jeudi, et vendredi de 9h00 à 11h00 et de 14h00 à 17h00) ; (b) la nuit (de 02h00 à 04h00) ; (c) le dimanche (de 9h00 à 11h00 et de 14h00 à 17h00) ; (d) le soir du 14 juillet. Les déviations standard des amplitudes des H/V sont indiquées en trait fin.

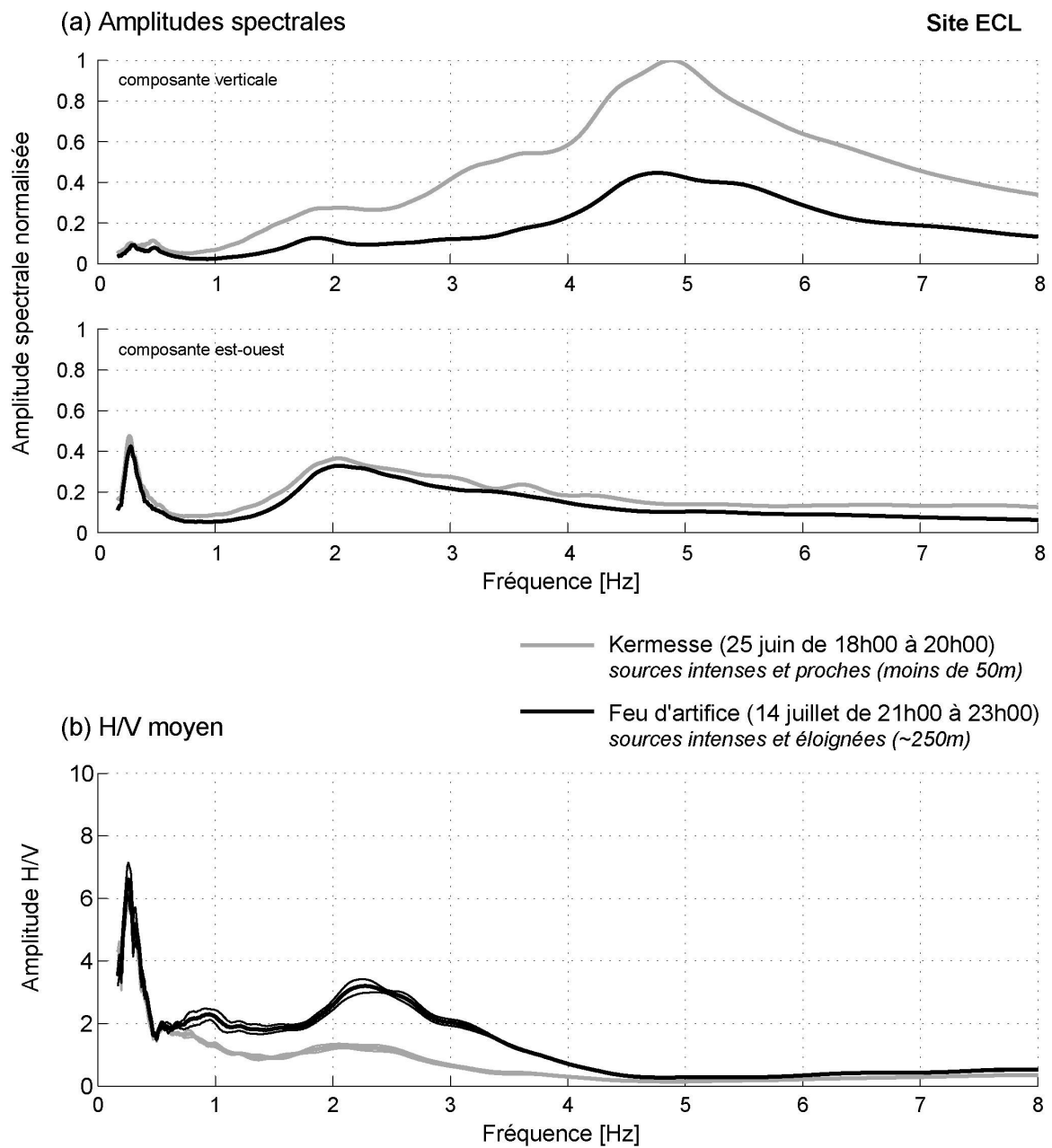
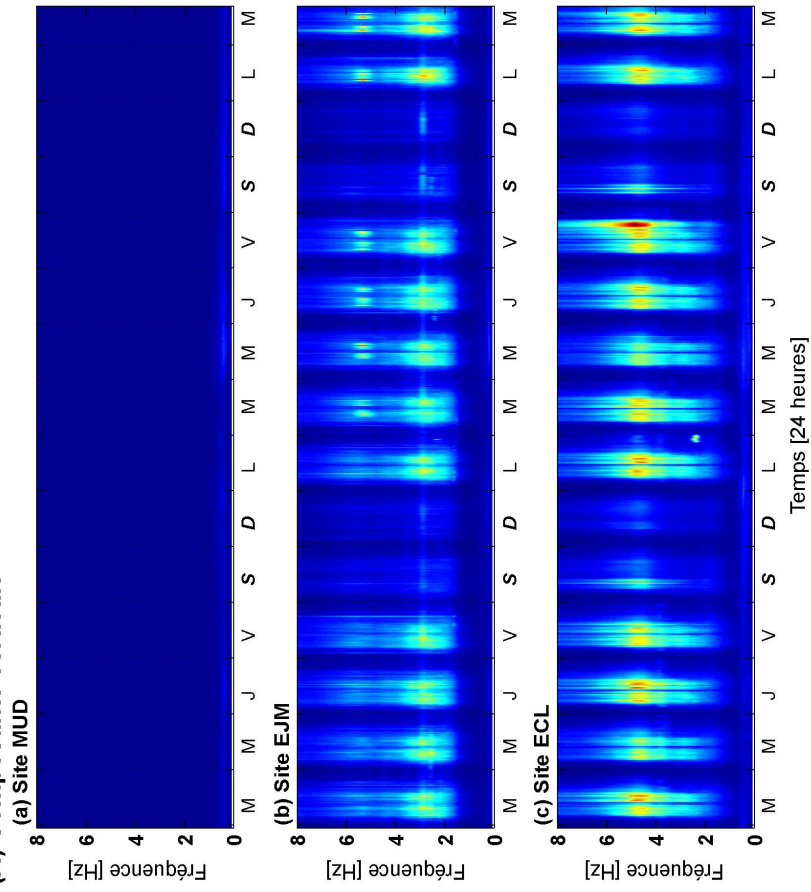


Figure 4-19 : (a) moyenne des amplitudes spectrales (sur le site ECL) des composantes verticale (haut) et nord-sud (bas) pour des périodes de temps différentes : le 25 juin de 18h00 à 10h00 (kermesse de l'école Clémenceau) (gris) et le 14 juillet de 21h00 à 23h00 (feu d'artifice et bal populaire) (noir). (b) H/V moyen correspondant aux deux périodes de temps.

(A) Composante verticale



(B) Composante est-ouest

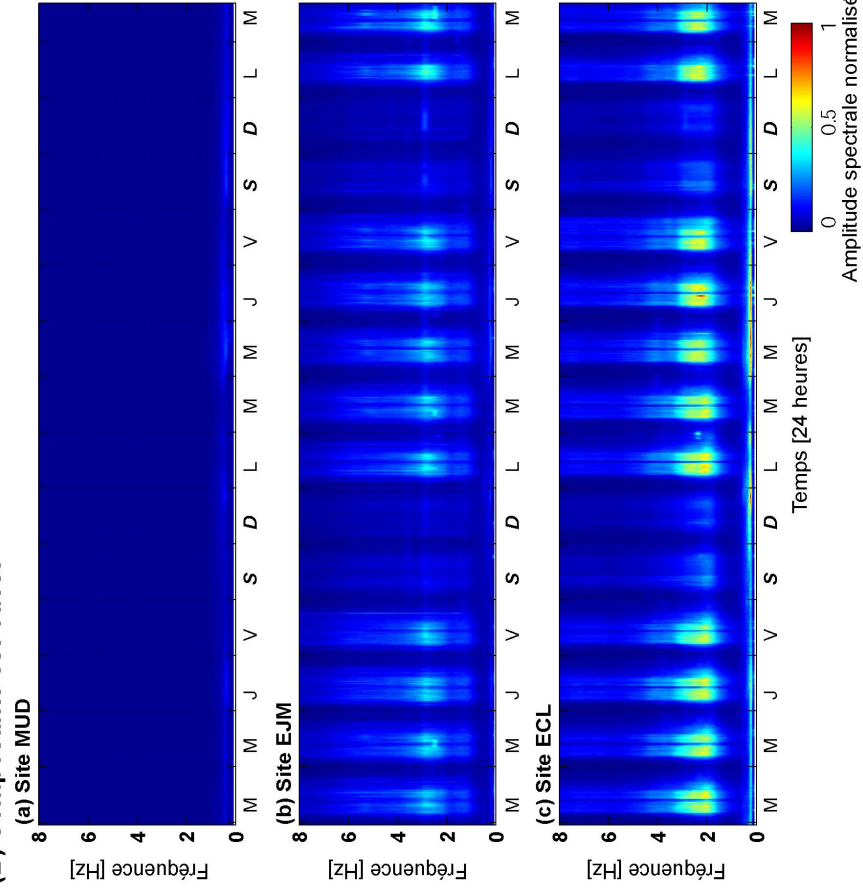


Figure 4-20 : spectrogrammes des amplitudes spectrales normalisées ((A) composante verticale, (B) composante horizontale) du bruit enregistré aux sites (a) MUD, (b) EJM et (c) ECL. La normalisation est faite par rapport au maximum d'amplitude spectrale des trois composantes des trois sites. Les spectrogrammes ont été calculés pour une période partant du mercredi 15 juin minuit (heure TU) jusqu'au mardi 29 juin 2004. (Page précédente).

4.2.6. Synthèse

La Figure 4-20 montre les spectrogrammes des amplitudes spectrales normalisées pour chaque site, et pour les composantes verticale et horizontale (est-ouest). On observe clairement que les amplitudes spectrales du microtrémor (au-delà de 1 Hertz) enregistrées sur les trois sites ont des intensités différentes. Les amplitudes spectrales du microtrémor du site au rocher MUD sont négligeables à comparer de celles des deux sites sédimentaires. Certes la station MUD est localisée sur un site calme (faible activité humaine), néanmoins on peut se demander si les faibles amplitudes spectrales observées sur ce site sont dues à une faible excitation des sources de bruit proches, ou bien au fait que le site soit du rocher. Cette dernière hypothèse impliquerait que les sites sédimentaires amplifieraient les amplitudes spectrales du microtrémor. Par ailleurs on ne discerne pas sur les spectrogrammes des sites MUD et EJM, les hausses d'amplitudes spectrales (les samedis matins, et le soir du vendredi 25 juin) observées sur celui enregistré à ECL. La localisation géographique des stations (zone péri-urbaine pour MUD, zone d'activité industrielle pour EJM, et centre ville pour ECL) implique que les sources d'origines anthropiques sont différentes d'un site à l'autre. On comprend que les vibrations ambiantes sont plus fortes au centre d'une zone urbaine que sur le flanc d'une colline moins urbanisée. Ceci renforce l'hypothèse émise dans le paragraphe précédent sur le caractère local des sources du microtrémor.

En revanche, le microséisme ne présente pas ce caractère local des sources, les fluctuations du niveau d'amplitude spectrale s'observent bien sur les enregistrements de chaque site. La corrélation entre les amplitudes spectrales normalisées en fonction de temps sur chacun des sites, à la fréquence de 0.3 Hertz, montrées sur la Figure 4-21 confirme que les sources du

microsisme ont la même origine (à l'échelle d'un bassin sédimentaire). Ces analyses sont d'ailleurs en accord avec le fait que les sources du microsisme sont imputées à des phénomènes météorologiques à grande échelle et à l'activité océanique (se référer au chapitre 1).

Il apparaît clairement sur les Figure 4-20 et Figure 4-21 que le niveau des amplitudes spectrales du microsisme est largement supérieur pour le site ECL que pour les autres sites ; notamment en ce qui concerne la composante horizontale. Les fréquences correspondantes au maximum d'amplitude du microsisme se situent autour de 0.2-0.5 Hertz, alors que la fréquence de résonance du site ECL est égale à 0.3 Hertz. Ceci montre donc que les fortes amplitudes du microsisme observées sur le site ECL sont dues à une amplification des amplitudes spectrales du microsisme par les sédiments.

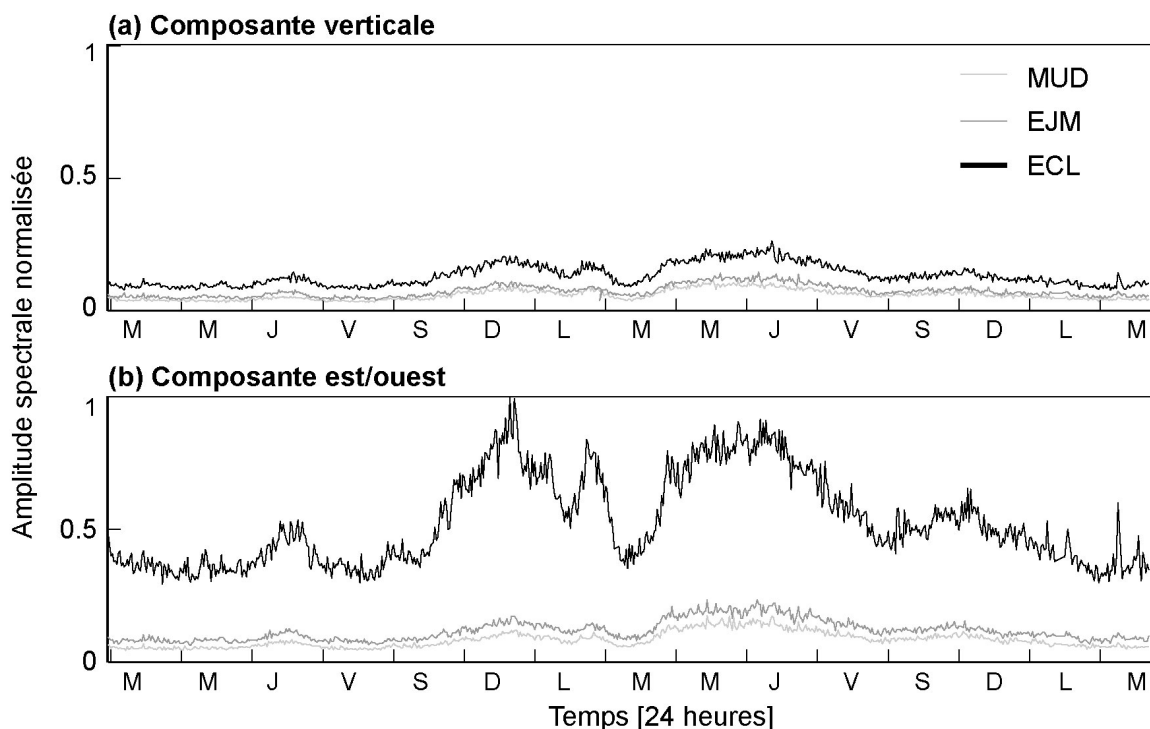


Figure 4-21 : variation des amplitudes spectrales normalisées des sites MUD (gris clair), EJM (gris foncé) et ECL (noir) du mercredi 8 juin (minuit TU) au mardi 29 juin 2004, à la fréquence de 0.3 Hertz ; suivant les composantes verticale (a) et horizontale (b).

Par ailleurs, la Figure 4-22 met en évidence que la limite (dans le domaine fréquentiel) entre le bruit dû aux sources naturelles (microséisme) et le bruit dû aux sources anthropiques (microtrémor) est bien autour de 1 Hertz pour ce qui concerne le site au rocher. En revanche, cette limite est plus basse (autour de 0.75 Hertz) pour les sites sur sédiments considérés dans cette étude. Ces résultats montrent la sensibilité de l'amplitude spectrale du bruit en fonction des sources (naturelles et anthropiques) et des caractéristiques du site (rocher ou sédiment). Il est remarquable de noter l'opposition qui existe entre la variabilité temporelle de l'amplitude spectrale du bruit et la stabilité de la fréquence du pic H/V.

4.2.7. Conclusion

Les observations longues de bruit de fond en continu confirment que le microséisme et le microtrémor ont un comportement spectral différent. Nos observations sont en accord avec des études précédentes (Kanai et Tanaka 1961, Haubrich *et al.* 1963, Akamatsu *et al.* 1992, Yamanaka *et al.* 1993, Seo 1997) qui indiquent que les amplitudes spectrales du microséisme fluctuent au cours du temps sans caractère cyclique. En revanche, les amplitudes spectrales du microtrémor varient en fonction de l'activité humaine, et admettent une variation cyclique (fortes amplitudes spectrales la journée, et faibles amplitudes la nuit et les week-ends). Nous confirmons également que la limite entre microséisme et microtrémor se situe autour de 1 Hertz (pour le mouvement vertical). Cette limite semble être inférieure à 1 Hertz pour le mouvement horizontal.

Notre étude souligne également le rôle important que joue la nature du sol dans l'amplification des amplitudes spectrales du bruit. Nous montrons que l'amplitude spectrale du microtrémor est amplifiée sur des sites sédimentaires (quelle que soit la fréquence de résonance du site). En revanche, l'amplitude spectrale du microséisme est amplifiée (majoritairement sur les composantes horizontales) uniquement lorsque la fréquence de résonance du site est proche de la fréquence du microséisme (i.e. 0.2-0.5 Hertz).

De plus, en accord avec Cara *et al.* (2003), nos analyses sur des sites basse et moyenne fréquence (i.e. inférieure à 1 Hertz), prouvent que la fréquence de résonance estimée à partir

des courbes H/V ne dépend pas des sources de bruit ; et montre la robustesse de la méthode H/V à estimer la fréquence de résonance d'un site sédimentaire. En revanche, cette étude met en évidence que l'amplitude du pic H/V localisé à la fréquence de résonance varie au cours du temps ; et que par conséquent il paraît difficile de corrélérer l'amplitude du pic H/V avec la valeur d'amplification d'un site.

Enfin, cette étude démontre le caractère local des sources de bruit du microtrémor (pour des fréquences supérieures à 1 Hertz), sur nos exemples. Nous montrons que, dans un bassin sédimentaire profond, la distance d'action d'une source urbaine (liée à l'activité humaine) est de l'ordre d'une centaine de mètres. Les sources locales n'ont pas d'influence sur les courbes H/V. En revanche, nous montrons que l'amplitude des pics secondaires des courbes H/V (lorsqu'ils existent) est amplifiée par des sources éloignées et de fortes intensités.

4.3. Synthèse et conclusions

L'étude de la variabilité spatiale des sources de bruit, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, valide les résultats montrés lors de l'étude numérique des sources de bruit. La localisation spatiale des sources influe sur l'origine des pics H/V.

- Si les sources de bruit sont localisées en dessous de l'interface sédimentaire, alors les courbes H/V exhibent plusieurs pics. Ces pics H/V sont dus à la résonance des ondes S. Dans ce cas, la courbe H/V donne une bonne estimation de la fonction de transfert en ondes S.
- Si les sources de bruit sont lointaines et superficielles, alors les courbes H/V exhibent plusieurs pics. La fréquence de ces pics H/V donne une bonne estimation des fréquences de résonance (fondamental et harmoniques) des ondes S. Le pic H/V localisé à la fréquence de résonance fondamentale est dû aux ondes de surfaces et aux ondes de volume réfractées sur l'interface sédiment/rocher. Les pics localisés aux fréquences de résonances harmoniques sont dus uniquement aux ondes réfractées.
- Si les sources de bruit sont locales et superficielles, alors les courbes H/V exhibent un seul pic. Ce pic donne une bonne estimation de la fréquence de résonance, et il est dû, au moins en partie, aux ondes de surface.

Cependant nos observations montrent que les sources lointaines et/ou en profondeur ont une contribution relativement faible dans la composition du champ d'ondes du bruit. Les courbes H/V n'exhibent donc, en général, qu'un seul pic, sauf dans le cas où des sources de bruit éloignées de fortes intensités sont détectées (alors dans ce cas, les courbes H/V exhibent un pic secondaire). Ainsi nous montrons sur nos expériences de terrain, que les sources locales contribuent majoritairement au champ d'ondes du bruit, et qu'à la fréquence du pic H/V, les ondes de surface dominant le champ d'ondes du bruit.

Ces résultats mettent en avant que le bruit de fond sismique est majoritairement constitué d'ondes de surface à la fréquence du pic H/V (sauf dans le cas de sources éloignées de fortes intensités). Or les analyses du chapitre 3 ont souligné que dans certains cas, l'ellipticité des ondes de Rayleigh n'explique pas le pic H/V, notamment dans le cas de contraste d'impédance (entre les sédiments et le rocher) faible ou modéré (inférieur à 4). Il semble donc nécessaire d'investiguer le champ d'ondes du bruit à la fréquence du pic H/V pour une série de structures variées.

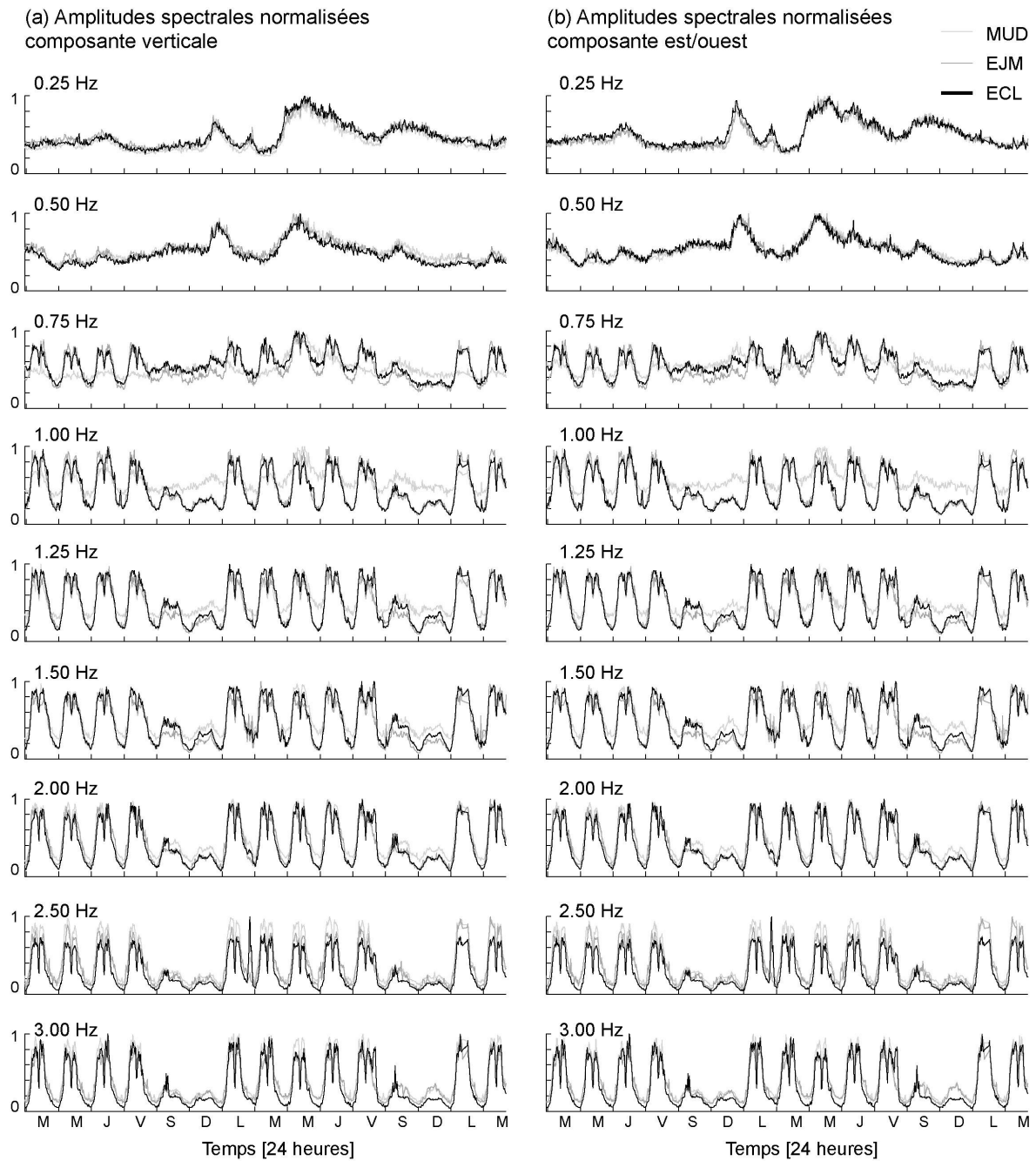


Figure 4-22: suivant les composantes verticale (a) et horizontale (b), variation des amplitudes spectrales normalisées individuellement pour chaque site [MUD (gris clair), EJM (gris foncé) et ECL (noir)] du mercredi 8 juin (minuit TU) au mardi 29 juin 2004, aux fréquences de 0.25, 0.50, 0.75, 1.00, 1.25, 1.50, 2.00, 2.50 et 3.00 Hertz.

CHAPITRE 5

5. Composition du champ d'ondes du bruit : milieux 1D complexes

5.1. Introduction

Les chapitres précédents ont révélé que le pic observé sur les courbes H/V ne peut pas toujours être imputé à la polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh. Le chapitre 4 a montré que 1) lorsque les sources de bruit sont localisées en dessous des sédiments, alors les pics H/V sont dus à la résonance des ondes S ; 2) lorsque les sources sont lointaines, les pics H/V, en milieu 1D, sont dus aux ondes de surface et aux ondes de volume réfractées. Nous généralisons et poursuivons dans ce chapitre les résultats obtenus au chapitre 4 pour des milieux plus complexes qui restent horizontalement stratifié (milieu 1D).

Ainsi, nous proposons de faire une étude systématique du champ d'ondes du bruit pour différentes structures 1D. En analysant le champ d'ondes du bruit par des analyses en réseau, aux fréquences correspondant aux pics des courbes H/V, nous analyserons les liens entre la nature du bruit et l'origine des pics H/V. Nous considérons deux méthodes d'analyse en réseau : 1) la méthode $f-k$ conventionnelle (CVFK) qui nous permet d'obtenir la carte des estimations de vitesses apparentes en fonction de la fréquence ; 2) la méthode haute résolution CAPON (voir chapitre 2). Le fait de considérer deux méthodes d'analyse en réseau permet de mieux s'affranchir d'un éventuel biais de l'une ou l'autre des méthodes. Par ailleurs, les analyses en réseaux sont effectuées sur la composante verticale et les composantes horizontales des synthétiques de bruit. Afin de représenter les figures avec le plus de clarté possible, seule les analyses en réseaux sur les composantes nord/sud sont représentées ici. La Figure 5-1 montre que, quelle que soit la composante horizontale considérée (nord/sud ou est/ouest), les analyses en réseaux (CVFK et CAPON) donnent les mêmes estimations des vitesses de phase. Précisons, toutefois, que les analyses en réseau effectuées sur les composantes horizontales sont réalisées sans rotation de composante. Il ne s'agit pas d'une analyse sur les composantes radiale et transverse, mais bien d'une analyse sur les composantes nord-sud et est-ouest. Ceci permet de s'affranchir d'une rotation des

composantes qui s'avérait difficile dans le cas présent (le champ d'ondes du bruit étant diffus, sans direction de propagation déterminée). Certes, en cas de sources de bruit localisées dans l'espace, il semble être difficile d'appliquer cette simplification.

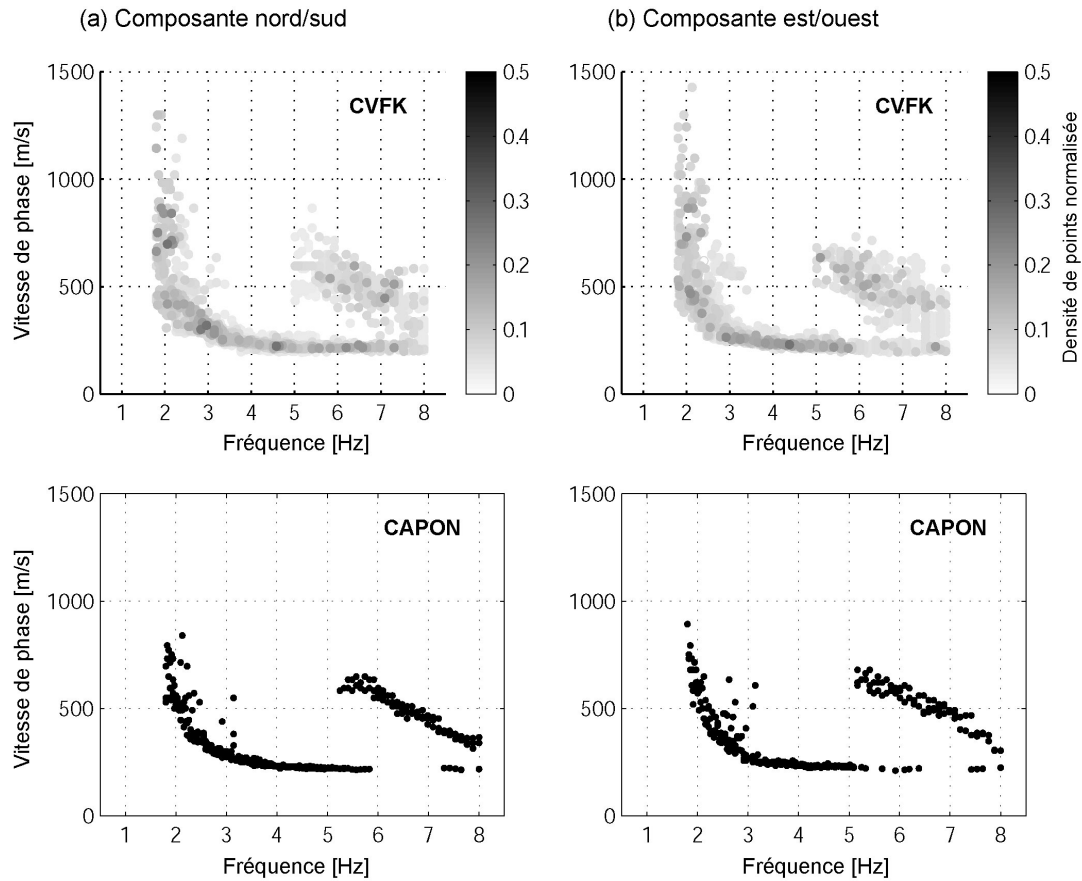


Figure 5-1 : comparaison des vitesses de phases estimées par les méthodes CVFK et CAPON sur (a) la composante nord/sud et (b) la composante est/ouest de signaux synthétiques (modèle M2.2).

Nous considérons différentes structures 1D horizontalement stratifiées (modèles M1, M2, M10 et M11), pour lesquelles nous simulons le bruit de fond. Les synthétiques de bruit des structures ont été obtenus avec le code numérique Hisada (1994, 1995) (voir chapitre 2). Les rapports spectraux H/V présentés dans ce chapitre ont été obtenus en faisant la moyenne des rapports spectraux H/V de chaque récepteur considéré, pour un modèle donné.

5.2. Présentation des modèles

Modèle	Nombre de couches	Epaisseur (m)	α (m/s)	β (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
M1	1	-	2000	1000	2.5	100	50
M2.1	2	25	500	200	1.9	50	25
		-	2000	1000	2.5	100	50
M2.2	2	25	1350	200	1.9	50	25
		-	2000	1000	2.5	100	50
M2.3	2	83	1350	667	1.9	50	25
		-	2000	1000	2.5	100	50
M10.2a	3	18	1350	250	1.9	50	25
		18	1350	330	1.9	50	25
		-	2000	1000	2.5	100	50
M10.2b	3	18	1350	250	1.9	50	25
		18	1350	625	1.9	50	25
		-	2000	1500	2.5	100	50
M10.3	3	31.25	500	250	1.9	50	25
		375	1800	750	2.1	100	50
		-	3500	2000	2.5	200	100
M11.1	2	55	1500	350+2z	1.9	50	25
		-	4000	1330	2.5	100	50
M11.1	2	55	1500	175+9z	1.9	50	25
		-	4000	665	2.5	100	50

Tableau 5-1 : caractéristiques physiques des modèles (M1, M2, M10 et M11) considérés dans cette étude.

Le Tableau 5-1 montre les caractéristiques physiques des différents modèles considérés dans ce chapitre. Les modèles sont nommés comme suit :

- le modèle M1 présente les caractéristiques d'un demi-espace infini (rocher) ;
- les modèles M2 se réfèrent à des structures constituées d'une couche sédimentaire sur du rocher, avec des contrastes d'impédance et des coefficients de Poisson différents ;
- les modèles M10 se réfèrent à des structures constituées de deux couches sédimentaires sur du rocher, avec des contrastes d'impédance différents ;

- les modèles M11 se réfèrent à des structures constituées d'une couche sédimentaire avec un gradient de vitesse en ondes S, sur du rocher.

