Les effets de site : étude expérimentale et simulation de trois configurations

Benoit Le Brun

▶ **To cite this version:**

Benoit Le Brun. Les effets de site : étude expérimentale et simulation de trois configurations. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1997. Français. NNT : . tel-00709847

HAL Id: tel-00709847

https://theses.hal.science/tel-00709847

Submitted on 19 Jun 2012

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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 035829 3

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE

ET TECTONOPHYSIQUE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

THÈSE

présentée par

Benoît LE BRUN

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Géophysique - Géochimie - Géomécanique**

==========

LES EFFETS DE SITE : ÉTUDE EXPÉRIMENTALE ET SIMULATION DE TROIS CONFIGURATIONS.

==========

Date de soutenance : le 27 novembre 1997

Composition du jury :

M. G. Perrier	Président	Professeur à l'Université J. Fourier, Grenoble.
M. R. Gaulon	Rapporteur	Physicien d'Observatoire à l'Institut de Physique du Globe,
M. J. Virieux	Rapporteur	Professeur à l'Université de Sophia Antipolis, Nice
M. D. Hatzfeld	Directeur de thèse	Directeur de Recherche au CNRS, Grenoble
M. P.-Y. Bard	Examinateur	Ingénieur au L.C.P.C., Paris
Mlle M. Bour	Examinateur	Ingénieur au B.R.G.M., Marseille

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE
ET TECTONOPHYSIQUE

THÈSE

présentée par

Benoît LE BRUN

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER
GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Géophysique - Géochimie - Géomécanique**

==========

LES EFFETS DE SITE :
ÉTUDE EXPÉRIMENTALE ET SIMULATION DE TROIS CONFIGURATIONS.

==========

Date de soutenance : le 27 novembre 1997

Composition du jury :

M. G. Perrier	Président	Professeur à l'Université J. Fourier, Grenoble.
M. R. Gaulon	Rapporteur	Physicien d'Observatoire à l'Institut de Physique du Globe, Paris
M. J. Virieux	Rapporteur	Professeur à l'Université de Sophia Antipolis, Nice
M. D. Hatzfeld	Directeur de thèse	Directeur de Recherche au CNRS, Grenoble
M. P.-Y. Bard	Examinateur	Ingénieur au L.C.P.C., Paris
Mlle M. Bour	Examinateur	Ingénieur au B.R.G.M., Marseille

REMERCIEMENTS

Denis Hatzfeld et Pierre-Yves Bard m'ont permis de mener cette thèse à bien en m'apportant leurs compétences propres. Je tiens à les remercier de la confiance qu'ils m'ont accordé et de la liberté qu'ils m'ont laissé pour la conduite du travail. Denis Hatzfeld m'a de plus permis de participer à plusieurs expériences sismologiques sans liens avec ma thèse, je lui en suis reconnaissant.

J'en profite pour remercier Georges Poupinet pour m'avoir accueilli dans le laboratoire et les différents chercheurs qui m'ont fait confiance pour le suivi de leurs expériences de terrains. Cela m'a beaucoup aidé pour les expériences de ma thèse. De même, les nombreuses discussions avec les chercheurs et étudiants du laboratoire ont toujours été intéressantes et fructueuses.

Je remercie les différents partenaires qui ont financé les expériences menées pendant cette thèse : la Direction des Risques Majeurs (subvention SRETIE/MERE/91269) pour les effets topographiques à Corinthe, le Pôle Grenoblois des Risques Naturels pour le microzonage sismique à Grenoble et l'Institut National des Sciences de l'Univers (programme PNRN) pour l'intervention postsismique à Annecy.

Des remerciements chaleureux au "staff technique" du laboratoire : les secrétaires qui nous aident pour nos missions, Catherine Péquegnat qui nous démêle avec efficacité de nos problèmes informatiques et les responsables du matériel de terrain qui nous permettent de partir dans de bonnes conditions. Une pensée particulière pour Robert Guiguet qui par sa bonne humeur et son entrain m'a permis de passer un séjour passionnant en Chine dans des conditions parfois difficiles.