Les synthétiques de bruit pour ces modèles sont calculés avec le code numérique d'Hisada. Les paramètres de calculs des différents modèles sont présentés dans le Tableau 5-2. La Figure 5-2 présente la distribution spatiale des sources et de récepteurs considérés dans la simulation numérique des synthétiques de bruit des modèles M1, M2.1, M2.2, M10.2a, M10.2b. Pour les modèles M2.3 et M10.3, la distribution spatiale des sources et des récepteurs est la même, mais il faut faire une homothétie des distances de 2 (pour le modèle M2.3) et de 3 (pour le modèle M10.3). La distribution spatiale des sources et des récepteurs est différente pour les modèles M11 : elle est présentée le paragraphe consacré à ces modèles.

(a) modèles	(b) sismogrammes		(c) récepteurs			(d) sources			
	<i>durée (s)</i>	<i>Freq (Hz)</i>	<i>Nbr</i>	Φ (m)	<i>Dmin (m)</i>	<i>nbr</i>	Φ (m)	<i>Prof (m)</i>	<i>type</i>
M1	71	0.5-8.3	38	180	4	333	600	2	dirac
M2.1	71	0.5-8.3	38	180	4	333	600	2	dirac
M2.2	71	0.5-8.3	38	180	4	333	600	2	dirac
M2.3	71	0.5-8.3	38	360	8	333	1200	4	dirac
M10.2a	71	0.5-8.3	38	180	4	333	600	2	dirac
M10.2b	71	0.5-8.3	38	180	4	333	600	2	dirac
M10.3	71	0.5-8.3	38	720	16	333	2400	8	dirac
M11.1	294	0.5-14.5	18	230	8	333	4000	2	dirac
M11.2	294	0.5-14.5	18	230	8	333	4000	2	dirac

Tableau 5-2 : paramètres utilisés pour calculer les synthétiques de bruit pour les différents modèles. (a) durée des sismogrammes et fréquences (*Freq*) investiguées ; (b) nombre (*nbr*) et distribution spatiale (ouverture (Φ) et distance minimum entre deux récepteurs (*Dmin*)) des récepteurs utilisé pour le calcul ; (c) nombre (*nbr*), distribution spatiale (ouverture (Φ) et profondeur (*Prof*)) et type de fonction temporelle (*type*) des sources utilisés pour le calcul.

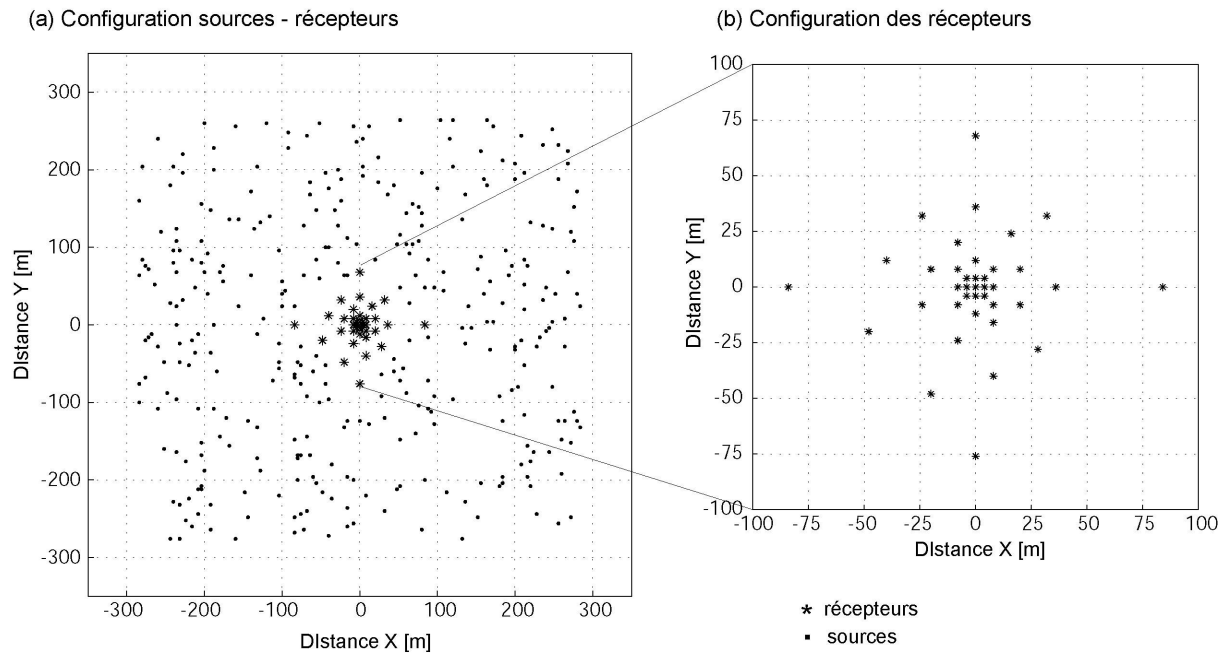


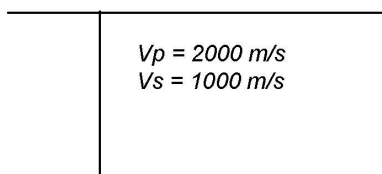
Figure 5-2 : (a) distribution spatiale dans le plan horizontal des sources (point) et des récepteurs (étoiles). (b) Géométrie du réseau de récepteurs.

5.3. Rocher (modèle M1)

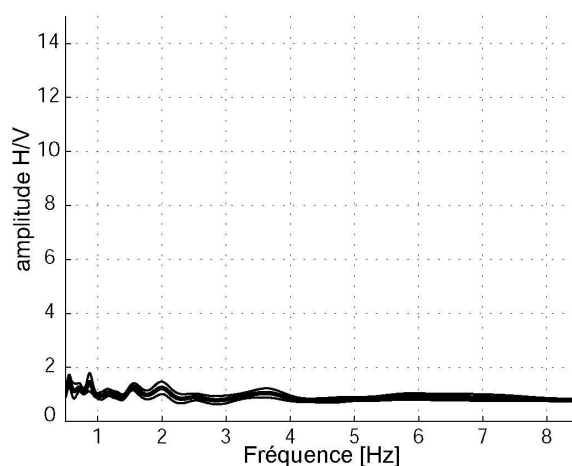
Afin de tester les méthodes H/V et analyses en réseau, nous avons dans un premier temps considéré un site au rocher. Ce site a été modélisé par un demi-espace infini, les paramètres physiques du modèle M1 sont décrits Tableau 5-1. Les paramètres de calculs sont montrés dans le Tableau 5-2.

La courbe H/V présentée en (b) sur la Figure 5-3 n'exhibe pas de pic. Ce résultat est conforme au retour d'expérience : les courbes H/V sont plates sur des sites au rocher (se référer au chapitre 3). Les cartes d'estimation des vitesses apparentes (sur les composantes verticale et nord), et la courbe de dispersion correspondante (obtenue par la méthode d'analyse en réseau haute résolution CAPON sur la composante verticale), montrent que le champ d'ondes du bruit est constitué d'ondes non dispersives. La vitesse apparente de ces ondes est proche de celle des ondes S.

(a) Modèle M1



(b) Rapports H/V



(c) Analyse en réseau

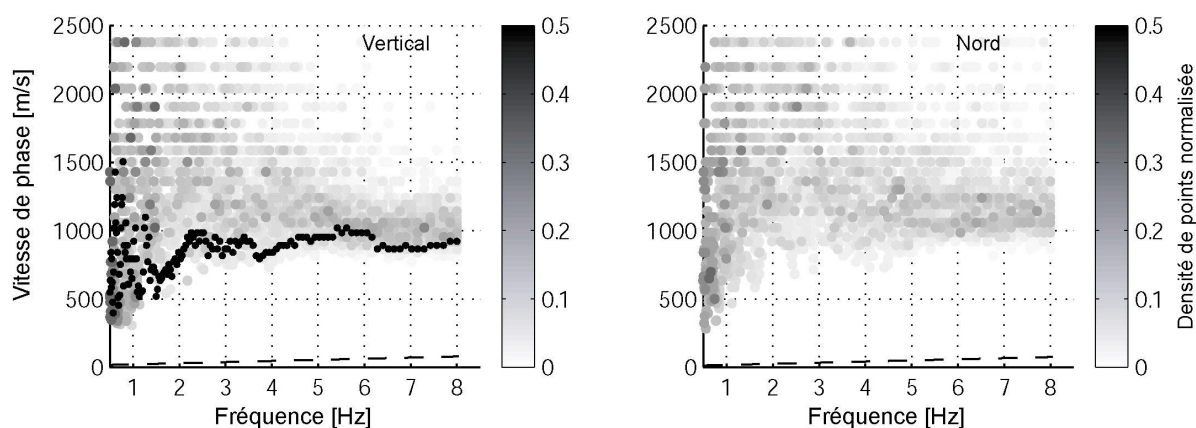


Figure 5-3 : (a) paramètres physiques du modèle M1. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais), et déviation standard (noir fin). (c) Carte des estimations des vitesses apparentes (en nombre de points normalisés) obtenues avec une analyse $f-k$ sur les composantes verticale (gauche) et nord-sud (droite) des synthétiques (échelle de couleur grise) ; courbe dispersion correspondante obtenue avec l'analyse CAPON (point noir).

5.4. Structures sédimentaires à deux couches (modèles M2)

Le chapitre 3 a montré que, pour des structures à deux couches, quel que soit le contraste d'impédance (entre les sédiments et le rocher), et le coefficient de Poisson (dans les sédiments) considéré, les courbes H/V exhibent toujours un seul pic localisé à la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert en ondes S. En revanche, en fonction du contraste et du coefficient de Poisson, l'origine du pic H/V ne peut pas toujours être due à la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh.

Dans ce paragraphe, nous avons déterminé trois modèles avec la même fréquence de résonance (2 Hertz) des ondes S dans la couche sédimentaire. Le coefficient de Poisson dans la couche sédimentaire, et le contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher sont différents entre les modèles (Tableau 5-1) :

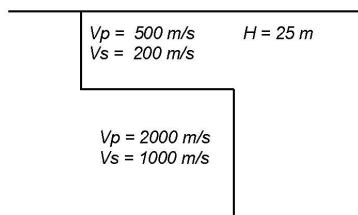
- le modèle M2.1 se caractérise par un fort contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher (6.6) et un coefficient de Poisson modéré dans les sédiments (0.40) ;
- le modèle M2.2 se caractérise par un fort contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher (6.6) et un fort coefficient de Poisson dans les sédiments (0.49) ;
- le modèle M2.3 se caractérise par un faible contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher (2) et un faible coefficient de Poisson dans les sédiments (0.33).

Les synthétiques de bruit correspondant aux modèles M2 ont été calculés avec le code numérique d'Hisada, les paramètres de calcul sont présentés Tableau 5-2. La distribution spatiale des sources et des récepteurs est montrée Figure 5-2 pour les modèles M2.1 et M2.2.

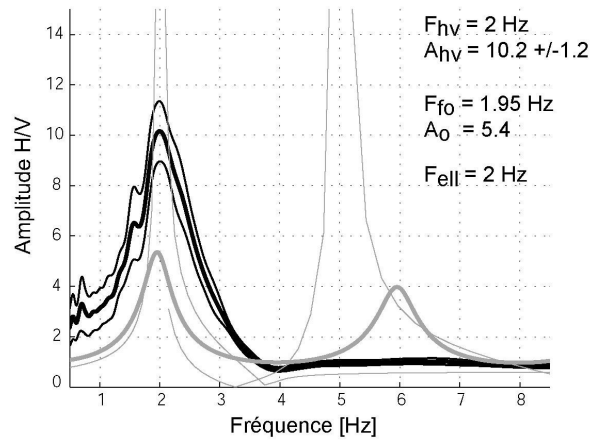
5.4.1. Couche fine avec un fort contraste et un coefficient de Poisson modéré (M2.1)

La Figure 5-4 montre que les rapports spectraux n'exhibent qu'un seul pic dans le cas d'une couche sédimentaire avec un coefficient de Poisson modéré (0.40), et un fort contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher (6.6). La fréquence du pic H/V est en accord avec 1) la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, 2) la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert en ondes S. En revanche, l'amplitude du pic H/V surestime d'un facteur 2 l'amplitude de la fonction de transfert (à la fréquence de résonance). Les analyses en réseau sont cohérentes entre elles. Sur la composante verticale, elles montrent clairement que le champ d'ondes du bruit est dominé par le mode fondamental de Rayleigh, à la fréquence du pic H/V. Autour de 4 Hertz, on observe que le premier harmonique de Rayleigh est lui aussi présent. Sur la composante nord-sud, le mode fondamental de Rayleigh et le mode fondamental de Love sont présent dans le champ d'ondes du bruit à la fréquence du pic H/V. A plus haute fréquence (à partir de 4 Hertz) sur la composante horizontale, on observe la présence du premier harmonique de Rayleigh en plus de celle du mode fondamental de Love.

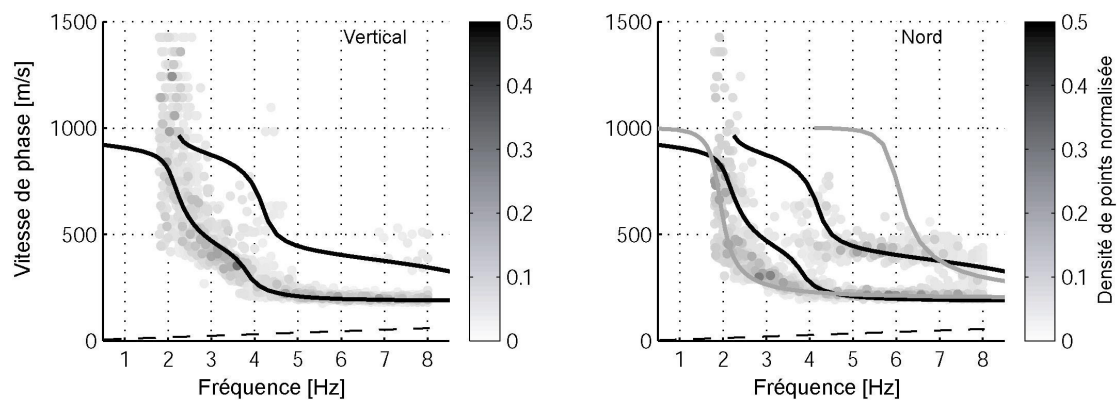
(a) Modèle M2.1



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

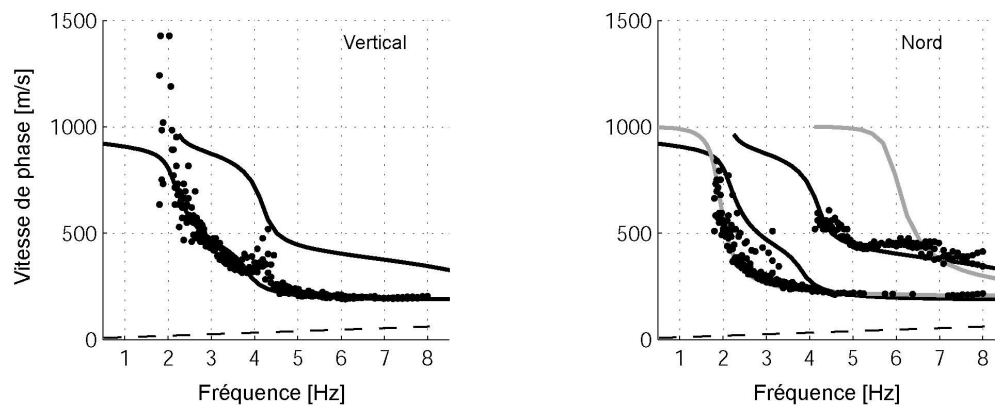


Figure 5-4 : (a) paramètres physiques du modèle M2.1. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Les courbes d'ellipticité des deux premiers modes de Rayleigh sont indiquées en gris (fin), la courbe de la fonction de transfert (calculée pour des ondes SH verticalement incidentes) est indiquée en gris (épais). Les valeurs 1) de la fréquence (F_{hv}) et de l'amplitude (A_{hv}) du pic H/V ; 2) de la fréquence de résonance (F_{fo}) et de l'amplitude (A_o) de la fonction de transfert ; et 3) de la fréquence du pic d'ellipticité sont indiquées à droite de la figure. (c) Carte des estimations des vitesses

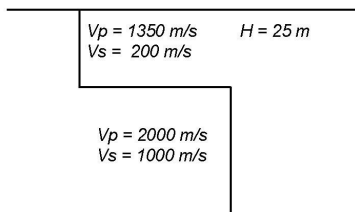
apparentes (en nombre de points normalisés) obtenues avec une analyse $f-k$ sur les composantes verticale (gauche) et nord-sud (droite) des synthétiques (échelle de couleur grise). (d) Courbe de dispersion correspondante obtenue avec l'analyse CAPON (points noirs). Les courbes de dispersion théoriques des deux premiers modes des ondes de Rayleigh de Love sont indiquées en noir et gris, respectivement.

5.4.2. Couche fine avec un fort contraste et un coefficient de Poisson fort (M2.2)

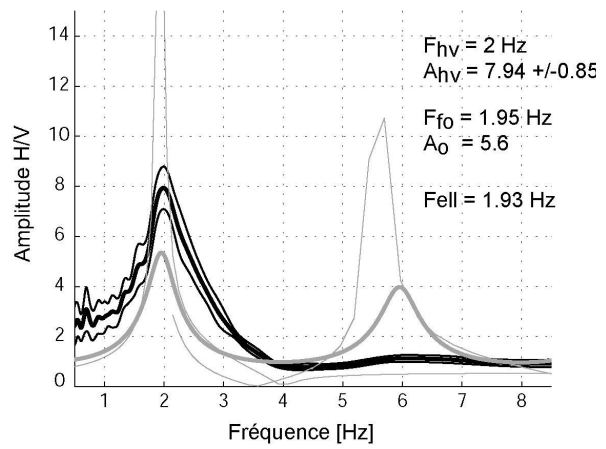
Dans le cas d'une couche sédimentaire avec un fort coefficient de Poisson (0.49) et un fort contraste entre les sédiments et le rocher (6.6), encore une fois, on peut observer que la courbe H/V n'exhibe qu'un seul pic (Figure 5-5). La fréquence du pic H/V est localisée à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S. L'amplitude du pic H/V surestime (d'un facteur 1.3) l'amplitude du pic de la fonction de transfert à la fréquence de résonance.

Pour ce qui concerne les analyses en réseau, là aussi on peut faire les mêmes observations que pour le cas précédent : le mode fondamental de Rayleigh domine le champ d'ondes du bruit, sur la composante verticale, notamment à la fréquence du pic H/V. Sur la composante nord-sud, le champ d'ondes du bruit est dominé par le mode fondamental de Love à la fréquence du pic H/V. A plus haute fréquence (à partir de 5 Hertz) sur la composante horizontale, on observe la présence des premiers harmoniques des ondes de Love et de Rayleigh, en plus de celle du mode fondamental de Love.

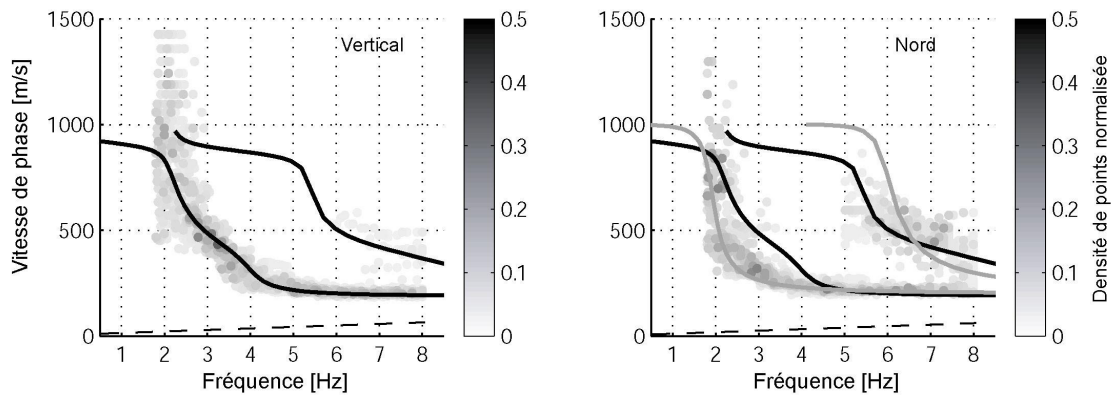
(a) Modèle M2.2



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

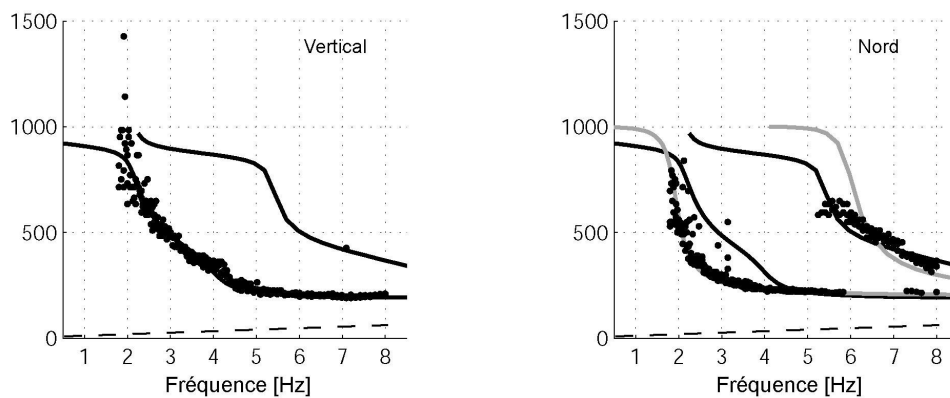
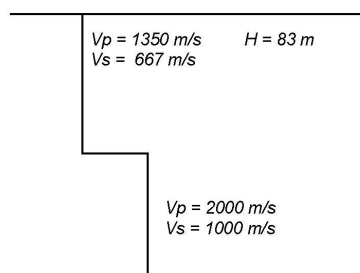
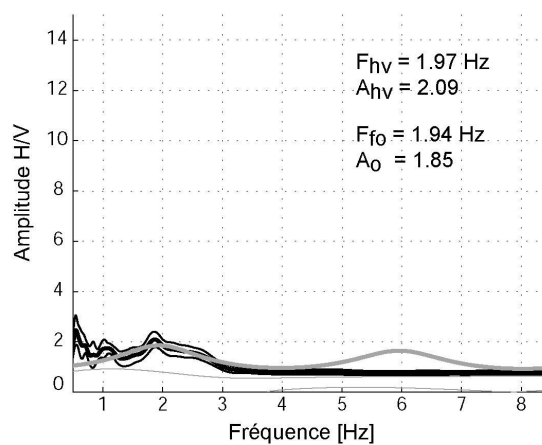


Figure 5-5 : (a) paramètres physiques du modèle M2.2. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Analyses en réseau correspondantes (c) *f-k* et (d) CAPON. Voir Figure 5-4 pour la légende.

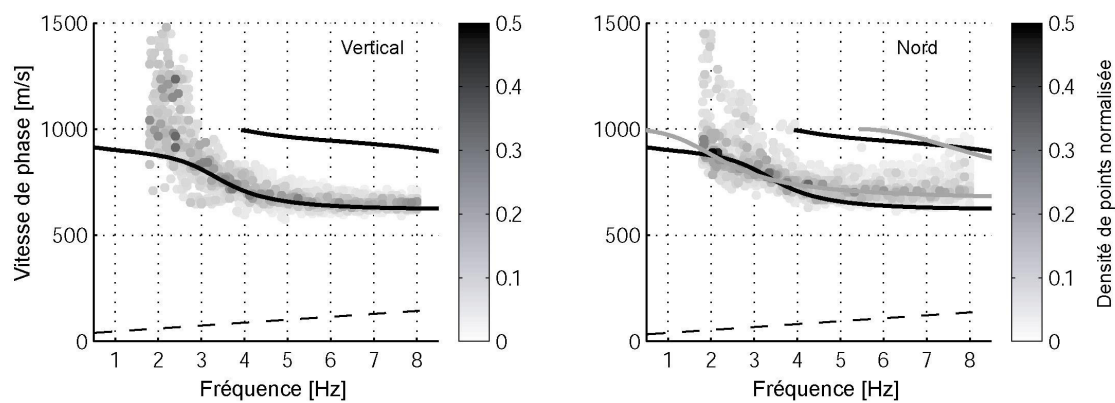
(a) Modèle M2.3



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

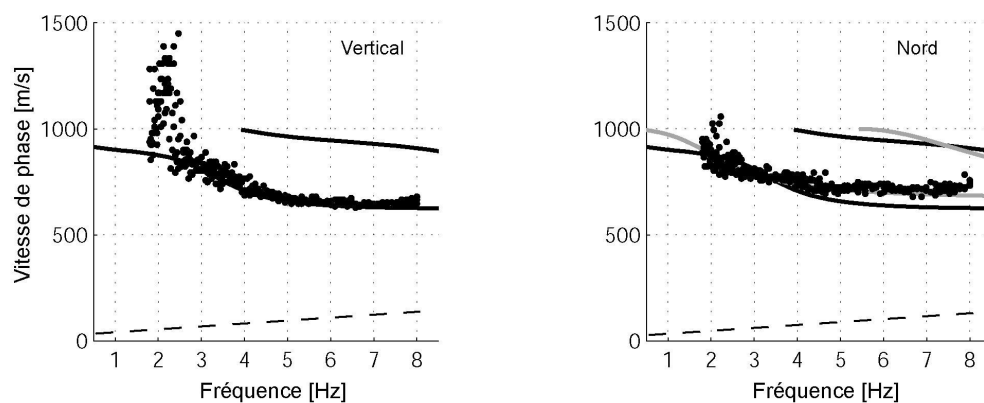


Figure 5-6 : (a) paramètres physiques du modèle M2.3. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Analyses en réseau correspondantes (c) *f-k* et (d) CAPON. Voir Figure 5-4 pour la légende.

5.4.3. Couche épaisse avec un faible contraste (M2.3)

La Figure 5-6 montre que dans le cas d'un faible contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher (2), les courbes H/V n'exhibent pas de pic franc, mais plutôt une bosse. La fréquence de cette 'bosse' donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S. On observe que le mode fondamental de Rayleigh ne montre pas de polarisation horizontale (i.e. pas de pic sur la courbe d'ellipticité), on peut donc conclure que le pic H/V n'est pas dû à la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. Pour ce qui concerne les analyses en réseaux, il est difficile d'établir la nature des ondes sur la composante verticale, à la fréquence du pic observé sur les courbes H/V. Les analyses $f-k$ et CAPON (sur la composante verticale) donnent toute les deux des vitesses plus élevées que les vitesses observées sur la courbe de dispersion théorique du mode fondamental de Rayleigh. En revanche, pour les fréquences supérieures à celle du pic H/V (à partir de 2.5 Hertz), le mode fondamental des ondes de Rayleigh domine le champ d'ondes du bruit (sur la composante verticale). Sur la composante nord-sud, quelle que soit la fréquence, le mode fondamental de Love est présent dans le champ d'ondes du bruit, et à la fréquence du pic H/V, le mode fondamental de Rayleigh est lui aussi présent.

5.4.4. Synthèse sur les structures sédimentaires à deux couches

Dans le cas de structures sédimentaires à deux couches, quelle que soit la valeur du coefficient de Poisson, et en fonction de la valeur du contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher, on peut faire la synthèse suivante sur les courbes H/V et la nature du champ d'ondes :

- dans le cas d'un fort contraste, la courbe H/V exhibe un seul pic localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S (donnée par la fonction de transfert). L'amplitude du pic H/V surestime l'amplitude de la fonction de transfert à cette fréquence. A la fréquence du pic H/V, les modes fondamentaux de Rayleigh et de Love sont présents dans le champ d'ondes du bruit.
- dans le cas d'un faible contraste, la courbe H/V n'exhibe pas de pic franc, mais une 'bosse' de faible amplitude localisée à la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert. Dans ce cas, le pic H/V n'est pas dû à la polarisation horizontale du mode

fondamental de Rayleigh. A la fréquence du pic H/V, le mode fondamental de Love est présent dans le champ d'ondes du bruit.

5.5. Structures sédimentaires à trois couches (modèles M10)

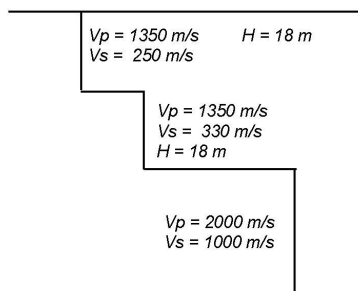
Dans ce paragraphe, nous considérons des structures 1D avec deux couches sédimentaires sur du rocher. Nous avons déterminé trois modèles avec des contrastes d'impédance entre les deux couches sédimentaires différents (Tableau 5-1) :

- le modèle M10.2a se caractérise par deux couches sédimentaires de la même épaisseur (18 mètres), un très faible contraste d'impédance entre les deux couches sédimentaires (1.3) et un contraste modéré entre la deuxième couche sédimentaire et le rocher (4). Il résulte de cela que le contraste d'impédance moyen entre les sédiments et le rocher³ est fort (4.5) ;
- le modèle M10.2b se caractérise par deux couches sédimentaires de la même épaisseur (18 mètres), un faible contraste d'impédance entre les sédiments (2.5), et un faible contraste entre la deuxième couche sédimentaire et le rocher (3.2). Il résulte de cela que le contraste d'impédance moyen entre les sédiments et le rocher est fort (5.5) ;
- le modèle M10.3 se caractérise par une fine couche sédimentaire (31.25 mètres) au dessus d'une épaisse couche sédimentaire (375 mètres), un faible contraste d'impédance entre les sédiments (3.3), et un faible contraste entre la deuxième couche sédimentaire et le rocher (3.2). Il résulte de cela que le contraste d'impédance moyen entre les sédiments et le rocher est modéré (4.0)

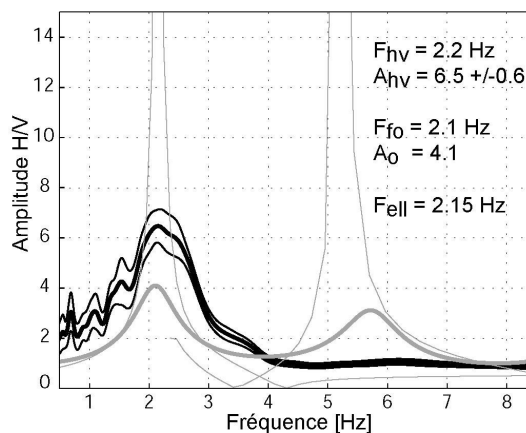
Les synthétiques de bruit des modèles M10 ont été calculés avec le code numérique d'Hisada, les paramètres de calcul sont présentés Tableau 5-2. La distribution spatiale des sources et des récepteurs est montrée Figure 5-2 pour les modèles M10.2a et M10.2b ; pour le modèle M10.3, il faut faire une homothétie de trois pour toutes les distances.

³ Contraste d'impédance moyen calculé à partir des temps de parcours moyen des ondes S dans les sédiments suivant les équations 3-6 et 3-7 présentées au chapitre 3.

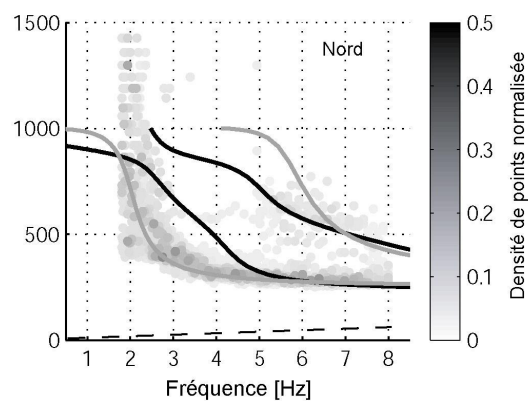
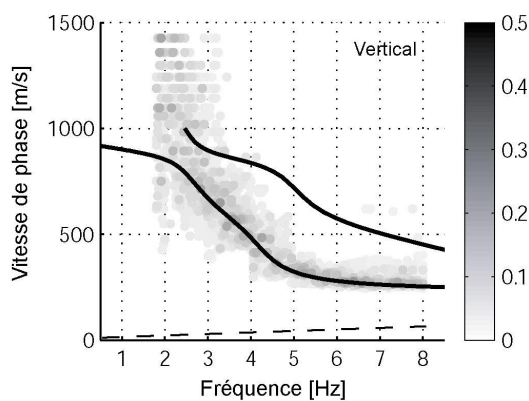
(a) Modèle M10.2a



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

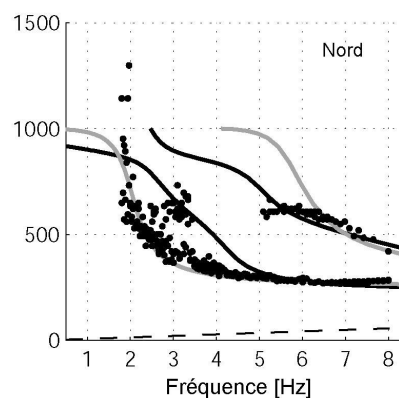
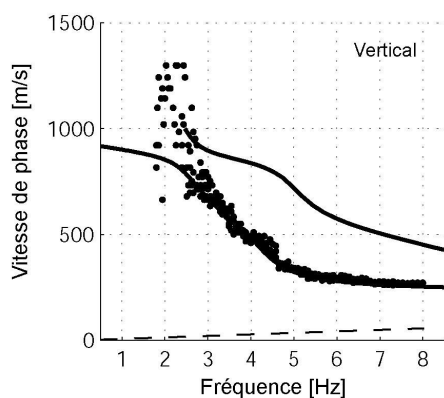


Figure 5-7 : (a) paramètres physiques du modèle M10.2a. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Analyses en réseau correspondantes (c) *f-k* et (d) CAPON. Voir Figure 5-4 pour la légende.