Cette thèse n'aurait pas été la même sans mes activités associatives. La liste est trop longue pour citer tout le monde mais les discussions ont été passionnantes avec les membres du CDG comme de la CEC.

Un grand merci à Isabelle pour avoir corrigé le manuscrit et à mes parents pour m'avoir soutenu tout au long de mes études.

Enfin, les soirées, week-end en montagne et autres divertissements ont permis de rendre mon séjour à Grenoble très agréable. Que tout ceux qui y ont participé en soient remerciés ici.

Table des matières

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Introduction Générale. **6**

1 Présentation des méthodes expérimentales. **10**

1.1 Introduction. 11

1.2 Méthode des rapports spectraux avec station de référence. 13

1.2.1 Descriptif de la méthode. 13

1.2.2 Paramètres de calculs. 14

1.2.3 Choix du site de référence. 14

1.2.4 Calculs des rapports spectraux. 16

1.3 Méthode des fonctions récepteurs. 18

1.4 Méthode H sur V Bruit. 19

1.4.1 Hypothèses. 20

1.4.2 Mise en pratique. 22

1.4.3 Quelques tests. 22

1.5 La méthode des fonctions de Green empiriques. 24

1.5.1 Introduction. 24

1.5.2 Mise en œuvre. 26

1.6 Conclusion sur les méthodes expérimentales présentées. 28

2 Expérience de Corinthe. **29**

2.1 Introduction. 30

2.2 Description de l'expérience et traitement des données. 32

2.2.1 Description de l'expérience. 32

2.2.2 Traitement des données 34

2.3 Tests de variabilité de la méthode suivant différents paramètres. 37

2.3.1 Étude par groupes de séismes en fonction de l'azimut. 37
2.3.2 Variabilité des résultats suivant la fenêtre de signal utilisée. 39
2.3.3 Stabilité des rapports spectraux avec la distance épicentrale. 41
2.3.4 Saturation du signal. 43
2.3.5 Détermination rapide de la valeur de saturation. 48
2.3.6 Conclusions. 48
2.4 Étude des effets topographiques par la méthode des rapports spectraux. 49
2.4.1 Résultats préliminaires. 49
2.4.2 Choix de la station de référence 51
2.4.3 Étude sur l'ensemble des séismes sélectionnés. 51
2.4.4 Étude par essaims 57
2.5 Étude de l'effet topographique par la méthode H sur V 67
2.5.1 Comparaison entre les résultats des fonctions récpteurs et de la méthode H/V bruit. 67
2.5.2 Comparaison entre les rapports spectraux classiques et les rapports H/V bruit. 70
2.6 Étude du mouvement de particules sur une topographie. 73
2.6.1 Analyse des données. 73
2.6.2 Résultats. 73
2.6.3 Conclusion. 74
2.7 Étude de l'effet topographique par modélisation 3D. 77
2.7.1 Méthode de calcul. 77
2.7.2 Calcul de l'effet topographique à Corinthe par cette méthode 78
2.8 Conclusions. 81

3 Expérience à Annecy. 83
3.1 Introduction. 84
3.2 Présentation du séisme et de l'expérience. 85
3.2.1 Sismotectonique et géologie. 85
3.2.2 Les dégâts. 85
3.2.3 L'expérience. 87
3.3 Les méthodes et résultats de l'expérience post-sismique. 90
3.3.1 Accélérogrammes. 90

3.3.2 Rapports spectraux. 92
3.3.3 Inversion Généralisée. 95
3.3.4 Fonctions récepteurs. 95
3.3.5 Conclusions de cette étude sur les répliques. 97
3.4 L'expérience d'enregistrement de bruit de fond. 99
3.4.1 Les mesures à Rumilly. 101
3.4.2 Les mesures à Annecy. 102
3.4.3 Le profil de Metz-Tessy. 103
3.4.4 Conclusion. 107
3.5 Application de la méthode des fonctions de Green empiriques. 108
3.5.1 Étude sur les données du R.A.P.. 108
3.5.2 Utilisation des données du réseau temporaire. 118
3.5.3 Conclusion. 124
3.6 Conclusions sur l'expérience d'Annecy. 125

4 Expérience de Grenoble. 126
4.1 Introduction. 127
4.2 Présentation des expériences. 129
4.2.1 L'expérience du réseau temporaire. 129
4.2.2 Traitement des données sismologiques. 130
4.2.3 Expérience de mesure de bruit de fond. 132
4.3 Résultats de l'expérience de sismicité. 134
4.3.1 Amplifications dans le domaine temporel. 134
4.3.2 Étude des rapports spectraux. 139
4.4 L'expérience de mesure de bruit de fond. 151
4.4.1 Acquisition des données. 151
4.4.2 Les résultats. 151
4.4.3 Étude du profil du Grésivaudan. 157
4.4.4 Conclusions. 160
4.5 Utilisation de la méthode des fonctions de Green empiriques. 162
4.5.1 Utilisation du séisme de Ventimiglia. 163
4.5.2 Utilisation du séisme d'Annecy. 166
4.5.3 Utilisation du séisme de la combe de Lancey. 170

4.5.4 Conclusion. 174
4.6 Conclusion sur l'expérience de Grenoble. 178

5 Discussion sur la méthode H/V. **180**
5.1 Présentation du problème. 181
5.2 Utilisation de la méthode à une très petite échelle. 182
5.3 Étude bibliographique de la méthode H/V Bruit. 186
5.3.1 Les rapports H/V et les sites de référence. 186
5.3.2 Le rapport H/V Bruit et les effets topographiques. 189
5.3.3 Le rapport H/V Bruit et les dépôts alluviaux et sédimentaires. 190
5.4 Conclusions sur la méthode. 195

Conclusion Générale. **197**

Références Bibliographiques. **201**

Introduction Générale.

Les tremblements de terre sont des phénomènes soudains, ponctuels et quelques fois violents. Les exemples du passé prouvent leur caractère destructeur (San Fransisco (1906), Chine (1976), Kobe (1995), Iran (1997)). Cependant, ce n'est pas toujours le plus près de l'épicentre que les effets sur les bâtiments sont les plus importants. Le meilleur exemple est le célèbre séisme de Michoacan au Mexique en 1985 pour lequel les dégâts les plus importants sont localisés dans la ville de Mexico à près de 350km de l'épicentre. Une partie du travail des sismologues est donc de déterminer les zones d'occurence probables de séismes et les caractéristiques du mouvement du sol lorsque ce séisme survient. C'est ce qu'on appelle le risque sismique qui est définit comme la probabilité, sur une période donnée et dans un temps donné, de pertes en vies humaines et en biens matériels dues aux séismes (Madariaga et Perrier, 1991). Pour évaluer ce risque, il faut connaître 2 paramètres: la vulnérabilité, et l'aléa sismique.

La vulnérabilité, qui est le rapport entre le coût des dommages subis et la valeur du bâtiment, tient compte de la qualité des constructions et de leur importance en terme d'utilité (une maison individuelle et un hôpital n'ont pas la même importance en cas de séisme) et en terme de danger (les effets sur la population de la destruction de bureaux et d'une usine chimique ne sont pas équivalents). C'est le domaine des ingénieurs parasismiques qui ont besoin des paramètres fournis par les sismologues pour calculer la résistance des bâtiments.

L'aléa sismique est la possibilité pour une région donnée d'être exposée à une secousse sismique de caractéristiques données (intensité, paramètres du mouvement du sol). Cela revient à connaître, dans une région donnée, 3 paramètres concernant un séisme probable : la localisation du séisme, sa date d'occurence, et son intensité (qui se traduit par l'accélération maximale, la durée et la ou les fréquences principales du mouvement du sol).

La connaissance de la localisation d'un séisme futur nécessite la détermination des zones potentiellement actives. Il faut donc savoir i) quelles régions ont subi un séisme majeur dans le passé, grâce à des études de paléosismologie et de sismicité historique, et ii) quelles sont les zones actuellement actives, grâce à l'implantation de réseaux de stations sismologiques. La combinaison de ces études permet l'élaboration de cartes de zonages sismotectoniques.