5.5.1. Faible contraste entre les deux couches sédimentaires

5.5.1.1. Epaisseur totale des sédiments de 36 m (M10.2a)

Le modèle M10.2a se caractérise par un très faible contraste entre les sédiments (1.3), et un contraste moyen entre les sédiments et le rocher élevé (4.5). La courbe H/V observée dans le cas du modèle M10.2a exhibe un seul pic (Figure 5-7). La fréquence du pic H/V est localisée à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S. L'amplitude du pic H/V surestime (de 60%) l'amplitude du pic de la fonction de transfert à la fréquence de résonance.

Pour ce qui concerne les analyses en réseau, on observe que, sur la composante verticale, le mode fondamental de Rayleigh est présent dans le champ d'ondes du bruit, notamment à la fréquence du pic H/V. Sur composante nord-sud, à la fréquence du pic H/V, le champ d'ondes du bruit est constitué du mode fondamental de Rayleigh et du mode fondamental de Love. A plus haute fréquence (à partir de 5 Hertz) sur la composante horizontale, on observe la présence du premier harmonique des ondes de Love et de Rayleigh en plus de celle du mode fondamental de Love.

5.5.1.2. Epaisseur totale des sédiments de 400 m (M10.3)

Le modèle M10.3 se caractérise par un contraste modéré au sein des sédiments (3.3), et un contraste moyen entre les sédiments et le rocher modéré (4.0). Cette structure de sol a la particularité de montrer deux pics (0.73 et 2.97 Hertz) sur les courbes d'ellipticité du mode fondamental et du premier harmonique des ondes de Rayleigh. La courbe H/V observée dans le cas du modèle M10.3 exhibe trois pics (Figure 5-9) :

- le premier pic (0.55 Hertz) est décalé par rapport au pic correspondant à la première fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (0.73 Hertz). En revanche, la fréquence du premier pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence fondamentale de résonance des ondes S (0.40 Hertz). A cette fréquence, l'amplitude du pic H/V surestime de 40% l'amplitude donnée par la fonction de transfert ;
- le deuxième pic (1.93 Hertz) est localisé à la fréquence du deuxième harmonique de la fonction de transfert en ondes S (à 1.9 Hertz). On observe que cette fréquence est différente de la deuxième fréquence de polarisation horizontale du premier mode

supérieur des ondes de Rayleigh (2.97 Hertz). A la fréquence du second pic H/V, l'amplitude du pic H/V sous-estime de 90% l'amplitude du pic du deuxième harmonique de la fonction de transfert ;

- le troisième pic (3.6 Hertz) est localisé à proximité du quatrième harmonique de la fonction de transfert. La fréquence du pic H/V surestime de 10% la fréquence donnée par la fonction de transfert. L'amplitude de ce pic H/V est nettement inférieure à celle des autres pics H/V (à 0.55 et 1.9 Hertz), de plus on note qu'elle donne une bonne estimation de l'amplitude du quatrième harmonique de la fonction de transfert en ondes S.

Les analyses en réseau indiquent que sur une gamme de fréquence incluant les fréquences des trois pics H/V, le mode fondamental et le premier harmonique de Rayleigh sont présents sur la composante verticale du champ d'ondes du bruit. Sur la composante nord, on observe également un mélange d'ondes comprenant les deux premiers modes de Rayleigh et de Love. De plus, à la fréquence du premier (0.55 Hertz) (sur les deux composantes), et du troisième pic H/V (3.6 Hertz) (uniquement sur la composante verticale), on observe des vitesses de phases correspondantes à la vitesse de phase des ondes S dans le rocher.

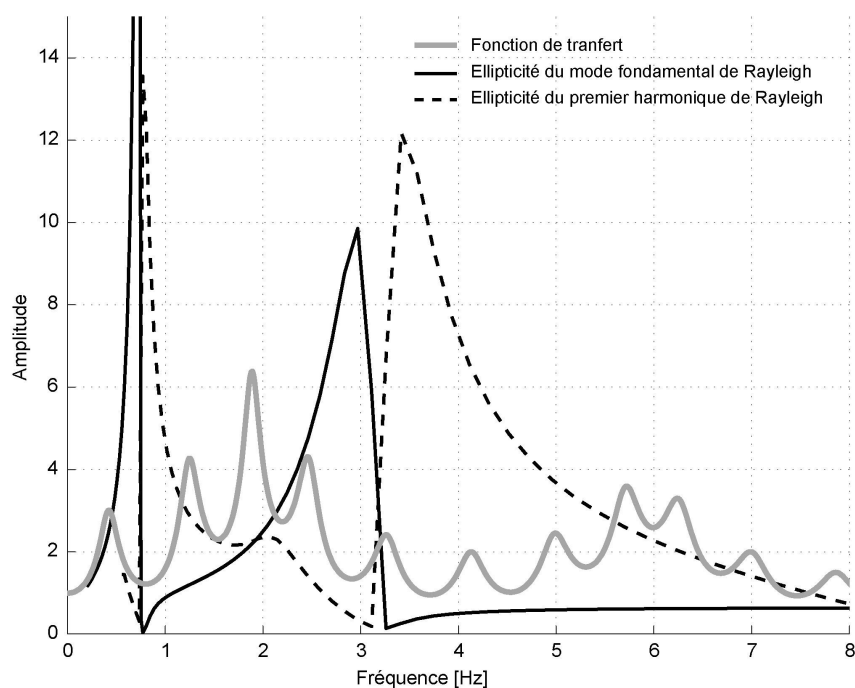
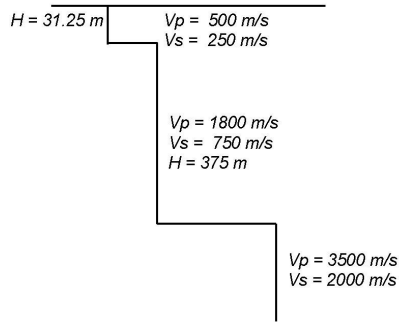
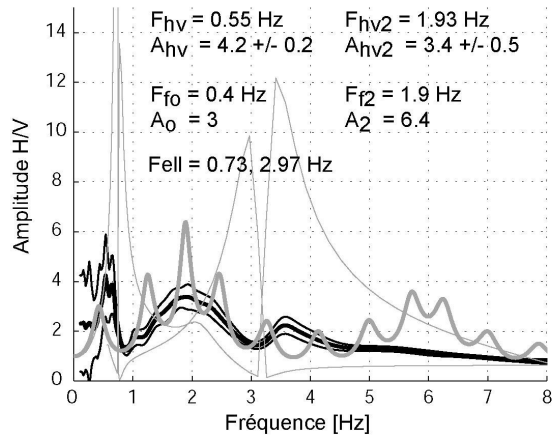


Figure 5-8 : courbes de la fonction de transfert en ondes S (gris), d'ellipticité du mode fondamental (noir) et du premier harmonique (noir tireté) des ondes de Rayleigh dans le cas du modèle M10.3.

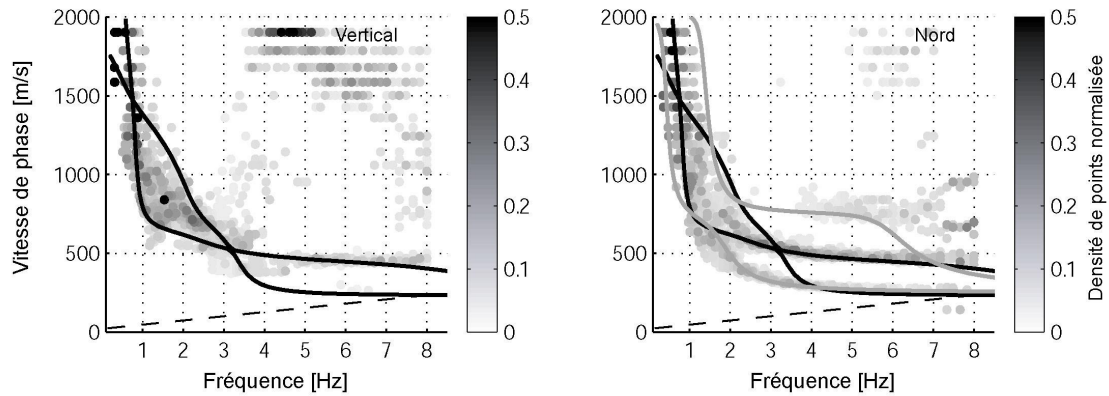
(a) Modèle M10.3



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

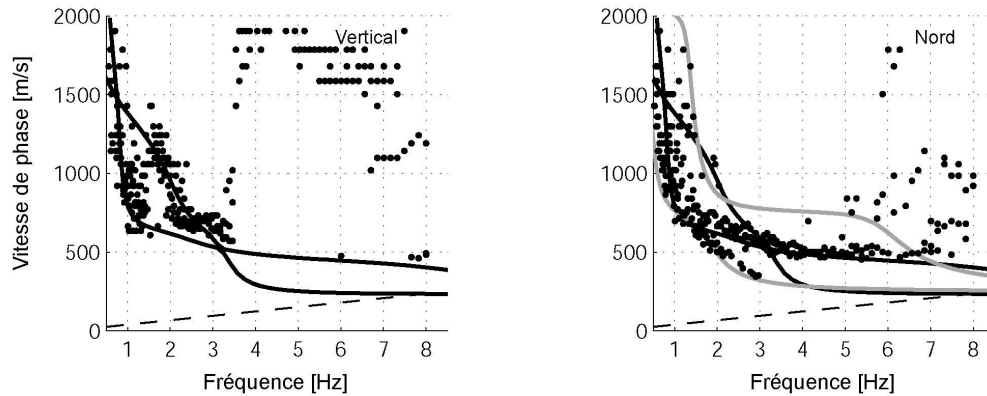
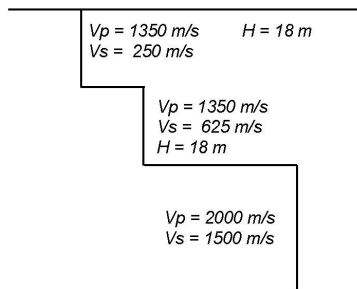
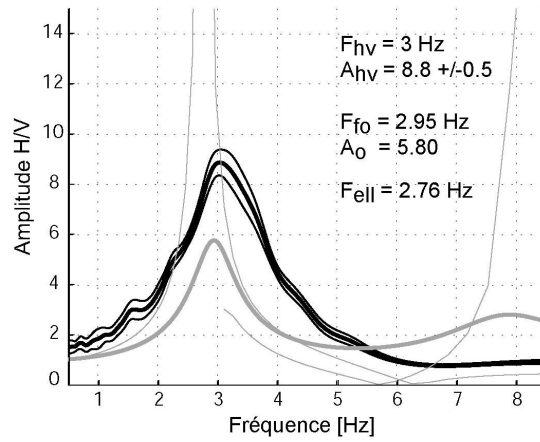


Figure 5-9 : (a) paramètres physiques du modèle M10.3. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Analyses en réseau correspondantes (c) $f-k$ et (d) CAPON. Voir Figure 5-4 pour la légende.

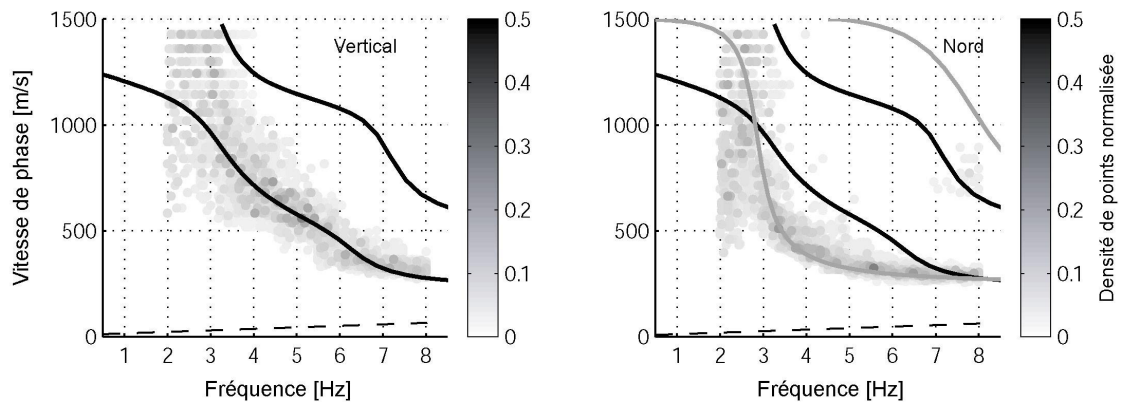
(a) Modèle M10.2b



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

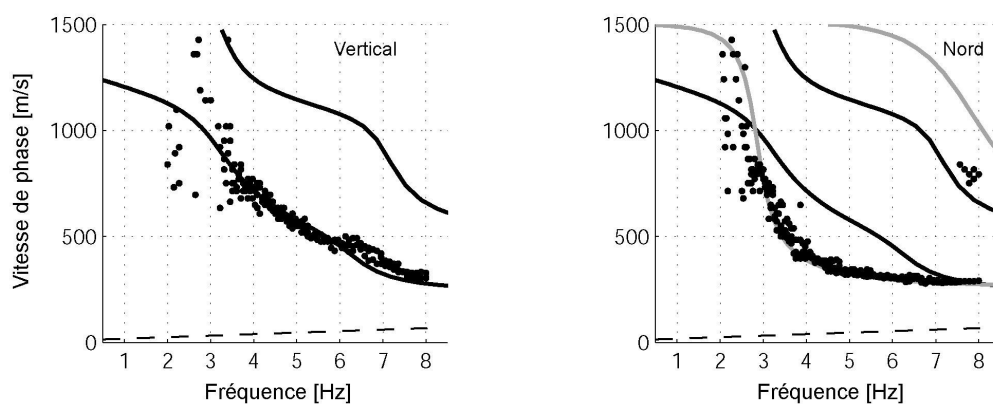


Figure 5-10 : (a) paramètres physiques du modèle M10.2b. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Analyses en réseau correspondantes (c) $f-k$ et (d) CAPON. Voir Figure 5-4 pour la légende.

5.5.2. Fort contraste entre les deux couches sédimentaires (M10.2b)

Le modèle M10.2b se caractérise par un très faible contraste au sein des sédiments (2.5), et un contraste moyen entre les sédiments et le rocher élevé (5.5). La courbe H/V observée dans le cas du modèle M10.2a exhibe un seul pic (Figure 5-10). La fréquence du pic H/V est localisée à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et elle donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S. L'amplitude du pic H/V surestime (de 50%) l'amplitude du pic de la fonction de transfert à la fréquence de résonance.

Pour ce qui concerne les analyses en réseau, on observe qu'à partir de la fréquence du pic H/V (3 Hertz) le mode fondamental de Rayleigh est présent sur la composante verticale du champ d'ondes du bruit. Sur la composante nord-sud, à partir de la fréquence du pic H/V, la présence du mode fondamental de Love est clairement identifiée dans le champ d'ondes du bruit.

5.5.3. Synthèse sur les structures sédimentaires à trois couches

Dans le cas de structures sédimentaires à deux couches sédimentaires sur du rocher, en fonction de la valeur du contraste moyen d'impédance entre les sédiments et le rocher, on peut faire la synthèse suivante sur les courbes H/V et la nature du champ d'ondes :

- dans le cas d'un fort contraste moyen (cas M10.2a,b)), la courbe H/V exhibe un seul pic localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S (donnée par la fonction de transfert). L'amplitude du pic H/V surestime l'amplitude de la fonction de transfert à cette fréquence. A la fréquence du pic H/V, les modes fondamentaux de Rayleigh et de Love sont présents dans le champ d'ondes du bruit.
- dans le cas d'un contraste moyen modéré [M10.3] et de contrastes à deux échelles différentes, la courbe H/V exhibe plusieurs pics. Ces pics ne correspondent pas dus aux polarisations horizontales des ondes de Rayleigh. En revanche ils donnent une bonne estimation de la fréquence fondamentale de la fonction de transfert. De plus ils donnent également une bonne estimation de la fréquence fondamentale de la couche de surface, dans le cas présenté ici. Toutefois les amplitudes des pics H/V sont différentes de celles de la fonction de transfert. Aux fréquences correspondantes aux pics H/V, les modes fondamentaux et les premiers harmoniques des ondes de Rayleigh et de Love sont

présents dans le bruit. On note également que les ondes S sont présentes dans le champ d'ondes du bruit aux fréquences correspondantes au premier et au deuxième pic H/V. Ainsi, on ne peut pas déterminer avec certitude la nature du champ d'ondes du bruit à ces fréquences.

5.6. Structures sédimentaires à gradient (modèles M11)

Dans ce paragraphe, nous considérons des structures 1D avec une couche sédimentaire avec un gradient de vitesse en ondes S, sur du rocher. Nous avons sélectionné deux modèles parmi ceux déjà montrés au cours du chapitre 3 (modèles avec un fort contraste d'impédance entre la surface et le rocher (5), et des gradients de vitesse différents) (Tableau 5-1) :

- le modèle M11.1 se caractérise par une couche sédimentaire d'une épaisseur de 55 mètres, un faible gradient de vitesse (2), et un fort contraste moyen d'impédance entre les sédiments et le rocher (4.4) ;
- le modèle M11.2 se caractérise par une couche sédimentaire d'une épaisseur de 55 mètres, un fort gradient de vitesse (9), et un faible contraste moyen d'impédance entre les sédiments et le rocher (2.5) ;

Les simulations de bruit des modèles M11 ont été calculées avec le code numérique d'Hisada, les paramètres de calcul sont présentés Tableau 5-2. La distribution spatiale des sources et des récepteurs est différente de celle des précédents modèles 1D ; elle est montrée Figure 5-11.

Pour ce qui concerne la valeur de la vitesse des ondes P dans le rocher (Tableau 5-2), elle peut paraître élevée. Ce choix arbitraire de fixer la valeur de la vitesse de ondes P à 4000 m/s dans le rocher se justifie par le fait, qu'initialement, ces modèles à gradient (M11.1 et M11.2) font partie d'un ensemble de modèles avec différentes valeurs de gradient et différentes valeurs de contraste d'impédance entre la surface et le rocher (se référer au chapitre 3, et notamment au Tableau 3-4) ; ainsi afin de garder une homogénéité, la valeur de la vitesse des ondes S dans le rocher a été fixée à une valeur égale pour tout ces modèles. Toutefois, seuls les modèles M11.1 et M11.2 sont présentés ici.

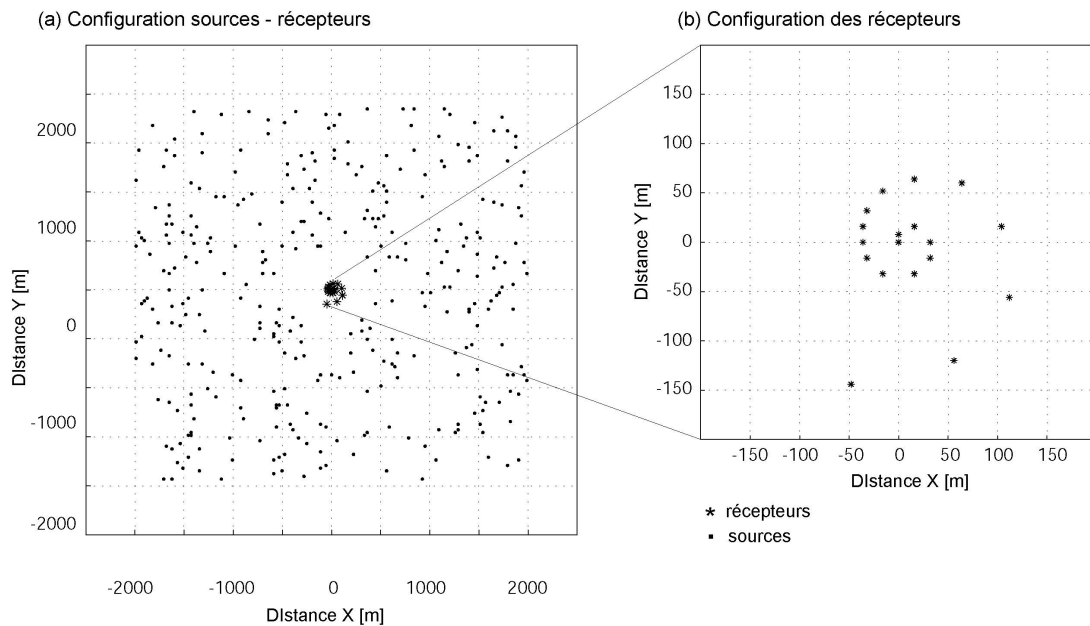


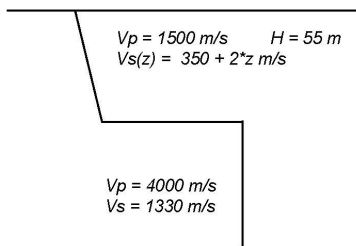
Figure 5-11 : (a) distribution spatiale dans le plan horizontal des sources (point) et des récepteurs (étoiles) pour les modèles à gradient (M11). (b) Géométrie du réseau de récepteurs.

5.6.1. Faible gradient de vitesse (M11.1)

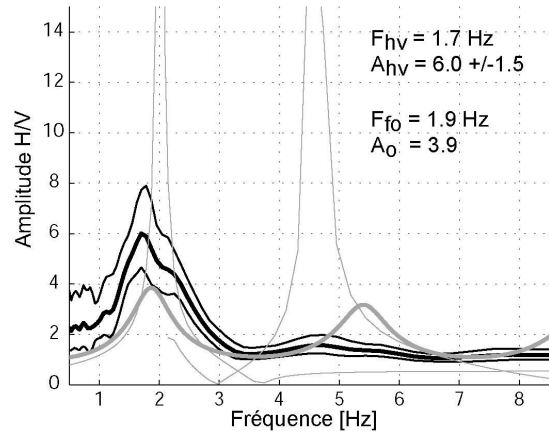
Le modèle M11.1 se caractérise par un faible gradient de vitesse en ondes S dans les sédiments. Et le contraste moyen entre les sédiments et le rocher est élevé (4.4). La courbe H/V observée dans le cas du modèle M11.1 exhibe un seul pic (Figure 5-12). La fréquence du pic H/V (1.7 Hertz) est légèrement décalée de la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (2.07 Hertz). La fréquence du pic H/V donne une estimation correcte de la fréquence de résonance des ondes S (1.9 Hertz). Encore une fois, on observe que l'amplitude du pic H/V surestime (d'un facteur 1.5) l'amplitude du pic de la fonction de transfert à la fréquence de résonance.

Les analyses en réseau, sur la composante verticale, indiquent que le mode fondamental de Rayleigh est présent dans le champ d'ondes du bruit, notamment à la fréquence du pic H/V. On observe pour des fréquences plus élevées que le premier harmonique de Rayleigh est lui aussi présent (entre 5 et 7.5 hertz)). Sur composante nord-sud, à la fréquence du pic H/V, les modes fondamentaux des ondes de Rayleigh et de Love sont présents dans le champ d'ondes du bruit. Pour des fréquences supérieures, il y a un mélange du mode fondamental de Love et de Rayleigh, et du premier harmonique de Rayleigh.

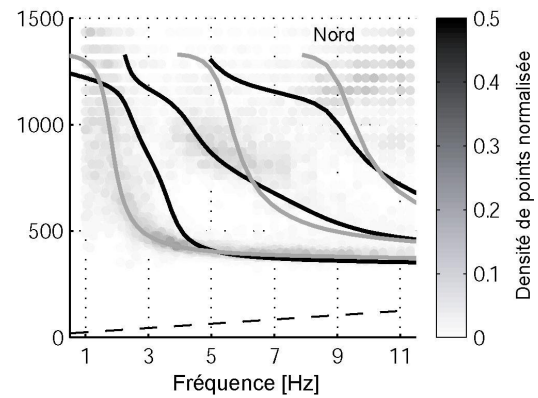
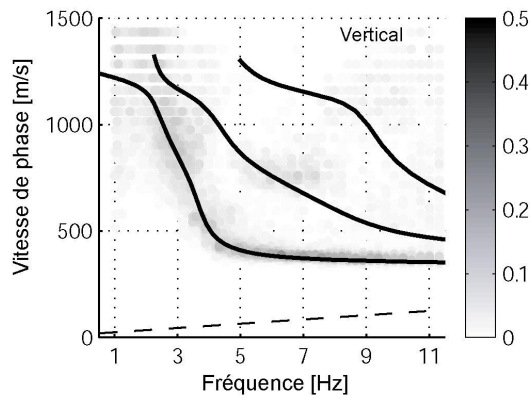
(a) Modèle M11.1



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

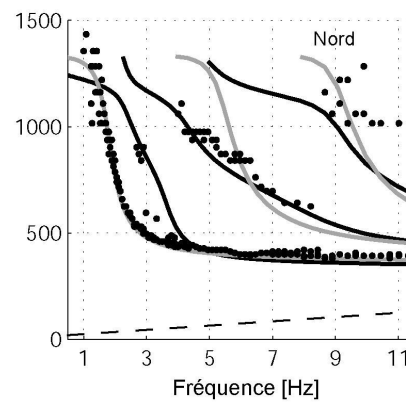
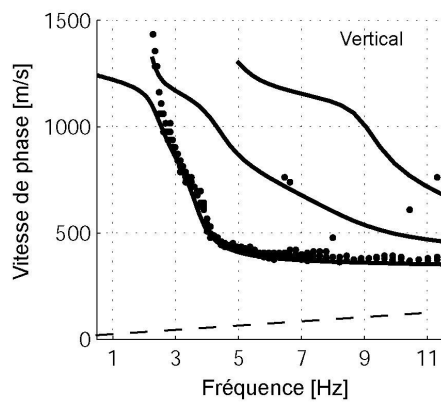
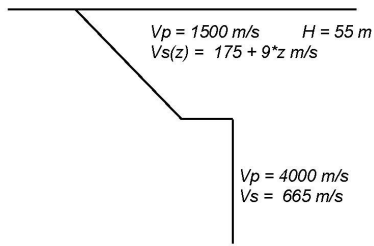
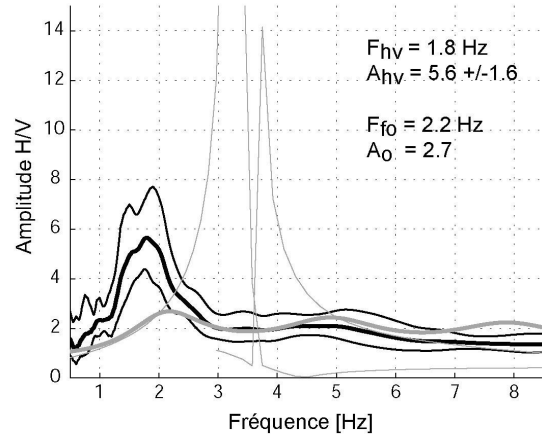


Figure 5-12 : (a) paramètres physiques du modèle M11.1. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Analyses en réseau correspondantes (c) *f-k* et (d) CAPON. Voir Figure 5-4 pour la légende.

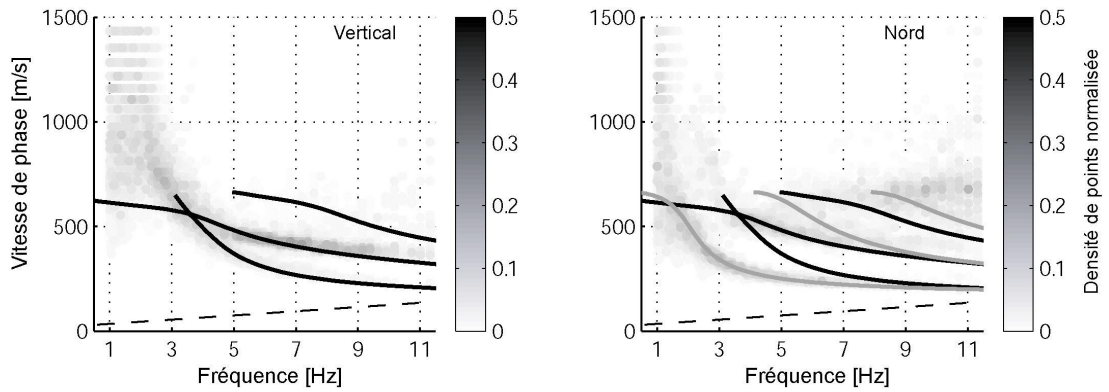
(a) Modèle M11.2



(b) Rapports H/V



(c) Analyse f-k



(d) Analyse CAPON

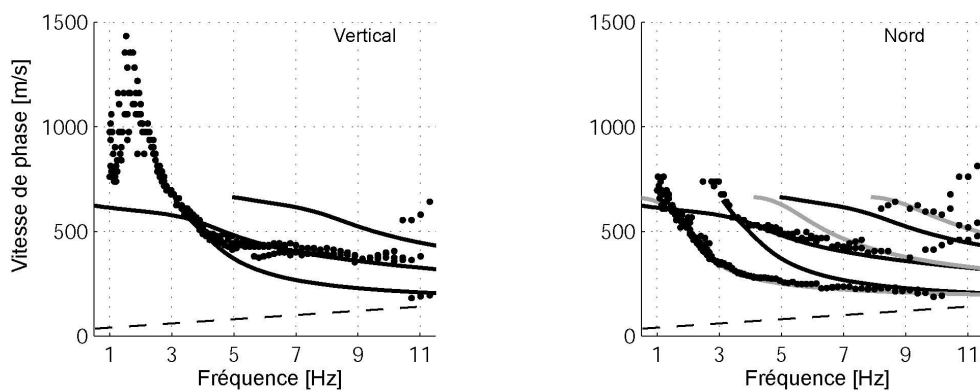


Figure 5-13 : (a) paramètres physiques du modèle M11.2. (b) Courbe H/V moyenne (noir épais) et déviation standard (noir fin). Analyses en réseau correspondantes (c) $f-k$ et (d) CAPON. Voir Figure 5-4 pour la légende.

5.6.2. Fort gradient de vitesse (M11.2)

Le modèle M11.2 se caractérise par un fort gradient de vitesse en ondes S dans les sédiments. Et le contraste moyen entre les sédiments et le rocher est faible (2.5). La courbe H/V observée dans le cas du modèle M11.2 exhibe un seul pic (Figure 5-13). La fréquence du pic H/V (1.8 Hertz) est nettement différente de la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (3.26 Hertz). Dans ce cas, on observe également que la fréquence du pic H/V est décalée par rapport à la fréquence de résonance des ondes S (2.2 Hertz). Et là aussi, on observe que l'amplitude du pic H/V surestime (d'un facteur 2) l'amplitude du pic de la fonction de transfert à la fréquence de résonance.

Les analyses en réseau, sur la composante verticale, ne permettent pas de conclure sur la nature des ondes à la fréquence du pic H/V (1.8 Hertz). En revanche, à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (3.26 Hertz), on observe clairement que le mode fondamental et le premier harmonique de Rayleigh sont présents dans le champ d'onde du bruit. La présence du premier mode de Rayleigh, à la fréquence de polarisation horizontale, explique pourquoi la courbe H/V n'exhibe pas de pic à cette fréquence. En effet, à cette fréquence le premier mode de Rayleigh est présent dans le bruit, et son ellipticité n'est pas purement horizontale. Ainsi l'ellipticité résultante du mélange des deux modes n'a aucune raison d'être purement horizontale, et donc la courbe H/V n'exhibe pas de pic à cette fréquence.

En revanche, on voit que sur la composante nord-sud, à la fréquence du pic H/V (1.8 Hertz), les modes fondamentaux des ondes de Rayleigh et de Love sont présents dans le champ d'ondes du bruit. Pour des fréquences supérieures (à partir de 3 hertz), il y a un mélange du mode fondamental de Love, du premier harmonique de Love et de Rayleigh.