Il n'y a actuellement aucune méthode permettant de déterminer de manière fiable la date

d'occurence d'un séisme. Toutes les méthodes testées de part le monde ont montré des défauts majeurs.

L'objectif qui nous intéresse ici concerne le troisième paramètre de l'aléa sismique. Il s'agit de déterminer, en un site donné, les caractéristiques du mouvement du sol en cas de séisme. Cette étude peut se faire soit en déterminant, à partir de petits séismes, les caractéristiques du mouvement du sol et en les transposant au cas du gros séisme, soit en simulant l'accélérogramme d'un séisme majeur.

Le principe commun aux méthodes utilisées consiste à séparer le mouvement du sol en trois phénomènes distincts (voir figure 0.1), les effets de la source, de la propagation et du site. Le sismogramme enregistré est alors la convolution des fonctions associées.

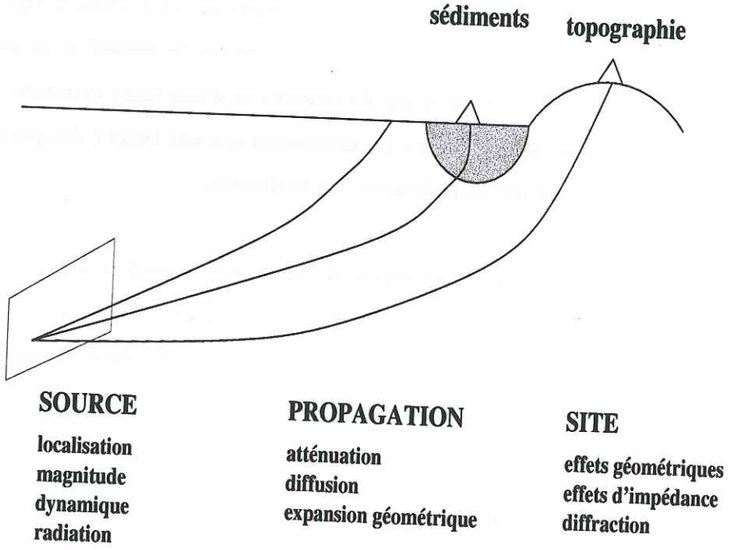

FIG. 0.1 – *Visualisation des différents phénomènes à prendre en compte lors d'un séisme.*

- La fonction source est décrite par plusieurs paramètres géométriques, (taille, direction, pendage) et sismologiques (énergie, direction du glissement, vitesse de rupture).
- La fonction de propagation tient compte de l'atténuation et de la diffusion des ondes dans les milieux traversés.
- La fonction de site, habituellement appelée "effets de site", est la modification du champ d'onde incident par les conditions locales (géologiques, topographiques ou géotechniques).

Toutes les méthodes dont le but est de connaître les caractéristiques du mouvement du sol dans un lieu donné doivent tenir compte de chacune de ces fonctions. Nous allons dans cette thèse présenter les résultats de 3 expériences consacrées à la détermination de la fonction de site, ce qui nous amènera à parler des fonctions de source et de propagation.

La première expérience traitera de l'effet d'un relief topographique sur le mouvement du sol. Elle s'est tenue en Grèce près de Corinthe en 1993, et le but a été de calculer la fonction de transfert du relief et de la comparer aux résultats d'une expérience faite sur un relief plus petit. Nous avons aussi testé une méthode de modélisation numérique en 3 dimensions.

La deuxième expérience s'est déroulée dans la région d'Annecy en 1996, à la suite du séisme d'Epagny le 15 juillet 1996. Nous avons comparé entre elles plusieurs méthodes de calcul des effets d'un dépôt alluvial sur le mouvement du sol, puis nous les avons mis en relation avec l'observation des dégâts. Nous avons également utilisé une méthode permettant de simuler un mouvement fort sur un site à partir de l'enregistrement de petits séismes.

La troisième expérience a eu lieu à Grenoble pendant l'année 1995. Les buts et méthodes sont les mêmes que pour l'expérience précédente, la différence importante est que l'épaisseur des dépôts sédimentaires récents est beaucoup plus importante dans le cas de Grenoble.

Dans un premier chapitre, nous allons décrire les méthodes communes utilisées pendant cette thèse. Les 3 chapitres suivants seront consacrés à la description et aux résultats de chacune des expériences. Le dernier chapitre sera consacré à la méthode H/V : après la présentation des résultats d'une expérience dans les Alpes Maritimes, nous discuterons de la pertinence de son utilisation selon les cas étudiés.

Chapitre 1

Présentation des méthodes expérimentales.

1.1 Introduction.

Dans ce chapitre nous présentons trois méthodes expérimentales résumées dans la figure 1.1, et une méthode "semi-numérique", que nous avons utilisées au cours de ce travail. Elles concernent aussi bien l'estimation de l'effet de site, par détermination de la fonction de transfert de la structure étudiée, que la simulation d'accélérogrammes de séismes majeurs. En plus de la présentation théorique, quelques tests seront montrés pour préciser les conditions expérimentales dans lesquelles ces méthodes doivent être utilisées. Ces tests serviront aussi de justification au choix de présentation des résultats.

- La méthode des rapports spectraux d'enregistrements de séismes obtenus au site étudié et à un site de référence choisi préalablement (CSR ou Classical Spectral Ratio). Après une présentation de la méthode, nous discuterons du choix de la station de référence.

- La méthode dite des fonctions récepteurs (RF ou Receiver Function), qui utilise le rapport spectral entre la composante horizontale et la composante verticale sur des enregistrements de séismes.

- La méthode dite "de Nakamura" en réalité développée par Nogoshi (1971) qui utilise les rapports spectraux entre la composante horizontale et la composante verticale du bruit de fond. Nous l'appélerons par la suite méthode "H sur V Bruit" ou HVB.

- La méthode des fonctions de Green empiriques, en utilisant un programme écrit par Pavic (1997). Cette méthode est semi-empirique et permet l'utilisation de petits séismes pour la simulation des évènements majeurs.

L'intérêt relatif de chaque méthode sera discuté lors de son application et nous comparerons, pour chaque expérience, les méthodes entre elles afin de déterminer leurs avantages et inconvénients.

Nous avons également utilisé des méthodes de simulation numérique qui seront présentées brièvement dans les chapitres où elles seront utilisées. Il s'agit i) de la méthode de réflectivité avec des modèles à 1 et 2 dimensions, que nous avons utilisée pour l'étude des effets de vallée sédimentaire et ii) d'une méthode de modélisation 3D des effets topographiques développée par Bouchon et al. (1996).