5.6.3. Synthèse sur les structures à gradient de vitesse

Dans le cas de structures sédimentaires avec un gradient de vitesse en ondes S, sur du rocher, en fonction de la valeur du contraste moyen d'impédance entre les sédiments et le rocher, on peut faire la synthèse suivante sur les courbes H/V et la nature du champ d'ondes :

- dans le cas d'un fort contraste moyen, la courbe H/V exhibe un seul pic localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et donne une

estimation correcte de la fréquence de résonance des ondes S (donnée par la fonction de transfert). L'amplitude du pic H/V surestime l'amplitude de la fonction de transfert à cette fréquence. A la fréquence du pic H/V, les modes fondamentaux de Rayleigh et de Love sont présents dans le champ d'ondes du bruit ;

- dans le cas d'un faible contraste moyen, la courbe H/V exhibe un seul pic. Ce pic n'est pas dû à la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh (bien que celles-ci puissent être polarisées horizontalement). En revanche ils donnent une estimation correcte (déviations de 20%) de la fréquence fondamentale de la fonction de transfert. L'amplitude du pic H/V surestime celle de la fonction de transfert. A la fréquence du pic H/V, le mode fondamental de Love est présent dans le champ d'onde du bruit.

5.7. Conclusion

Les synthèses de la composition du champ d'ondes du bruit aux fréquences des pics H/V, pour les différentes structures 1D présentées dans ce chapitre montrent que le paramètre clef de l'origine du pic H/V est la valeur du contraste d'impédance moyen entre les sédiments et le rocher (Figure 5-14).

- Si le contraste moyen est fort, le mode fondamental de Rayleigh est présent dans le champ d'ondes du bruit, et la fréquence du pic H/V est localisée à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. Le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh.
- Si le contraste moyen est modéré ou faible, alors le mode fondamental et le premier harmonique de Rayleigh sont présents dans le champ d'ondes du bruit. On distingue deux cas : soit le mode fondamental des ondes de Rayleigh n'est pas polarisé horizontalement, soit le mode fondamental des ondes de Rayleigh est polarisé horizontalement à une fréquence différente de celle de résonance. Dans ces deux cas, la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance. Donc le pic H/V ne s'explique pas par la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh.

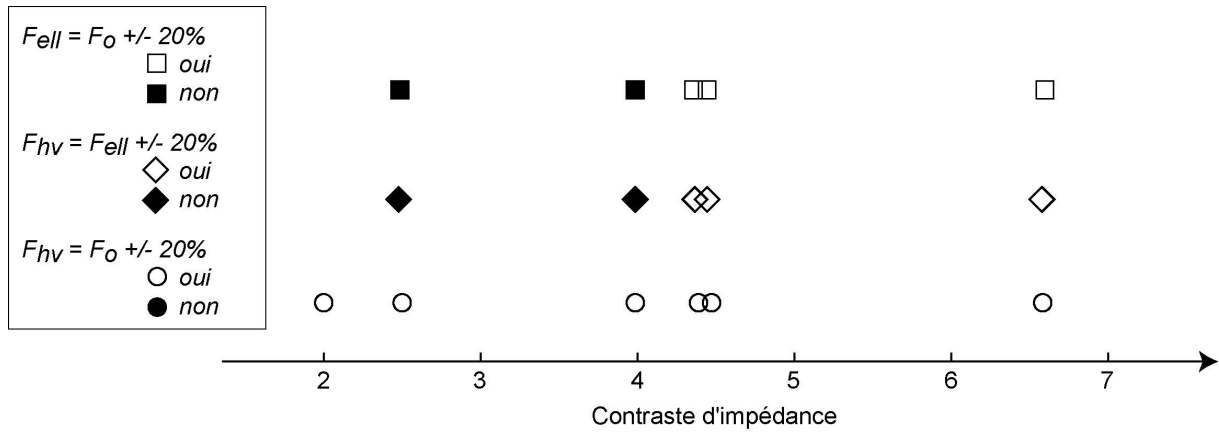


Figure 5-14 : synthèse sur la concordance des valeurs des fréquences de résonance (F_0), de polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh (F_{ell}) et du pic H/V (F_{hv}). Voir la figure pour la légende.

Par ailleurs, l'étude de la nature du bruit montre que le mode fondamental de Love est systématiquement présent dans le champ d'ondes du bruit quel que soit le contraste considéré. On peut alors se demander quel est le rôle joué par le mode fondamental de Love pour ce qui concerne les pics H/V ?

CHAPITRE 6

6. Discussion sur l'origine du pic H/V

Les résultats de cette thèse montrent que, pour des milieux 1D horizontalement stratifiés, la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S (avec une déviation inférieure à 20%). Cependant, suivant le contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher, l'origine du pic H/V semble être différente. Dans ce chapitre, nous proposons de faire une synthèse de tous les résultats montrés au cours de cette thèse afin de déterminer quelle est l'origine du pic H/V.

6.1. Ondes de Rayleigh

L'hypothèse initiale de cette thèse est que le pic H/V est dû à la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. Nous avons montré que, pour des contrastes élevés, la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh peut effectivement expliquer le pic H/V. Mais nous avons également montré qu'il existe des cas où l'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh n'explique pas le pic H/V.

Dans le cas d'un faible contraste, le mode fondamental de Rayleigh ne présente pas de polarisation horizontale (se référer à la discussion du paragraphe 3.2). Or dans ce cas, les courbes H/V exhibent quand même un pic (Figure 6-1). Il est donc clair que dans le cas d'un faible contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher (contraste inférieur à 3), le pic H/V n'est pas dû à la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh.

Dans le cas d'un contraste d'impédance modéré (entre 3 et 4), le mode fondamental de Rayleigh montre une polarisation horizontale mais à une fréquence différente de celle de la fréquence de résonance des ondes S. Et dans ce cas, nous avons montré que la fréquence du pic H/V n'est pas localisée à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, mais bien à la fréquence de résonance. La encore, le pic H/V ne s'explique pas par l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh.

Dans le cas d'un fort contraste, le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh.

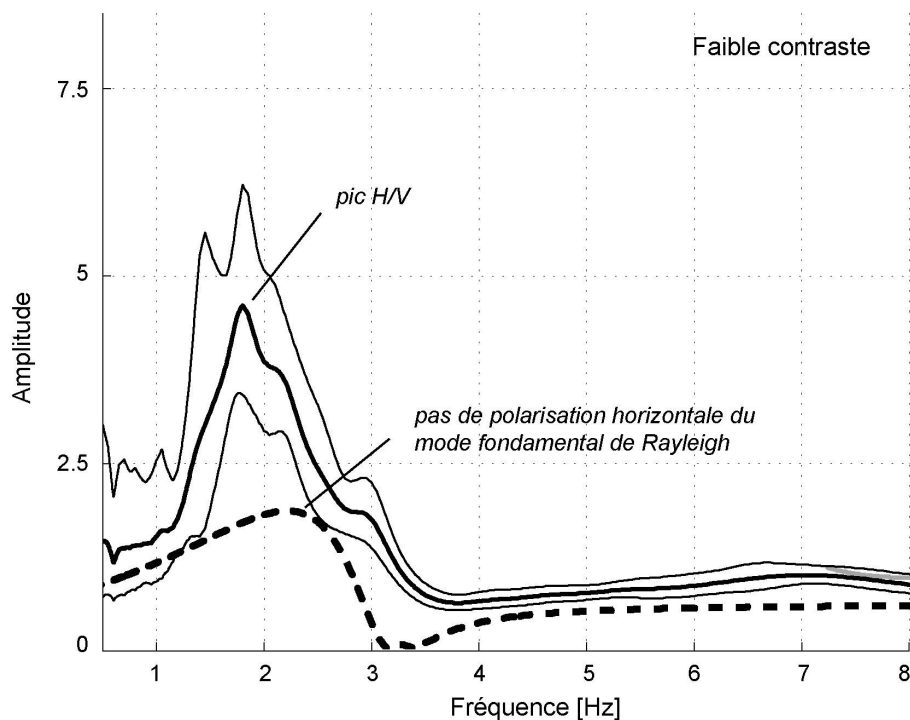


Figure 6-1 : Courbe H/V (noir épais), +/- l'écart type (noir fin) dans le cas d'un faible contraste (2.5) et la courbe d'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh correspondante (pointillé) (cas d'un modèle de sol monocouche).

Toutefois, il est intéressant de comprendre pourquoi dans le cas d'un contraste modéré, les courbes H/V n'exhibent pas de pic à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. La Figure 6-2 illustre la différence de comportement des deux premiers modes de Rayleigh dans le cas d'un contraste modéré et d'un fort contraste d'impédance. Lorsque que le contraste est modéré, le premier harmonique de Rayleigh peut être présent dans le champ d'ondes du bruit à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. Les analyses en réseau du chapitre 5 ont montré que pour de telles configurations, les deux premiers modes de Rayleigh sont effectivement présents dans le champ d'ondes du bruit. Et dans ce cas, il n'y a pas de raison physique que la polarisation du mouvement particulière du bruit (résultant du mélange des deux modes de Rayleigh) soit purement horizontale.

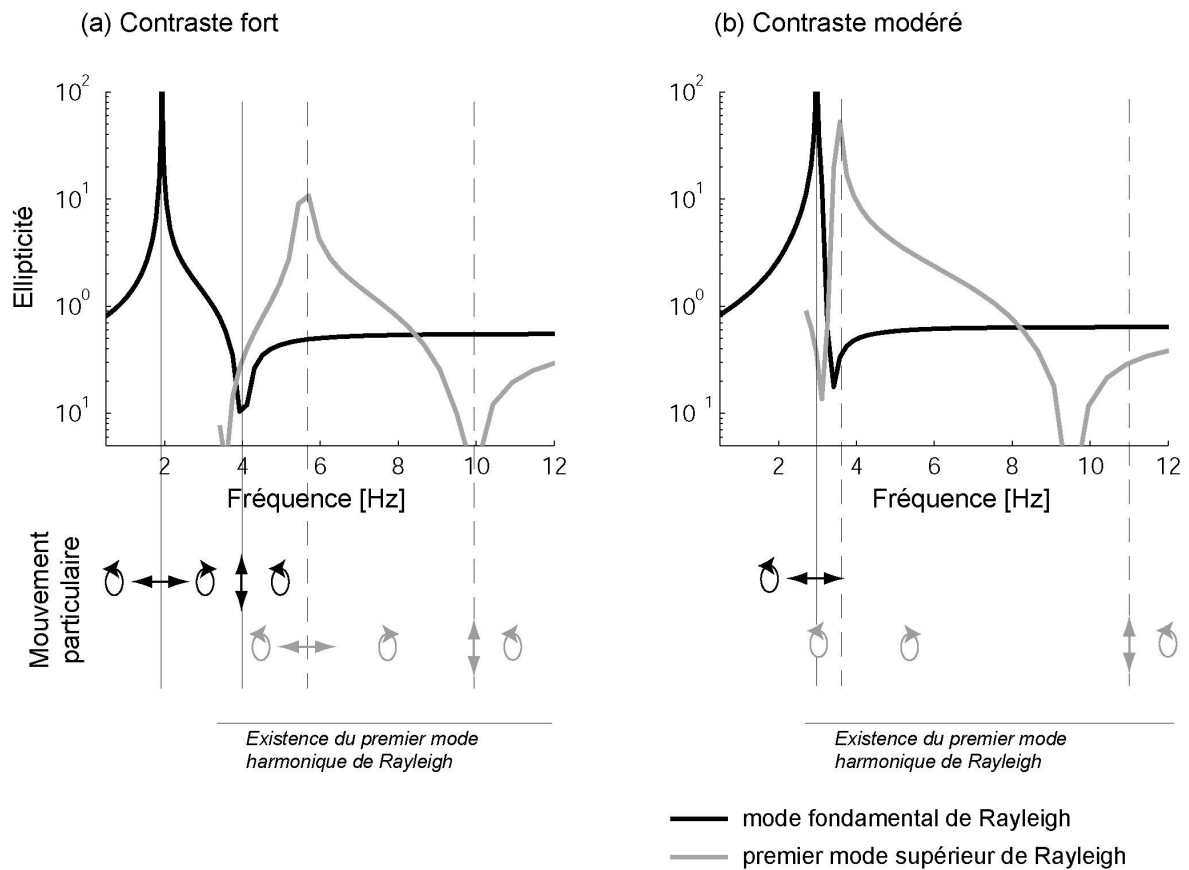


Figure 6-2 : courbes d'ellipticité (haut) théoriques du mode fondamental (noir) et du premier harmonique (gris) de Rayleigh, pour un fort contraste (a) et un faible contraste (b) entre les sédiments et le rocher. Les mouvements particuliers des ondes de Rayleigh sont indiqués en bas de la figure (la direction de propagation est de gauche à droite).

En revanche, Lorsque que le contraste est fort, le premier harmonique de Rayleigh ne peut pas exister dans le champ d'ondes du bruit à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et dans ce cas, la polarisation du bruit peut être purement horizontale (pas de 'pollution' du champ d'ondes du bruit par le premier harmonique de Rayleigh).

Dans le cas d'un contraste modéré, on comprend maintenant pourquoi est ce qu'on n'observe pas de pic sur les courbes H/V à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. Mais, la question qui se pose maintenant est pourquoi observe t-on un pic H/V à la fréquence de résonance des ondes S ?

6.2. Ondes de volume (ondes S)

Les analyses de cette thèse convergent vers le fait que la fréquence du pic H/V est systématiquement localisée à proximité de la fréquence de résonance des ondes S (déviations inférieures à 20%) (pour les milieux 1D horizontalement stratifiés présentés ici). Ceci pose donc la question du rôle joué par les ondes S dans l'origine du pic H/V. En effet, pourquoi est-ce que le pic H/V ne serait-il pas dû à la résonance des ondes S ?

Nous avons montré au chapitre 5 que la seule possibilité d'obtenir une courbe H/V qui donne une bonne estimation de la fonction de transfert (en terme de fréquence de résonance et d'amplification) est de considérer soit des sources en profondeur (en dessous de l'interface sédiment/rocher), soit des sources lointaines (Figure 6-3). Nous avons montré que dans le premier cas, les courbes H/V sont dus uniquement à la résonance des ondes S (sources profondes), et dans le deuxième cas, les pics H/V sont dus à l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh et aux ondes de volume réfractées sur l'interface sédiment/rocher. Or dans le même chapitre nous avons montré (par des simulations numériques et expérimentales) que les sources de bruit sont dominées par les sources locales et superficielles, et que dans ce cas, le pic H/V est principalement dû aux ondes de Rayleigh et non pas à la résonance des ondes S.

Par ailleurs, nous avons montré que l'amplitude des pics H/V surestime systématiquement l'amplitude de la fonction de transfert (à la fréquence de résonance), sauf dans le cas où le bruit est généré par des sources profondes (en dessous de l'interface sédiment/rocher).

Ainsi nous pouvons conclure que, sauf dans le cas de sources profondes et/ou lointaines, le pic H/V n'est pas uniquement dû à la résonance des ondes S. Ceci ne veut pas dire que la résonance des ondes S ne participe pas à l'origine du pic H/V, mais simplement qu'elle n'est pas la cause principale.

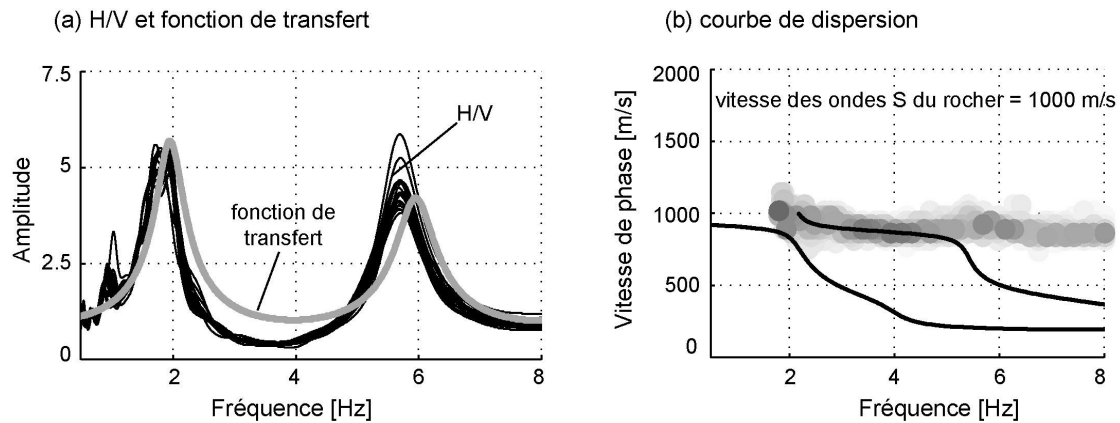


Figure 6-3 : (a) courbes H/V (noir) calculées sur des synthétiques de bruit générés par des sources profondes (en dessous de l'interface sédiment/rocher), et fonction de transfert en ondes S correspondantes (gris). (b) Vitesses de phases observées des ondes se propageant dans le milieu (gris), et courbes de dispersion théoriques du mode fondamental et du premier harmonique de Rayleigh (noir). Repris de la Figure 4-7.

6.3. Ondes de Love

Les analyses en réseau, présentées au chapitre 5, sur les composantes horizontales des synthétiques de bruit mesurés à la surface de différents modèles 1D, montrent que le mode fondamental de Love est toujours présent dans le champ d'ondes du bruit (quelles que soient les caractéristiques de la structure). On peut alors se demander quel est le rôle joué par le mode fondamental de Love pour ce qui concerne les pics H/V. En effet, à la phase d'Airy du mode fondamental de Love (i.e. au minimum de la vitesse de groupe) (Figure 6-4), le mode fondamental de Love est très énergétique (Aki et Richards 1980). Ainsi, étant donné que les ondes de Love sont polarisées dans le plan horizontal, on comprend qu'à la fréquence correspondant à la phase d'Airy (du mode fondamental de Love), l'amplitude spectrale du bruit est relativement plus élevée sur les composantes horizontales que sur la composante verticale. Et ainsi la courbe H/V (qui n'est autre que le rapport des composantes spectrales horizontale sur verticale) peut exhiber un pic à la fréquence de la phase d'Airy du mode fondamental de Love. Ceci expliquerait donc pourquoi, dans certains cas, on observe un pic sur les courbes H/V à des fréquences différentes de celles de la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh.

La Figure 6-4 montre un exemple où le pic H/V n'est pas localisé à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh. Nous avons superposé sur la figure la vitesse de groupe théorique du mode de Love correspondant à ce modèle. On observe que, dans le cas présent, la fréquence du minimum de la vitesse de groupe du mode fondamental de Love (phase d'Airy), correspond à la fréquence du pic H/V. Ainsi, on voit que la phase d'Airy du mode fondamental de Love peut expliquer l'origine du pic H/V.

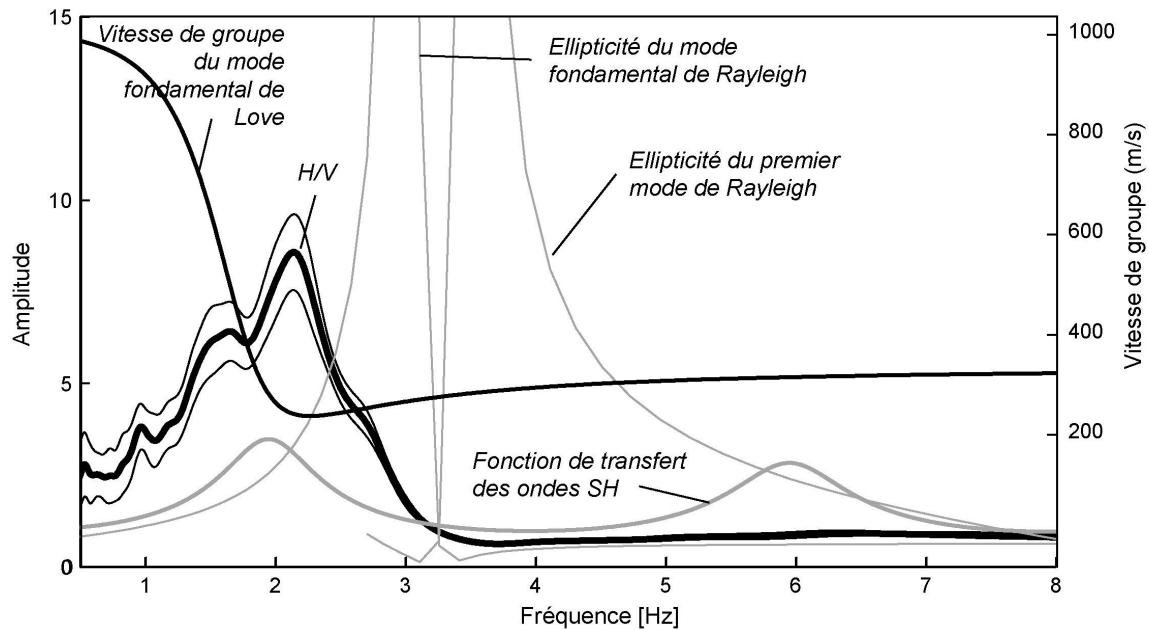


Figure 6-4 : courbe H/V (noir épais) +/- l'écart type (noir fin) (présentée Figure 3-6), pour comparaison, les courbes théoriques 1) des ellipticités du mode fondamental et du premier harmonique des ondes de Rayleigh (gris fin), 2) de la fonction de transfert des ondes S, et 3) les vitesses de groupe du mode fondamental de Love (noir moyen) (échelle Y à gauche de la figure), sont représentées sur la figure.

6.4. Synthèse et conclusions sur l'origine du pic H/V

Pour vérifier si la phase d'Airy du mode fondamental de Love peut effectivement expliquer les pics H/V, nous avons reporté sur la Figure 6-5 les valeurs des fréquences du pic H/V, de la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh, et de la phase d'Airy du mode de Love, en fonction du contraste d'impédance et de la fréquence de résonance (données par la

fonction de transfert). Pour ce faire, nous avons considéré tous les modèles de sol présentés dans cette thèse, plus d'autres modèles.

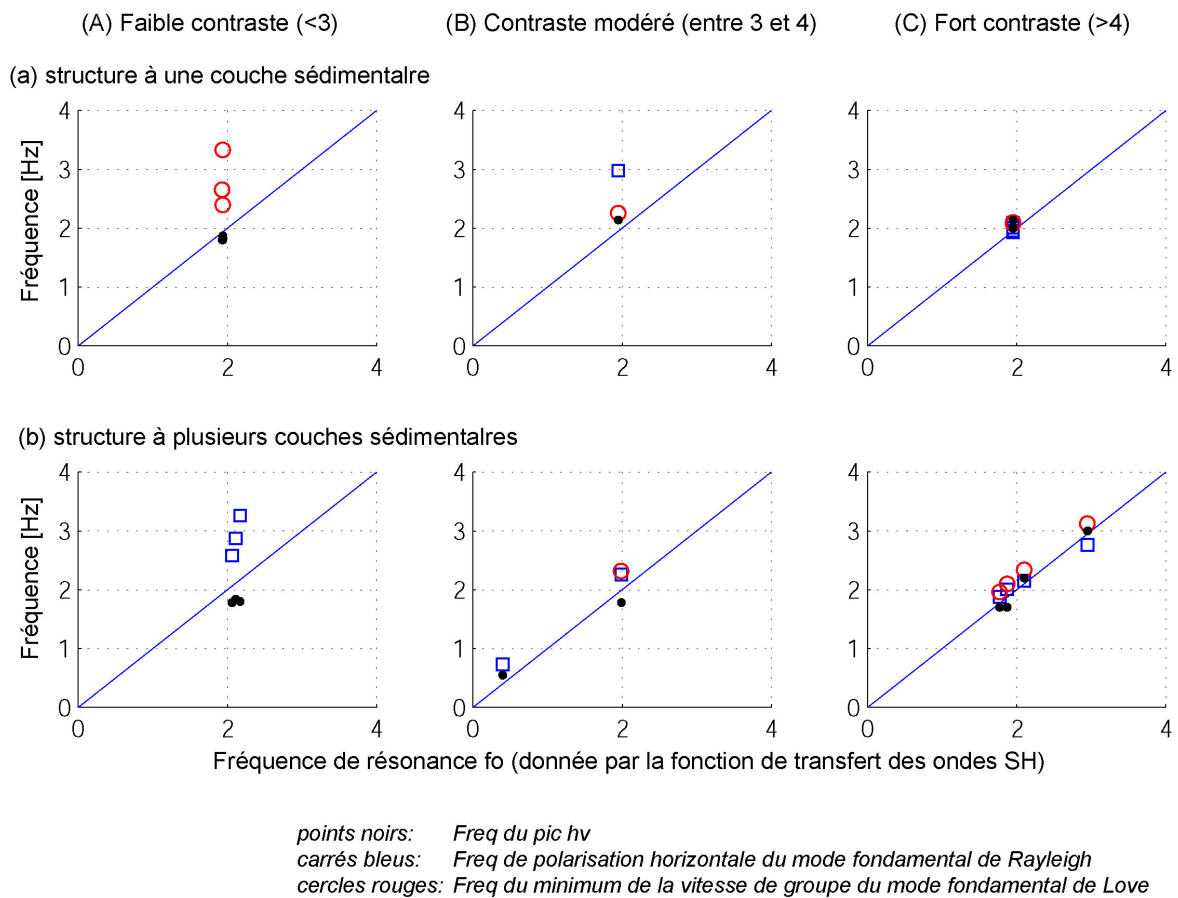


Figure 6-5 : comparaison entre la fréquence de résonance des ondes S et 1) de la fréquence du pic H/V (point), 2) de la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh (carré), et 3) de la fréquence du minimum de la vitesse de groupe du mode fondamental de Love (phase d'Airy) (cercle). Les fréquences sont représentées 1) en fonction du contraste d'impédance, (A) faible contraste (inférieur à 3), (B) contraste modéré (compris entre 3 et 4) et (C) fort contraste (supérieur à 4) ; et 2) en fonction du nombre de couches sédimentaires dans la structure : (a) une seule couche et (b) plusieurs couches sédimentaires.

La Figure 6-5 nous montre que la phase d'Airy du mode fondamental de Love peut, dans certain cas, expliquer le pic H/V. On remarque surtout que, suivant le contraste d'impédance, l'origine du pic H/V est différente. Le Tableau 6-1 fait la synthèse de ces observations.

	Contraste d'impédance	Polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh	Phase d'Airy du mode fondamental de Love	Résonance des ondes S
MONO COUCHES	Faible	non	non	oui
	Modéré	non	oui	oui
	Fort	oui	oui	oui
MULTI COUCHES	Faible	non	non	oui
	Modéré	oui/non	oui/non	oui
	Fort	oui	oui	oui

Tableau 6-1 : synthèse sur les hypothèses de l'origine du pic H/V en fonction du contraste d'impédance et du nombre de couches sédimentaires.

D'après la synthèse du Tableau 6-1 on comprend que l'origine du pic H/V dépend du contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher. Si le contraste est faible, le pic H/V est dû à la résonance des ondes S ; en revanche, si le contraste est modéré ou fort, le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh et/ou par la phase d'Airy du mode fondamental du mode de Love, et/ou encore par la résonance des ondes S. Ainsi, on voit qu'il n'y a pas de solution unique à la question de l'origine du pic H/V. Toutefois, ce résultat est à mettre en parallèle avec la Figure 6-6 qui montre la relation entre l'amplitude du pic H/V et la valeur de l'amplification donnée par la fonction de transfert en ondes S (à la fréquence de résonance). La Figure 6-6 montre que la valeur de l'amplitude du pic H/V (simulé) surestime quasiment systématiquement la valeur de l'amplification (théorique correspondante). On comprend alors que même lorsque que l'origine du pic H/V est imputée à la résonance des ondes S, les ondes de surface participent quand même au rapport H/V, et donc l'amplitude du pic H/V diffère de celle de la fonction de transfert (sauf dans le cas de sources localisées en dessous de l'interface sédiment/rocher). Cette hypothèse est corroborée par les analyses en réseau montrées au chapitre 5 qui montrent que les ondes de Rayleigh (mode fondamental et/ou premier harmonique) et le mode fondamental de Love sont toujours présents dans le champ d'ondes du bruit (quel que soit le modèle de sol horizontalement stratifié considéré).

Donc pour clore les investigations sur l'origine du pic H/V, on peut synthétiser nos résultats de la manière suivante : dans le cas de milieux 1D, peu importe l'origine du pic H/V (résonance des ondes S, ellipticité des ondes de Rayleigh ou phase d'Airy des ondes de Love),

- la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert des ondes S (avec une déviation inférieure à 20%) ;
- l'amplitude du pic H/V ne donne pas une estimation correcte de l'amplification (donnée par la fonction de transfert des ondes S). Ceci est justifié par le fait que, quel que soit le modèle de sol (horizontalement stratifié) considéré, les ondes de surfaces sont présentes dans le champ d'ondes du bruit, et participent au rapport H/V.

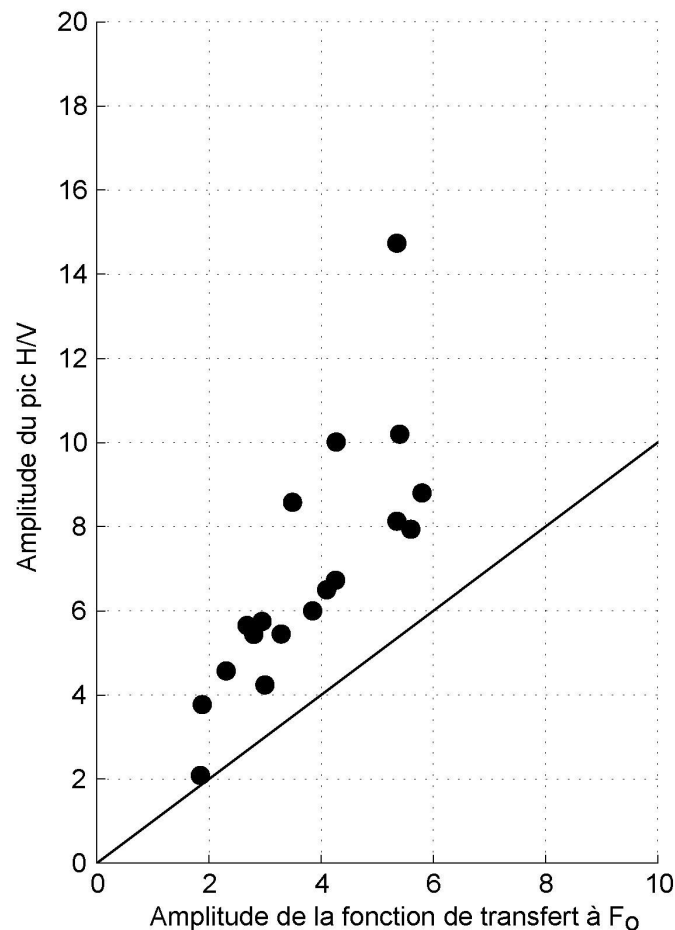


Figure 6-6 : synthèse de l'amplitude du pic H/V en fonction de l'amplitude de la fonction de transfert en ondes S à la fréquence de résonance (f_0).

Il est quand même surprenant de constater que, pour les cas 1D considérés dans cette étude, l'amplitude des rapports H/V surestime systématiquement l'amplitude de la fonction de transfert 1D (obtenue pour des ondes S verticalement incidentes). En général, les amplitudes des rapports H/V sont comparées à des observables autres que la fonction de transfert des ondes S. La méthode la plus couramment utilisée pour 'calibrer' les rapports spectraux H/V est la méthode des rapports site sur référence obtenus avec des séismes. Dans ce cas, on observe que la valeur d'amplification du site donnée par la méthode H/V sous estime quasiment toujours l'amplification donnée par la méthode site sur référence avec séisme. Se pose alors la question de la validité de nos résultats. Il ne s'agit pas de remettre en question nos analyses, mais de porter un regard critique sur notre protocole expérimental, ou du moins notre 'protocole numérique'.

En effet, en amont des simulations numériques de bruit de fond, nous avons opté pour une modélisation aléatoire des sources de bruit (les sources étant modélisées par des points forces), et notamment pour ce qui concerne la direction de l'amplitude des ces forces. Il se peut que, par ce biais, on génère plus d'ondes de Love dans le champ d'ondes du bruit simulé que dans le champ d'ondes réel. De ce fait, la forte amplitude des rapports H/V obtenus à partir des synthétiques de bruit ne serait qu'un artefact des simulations de bruit. Dans le but de tester cette hypothèse, nous avons considéré deux modèles de sol différents (une couche sédimentaire (d'épaisseur différente) avec un fort contraste d'impédance avec le rocher), et nous avons calculé des synthétiques de bruit en considérant soit des sources avec des forces de directions aléatoires, soit des sources avec des forces purement verticales (pas d'ondes de Love générées). La Figure 6-7 montre les rapports H/V obtenus dans les deux cas. On observe clairement que, à la fréquence du pic H/V, la direction des forces (aléatoire ou verticale) n'influe pas sur la valeur moyenne de l'amplitude du rapport H/V, mais influe sur la valeur de l'écart type. Ainsi, lorsque les ondes de Love ne sont pas présentes dans le champ d'ondes du bruit simulé, la valeur de l'amplification du site est comprise dans l'intervalle de valeur donné par l'écart type du rapport H/V.

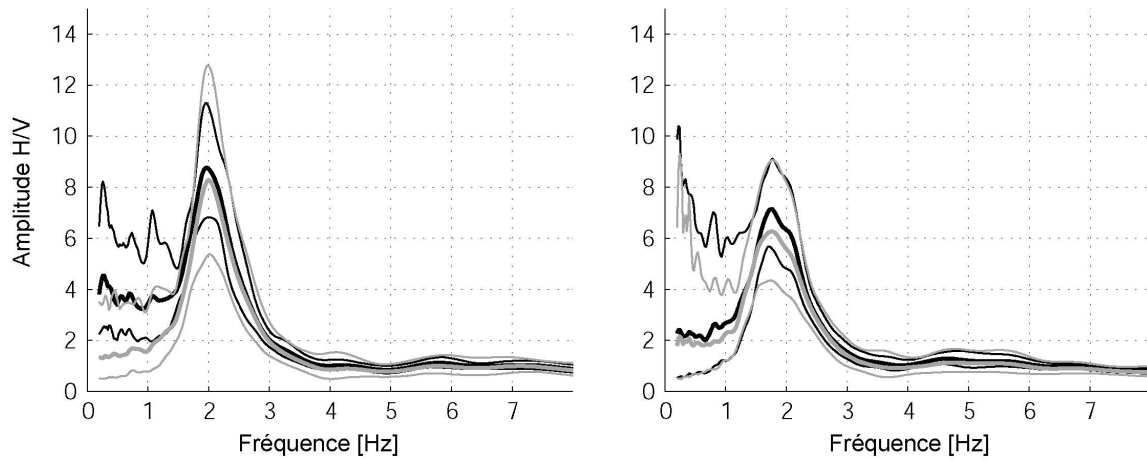


Figure 6-7 : courbes H/V (trait épais) +/- l'écart type (trait fin) calculées sur des synthétiques de bruit obtenus pour des sources modélisées avec des forces dont la direction est aléatoire (dans le plan x,y,z) (noir) et verticale (gris). Les courbes H/V sont présentées pour deux modèles de sol différents.

CHAPITRE 7

7. Détermination de l'amplification d'un site

Les chapitres précédents de cette thèse ont montré que la composition du champ d'ondes du bruit est variable en fonction des caractéristiques du sol (notamment la valeur du contraste moyen d'impédance entre les sédiments et le rocher). De ce fait, bien que la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance des ondes S (donnée par la fonction de transfert des ondes S), l'amplitude du pic H/V ne donne pas d'information sur la valeur de l'amplification du site. Or, la valeur de l'amplification d'un site est un paramètre important dans l'évaluation des effets de site, au même titre que la valeur de la fréquence de résonance. Pour obtenir une estimation de l'amplification avec une méthode basée sur le bruit de fond sismique, on peut utiliser les techniques d'inversion des courbes de dispersion ; l'inversion des courbes de dispersion donnant une estimation du profil de vitesse en ondes S. Ainsi, si on accède au profil de vitesse en ondes S, on est alors en mesure d'estimer la fonction de transfert (en ondes S) et donc la valeur de l'amplification. Le chapitre 5 a cependant montré que la composition de champ d'ondes du bruit est variable, le mode fondamental des ondes de Rayleigh n'étant pas toujours dominant. Or les méthodes d'inversion des courbes de dispersion (sur la composante verticale) sont généralement basées sur l'hypothèse que le bruit de fond est constitué du seul mode fondamental de Rayleigh. On peut donc se demander qu'elle est la robustesse du profil de vitesse en ondes S estimé à partir des courbes de dispersions lorsque que plusieurs modes de Rayleigh sont présents dans le champ d'ondes du bruit.

Dans un premier temps, nous proposons d'analyser les résultats d'inversion des courbes de dispersion pour différentes compositions du champ d'ondes du bruit. Nous avons opté pour une approche numérique en considérant différents modèles de sol étudiés au chapitre 5. Cette étude devrait permettre de synthétiser les possibilités et les limites des méthodes d'inversion des courbes de dispersion en fonction de la composition du champ d'ondes du bruit.

Dans un second temps, en considérant les potentialités et les limites des méthodes d'inversion des courbes de dispersions établies à partir des méthodes numériques, nous apporterons des solutions pour être capable d'estimer au mieux le profil en ondes S. Afin de valider nos

résultats, nous appliquerons ces méthodes sur des données expérimentales (expérience de mesure de bruit de fond en réseau à Nice en mars 2002).

7.1. Approche numérique 1D

Dans cette étude, nous avons considéré des modèles de sol horizontalement stratifiés étudiés au chapitre 5. L'étude de la composition du champ d'ondes du bruit pour ces modèles a révélé des types d'ondes différents suivant les cas. Principalement, nous avons identifié deux types d'ondes (sur la composante verticale) : le mode fondamental et le premier harmonique des ondes de Rayleigh. Les modèles sélectionnés sont les suivants :

- les modèles M2.2 et M2.3 (une couche sédimentaire sur du rocher) avec des contrastes d'impédance, respectivement, fort (6) et faible (2). Dans les deux cas, le champ d'ondes du bruit est majoritairement composé du mode fondamental de Rayleigh sur la composante verticale ;
- les modèles M10.2a et M10.3 (deux couches sédimentaires sur du rocher) avec des contrastes moyen d'impédance fort (4.5 pour le modèle M10.2a) et modéré (4 pour le modèle M10.3). Dans le cas du modèle M10.2a, le champ d'ondes du bruit est majoritairement composé du mode fondamental de Rayleigh sur la composante verticale. En revanche, pour ce qui concerne le modèle M10.3, le mode fondamental et le premier harmonique de Rayleigh sont présents dans le champ d'ondes du bruit (sur la composante verticale) ;
- le modèle M11.1 (une couche sédimentaire avec un faible gradient de vitesse en ondes S, sur du rocher) et avec un contraste moyen d'impédance fort (4.4). Dans ce cas, le champ d'ondes du bruit est majoritairement composé du mode fondamental de Rayleigh sur la composante verticale.

Les caractéristiques physiques des modèles, et les paramètres de calcul utilisés pour la simulation numérique des synthétiques sont montrés dans les Tableaux 5-1 et 5-2, respectivement.

Pour l'inversion, nous considérons les courbes de dispersion obtenues par les analyses en réseau (méthode haute résolution CAPON). Seules les courbes de dispersions calculées sur la composante verticale sont considérées. Le profil de vitesse en ondes S inversé est estimé par une méthode de voisinage (recherche semi globale par l'algorithme de Sambridge (1999)) développé au sein du programme de recherche européen SESAME (Ohrnberger *et al.*, 2004, Wathelet *et al.*, 2004) (voir chapitre 2). Pour ce qui concerne les paramètres d'inversion des courbes de dispersion, le nombre maximum d'itération est fixé à 200, la taille des cellules est fixé à 100 (valeur égale pour toute les itérations), et le nombre de cellules re-échantillonné à chaque itération est fixé à 100. Ces paramètres ont été choisis de manière à permettre un algorithme de recherche exploratoire.

Modèle	Nombre de couches	Epaisseur min – Epaisseur max (m)	Vp min - Vp max (m/s)	Vs min – Vs max (m/s)	ρ
M2.2	2	1 - 100	100 - 2000	10 – 1000	1.9
		rocher	1000 - 3000	300 - 2100	2.5
M2.3	2	20 - 200	500 - 2000	200 – 1400	1.9
		rocher	1000 - 3000	500 - 2100	2.5
M10.2a	3	5 – 50	500 - 2000	100 – 1000	1.9
		5 – 50	500 - 2000	100 – 1000	1.9
		rocher	1000 - 3000	500 - 2100	2.5
M10.3	3	5 – 60	100 - 1000	10 – 707	1.9
		60 - 600	1000 - 2500	100 – 1767	2.1
		rocher	2500 - 5000	1250 - 3535	2.5
M11.1	2	1 – 100	100 - 2000	10 – 1000	1.9
		rocher	1000 - 3000	300 - 2100	2.5

Tableau 7-1 : modèles de sol *a priori* pour l'inversion des courbes de dispersion des différents modèles.

Le Tableau 7-1 montre les modèles de sol *a priori* considérés pour chaque inversion. Les paramètres des modèles *a priori* ont été choisis dans le but d'explorer de manière large le domaine des solutions possibles. La Figure 7-1 montre le code de couleur utilisé pour la

représentation de la fonction coût minimum (l'erreur minimale). Etant donné que les valeurs de la fonction coût minimum ne sont pas comparables d'une inversion à une autre, nous avons choisi de ne montrer que les résultats des modèles avec une fonction coût comprise entre la valeur minimum et la valeur minimum plus vingt pourcent de cette valeur minimum (Figure 7-1).

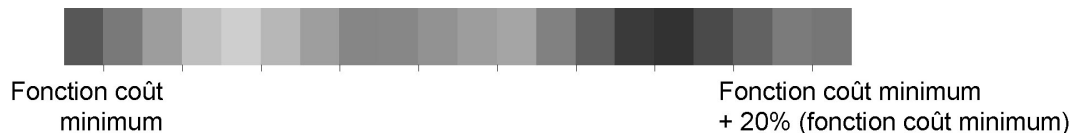


Figure 7-1 : représentation schématique du code de couleur (dégradé de gris) pour la fonction coût minimal. Code de couleur utilisé par la suite pour la représentation des modèles d'inversion.

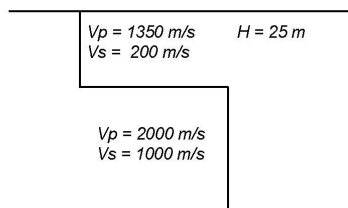
7.1.1. Structures sédimentaires à deux couches

7.1.1.1. Fort contraste (modèle M2.2)

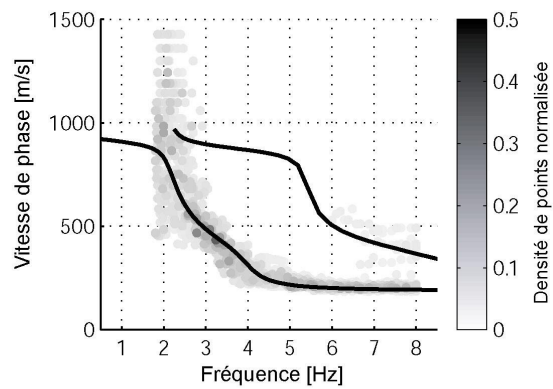
Le modèle M2.2 se caractérise par un fort contraste entre les sédiments et le rocher (6). Le champ d'ondes du bruit, sur la composante verticale, est majoritairement constitué du mode fondamental de Rayleigh. La Figure 7-2 montre que, dans ce cas, le profil de vitesse en ondes S inversé donne une très bonne estimation de la vitesse en surface (vitesse estimée égale à 200 m/s), et une bonne estimation de la profondeur de l'interface sédiment/rocher (profondeur estimée entre 20 et 28 mètres pour les meilleurs modèles). En revanche, le profil de vitesse inversé montre une grande variabilité de solutions possibles pour la vitesse des ondes S dans le rocher (estimée entre 800 et 1250 m/s pour les meilleurs modèles).

La fonction de transfert calculée à partir des meilleurs modèles de profil de vitesse en ondes S (Figure 7-3) donne une estimation correcte de la fréquence de résonance (2.1 Hertz au lieu de 1.95 hertz). En revanche, la valeur de l'amplification montre une grande variabilité de solution (entre 4.4 et 6.6) qui comprend la valeur réelle de l'amplification (5.4).

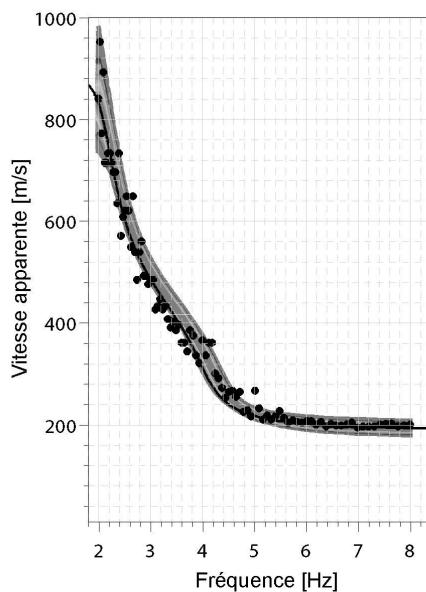
(a) Modèle M2.2



(b) Analyse f-k (composante Z)



(c) Courbe de dispersion



(d) Profil de vitesse en ondes S

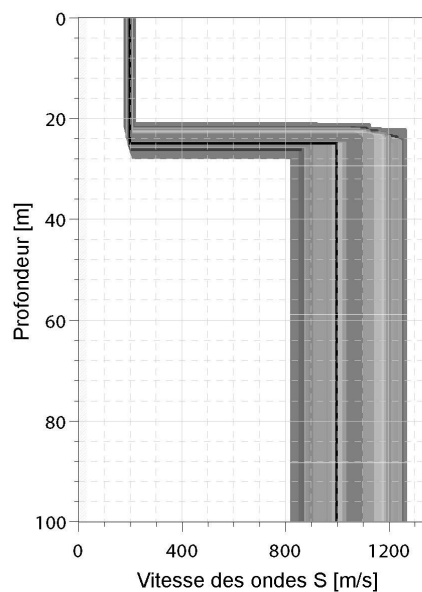


Figure 7-2 : (a) paramètres physiques du modèle M2.2. (b) Carte des estimations des vitesses apparentes (en nombre de points normalisés) obtenues avec une analyse $f-k$ sur la composante verticale (les courbes de dispersion théoriques des deux premiers modes des ondes de Rayleigh sont indiquées en noir). (c) Courbe de dispersion (obtenue par la méthode CAPON) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (d) Profil de vitesse en ondes S inversé correspondant aux courbes de dispersions montrées en (c), le profil de vitesse en ondes S du modèle est indiqué en noir.

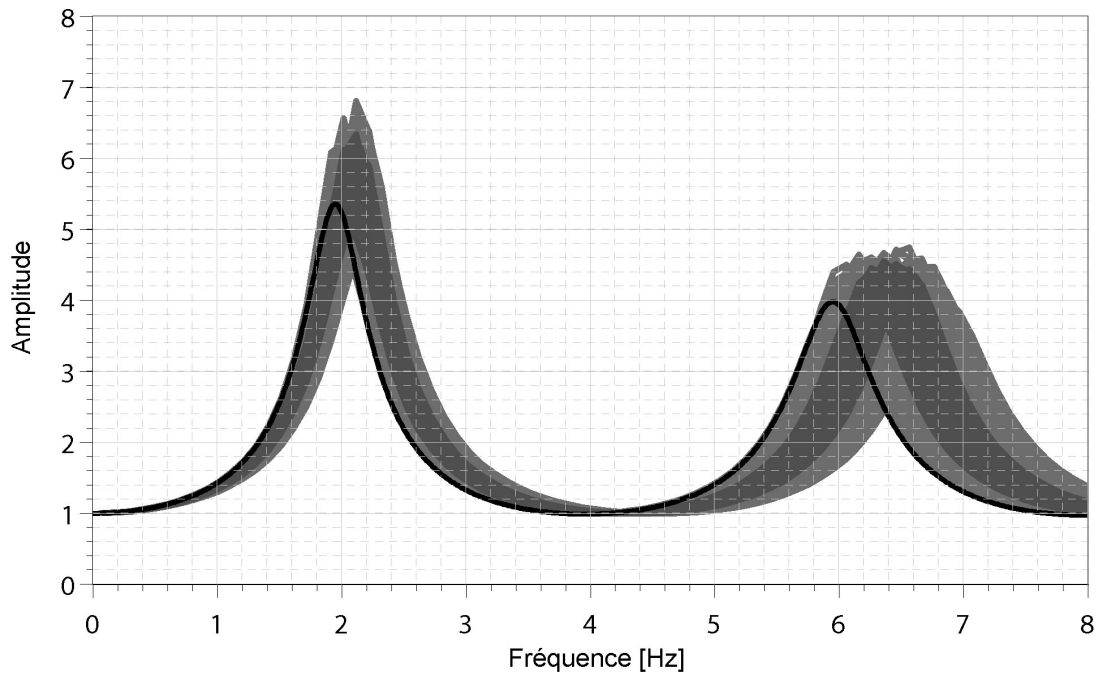


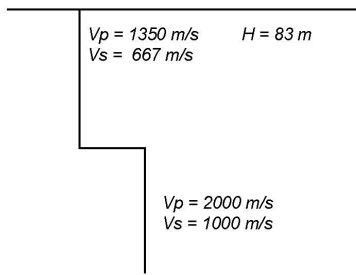
Figure 7-3 : fonction de transfert estimée du modèle M2.2 à partir des meilleurs modèles du profil de vitesse en ondes S inversé (gris). Fonction de transfert (calculée pour des SH incidentes verticalement) théorique correspondante (noir).

7.1.1.2. Faible contraste (modèle M2.3)

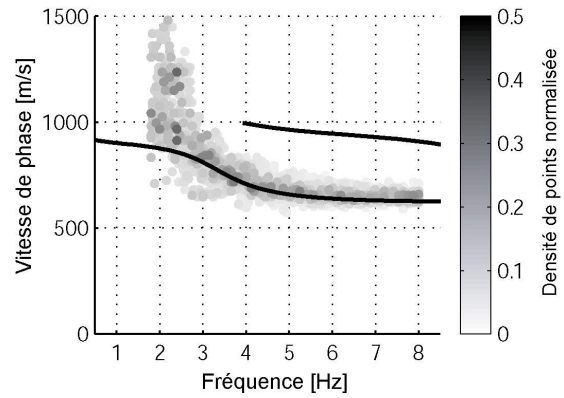
Le modèle M2.3 se caractérise par un faible contraste entre les sédiments et le rocher (2). Le champ d'ondes du bruit, sur la composante verticale, est majoritairement constitué du mode fondamental de Rayleigh. La Figure 7-4 montre que, dans ce cas, le profil de vitesse en ondes S inversé ne donne pas une bonne estimation de la vitesse en surface (vitesse estimée entre 750 et 800 m/s au lieu de 667 m/s). La profondeur de l'interface (estimée entre 75 et 90 mètres pour les modèles correspondant au minimum de la fonction coût) est correctement estimée. En revanche, la vitesse estimée dans le rocher montre une trop grande variabilité de solutions pour être considérée.

La fonction de transfert calculée à partir des meilleurs modèles de profil de vitesse en ondes S (Figure 7-5) montre une grande variabilité de solutions (pour ce qui concerne la fréquence de résonance et la valeur de l'amplification). Toutefois, la faible amplification du site est retrouvée.

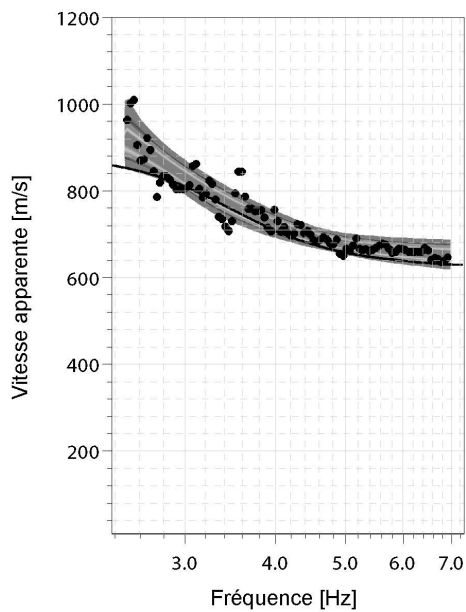
(a) Modèle M2.3



(b) Analyse f-k (composante Z)



(c) Courbe de dispersion



(d) Profil de vitesse en ondes S

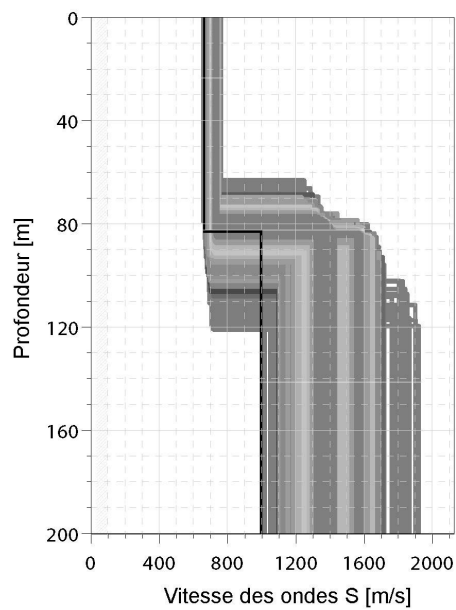


Figure 7-4 : (a) paramètres physiques du modèle M2.3. (b) Carte des estimations des vitesses apparentes (en nombre de points normalisés) obtenues avec une analyse $f-k$ sur la composante verticale (les courbes de dispersion théoriques des deux premiers modes des ondes de Rayleigh sont indiquées en noir). (c) Courbe de dispersion (obtenue par la méthode CAPON) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (d) Profil de vitesse en ondes S inversé correspondant aux courbes de dispersions montrées en (c), le profil de vitesse en ondes S du modèle est indiqué en noir.

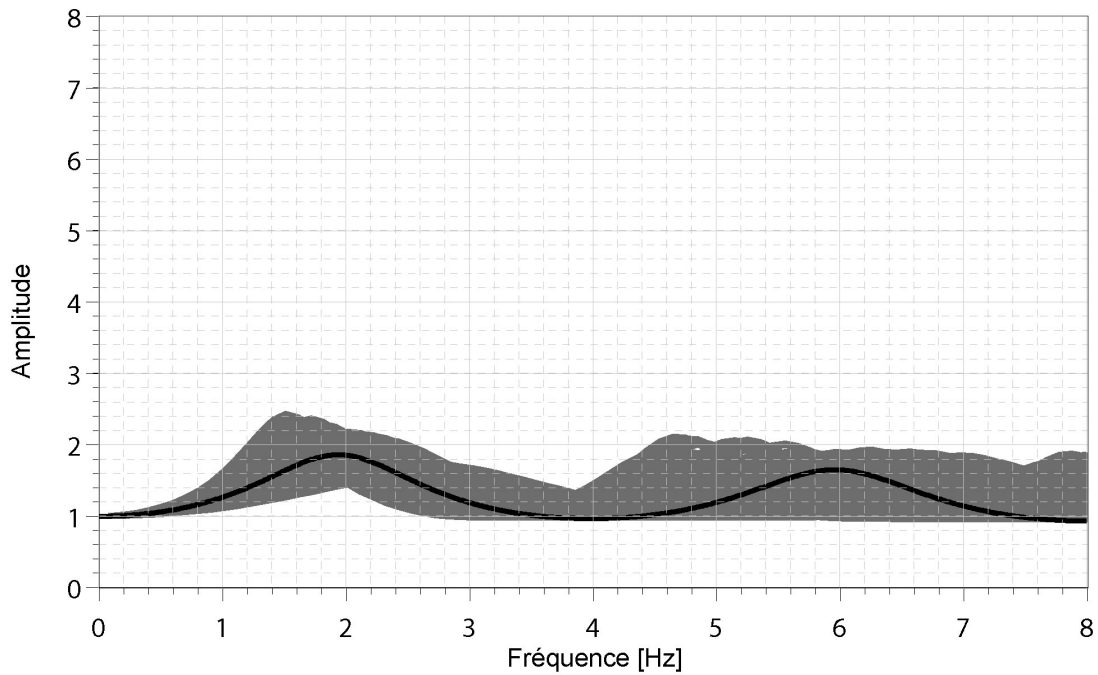


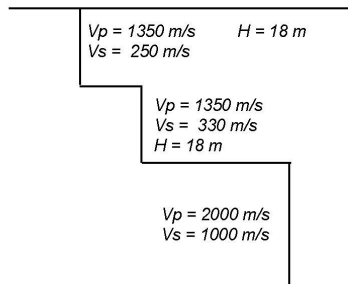
Figure 7-5 : fonction de transfert estimée du modèle M2.3 à partir des meilleurs modèles du profil de vitesse en ondes S inversé (gris). Fonction de transfert (calculée pour des SH incidentes verticalement) théorique correspondante (noir).

7.1.2. Structures sédimentaires à trois couches

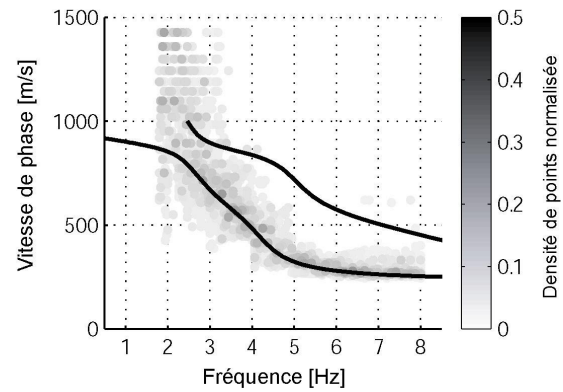
7.1.2.1. Fort contraste moyen entre les sédiments et le rocher (modèle M10.2a)

Le modèle M10.2a se caractérise par un fort contraste moyen entre les sédiments et le rocher (4.5). Le champ d'ondes du bruit, sur la composante verticale, est majoritairement constitué du mode fondamental de Rayleigh. La Figure 7-6 montre que, dans ce cas, le profil de vitesse en ondes S inversé donne une bonne estimation des vitesses dans les sédiments (vitesse estimée à 250 en surface, et à 300 m/s dans la deuxième couche sédimentaire). La profondeur de l'interface entre les sédiments et le rocher est correctement estimée (estimée entre 34 et 38 mètres pour les meilleurs modèles). En revanche, la profondeur de l'interface entre les deux couches sédimentaires n'est pas correctement estimée (entre 8 et 14 mètres au lieu de 18 mètres). Par ailleurs, la vitesse estimée dans le rocher montre une trop grande variabilité de solutions pour être considérée.

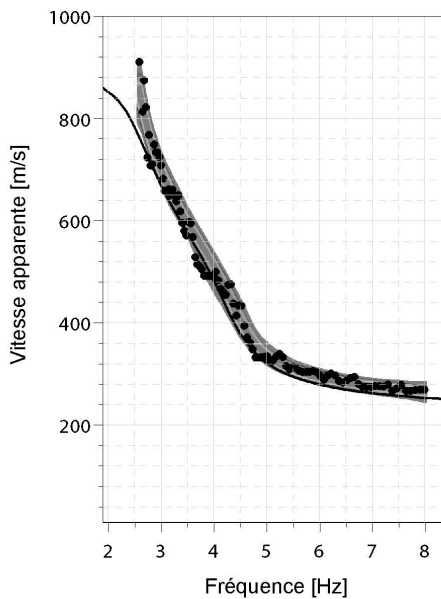
(a) Modèle M10.2a



(b) Analyse f-k (composante Z)



(c) Courbe de dispersion



(d) Profil de vitesse en ondes S

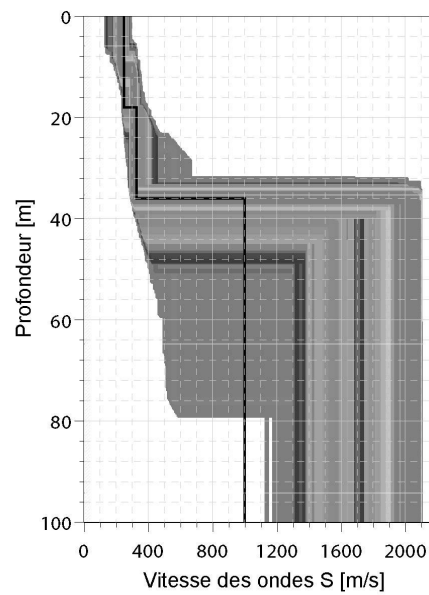


Figure 7-6 : (a) paramètres physiques du modèle M10.2a. (b) Carte des estimations des vitesses apparentes (en nombre de points normalisés) obtenues avec une analyse $f-k$ sur la composante verticale (les courbes de dispersion théoriques des deux premiers modes des ondes de Rayleigh sont indiquées en noir). (c) Courbe de dispersion (obtenue par la méthode CAPON) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (d) Profil de vitesse en ondes S inversé correspondant aux courbes de dispersions montrées en (c), le profil de vitesse en ondes S du modèle est indiqué en noir.

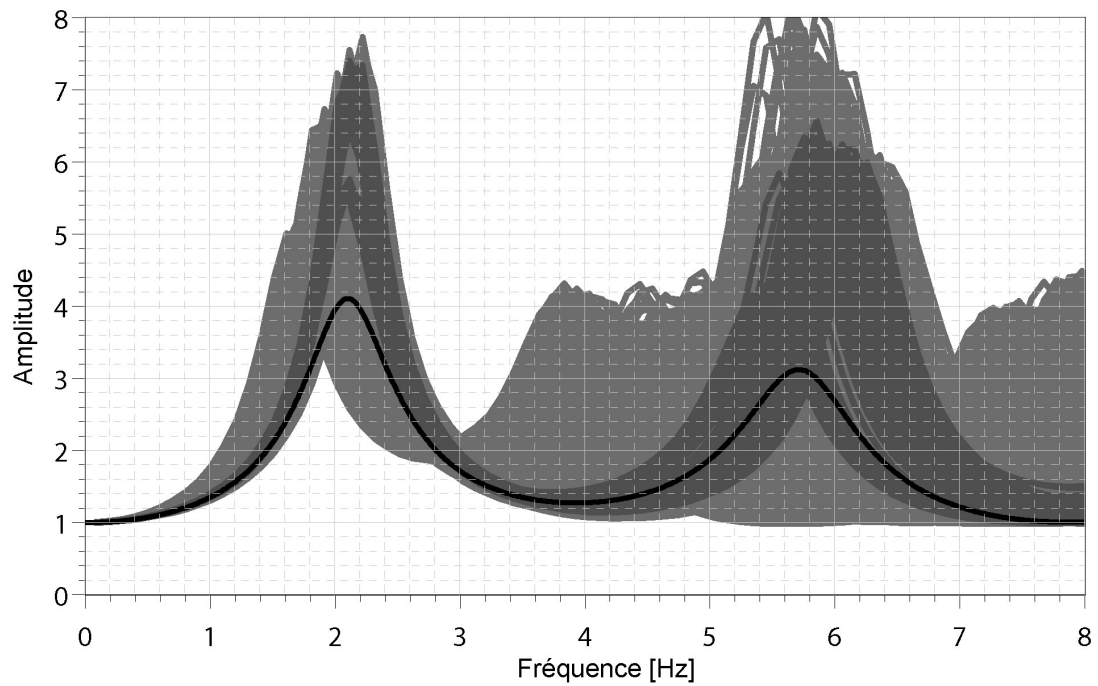


Figure 7-7 : fonction de transfert estimée du modèle M10.2a à partir des meilleurs modèles du profil de vitesse en ondes S inversé (gris). Fonction de transfert (calculée pour des SH incidentes verticalement) théorique correspondante (noir).

La fonction de transfert calculée à partir des meilleurs modèles de profil de vitesse en ondes S (Figure 7-7) donne une bonne estimation de la fréquence de résonance (2.1 Hertz pour ce qui concerne les solutions correspondantes au minimum de la fonction coût). En revanche, la valeur de l'amplification correspondante n'est pas correctement estimée.

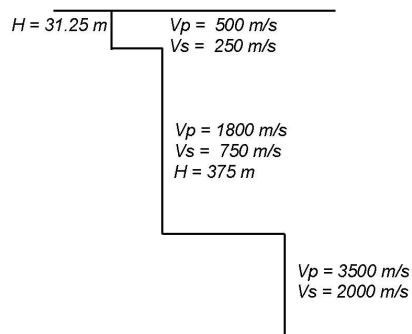
7.1.2.2. Contraste moyen entre les sédiments et le rocher modéré (modèle M10.3)

Le modèle M10.2a se caractérise par un contraste moyen modéré entre les sédiments et le rocher (4.5). Le mode fondamental et le premier harmonique de Rayleigh sont présents dans le champ d'ondes du bruit, sur la composante verticale. La Figure 7-8 montre que, dans ce cas, le profil de vitesse en ondes S inversé ne donne pas une bonne estimation des vitesses dans les sédiments (vitesse estimée entre 400 et 600 m/s en surface, et entre 900 et 1300 m/s dans la deuxième couche sédimentaire). La profondeur de l'interface entre les sédiments n'est pas correctement estimée. Par ailleurs, la profondeur de l'interface entre les sédiments et le rocher et la vitesse estimée dans le rocher montrent une trop grande variabilité de solutions pour être considérées.