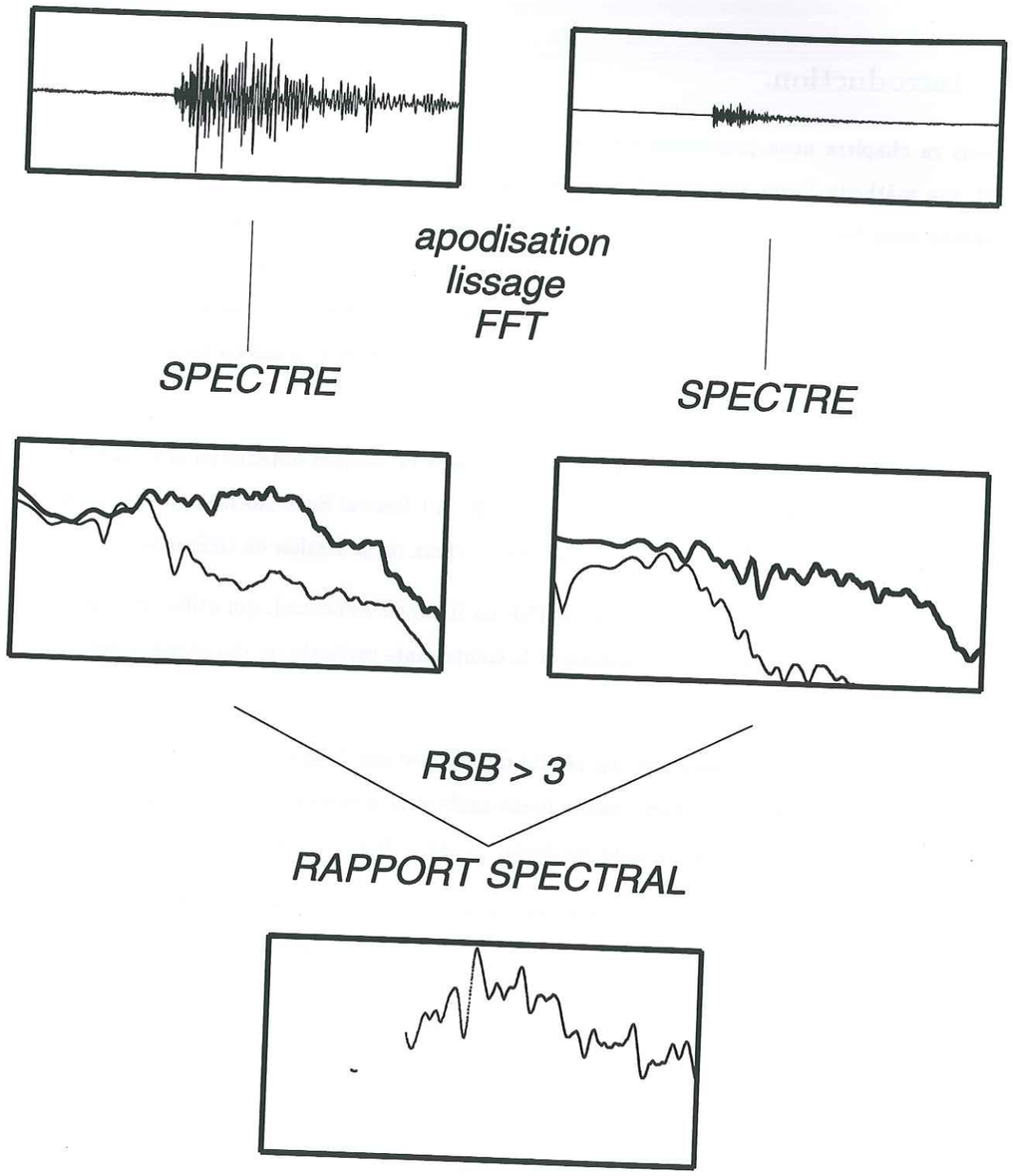

FIG. 1.1 – *Principe résumé des méthodes expérimentales présentées. Pour les spectres sont représentés les spectres du signal (trait épais) et du bruit (trait fin). RSB = rapport signal sur bruit.*

1.2 Méthode des rapports spectraux avec station de référence.

1.2.1 Descriptif de la méthode.

Le principe de base de la méthode, mise en pratique pour la première fois par Borcherdt et Gibbs (1970), est de déterminer la fonction de transfert d'un site en calculant le rapport spectral d'enregistrements de séismes entre une station située sur le site et une station de référence située près du site et non sujette à la perturbation due à la structure étudiée (colline ou vallée). Elle est basée sur le principe suivant : le sismogramme en temps est la convolution de plusieurs fonctions :

$$O_{i,j}(t) = I_j(t) * P_{i,j}(t) * S_i(t) * E_j(t)$$

avec $O_{i,j}(t)$ sismogramme observé, $I_j(t)$ fonction de transfert de l'instrument, $P_{i,j}(t)$ fonction de propagation entre la source i et le site j, $S_i(t)$ fonction source et $E_j(t)$ fonction de site. Le passage dans le domaine fréquentiel transformant le produit de convolution en produit, nous effectuons la transformée de fourrier du sismogramme. Ensuite, on fait plusieurs hypothèses.