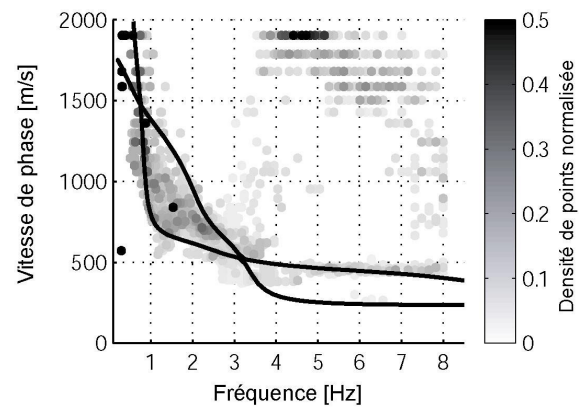
Afin d'obtenir une meilleure résolution de l'inversion et ainsi se rapprocher du modèle réel, nous avons autorisé dans le processus d'inversion l'existence du mode fondamental et du premier harmonique des ondes de Rayleigh. On observe alors que, dans ce cas, la résolution du profil de vitesse en ondes S est nettement améliorée (Figure 7-9).

On peut faire la même remarque concernant les fonctions de transferts en ondes S obtenues dans les deux cas (en considérant ou non le premier harmonique des ondes de Rayleigh), à savoir que les solutions, dans le cas d'une inversion en ne considérant que le mode fondamental des ondes de Rayleigh, montrent une trop grande variabilité pour être considérées (Figure 7-10). En revanche, les solutions obtenues dans le cas d'une inversion qui considère le mode fondamental et le premier harmonique des ondes de Rayleigh, montre qu'il est possible d'obtenir une relative bonne estimation de la fonction de transfert.

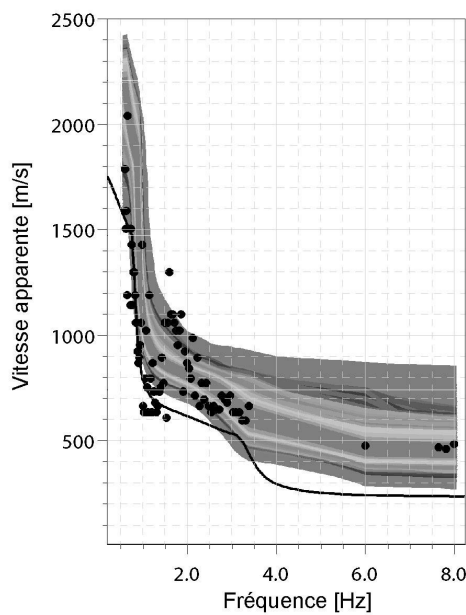
(a) Modèle M10.3



(b) Analyse f-k (composante Z)



(c) Courbe de dispersion



(d) Profil en ondes S inversé

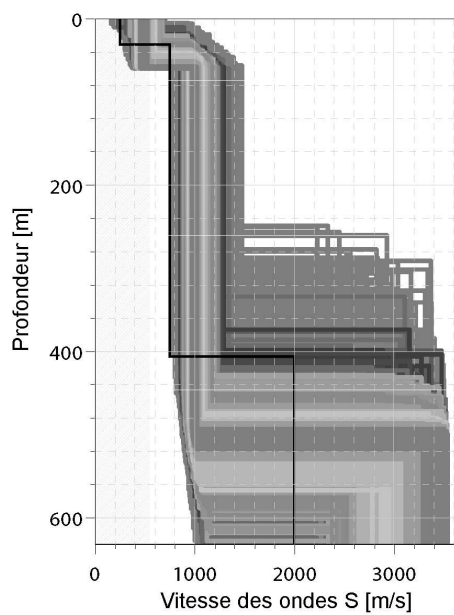


Figure 7-8 : (a) paramètres physiques du modèle M10.3. (b) Carte des estimations des vitesses apparentes (en nombre de points normalisés) obtenues avec une analyse $f-k$ sur la composante verticale (les courbes de dispersion théoriques des deux premiers modes des ondes de Rayleigh sont indiquées en noir). (c) Courbe de dispersion (obtenue par la méthode CAPON) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (d) Profil de vitesse en ondes S inversé correspondant aux courbes de dispersions montrées en (c), le profil de vitesse en ondes S du modèle est indiqué en noir.

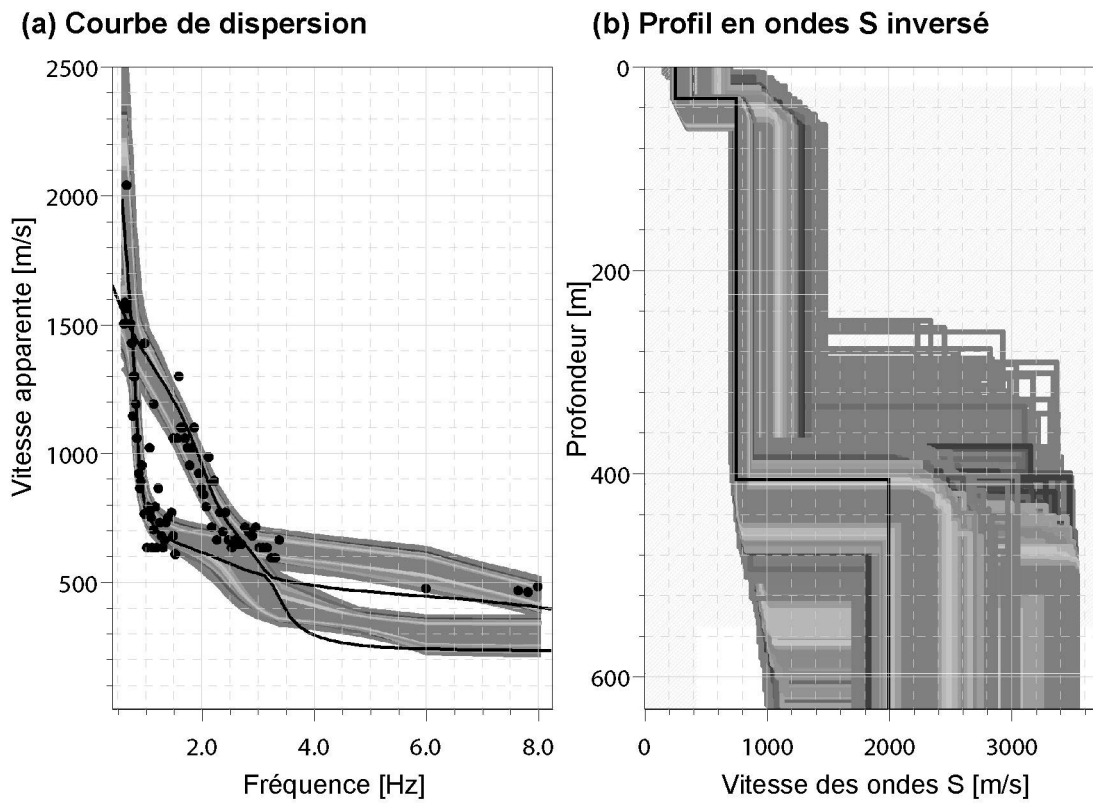


Figure 7-9 : (a) Courbe de dispersion (obtenue par la méthode CAPON) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (b) Profil de vitesse en ondes S inversé correspondant aux courbes de dispersions montrées en (c), le profil de vitesse en ondes S du modèle est indiqué en noir ; dans ce cas, le mode fondamental et le premier harmonique de Rayleigh sont pris en compte dans l'inversion.

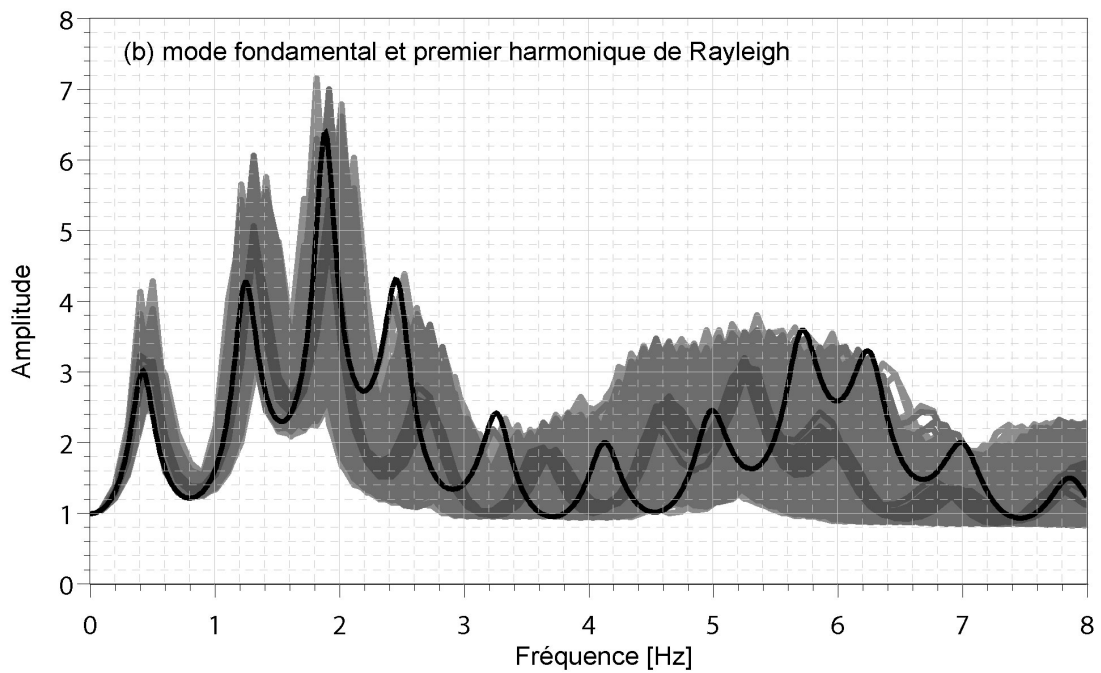
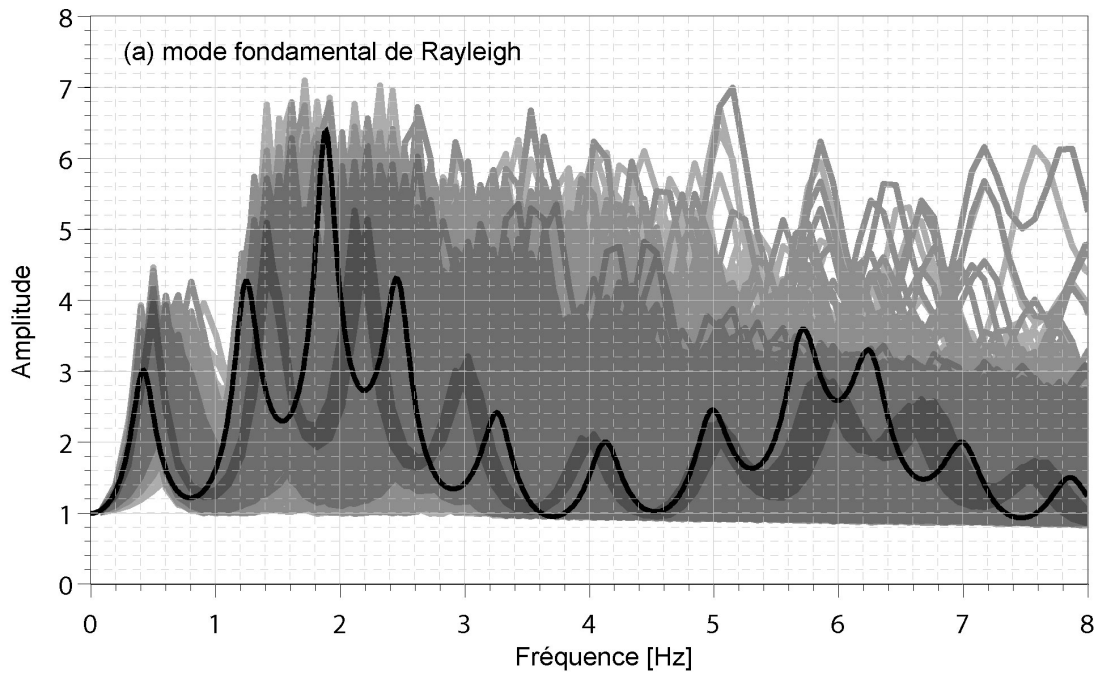


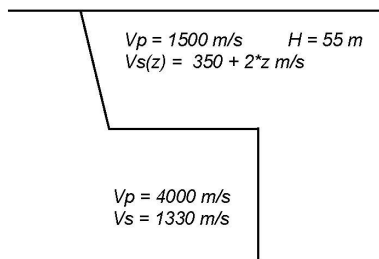
Figure 7-10 : fonctions de transfert estimées du modèle M10.3 à partir des meilleurs modèles du profil de vitesse en ondes S inversé (gris), en ne tenant compte que du mode fondamental de Rayleigh (a), et en tenant compte du mode fondamental et du premier harmonique de Rayleigh (b). Fonction de transfert (calculée pour des S verticalement incidentes) théorique correspondante (noir).

7.1.3. Structures sédimentaires à gradient (modèle M11.1)

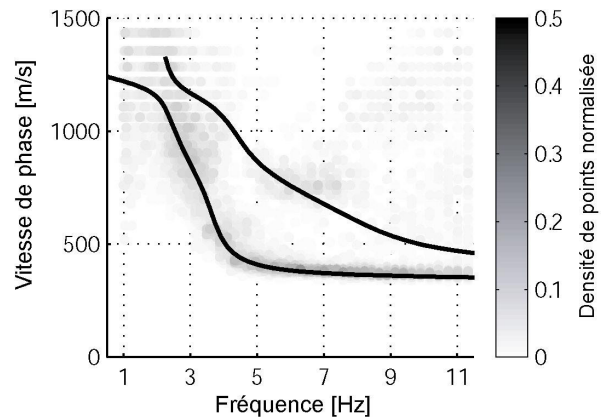
Le modèle M11.1 se caractérise par un faible gradient de vitesse des ondes S dans les sédiments et un fort contraste entre les sédiments et le rocher (4.4). Le champ d'ondes du bruit, sur la composante verticale, est majoritairement constitué du mode fondamental de Rayleigh. La Figure 7-11 montre que dans ce cas, le profil de vitesse en ondes S inversé donne une bonne estimation de la vitesse en surface (vitesse estimée entre 200 et 250 m/s) et dans les sédiments ; la profondeur de l'interface (estimée entre 50 et 58 mètres pour les meilleurs modèles) est correctement estimée. En revanche, la vitesse estimée dans le rocher montre une trop grande variabilité de solutions pour être considérée.

La fonction de transfert calculée à partir des meilleurs modèles de profil de vitesse en ondes S (Figure 7-12) donne une estimation correcte de la fréquence de résonance (2.1 Hertz au lieu de 1.95 hertz). En revanche, la valeur de l'amplification montre une grande variabilité de solution (entre 4.4 et 6.6) qui comprend la valeur réelle de l'amplification (5.4).

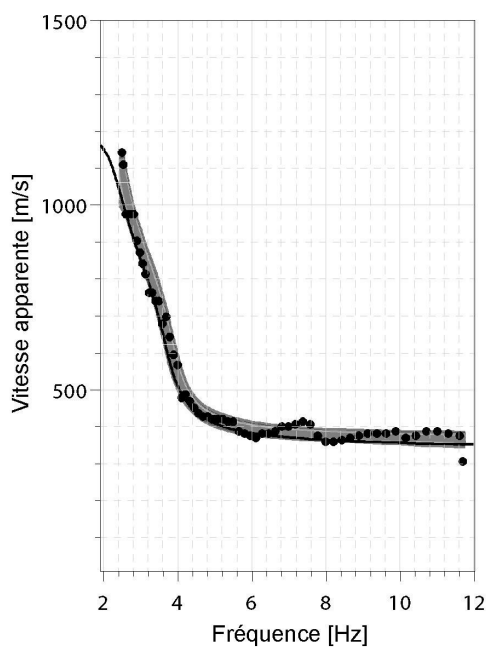
(a) Modèle M11.1



(b) Analyse f-k (composante Z)



(c) Courbe de dispersion



(d) Profil de vitesse en ondes S

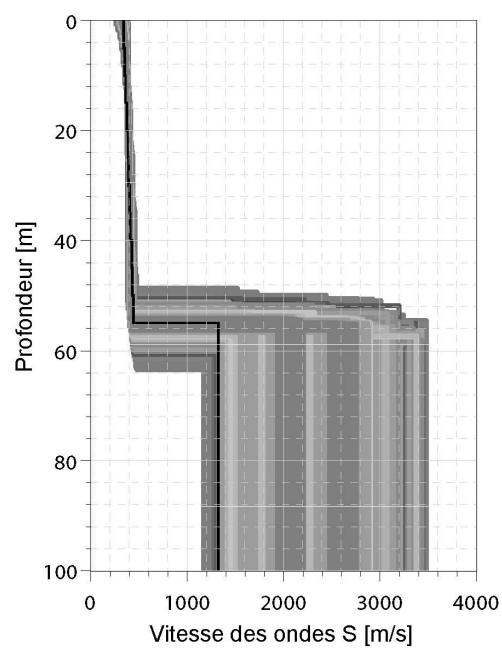


Figure 7-11 : (a) paramètres physiques du modèle M11.1. (b) Carte des estimations des vitesses apparentes (en nombre de points normalisés) obtenues avec une analyse $f-k$ sur la composante verticale (les courbes de dispersion théoriques des deux premiers modes des ondes de Rayleigh sont indiquées en noir). (c) Courbe de dispersion (obtenue par la méthode CAPON) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (d) Profil de vitesse en ondes S inversé correspondant aux courbes de dispersions montrées en (c), le profil de vitesse en ondes S du modèle est indiqué en noir.

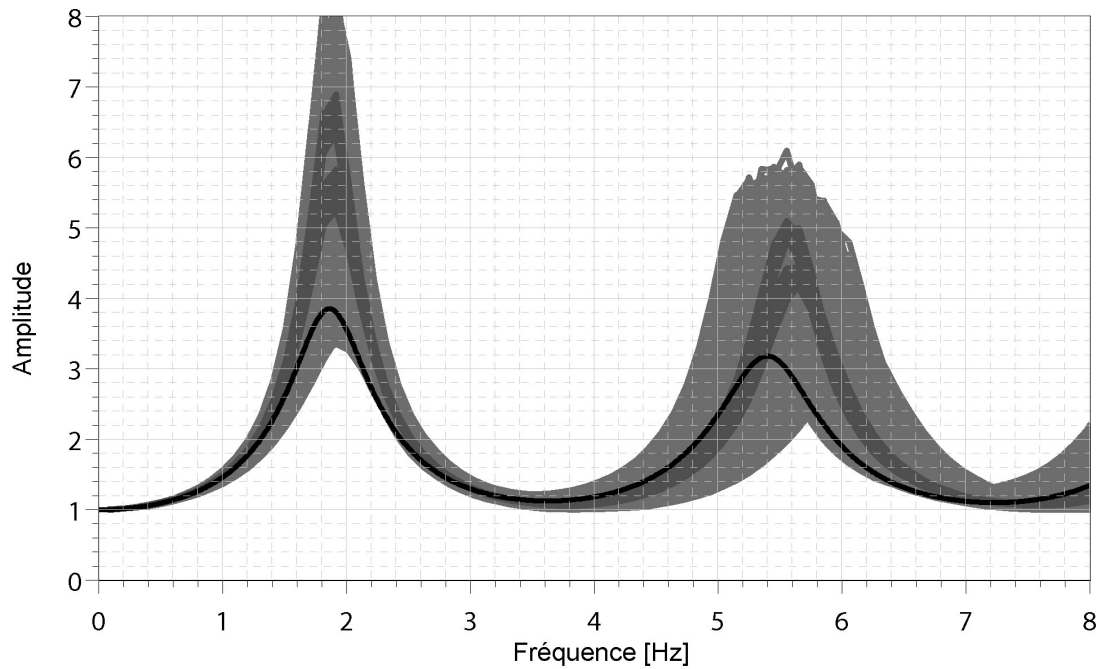


Figure 7-12 : fonction de transfert estimée du modèle M11.1 à partir des meilleurs modèles du profil de vitesse en ondes S inversé (gris). Fonction de transfert (calculée pour des SH incidentes verticalement) théorique correspondante (noir).

7.1.4. Synthèse sur l'approche numérique

Les observations réalisées au cours de ce paragraphe à propos des profils de vitesse en ondes S inversés montrent l'importance de la connaissance *a priori* du site. En effet, d'après le Tableau 7-2, on note que la capacité de la méthode d'inversion des courbes de dispersion à retrouver le profil de vitesse en ondes S dépend de la valeur du contraste d'impédance moyen (entre les sédiments et le rocher).

- Si le contraste moyen est fort, alors l'inversion des courbes de dispersion donne une bonne estimation de la vitesse des ondes S en surface et de la profondeur de l'interface entre les sédiments et le rocher. Dans le cas de plusieurs couches sédimentaires, la capacité à retrouver la vraie valeur de la vitesse des ondes S dans les couches sédimentaires (en profondeur) dépend de la valeur du contraste entre les couches sédimentaires : si celui-ci est faible alors l'inversion ne donne pas une bonne estimation de la vitesse des ondes S dans les sédiments.

- Si le contraste moyen est modéré ou faible, alors l'inversion des courbes de dispersion donne une estimation acceptable du profil de vitesse en ondes S. La vitesse des ondes S en surface et dans les sédiments, ainsi que les profondeurs des interfaces sédiment/sédiment et sédiment/rocher sont correctement retrouvés, mais avec une faible résolution.

Quelle que soit la valeur du contraste d'impédance, la vitesse des ondes S dans le rocher n'est jamais correctement estimée. Ceci s'explique par la mauvaise résolution de la courbe de dispersion pour des fréquences inférieures à la fréquence de résonance du site. De ce fait, la valeur estimée de l'amplification du site (par le calcul des fonctions de transfert à partir des profils de vitesse inversés) est fautive. En revanche, à part dans le cas d'un faible contraste, la valeur de la fréquence de résonance du site est bien retrouvée par la fonction de transfert en ondes S calculée à partir du profil de vitesse inversé.

Contraste moyen	Nombre de couche	Contraste entre les couches sédimentaires	Ondes présentes dans le bruit	V _{so}	V _s séd	V _s rocher	Profondeur interface séd/séd	Profondeur interface séd/rocher	Fonction de transfert en onde S	
									F _o	A _o
Fort	2		R _o	++	-			++	+	-
	3	faible	R _o	++	--		-	++	++	--
	2 (gradient V _s)	faible	R _o	+	++	--	++	+	++	--
Modéré	3	faible	R _o , R _l	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	++	+/-
Faible	2		R _o	+/-	--	--		+/-	--	-

Tableau 7-2 : synthèse des capacités de la méthode d'inversion à retrouver les paramètres des modèles considérés dans cette étude (les vitesses des ondes S en surface (V_{so}), dans les sédiments (V_{séd}) (si il y a plus d'une couche sédimentaire), et dans le rocher (V_s rocher) ; les profondeurs des interfaces entre les sédiments et le rocher (séd/rocher) et des interfaces entre les couches sédimentaires (si il y a plus d'une couche sédimentaire) ; et enfin la fréquence fondamentale (F_o) et l'amplitude (A_o) du pic de la fonction de transfert donnée des ondes S). Les types d'ondes présentes dans le bruit sont représentés schématiquement (R pour ondes de Rayleigh, suivi du numéro indiquant le mode (o pour fondamental). Un moins (-) indique que le paramètre n'est pas retrouvé correctement par l'inversion, et *a contrario* un plus (+) indique que le paramètre est retrouvé correctement.

7.2. Application à un cas réel : l'expérience de Nice

L'expérience de mesure de bruit de fond en réseau a été menée autour du square Alsace Lorraine, entre la gare centrale de Nice et la Promenade des anglais (Figure 7-13). L'objectif de cette expérience est de déterminer le profil de vitesse des ondes de cisaillement (ondes S) dans le sol grâce à des mesures de bruit de fond sismique. Cette expérience a eu lieu durant la nuit du 21 au 22 mars 2002. Les enregistrements ont été acquis pendant la nuit afin d'éviter des perturbations des mesures dues à l'activité humaine (passage de piétons ou de voitures).

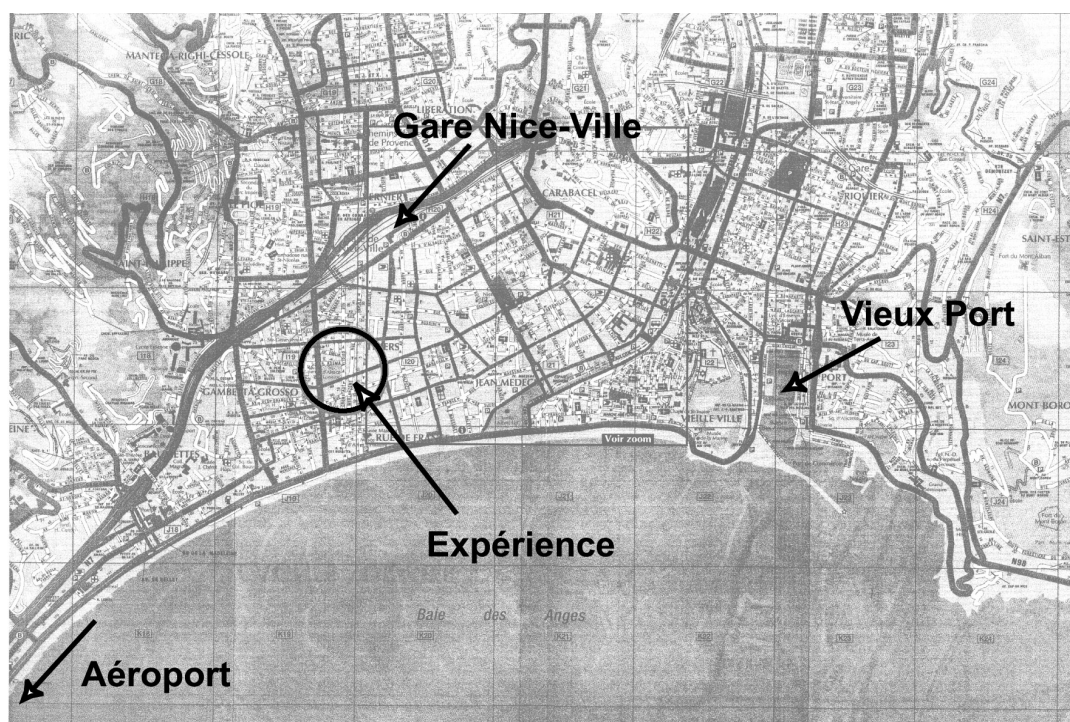


Figure 7-13 : localisation de l'expérience dans la ville de Nice (06), France.

7.2.1. Connaissance *a priori* du site

Cette expérience est se situe dans un cadre où il n'y a peu d'information *a priori* sur le site. Des études antérieures (Duval *et al.* 1996) montrent toutefois, par des mesures de rapports spectraux sur séismes, que la fréquence de résonance du site Alsace Lorraine est égale à 0.8 Hertz. Par ailleurs, des études menées dans le cadre du projet GEM-GEP montrent que l'épaisseur des sédiments est comprise entre 50 et 100 mètres (Pierre-Yves Bard, communication personnelle).

7.2.2. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental consiste en un ensemble de onze stations d'acquisition et de onze capteurs sismologiques. Dix capteurs sont disposés en cercle de 300 mètres de diamètre autour d'un capteur central (Figure 7-14). Le capteur central (NI30) est situé à côté de la station du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP), dans le square Alsace Lorraine. Afin de garder une homogénéité dans les enregistrements, tous les capteurs sont posés à même le sol, sur les trottoirs. Le matériel utilisé est le suivant :

- stations d'acquisition : neuf Hathor3 et deux Mars88 (NI01 – NI08) ;
- capteur : Lennartz-5s – 3 composantes.

La fréquence d'échantillonnage des stations d'acquisition est de 125 Hertz.

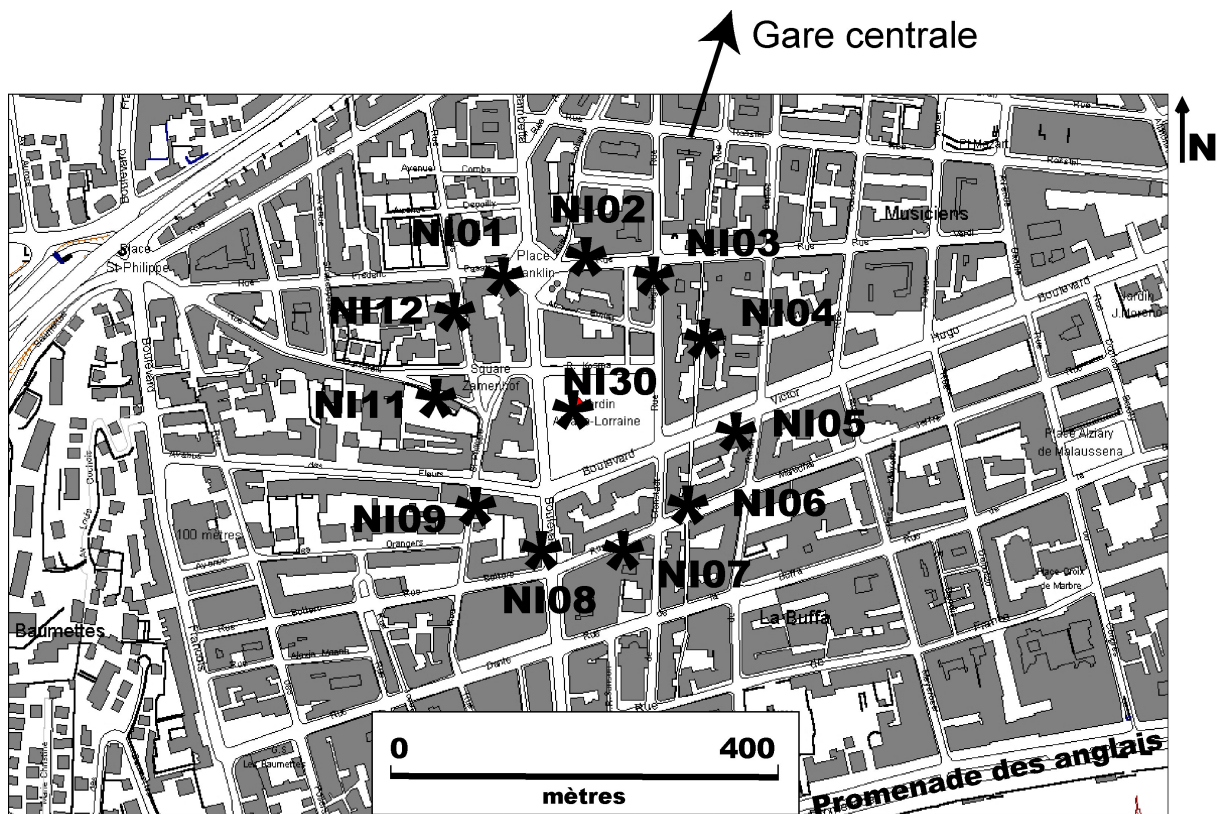


Figure 7-14 : localisation des onze capteurs. L'ouverture du réseau est de 300 mètres. Le capteur central est situé à côté de l'accéléromètre du RAP.

Le bruit de fond a été enregistré en continu entre 2H00 et 4H30 (heure TU). Dans cette étude, seul un enregistrement d'une durée de 15 minutes a été considéré (entre 3H00 et 3H45). La Figure 7-15 montre les traces temporelles enregistrées.

7.2.3. Calcul des rapports H/V

Les courbes des rapports H/V ont été obtenues en sélectionnant des fenêtres de calcul de 30 secondes sans bruit transitoire (antitrigger LTA/STA). Les paramètres LTA ('long time average') et STA ('short time average') ont été fixés, respectivement à 30 et 1 seconde, et les rapports minimum et maximum LTA/STA sont, respectivement, égaux à 0.5 et 2. Les courbes des rapports H/V calculés à partir des l'enregistrements effectués entre 3H00 et 3H15 sont montrés Figure 7-16.

On observe que l'allure des courbes H/V est différente entre les stations. Les stations NI30, NI03 et NI04 (quart nord/est du réseau) exhibent un pic franc localisé à 0.8 Hertz. Les autres stations exhibent un pic à 'double sommet', localisé entre 0.8 et 1 Hertz. Les résultats de cette thèse montrent que la fréquence du pic des courbes H/V donne une estimation, à 20% près, de la fréquence de résonance d'un site (résultats montrés pour des milieux 1D). Ainsi, on peut conclure que la fréquence de résonance du site Alsace Lorraine de Nice est comprise entre 0.8 et 1 Hertz. Ce résultat est en accord avec des études antérieures (Duval *et al.* 1996) qui montrent par des mesures de rapports spectraux sur séismes que la fréquence de résonance du site est égale à 0.8 Hertz.

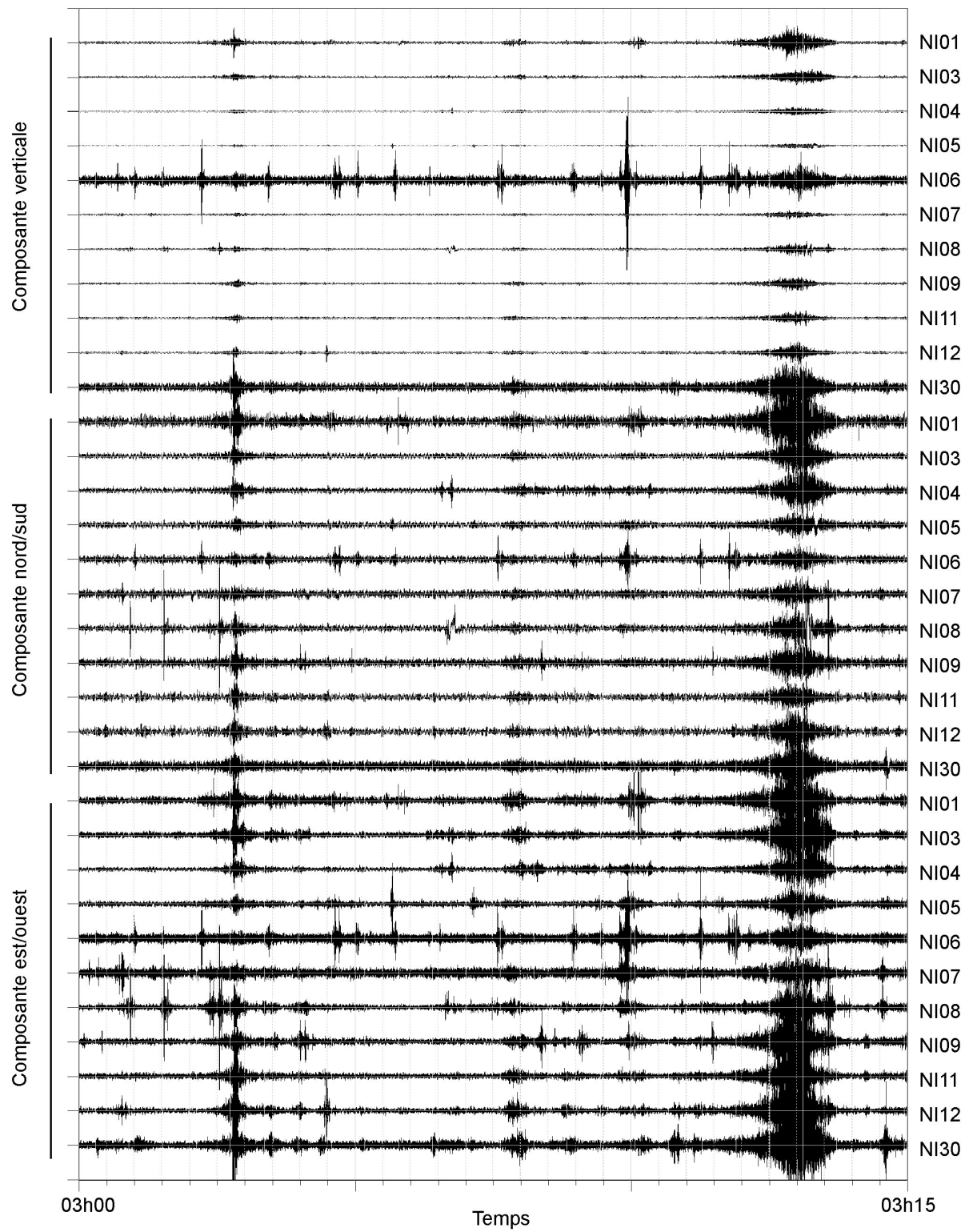


Figure 7-15 : trace temporelles des enregistrements entre 3H00 et 3H15 (heure TU).

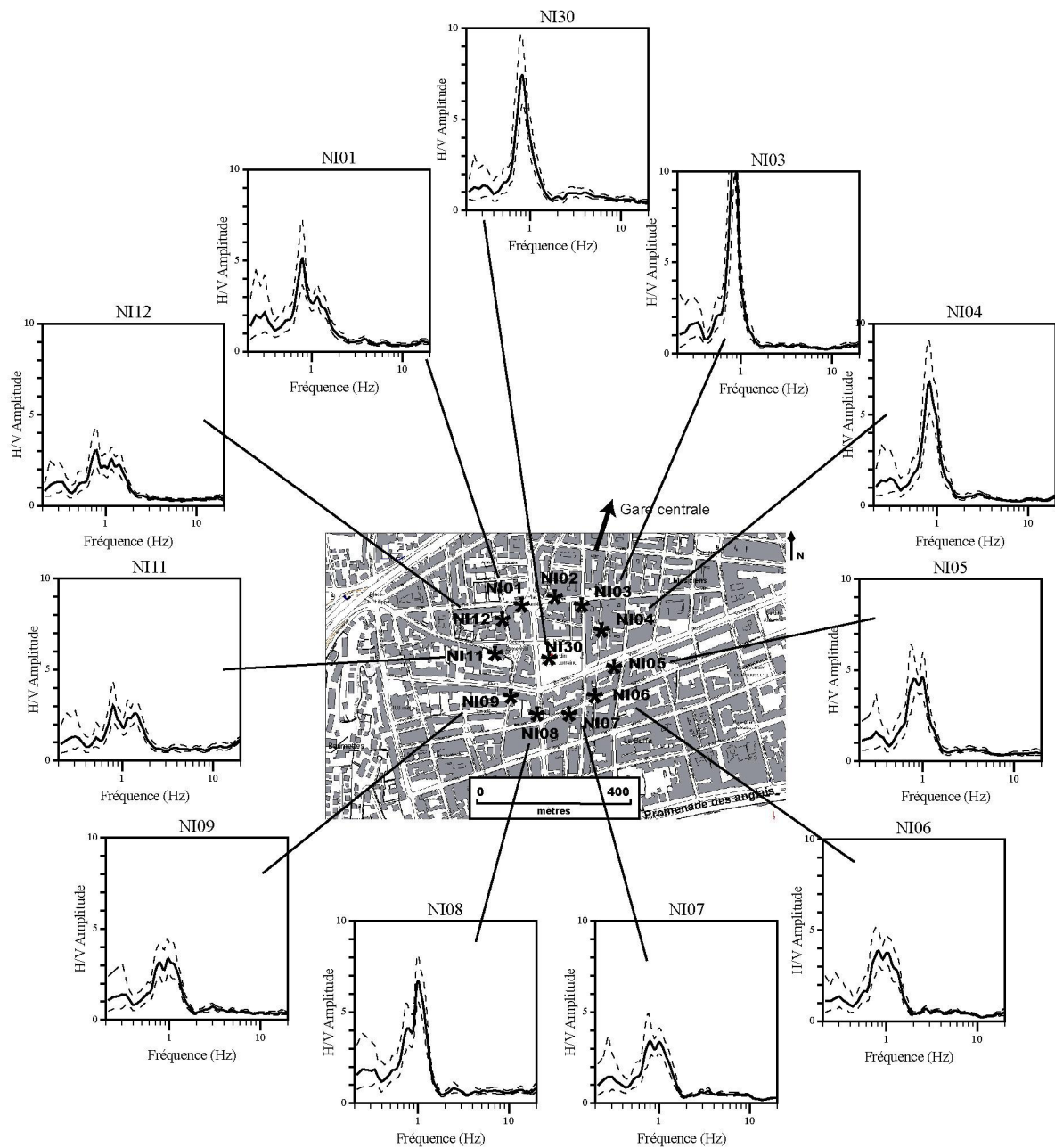


Figure 7-16 : rapports spectraux H/V pour les onze enregistrements de 15 minutes entre 3H00 et 3H15 (heure TU). Les rapports spectraux ont été calculés avec des fenêtres glissantes de 30s.

7.2.4. Analyses en réseau

Les résultats de cette thèse montrent combien il est important de connaître la composition du champ d'ondes du bruit afin d'appréhender au mieux l'inversion de la courbe de dispersion mesurée. Nous avons choisi d'estimer les vitesses de phase des ondes se propageant à travers le réseau avec la méthode f - k conventionnelle (CVFK). La Figure 7-17 montre les estimations des vitesses de phase obtenues (sur la composante verticale). Entre les limites d'aliasing du réseau, on observe des vitesses de phase caractéristiques d'ondes dispersives. Toutefois, à partir de 1.5 Hertz, on observe la présence d'une deuxième onde. Il s'agirait peut être de la présence du premier harmonique des ondes de Rayleigh, ou bien d'ondes de volume. A ce stade de l'étude, aucune des deux hypothèses n'est privilégiée, mais la possibilité de modes supérieurs des ondes de Rayleigh est à considérer pour ce qui concerne l'inversion du profil de vitesse en ondes S.

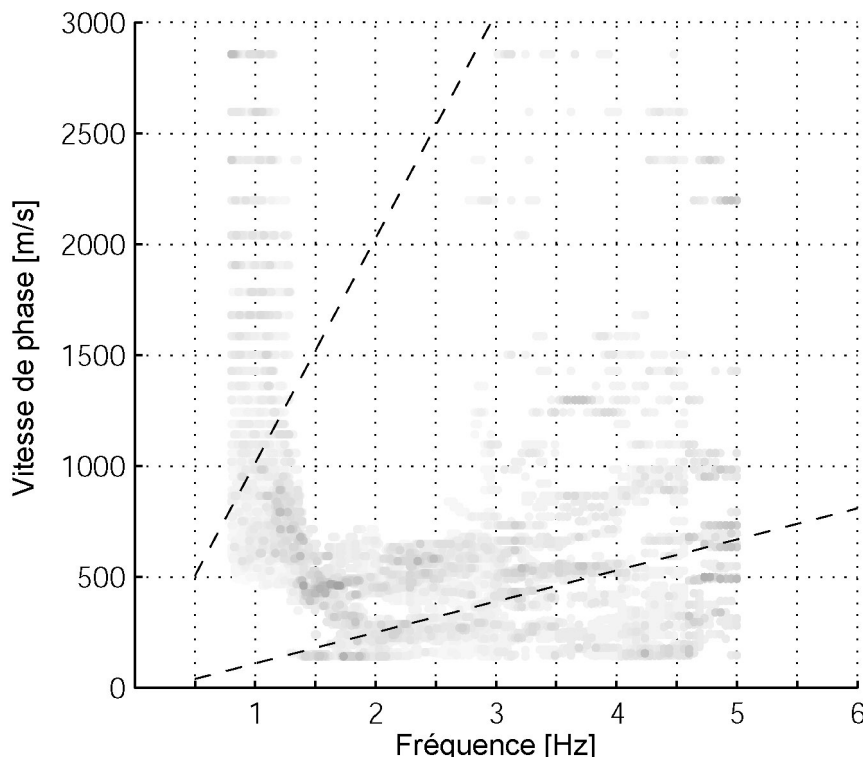


Figure 7-17 : vitesses de phase estimée par la méthode CVFK à partir des enregistrements de bruit. Les limites d'aliasing dues à la géométrie du réseau sont indiquées en pointillé.

7.2.5. Détermination du profil de vitesse en ondes S

Le profil de vitesse en ondes S inversé est calculé à partir de la courbe de dispersion obtenue avec l'analyse $f-k$ (sur la composante verticale). Pour chaque fréquence comprise dans les limites d'aliasing, la courbe de dispersion est obtenue en calculant la médiane des valeurs des vitesses de phase estimées.

Dans un premier temps, pour retrouver le profil de vitesse en ondes S inversé, nous considérons un modèle de sol *a priori* simple (une couche sédimentaire sur du rocher) ; si nécessaire, on complexifiera le modèle par la suite. Par convention, nous ne représentons que les solutions qui ont une fonction coût inférieure à la valeur de la fonction coût minimum plus 20 % de la valeur de cette dernière (voir Figure 7-1 pour la représentation du code de couleur).

7.2.5.1. Une couche sédimentaire sur du rocher

Le modèle de sol *a priori* à une couche sédimentaire sur du rocher est présenté Tableau 7-3. Dans un premier temps, l'inversion se fait uniquement en considérant le mode fondamental des ondes de Rayleigh. Dans ce cas, la Figure 7-18 montre que les courbes de dispersions correspondantes aux profils de vitesses en ondes S inversés n'expliquent pas les points de la courbe de dispersion mesurée ; notamment la bosse observée entre 1.4 et 1.7 Hertz.

Or l'analyse de la carte $f-k$ des estimations des vitesses de phase (Figure 7-17) suggère l'existence éventuelle de modes supérieurs des ondes de Rayleigh dans le champ d'ondes du bruit. Nous avons donc autorisé un saut entre la courbe de dispersion du mode fondamental et celle du premier harmonique des ondes de Rayleigh dans l'algorithme d'inversion. Les familles de solutions trouvées dans ce cas sont présentées Figure 7-19. Comme dans le cas d'une inversion en ne considérant que le mode fondamental des ondes de Rayleigh, les courbes de dispersions correspondantes aux profils de vitesses en ondes S inversés n'expliquent pas tous les points de la courbe de dispersion mesurée. La bosse observée, entre 1.4 et 1.7 Hertz, sur la courbe de dispersion mesurée ne s'explique pas par la présence du premier harmonique de Rayleigh dans le champ d'ondes du bruit.

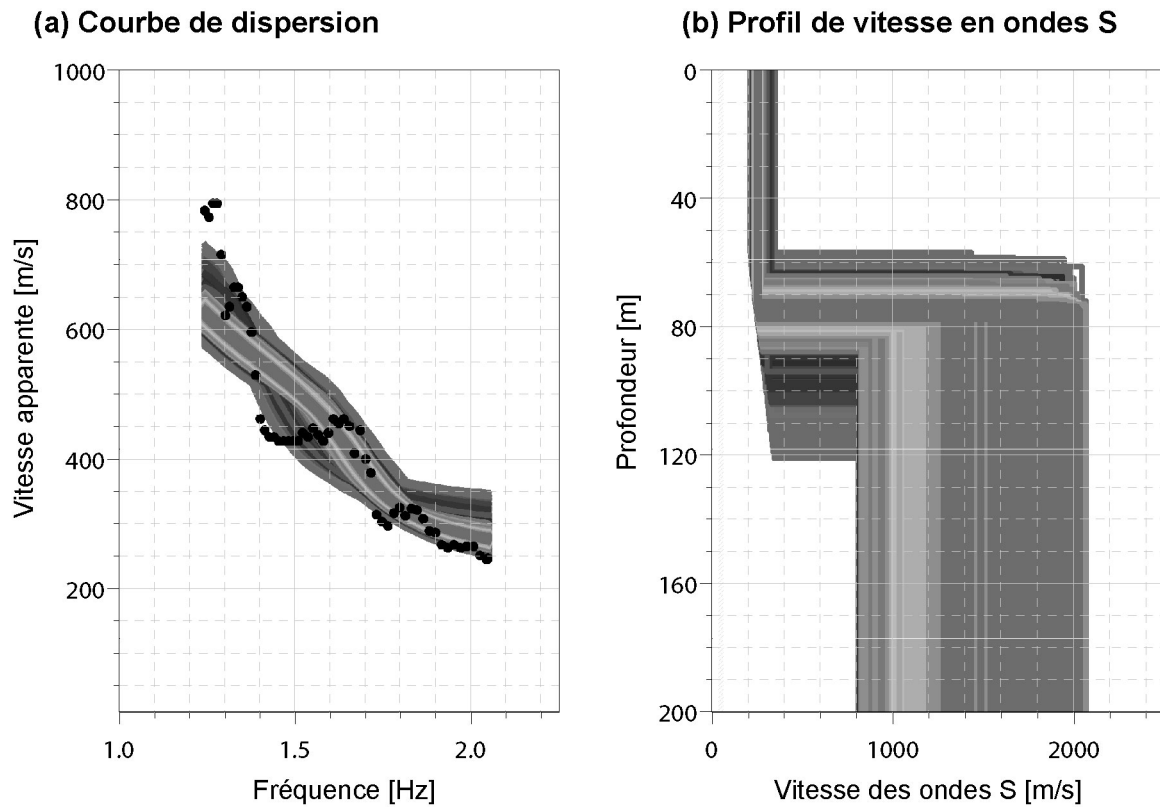


Figure 7-18 : (a) courbe de dispersion (médiane des estimations des vitesses de phase obtenue par la méthode CVFK) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (b) Profils de vitesses en ondes S inversés correspondants aux courbes de dispersions montrées en (c). Le modèle de sol *a priori* correspondant est montré Tableau 7-3, seul le mode fondamental des ondes de Rayleigh est considéré dans l'algorithme d'inversion.

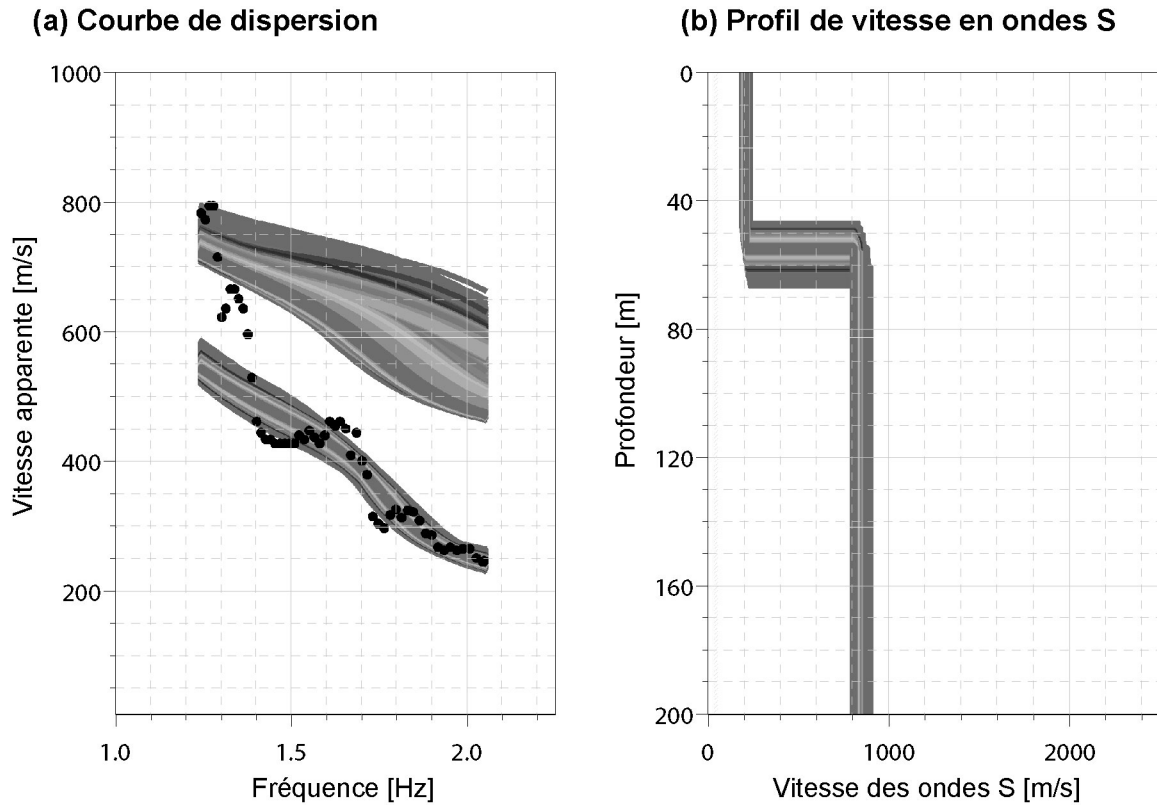


Figure 7-19 : (a) courbe de dispersion (médiane des estimations des vitesses de phase obtenue par la méthode CVFK) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (b) Profils de vitesses en ondes S inversés correspondants aux courbes de dispersions montrées en (c). Le modèle de sol *a priori* correspondant est montré Tableau 7-3, le mode fondamental et le premier harmonique des ondes de Rayleigh est considéré dans l'algorithme d'inversion.

Nombre de couches	Epaisseur min – Epaisseur max (m)	Vp min - Vp max (m/s)	Vs min – Vs max (m/s)	Densité
2	5 - 200	500 - 2000	150 – 1000	1.7 - 2
	rocher	2000 - 3000	800 - 2100	2 - 3

Tableau 7-3 : modèle de sol *a priori* considéré pour l'inversion des courbes de dispersion dans le cas d'une couche sédimentaire sur du rocher.

7.2.5.2. Une couche sédimentaire avec un gradient de vitesse, sur du rocher

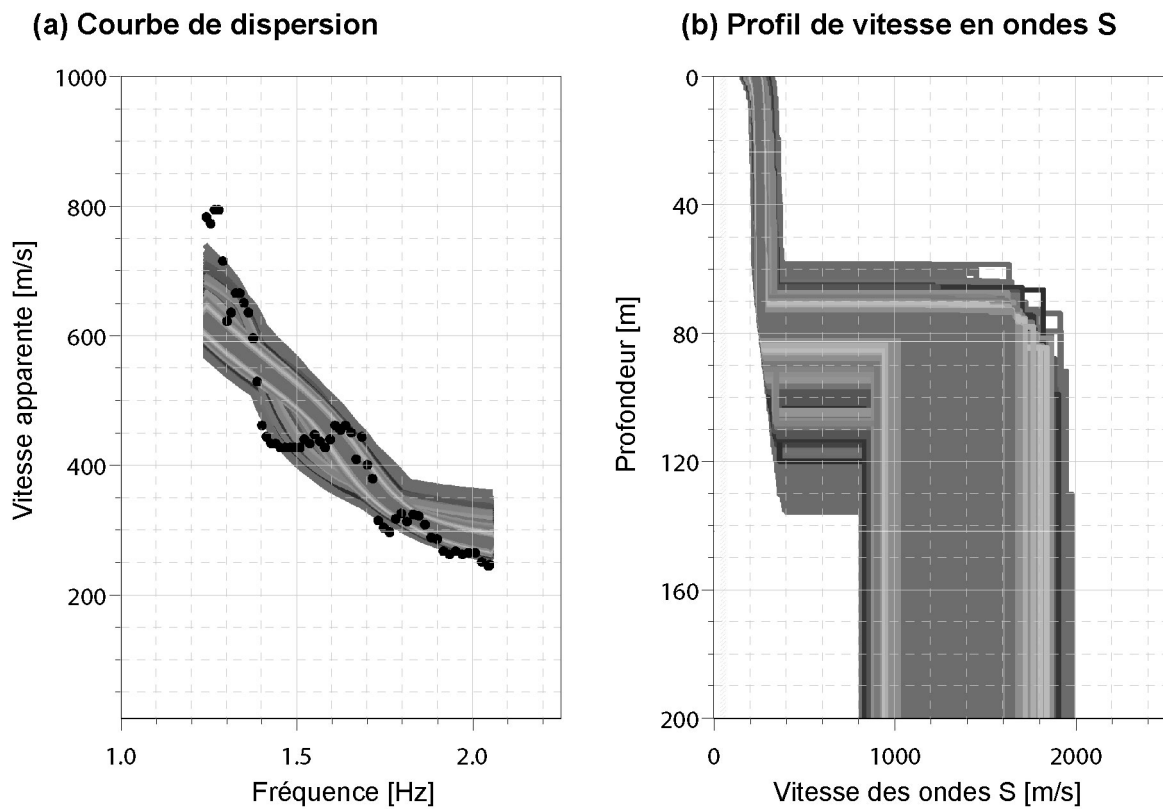


Figure 7-20 : (a) courbe de dispersion (médiane des estimations des vitesses de phase obtenue par la méthode CVFK) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (b) Profils de vitesses en ondes S inversés correspondants aux courbes de dispersions montrées en (c). Le modèle de sol *a priori* correspondant est montré Tableau 7-3 avec un gradient de vitesse en ondes S dans les sédiments, seul le mode fondamental des ondes de Rayleigh est considéré dans l'algorithme d'inversion.

Pour mieux expliquer les points de la courbe de dispersion mesurée, un gradient de vitesse en ondes S a été introduit dans le modèle *a priori* montré dans le Tableau 7-3. Le gradient est caractérisé par une loi en puissance, et la valeur du gradient de vitesse en ondes S est comprise entre 30 et 350 m/s. La Figure 7-20 montre que l'introduction d'un gradient de vitesse dans le modèle de sol *a priori* n'apporte pas d'information supplémentaire par rapport au modèle sans gradient de vitesse.

7.2.5.3. Trois couches sédimentaires sur du rocher

L'introduction d'un gradient de vitesse en ondes S dans les sédiments, ou l'autorisation d'un saut de mode (entre les courbes de dispersions du mode fondamental et le premier harmonique des ondes de Rayleigh) ne permet pas d'expliquer la courbe de dispersion mesurée. Ainsi nous proposons de considérer un modèle de sol *a priori* comprenant trois couches sédimentaires (Tableau 7-4). Dans l'algorithme d'inversion, nous laissons la possibilité 1) d'avoir un saut de mode entre le mode fondamental et le premier harmonique des ondes de Rayleigh ; 2) d'avoir une (ou des) couche(s) à moindre vitesse.

Nombre de couches	Epaisseur min – Epaisseur max (m)	Vp min - Vp max (m/s)	Vs min – Vs max (m/s)	Densité
4	5 - 30	500 - 2000	150 – 1000	1.7 - 2
	5 - 30	500 - 2000	150 – 1000	1.7 - 2
	5 - 30 rocher	500 - 2000 2000 - 3000	150 – 1000 800 - 2100	1.7 - 2 2 - 3

Tableau 7-4 : modèle de sol *a priori* considéré pour l'inversion des courbes de dispersion dans le cas de trois couches sédimentaires sur du rocher.

La Figure 7-21 montre que, dans ce cas, la courbe de dispersion mesurée est bien estimée par les courbes de dispersions correspondantes aux solutions des profils de vitesses en ondes S inversés. Notamment pour ce qui concerne la bosse observée, entre 1.4 et 1.7 Hertz, sur la courbe de dispersion mesurée ; cette 'bosse' serait bien le signe de la présence du premier harmonique des ondes de Rayleigh, en plus du mode fondamental, dans le champ d'ondes du bruit.

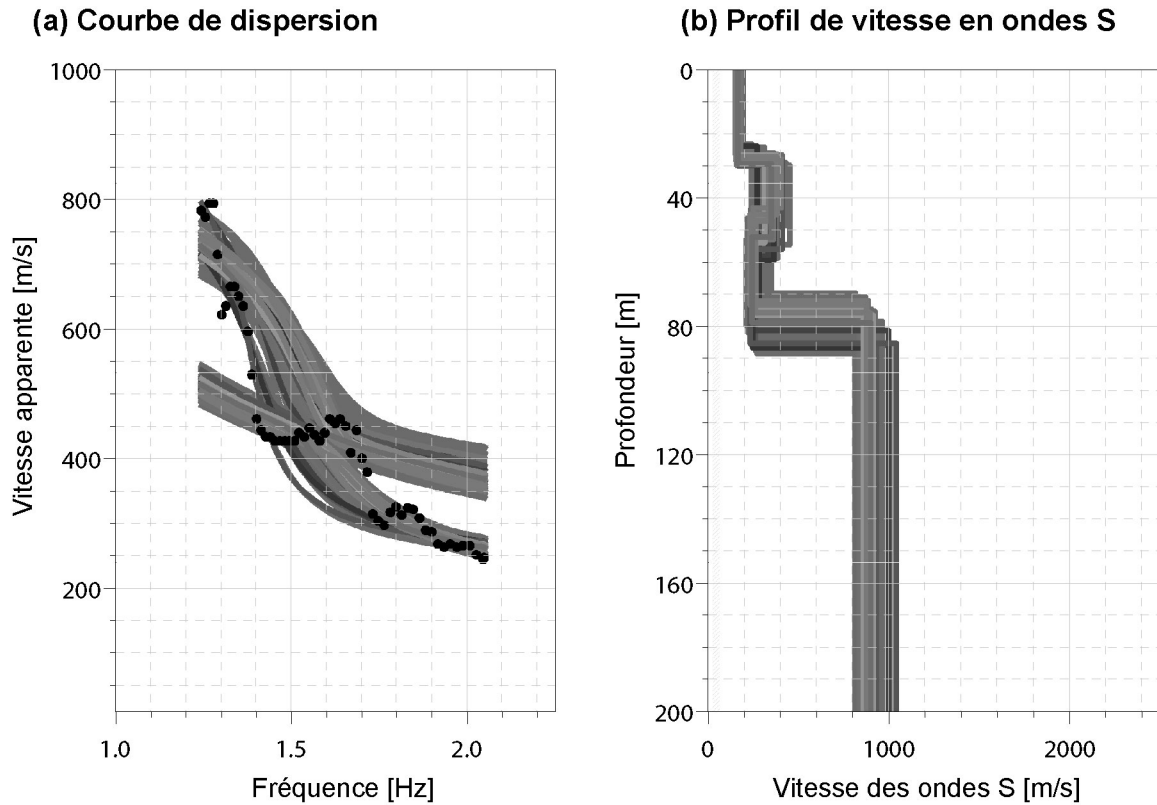


Figure 7-21 : (a) courbe de dispersion (médiane des estimations des vitesses de phase obtenue par la méthode CVFK) considérée pour l'inversion (points noirs), et courbes de dispersions associées aux profils résultant de l'inversion. (b) Profils de vitesses en ondes S inversés correspondants aux courbes de dispersions montrées en (c). Le modèle de sol *a priori* correspondant est montré Tableau 7-4, le mode fondamental et le premier harmonique des ondes de Rayleigh est considéré dans l'algorithme d'inversion.

La Figure 7-22 montre les fonctions de transfert correspondant aux familles de solutions des profils de vitesses en ondes S inversés. Le pic des fonctions de transfert calculées donne une fréquence de résonance égale à 0.8 Hertz. Cette valeur est en accord avec la fréquence donnée par 1) les courbes H/V (mesurées aux récepteurs du réseau) ; et 2) les rapports spectraux sur séisme.

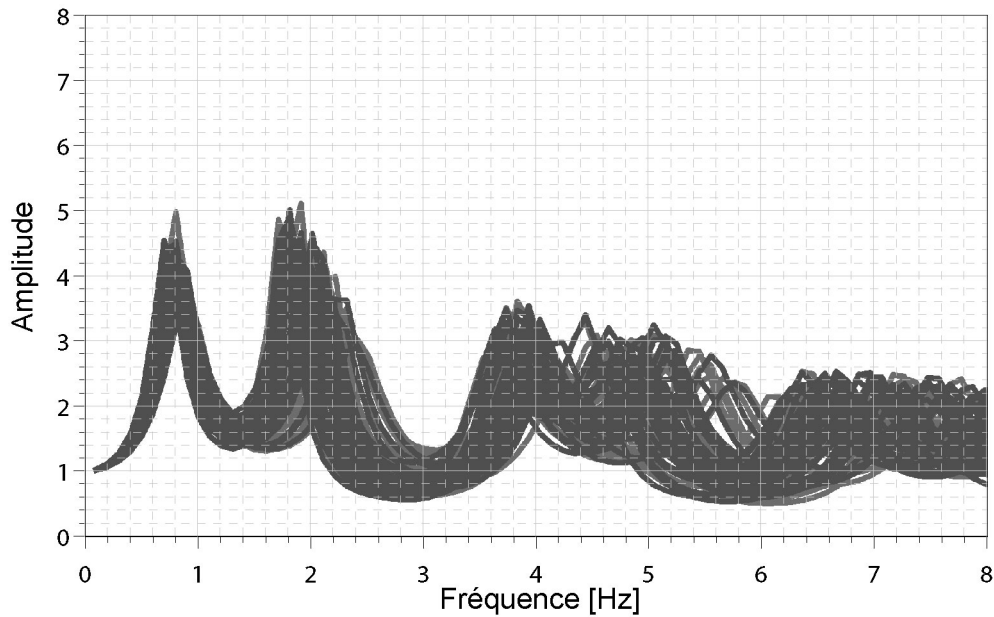


Figure 7-22 : fonction de transfert estimée à partir des meilleurs modèles des profils de vitesses en ondes S inversés (gris), dans le cas du modèle de sol *a priori* à trois couches sédimentaires sur du rocher.

7.2.6. Conclusion

Par une méthode d'essai – erreur, nous avons déterminé la structure du sous sol au site Alsace Lorraine (station ALS du réseau accélérométrique permanent) de la ville de Nice (06). La courbe de dispersion mesurée est accommodée par un modèle de sol à trois couches sédimentaires reposant sur un substratum rocheux. La vitesse des ondes S en surface est estimée entre 200 et 250 m/s ; et l'épaisseur totale des sédiments est comprise entre 70 et 80 mètres. Nous avons identifié une couche à moindre vitesse (d'une vingtaine de mètres d'épaisseur) dans les sédiments. Cette couche à moindre vitesse pourrait être à l'origine de la présence du premier harmonique des ondes de Rayleigh dans le champ d'ondes du bruit (en plus de la présence du mode fondamental).