- La distance source-stations est très supérieure à la distance entre la station de référence et la station étudiée (Field et Jacob (1995b) préconisent un rapport 10 entre les deux distances). Donc la **fonction de propagation est la même pour les deux stations.**
- On est dans le domaine du champ lointain et donc, la **fonction source est la même pour les deux stations.** C'est à dire que on ne tient pas compte des différences de radiation des ondes selon la direction d'étude.
- On effectue la déconvolution instrumentale avant les calculs, ce qui élimine $I_j(t)$.

Avec ces hypothèses, la fonction de transfert du site étudié se calcule comme le rapport entre les spectres de Fourier enregistrés à la station d'étude et ceux à la station de référence.

L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de s'affranchir facilement des effets de source et des effets dus à la propagation des ondes, si la distance entre les deux stations est très inférieure à la distance à la source. Pour pouvoir utiliser cette méthode dans de bonnes conditions, il faut effectuer quelques traitements préliminaires sur le signal.

1.2.2 Paramètres de calculs.

1) Pour chaque trace nous appliquons le facteur de transfert en amplitude propre à chaque voie de chaque capteur et donné par le constructeur.

2) Nous prenons une fenêtre de bruit d'environ 10s avant le signal sismique et une fenêtre de signal de longueur comprise entre 6s pour les séismes très proches à 20s pour les séismes lointains. Ces fenêtres sont ensuite apodisées par une fonction de Hanning de largeur égale à 10% de la taille de la fenêtre.

3) Les spectres du bruit et du signal sont calculés par FFT et les spectres obtenus sont lissés par une fenêtre triangulaire dont la largeur dépend de la fréquence. Nous avons fait ce choix pour avoir une fenêtre de lissage homogène pour toutes les fréquences. En effet, si la largeur de la fonction de lissage est indépendante de la fréquence, soit le spectre à basse fréquence est beaucoup trop lissé, soit le spectre à haute fréquence n'est pas assez lissé. Pour illustrer ceci, nous pouvons prendre un exemple simple : si le pas en fréquence est de 0.01Hz et que la fenêtre de lissage est de 10 points, à 0.5Hz on va lisser entre 0.45 et 0.55Hz (20 % de la fréquence) alors que à 5Hz, on va lisser entre 4.95 et 5.05Hz (2 % de la fréquence). Dans notre cas, la largeur de la fenêtre de lissage est de 10% de la fréquence sur toute la fenêtre d'étude.

4) Nous calculons pour la station étudiée et la station de référence le rapport signal sur bruit à chaque fréquence. Nous calculons ensuite les rapports spectraux entre les deux stations seulement pour les fréquences pour lesquelles le rapport signal sur bruit aux deux stations est supérieur à une valeur déterminée. Pour toutes nos expériences, nous avons choisi après plusieurs tests une valeur limite de rapport signal sur bruit de 3.

1.2.3 Choix du site de référence.

Dans le cas d'une étude d'effets de site utilisant la méthode des rapports spectraux, une des grande difficulté est de trouver un site de référence. Le problème est ensuite la validation du choix fait, mais actuellement il n'existe pas de méthode physique sûre qui permette cette validation. Les paramètres de choix diffèrent selon que l'on étudie les effets topographiques ou les effets lithologiques.

Le site de référence idéal est situé dans le même contexte géologique que les autres sites mais sans la structure que l'on veut étudier. Bien sur, ceci est impossible et on doit placer la station de référence sur un site proche des autres stations, en essayant de se rapprocher le plus possible du site idéal.

Dans la pratique, la structure géométrique du site de référence doit se rapprocher le plus possible d'un milieu tabulaire et être suffisamment loin de la structure étudiée pour ne pas être influencée par celle-ci. Certains auteurs (Steidl et al., 1996) pensent que pour l'étude des effets topographiques comme pour l'étude des effets lithologiques, la station de référence idéale se situe sous la structure. Cependant, cette position la soumet aux ondes diffractées par le relief topographique ou la couche sédimentaire et donc le mouvement n'est plus celui du champ libre.