Bien que le profil de vitesse en ondes S proposé ici, pour le site ALS, peut être encore amélioré (en testant d'autres géométries de modèles *a priori*, ou en inversant la courbe de dispersion mesurée sur les composantes horizontales, par exemple), cette expérience montre

la méthodologie à appliquer pour retrouver le profil de vitesse en ondes S lorsque peu d'information *a priori* sur le site sont disponibles, à savoir :

- détecter la présence éventuelle des modes supérieurs des ondes de Rayleigh. Dans ce cas, il est important de considérer les modes supérieurs dans l'algorithme d'inversion de la courbe de dispersion mesurée ;
- l'importance de tester plusieurs géométries de modèles *a priori* afin d'expliquer au mieux la courbe de dispersion mesurée.

Cette analyse expérimentale montre que, même si les modes supérieurs des ondes de Rayleigh sont présents dans le bruit, les méthodes basées sur le bruit de fond sont capables de déterminer correctement la fréquence de résonance d'un site (à condition de considérer les modes supérieurs dans l'algorithme d'inversion).

Conclusion générale et perspectives

Ce travail de thèse s'est inscrit dans le cadre du programme de recherche européen SESAME dont l'objectif était de définir les limites et les possibilités de la méthode H/V. Situé en amont de ce programme, cette thèse avait pour objectif de déterminer la nature du bruit de fond sismique afin de mieux comprendre les principes et le domaine de validité de la méthode H/V.

Dans un premier temps, nous avons établi un état de l'art des connaissances sur le bruit de fond sismique afin de chercher des réponses parmi nos pairs. Sans toutefois nous apporter de réponses univoque sur la nature du bruit de fond sismique, cette revue bibliographique a orienté le choix de nos directions de travail, à savoir : 1) l'importance des simulations numériques pour analyser la composition du champ d'ondes du bruit dans les conditions contrôlées (types de sources, structure de propagation des ondes ...); 2) l'importance des analyses en réseaux pour déterminer les types d'ondes présentes dans le bruit.

L'hypothèse de travail initiale de cette thèse était que le pic observé sur les courbes H/V devrait son origine à l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Par une étude théorique nous avons déterminé l'influence du contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher, et du coefficient de Poisson dans les sédiments, sur l'ellipticité des ondes de Rayleigh. Puis par une approche numérique nous avons déterminé que, paradoxalement, les courbes H/V ne sont pas (ou peu) sensibles à ces paramètres. Nous avons donc conclu que les rapports H/V ne sont pas toujours gouvernés par l'ellipticité des ondes de Rayleigh.

Par la suite, nous avons étudié l'influence des sources de bruit sur la nature du bruit et sur les courbes H/V. En considérant un modèle de sol simple (une couche sédimentaire sur du rocher), nous avons mené une étude paramétrique des sources de bruit. Par des analyses en réseau, nous avons mis en avant les liens existant entre les caractéristiques des sources (type, distance et profondeur des sources), la nature du bruit (ondes de volume ou ondes de surface) et les pics H/V. Nous montrons que les sources locales et superficielles génèrent principalement des ondes de surface et dans ce cas, un seul pic est observé sur les courbes H/V ; et *a contrario*, les sources lointaines et/ou profondes génèrent surtout des ondes de

volume, et dans ce cas les courbes H/V exhibent plusieurs pics localisés aux harmoniques de la fréquence de résonance. Toutefois, nous montrons que les sources locales et superficielles contrôlent majoritairement le champ d'ondes du bruit. Ainsi, les courbes H/V n'exhibent qu'un seul pic. Nous avons validé ces résultats par une approche expérimentale de mesure de bruit de fond en continu sur une longue période de temps, en milieu urbain. Cette approche expérimentale illustre bien le caractère 'local' de sources de bruit, et confirme que les sources de bruit éloignées de fortes intensités influent sur les courbes H/V. Cette influence se traduit par l'apparition d'un second pic sur les courbes H/V non présent lorsque les sources sont proches.

Après avoir caractérisé les sources de bruit et leurs influences sur les courbes H/V, nous avons fait une étude du champ d'ondes du bruit pour différentes structures 1D horizontalement stratifiées. En analysant le champ d'ondes du bruit simulé (avec des sources locales et superficielles) par des analyses en réseau, aux fréquences correspondantes aux pics des courbes H/V, nous avons déterminé les liens entre la nature du bruit et l'origine des pics H/V. Nous montrons qu'en fonction du contraste d'impédance, le premier harmonique des ondes de Rayleigh peut exister dans le champ d'ondes du bruit, en plus du mode fondamental. Nous montrons aussi que le mode fondamental de Love est toujours présent dans le champ d'ondes du bruit, indépendamment du contraste d'impédance. Ainsi, nous avons déterminé que l'origine du pic H/V dépend du contraste d'impédance entre les sédiments et le rocher. Si le contraste est faible (inférieur à 3), le pic H/V est dû à la résonance des ondes S ; en revanche, si le contraste est modéré (compris entre 3 et 4) ou fort (supérieur à 4), le pic H/V peut s'expliquer par la polarisation horizontale du mode fondamental de Rayleigh et/ou par la phase d'Airy du mode fondamental du mode de Love, et/ou encore par la résonance des ondes S. Ainsi, on voit qu'il n'y a pas de solution unique à la question de l'origine du pic H/V.

Pour clore ce travail de thèse sur l'origine du pic H/V, on peut donc synthétiser nos résultats de la manière suivante : dans le cas de milieux 1D horizontalement stratifiés, quelle que soit l'origine du pic H/V (résonance des ondes S, ellipticité des ondes de Rayleigh ou phase d'Airy des ondes de Love), la fréquence du pic H/V donne une bonne estimation de la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert des ondes S (avec une déviation inférieure à 20%). En revanche, l'amplitude du pic H/V ne donne pas une estimation correcte de l'amplification (donnée par la fonction de transfert des ondes S). Ceci est justifié par le fait

que, quel que soit le modèle de sol (horizontalement stratifié) considéré, les ondes de surfaces sont présentes dans le champ d'ondes du bruit, et participent au rapport H/V.

Nous montrons donc l'efficacité de cette méthode à estimer la fréquence de résonance d'un site (1D). En revanche, nous montrons également que la méthode H/V n'est pas capable de donner une estimation correcte de la valeur de l'amplification d'un site. Or, la valeur de l'amplification d'un site est un paramètre important dans l'évaluation des effets de site, au même titre que la valeur de la fréquence de résonance. Dans le but d'obtenir une estimation de l'amplification avec une méthode basée sur le bruit de fond sismique, nous avons testé les capacités des profils de vitesses en ondes S inversés à retrouver ce paramètre (le profil de vitesse est obtenu par inversion des courbes de dispersion déterminées par les analyses en réseau du bruit de fond). Cette méthode montre elle aussi des limites pour estimer correctement la valeur d'amplification. Ces limites proviennent, pour partie, du fait que la vitesse des ondes S dans le substratum rocheux est mal résolue. Une voie possible pour palier cet obstacle serait d'inverser les courbes de dispersion calculées sur les composantes horizontales du bruit de fond. En effet, ce travail a montré que les ondes de Love sont toujours présentes dans le champ d'ondes du bruit. Les fonctions propres des ondes de Love ayant une profondeur de pénétration plus profonde que celles des ondes de Rayleigh, elles pourraient ainsi permettre une meilleure résolution de la vitesse des ondes S dans le rocher. Elles seraient donc un précieux outil pour estimer la valeur d'amplification.

Ces résultats sont forts intéressants, mais quelle est leur validité pour des structures non 1D plus complexes (vallées sédimentaires, structures à interface pentues, par exemple) ? Des études réalisées dans le cadre du programme de recherche SESAME (Cornou *et al.*, 2004) montrent que lorsque les structures 3D s'approximent localement par des structures 1D (fond de vallée, par exemple), alors la fréquence du pic H/V donne, là aussi, une bonne estimation de la fréquence de résonance 1D locale de la structure. En revanche, en aplomb d'interfaces pentues ou des bords d'une vallée, la fréquence du pic H/V surestime la fréquence de résonance 1D locale. Par ailleurs, les rapports H/V calculés sur des synthétiques de bruit dans le cas de vallées sédimentaires étroites présentant un phénomène de résonance globale, montrent eux aussi une forte déviation avec la fonction de transfert 1D locale. Certes, pour

compléter ces études, il faudrait faire les mêmes études que celles présentées dans cette thèse sur les structures 1D ; à savoir l'analyse des liens entre la nature du bruit de fond et les courbes H/V en milieu 3D. Cependant, le calcul des courbes de dispersion théoriques des ondes de Rayleigh et de Love, et le calcul des fonctions de transfert en milieu complexe 3D n'est pas aisé. Toutefois, il paraît nécessaire aujourd'hui d'étudier la nature du bruit de fond, et de déterminer les limites de la méthode H/V dans de telles structures (beaucoup de centres urbains étant construits sur de telles structures).

Bibliographie

- Abeki N., R. S. Punongbayan, D. C. Garcia, I. C. Narag, B. C. Bautista, M. L. P. Bautista, E. L. Banganan, R. A. Tabanlar, D. S. Soneja, K. Masaki, N. Maeda et K. Watanabe, 1996. Site response evaluation of metro Manila using microtremor observation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Abeki N., K. Seo, I. Matsuda, T. Enomoto, D. Watanabe, M. Schmitz, R. Herbert et A. Sanchez, 1998. Microtremor observation in Caracas City, Venezuela. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan. **2** 619-624.
- Akamatsu J., M. Fujita et K. Nishimura, 1992. Vibrational characteristics of microseisms and their applicability to microzoning. *Journal of Physics of the Earth*, **40**, 137-150.
- Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo*, **35**, 415-457.
- Aki K., 1965. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust. *Geophysics*, **30-4**, 665-666.
- Aki K. et P. G. Richards, 1980. Quantitative seismology. *Freeman Ed.*, 700pp.
- Al Yuncha Z. et F. Luzon, 2000. On the horizontal-to-vertical spectral ratio in sedimentary basins. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90-4**, 1101-1106.
- Al Yuncha Z., F. Luzon, A. J. Posadas, J. Martin, C. Alguacil, J. Almendros et S. Sanchez, 2004. The use of ambient vibration seismic noise measurements for the estimation of surface soil effects: the Motril city case (southern Spain). *Pure and Applied Geophysics*, **161-7**, 1549-1559.
- Alfaro A., F. Gutierrez, T. Sugagna, S. Figueras, X. Goula et L. Pujades, 1997. Measurements of microtremors in Barcelona: A tool for seismic microzonation. *Proceedings of IAMG'97*. Barcelona, Spain.

- Alfaro A., L. Pujades, X. Goula, T. Susagna, B. M. Navarro, F. J. Sanchez et J. A. Canas, 2001. Preliminary map of soil's predominant periods in Barcelona using microtremors. *Pure and Applied Geophysics*, **158-12**, 2499-2511.
- Alfaro A. J., B. M. Navarro, F. J. Sanchez et L. Pujades, 1997. Microzonification sismica de Barcelona utilizando el metodo de Nakamura ventajas y limitaciones (In spanish). *XII Jordanas Estructurales de la Ingenieria de Colombia*. Bogota, 10-13 September 1997. 198-220.
- Ansal A., R. Iyisan et H. Güllü, 2001. Microtremor measurements for the microzonation of Dinar. *Pure and Applied Geophysics*, **158-12**, 2525-2541.
- Ansary M. A., F. Yamazaki, M. Fuse et T. Katayama, 1995. Use of microtremors for the estimation of ground vibration characteristics. *Third international conferences on recent advances in geotechnical earthquake engineering and soil dynamics*. St. Louis, Missouri. **2**
- Arai H. et K. Tokimatsu, 1998. Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan. **2** 673-680.
- Arai H. et K. Tokimatsu, 2000. Effects of rayleigh and love waves on microtremor H/V spectra. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand. paper 2232.
- Arai H. et K. Tokimatsu, 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94-1**, 53-63.
- Arai H., K. Tokimatsu et A. Abe, 1996. Comparison of local amplifications estimated from microtremor F-K spectrum analysis with earthquake records. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico. **2** #1486.
- Asten M. W., 1978. Geological control of the three-component spectra of rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **68-6**, 1623-1636.
- Asten M. W. et J. D. Henstridge, 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, **49-11**, 1828-1837.
- Atakan K., R. Azzara, P.-Y. Bard, S. Bonnefoy-Claudet, A. Borges, M. Bottger Sorensen, F. Cara, J.-L. Chatelain, G. Cultrera, G. Di Giulio, F. Dunand, A.-M. Duval, D. Fäh, P.

- Guéguen, B. Guillier, J. Ripperger, P. Teves-Costa, J.-F. Vassiliades, S. Vidal et J. Wassner, 2003. Measurement guidelines: experimental conditions. *SESAME report D08.02*, 96pp (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).
- Atakan K., P.-Y. Bard, F. Kind, B. Moreno, P. Roquette, A. Tento et SESAME-Team, 2004. J-SESAME: a standardized software solution for the H/V spectral ratio technique. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*. Vancouver, Canada. Paper 2270.
- Bache T. C., P. Marshall et J. B. Young, 1986. High-frequency seismic noise characteristics at the four United Kingdom-type arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **76-3**, 601-616.
- Banerji S. K., 1924. Microseisms associated with the incidence of the south-west monsoon. *Nature*, **114-2868**, 576.
- Banerji S. K., 1925. Microseisms and the Indian monsoon. *Nature*, **116-2928**, 866.
- Bard P.-Y., 1998. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation ? *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan. **3** 1251-1279.
- Bernard Pierre, 1941-a. Etude sur l'agitation microsismique. *Presses Universitaire de France*.
- Bernard Pierre, 1941-b. Etude sur l'agitation microsismique et ses variations. *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Paris*, **19**, 1-77.
- Bertelli T., 1872. Osservazioni sui piccolo movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologiche. *Boll. Meteorol. Osserv. Coll. Roma*, **9**, 101.
- Bettig B., P.-Y. Bard, F. Scherbaum, J. Riepl, F. Cotton, C. Cornou et D. Hatzfeld, 2001. Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area. *Bollettino Di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42-3-4**, 281-304.
- Bindi D., S. Parolai, M. Enotarpi, D. Spallarossa, P. Augliera et M. Cattaneo, 2001. Microtremor H/V spectral ratio in two sediment-filled valleys in western Liguria (Italy). *Bollettino Di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42-(3-4)**, 305-315.

- Bour M., D. Fouissac, P. Dominique et C. Martin, 1998. On the use of microtremor recordings in seismic microzonation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **17-(7-8)**, 465-474.
- Capon J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *IEEE*. **57** 1408-1419.
- Capon J., R. J. Greenfield et R. J. Kolker, 1967. Multidimensional maximum-likelihood processing of a large-aperture seismic array. *IEEE*. **55** 192-211.
- Cara F., G. Di Giulio et A. Rovelli, 2003. A study on seismic noise variations at Colfiorito, central Italy: implications for the use of H/V spectral ratios. *Geophysical Research Letters*, **30-18**, 1972.
- Chouet B., G. De Luca, G. Milana, P. Dawson, M. Martini et R. Scarpa, 1998. Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88-3**, 653-666.
- Cornou C., 2002. Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (Alpes françaises): implications pour les effets de site (In french). *Laboratoire de géophysique interne et tectonophysique, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier*, 260pp.
- Cornou C., P. Guéguen, P.-Y. Bard et E. Haghshenas, 2004. Ambient noise energy bursts observation and modelling: trapping of harmonic structure-soil induced-waves in a topmost sedimentary layer. *Journal of Seismology*, In press.
- Delgado J., P. Alfaro, J. Galindo-Zaldivar, A. Jabaloy, A. C. Lopez Garrido et C. Sanz De Galdeano, 2002. Structure of the Padul-Nigüelas basin (S Spain) from H/V ratios of ambient noise: Application of the method to study peat and coarse sediments. *Pure and Applied Geophysics*, **159-(11-12)**, 2733-2749.
- Delgado J., C. Lopez Casado, J. Giner, A. Estevez, A. Cuenca et S. Molina, 2000. Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics*, **157-9**, 1445-1462.
- Douze E. J., 1964. Rayleigh waves in short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54-4**, 1197-1212.

- Douze E. J., 1967. Short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **57-1**, 55-81.
- Duval A.-M., 1994. Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: évaluation expérimentale. *Université Pierre-et-Marie Curie, thèse de doctorat (In french)*, 264pp.
- Duval A.-M., P.-Y. Bard, B. Lebrun, C. Lacave-Lachet, J. Riepl et D. Hatzfeld, 2001. H/V technique for site response analysis. Synthesis of data from various surveys. *Bollettino Di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42-(3-4)**, 267-280.
- Duval A.-M., J.-P. Méneroud, S. Vidal et P.-Y. Bard, 1996. Une nouvelle méthode d'évaluation de la reponse des sols aux séismes par enregistrement du bruit de fond (In french). *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **203**, 75-90.
- Duval A.-M., J.-P. Méneroud, S. Vidal et A. Singer, 1998. Relation between curves obtained from microtremor and site effects observed after Caracas 1967 earthquake. *Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering*. Paris, France.
- Duval A.-M., S. Vidal, J.-P. Méneroud, A. Singer, F. De Santis, C. Ramos, G. Romero, R. Rodriguez, A. Pernia, N. Reyes et C. Griman, 2001. Caracas, Venezuela, site effect determination with microtremor. *Pure and Applied Geophysics*, **158-12**, 2513-2523.
- Fäh D., 1997. Microzonation of the city of Basel. *Journal of Seismology*, **1-1**, 87-102.
- Fäh D., F. Kind et D. Giardini, 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, **145-2**, 535-549.
- Fäh D., T. Noack, P. Kruspan et E. Rüttener, 1996. Microzonation of the city of Basel (Switzerland) based on numerical simulations and in-situ measurements. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Field E. et K. Jacob, 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, **20-24**, 2925-2928.
- Field E. H., A. C. Clement, K. H. Jacob, V. Aharonian, S. E. Hough, P. A. Friberg, T. O. Babaian, S. S. Karapetian, S. M. Hovanessian et H. A. Abramian, 1995. Earthquake site-response study in Giumri (formely Leninakan), Armenia, using ambient noise observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85-1**, 349-353.

- Flores Estrella H. et J. Aguirre Gonzalez, 2003. SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico city. *Geofisica Internacional*, **42-2**, 227-236.
- Frantti G., 1963. The nature of high-frequency earth noise spectra. *Geophysics*, **28-4**, 547-562.
- Frantti G., D. E. Willis et J. T. Wilson, 1962. The spectrum of seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **52-1**, 113-121.
- Friedrich A., F. Krüger et K. Klinge, 1998. Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array. *Journal of Seismology*, **2-1**, 47-64.
- Gaull B. A., H. Kagami, M. EERI et H. Taniguchi, 1995. The microzonation of Perth, western Australia, using microtremor spectral ratio. *Earthquake Spectra*, **11-2**, 173-191.
- Giampiccolo E., S. Gresta, M. Mucciarelli, G. De Guidi et M. Gallipoli, 2001. Information on subsoil geological structure in the city of Catania (eastern Sicily) from microtremor measurements. *Annali di Geofisica*, **44-1**, 1-11.
- Gitterman Y., Y. Zaslavsky, A. Shapira et V. Shtivelman, 1996. Empirical site response evaluations: Case studies in Israel. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **15-7**, 447-463.
- Guéguen P., J.-L. Chatelain, B. Guillier, H. Yepes et J. Egred, 1998. Site effect and damage distribution in Pujili (Ecuador) after the 28 march 1996 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **17-5**, 329-334.
- Gupta I. N., 1965. Standing-wave phenomena in short-period seismic noise. *Geophysics*, **30-6**, 1179-1186.
- Gutenberg B., 1958. Microseisms. *Advan. Geophys.*, **5**, 53-92.
- harkrider D. G., 1964. Surface waves in multilayered elastic media. I. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54-2**, 627-679.
- Haubrich R. A., W. H. Munk et F. E. Snodgrass, 1963. Comparative spectra of microseisms and swell. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **53-1**, 27-37.
- Herrmann R. B., 1994. Computer programs in seismology, Vol IV. *St Louis University*,

- Hisada Y., 1994. An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84-5**, 1456-1472.
- Hisada Y., 1995. An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85-4**, 1080-1093.
- Horike M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*, **33**, 59-96.
- Horike M., 1996. Geophysical exploration using microtremor measurements. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Huang H.-C., Y.-T. Yang et H.-C. Chiu, 2002. Site response evaluation using the H/V ratio at the Yan-Liau station in Hualien, Taiwan. *Pure and Applied Geophysics*, **159-(11-12)**, 2715-2731.
- Ibs-Von Seht M. et J. Wohlenberg, 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89-1**, 250-259.
- Ishida H., T. Nozawa et M. Niwa, 1998. Estimation of deep surface structure based on phase velocities and spectral ratios of long-period microtremors. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan. **2** 697-704.
- Kagawa T., 1996. Estimation of velocity structures beneath Mexico city using microtremor array data. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Kanai K. et T. Tanaka, 1961. On microtremors. VIII. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **39**, 97-114.
- Kanno T., K. Kudo, M. Takahashi, T. Sasatani, S. Ling et H. Okada, 2000. Spatial evaluation of site effects in Ashigara valley based on S-wave velocity structures determined by array observations of microtremors. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.

- Koller M., J.-L. Chatelain, B. Guillier, A.-M. Duval, K. Atakan, C. Lacave, P.-Y. Bard et SESAME-Team, 2004. Practical user guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique: measuring conditions, processing method and results interpretation. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*. Vancouver, Canada. Paper 3132.
- Konno K., 1996. Amplification factors estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Konno K. et T. Ohmachi, 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88-1**, 228-241.
- Kudo K., 1995. Practical estimates of site response. State-of-art report. *Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation*. Nice, France.
- Kudo K., T. Kanno, T. Sasatani, N. Morikawa, P. Apostolidis, K. Pitilakis, D. Raptakis, M. Takahashi, S. Ling, H. Nagumo, K. Irikura, S. Higashi et K. Yoshida, 2002. S-wave velocity structure at EURO-SESITES, Volvi, Greece determined by the spatial auto-correlation method applied for array records of microtremors. *Proceedings of the Mini-Symposium on Site Effects Evaluation for Strong Motion Prediction*. Tokyo, Japan.
- Kvaerna T. et Ringdahl, 1986. Stability of various f-k estimation techniques. *Semiannual Technical Summary, NORSEAR Scientific Report*, 29-40.
- Lachet C. et P.-Y. Bard, 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth*, **42-4**, 377-397.
- Lacoss R. T., E. J. Kelly et T. M. Nafi, 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, **34-1**, 21-38.
- Lebrun B., D. Hatzfeld et P.-Y. Bard, 2001. Site effect study in urban area: Experimental results in Grenoble (France). *Pure and Applied Geophysics*, **158-12**, 2543-2557.
- Lermo J. et F. J. Chavez-Garcia, 1993. Site effects evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **83-5**, 1574-1594.

- Lermo J. et F. J. Chavez-Garcia, 1994. Site effect evaluation at Mexico city: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **13-6**, 413-423.
- Li T. M. C., J. F. Ferguson, E. Herrin et D. H. B., 1984. High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74-5**, 2015-2033.
- Liu H.-P., D. M. Boore, W. B. Joyner, D. H. Oppenheimer, R. E. Warrick, W. Zhang, J. C. Hamilton et L. T. Brown, 2000. Comparison of phase velocities from array measurements of rayleigh waves associated with microtremor and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90-3**, 666-679.
- Lombardo G., G. coco, M. Corrao, S. Imposa, R. Azzara, F. Cara et A. Rovelli, 2001. Results of microtremor measurements in the urban area of Catania, Italy. *Bollettino Di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42-(3-4)**, 317-334.
- Longuet-Higgins M. S., 1950. A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A243-a**, 1-35.
- Luco J. E. et R. J. Apsel, 1983. On the Green's functions for a layered half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 909-929.
- Luzon F., Z. Al Yuncha, F. J. Sanchez-Sesma et C. Ortiz-Aleman, 2001. A numerical experiment on the horizontal to vertical spectral ratio in flat sedimentary basins. *Pure and Applied Geophysics*, **158-12**, 2451-2461.
- Malagnini L., A. Rovelli, S. E. Hough et L. Seeber, 1993. Site amplification estimates in the Garigliano valley, Central Italy, based on dense arrays measurements of ambient noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **83-6**, 1744-1755.
- Malischewsky P. et F. Scherbaum, 2004. Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave Motion*, **40-1**, 57-67.
- Maresca R., M. Castellano, R. De Matteis, G. Saccorotti et P. Vaccariello, 2003. Local site effects in the town of Benevento (Italy) from noise measurements. *Pure and Applied Geophysics*, **160-9**, 1745-1764.

- Maresca R., E. Del Pezzo, M. La Rocca, G. Liguori, G. Milana et C. Sabbarese, 1999. Site response obtained from array techniques applied to the seismic noise: Two examples in Italy. *Journal of Seismology*, **3-1**, 31-43.
- Maruyama Y., F. Yamazaki et T. Hamada, 2000. Microtremor measurements for the estimation of seismic motion along expressway. *Proceedings of the 6th International Conference of Seismic Zonation*. **II** 1361-1366.
- Milana G., S. Barba, E. Del Pezzo et E. Zambonelli, 1996. Site response from ambient noise measurements: New perspectives from an array study in central Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86-2**, 320-328.
- Miyakoshi K., T. Kagawa et S. Kinoshita, 1998. Estimation of geological structures under the Kobe area using the array recordings of microtremors. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan. **2** 691-696.
- Miyakoshi K. et H. Okada, 1996. Estimation of the site response in the Kushiro city, Hokkaido, Japan, using microtremors with seismometer arrays. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Moczo P. et J. Kristek, 2002. FD code to generate noise synthetics. *SESAME report D02.09*, 31 pp (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).
- Morikawa H., S. Sawada et J. Akamatsu, 2004. A method to estimate phase velocities of Rayleigh waves using Microseisms simultaneously observed at two sites. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94-3**, 961-976.
- Mucciarelli M., 1998. Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: An experimental approach. *Journal of Earthquake Engineering*, **2-4**, 1-14.
- Nakajima Y., N. Abeki et D. Watanabe, 2000. Study on the stability of H/V spectral ratio of microtremor in short period range for the estimation of dynamic characteristics of surface geology. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.
- Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, **30-1**, 25-30.

- Nakamura Y., 1996. Real-time information systems for hazards mitigation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Nakamura Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.
- Navarro M., T. Enomoto, F. J. Sanchez, I. Matsuda, T. Iwata, A. M. Posadas, F. Luzon, F. Vidal et K. Seo, 2001. Surface soil effects study using short-period microtremor observations in Almeria city, southern Spain. *Pure and Applied Geophysics*, **158-12**, 2481-2497.
- Navarro M., F. J. Sanchez, A. M. Posadas, F. Luzon, T. Enomoto, I. Matsuda, F. Vidal et K. Seo, 1998. Microtremor measurements and its application to seismic microzoning of Almeria city, southern Spain. *Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering*.
- Nogoshi M. et T. Igarashi, 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2) (*in japanese with english abstract*). *Journal of Seismological Society of Japan*, **24**, 26-40.
- Ogawa Y., K. Shimizu, E. Joji et D. Maejima, 1998. Estimation of peak horizontal ground velocity based on microtremors. *Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering*. Paris, France.
- Ohmachi T. et T. Umezono, 1998. Rate of rayleigh waves in microtremors. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan. **2** 587-592.
- Ohori M., A. Nobata et K. Wakamatsu, 2002. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92-6**, 2323-2332.
- Ohrnberger M., 2004. User manual for software package CAP - a continuous array processing toolkit for ambient vibration array analysis. *SESAME report D18.06*, 83pp (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).
- Ohrnberger M., E. Schissle, C. Cornou, S. Bonnefoy-Claudet, M. Wathelet, A. Savvaidis, F. Scherbaum et D. Jongmans, 2004. Frequency wavenumber and spatial autocorrelation

- methods for dispersion curve determination from ambient vibration recordings. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*. Vancouver, Canada. Paper 946.
- Ohrnberger M., E. Schissele, C. Cornou, M. Wathelet, A. Savvaidis, F. Scherbaum, D. Jongmans et F. Kind, 2004. Microtremor array measurements for site effect investigations: comparison of analysis methods for field data crosschecked by simulated wavefields. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*. Vancouver, Canada. paper 940.
- Parolai S., P. Bormann et C. Milkereit, 2002. New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92-6**, 2521-2527.
- Regnier M., S. Moris, A. Shapira, A. Malitzky et G. Shorten, 2000. Microzonation of the expected seismic site effects across Port Vila, Vanuatu. *Journal of Earthquake Engineering*, **4-2**, 215-232.
- Rodriguez H. S. et S. Midorikawa, 2003. Comparison of spectral ratio techniques for estimation of site effects using microtremor data and earthquake motions recorded at the surface and in boreholes. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **32-11**, 1691-1714.
- Rosset P., A. De la Puente, L. Chouinard, D. Mitchell et J. Adams, 2002. Site effect assessment at small scales in urban areas: a tool for preparedness and mitigation. *Proceedings of Improving Post-Disaster Reconstruction in Developing Countries*. Montreal, Canada.
- Sambridge M., 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, **138-2**, 479-494.
- Satoh T., H. Kawase et M. Shin'Ichi, 2001. Estimation of S-wave velocity structures in and around the Sendai Basin, Japan, using arrays records of microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91-2**, 206-218.
- Scales J. A. et R. Snieder, 1998. What is noise? *Geophysics*, **63-4**, 1122-1124.

- Scherbaum F., K.-G. Hinzen et M. Ohrnberger, 2003. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations. *Geophysical Journal International*, **152-3**, 597-612.
- Scherbaum F., J. Riepl, B. Betti, M. Ohrnberger, C. Cornou, F. Cotton et P.-Y. Bard, 1999. Dense array measurements of ambient vibrations in the Grenoble basin to study local site effects. *EOS, Transactions, AGU*, **80-46**, F707.
- Seekins L. C., L. Wennerberg, L. Marghereti et H.-P. Liu, 1996. Site amplification at five locations in San Francisco, California: A comparison of S waves, codas, and microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86-3**, 627-635.
- Seo K., 1997. Comparison of measured microtremors with damage distribution. *In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention*.
- Shapiro N. M. et M. Campillo, 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, **31-7**,
- Talhaoui A., A. Iben Brahim, M. H. Aberkan, M. Kasmi et A. El Mouraouah, 2004. Seismic microzonation and site effects at al Hoceima city, Morocco. *Journal of Earthquake Engineering*, **8-4**, 585-596.
- Teves-Costa P., L. Matias et P.-Y. Bard, 1996. Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **15-3**, 201-209.
- Theodulidis N. P. et P.-Y. Bard, 1995. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: An analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **14-3**, 177-197.
- Tobita J., N. Fukuwa et M. Nakano, 2000. Estimation of deep and shallow soil structures using H/V spectrum of densely measured microtremor records. *Proceedings of the International Conference on Geotechnical & Geological Engineering*. #0645.
- Tokeshi J. C. et Y. Sugimura, 1998. On the estimation of the natural period of the ground using simulated microtremors. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan. **2** 651-664.

- Tokimatsu K., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. *Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*. **3** 1333-1368.
- Tokimatsu K., H. Arai et Y. Asaka, 1996. Three-dimensional soil profiling in Kobe area using microtremors. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico. **2**
- Tokimatsu K., A. Associate Member, K. Shinzawa et S. Kuwayama, 1992. Use of short-period microtremors for Vs profiling. *Journal of Geotechnical Engineering*, **118-10**,
- Tokimatsu K., S. Wakai et H. Arai, 1998. Three-dimensional soil stratification using surface waves in microtremors. *Proceedings of the First Conference on Geotechnical Site Characterization*. **4** 537-542.
- Toksöz M. N., 1964. Microseisms and an attempted application to exploration. *Geophysics*, **29-2**, 154-177.
- Toksöz M. N. et R. T. Lacoss, 1968. Microseisms: mode structure and sources. *Science*, **159**, 872-873.
- Tuladhar R., F. Yamazaki, P. Warnitchai et J. Saita, 2004. Seismic microzonation of the greater Bangkok area using microtremor observations. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **33-2**, 211-225.
- Uebayashi H., 2003. Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93-2**, 570-582.
- Volant P., F. Cotton et J.-C. Gariel, 1998. Estimation of site response using the H/V method. Applicability and limits of this technique on Garner Valley downhole array dataset (California). *Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering*. Paris.
- Wakamatsu K. et Y. Yasui, 1996. Possibility of estimation for amplification characteristics of soil deposits based on ratio of horizontal to vertical spectra of microtremors. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Wathelet M., 2003. Report on the inversion of velocity profile and version 0 of the inversion software. *SESAME report D14.07*, (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/>).

- Wathelet M., D. Jongmans et M. Ohrnberger, 2004. Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Accepted to Near Surface Geophysics*,
- Yamamoto H., 2000. Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of love- and rayleigh- waves in microtremors. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.
- Yamanaka H., M. Dravinski et H. Kagami, 1993. Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **83-5**, 1595-1609.
- Yamanaka H., M. Takemura, H. Ishida et M. Niwa, 1994. Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84-6**, 1831-1841.