Pour les études d'effets topographiques, il faut trouver un site situé à l'altitude de la base du relief étudié, sur le plat et loin de la topographie, tout en restant sur un terrain de même géologie que la topographie. Cela relève de l'impossible dans la pratique, car "loin de la topographie" signifie que la station de référence doit se trouver au moins à une longueur d'onde de la base. Dans le cas de l'expérience sur le Kitheron, traitée dans le chapitre 2, nous n'avons pas trouvé de site correspondant parfaitement à ces exigences (il aurait fallu trouver un site sur la même structure géologique à une distance de 6km de la base). Nous avons donc installé deux stations au sud et au nord de la topographie, à une altitude respectivement de 600 et 700m. Ces deux stations n'étaient pas sur les pentes les plus fortes de la topographie, mais n'étaient pas, a priori, assez loin pour ne pas être sujettes à leurs effets. Par contre, elles ont été placées sur la même structure géologique que les autres stations, ce qui n'aurait pas été le cas si nous avions éloigné les stations de référence. C'est la meilleure manière de procéder car à cause de la méconnaissance a priori de l'amplification de la structure topographique, il est préférable pour faciliter l'interprétation des résultats, d'éviter des effets de site dus à la géologie sous la station de référence.

Pour les effets lithologiques, le critère d'éloignement est moins important car la station de référence doit être placée sur un site rocheux et il n'y a, a priori, pas d'ondes diffractées par la couche sédimentaire vers le rocher. Par contre, Steidl et al. (1996) ont montré que l'altération, ou la présence de fractures en surface, peuvent amener des amplification importantes (de l'ordre de 3.5) augmentant avec la fréquence (Boore and Joyner, 1997), à des fréquences comprises entre

1 et 30Hz. Cette altération étant plus faible en profondeur, il pourrait être intéressant, selon les auteurs de mettre la station de référence à la base de la couche sédimentaire étudiée, mais cela pose le problème, comme nous l'avons dit plus haut, que la station de référence n'est plus alors en champ libre.

Un autre critère qui entre dans le choix du site de référence est le nombre de séismes que la station installée enregistre au cours de l'expérience ainsi que le niveau de bruit à la station. Comme ces deux derniers critères ne peuvent s'évaluer qu'en fin d'expérience, il est important de se laisser le choix dès le début et donc d'installer deux, voire trois, stations de référence lors d'une expérience. Cela permet aussi de comparer les signaux à ces différentes stations.

1.2.4 Calculs des rapports spectraux.

Ayant choisi le site de référence, il faut donc calculer les rapports spectraux des enregistrements de séismes entre les différentes stations situées sur l'objet étudié et la station de référence. Nous avons tout d'abord voulu nous assurer de la stabilité des rapports spectraux avec : la distance épicentrale, l'azimut, la partie du signal utilisée, la durée de ce signal et le choix de la station de référence. Nous avons aussi voulu nous assurer que la saturation d'un signal n'avait pas une influence trop importante pour l'étude des rapports spectraux. Tous ces tests sont présentés dans le chapitre 2 qui porte sur l'étude topographique car la quantité de données était suffisamment importante pour cette expérience, contrairement à celles sur les effets de vallée sédimentaire (Grenoble et Annecy).

D'après Field et al. (1995b), les résultats significatifs sont représentés par la moyenne des rapports spectraux sur une grande quantité de données (L'auteur préconise de calculer la moyenne pour un site sur 80 données pour avoir une précision suffisante). Les résultats présentés pour les 3 expériences sont donc la moyenne sur tous les séismes disponibles des rapports spectraux, pour lesquels nous représentons aussi les écarts types pour déterminer l'intervalle de confiance des résultats.

Pour le calcul de la moyenne des rapports spectraux, nous avons utilisé la moyenne logarithmique. Ce calcul a l'avantage, si on présente les résultats sur une figure log-log, d'avoir des courbes moins dispersées. Nous utilisons donc pour chaque fréquence l'expression suivante :

$$\log M_i(f) = \frac{\sum_{n=1}^{ns(f)} \log R_{n,i}(f)}{ns(f)}$$

où $M_i(f)$ est la moyenne des rapports spectraux entre la station i et la station de référence, $R_{n,i}(f)$ est la valeur du rapport spectral du séisme n pour la station i à la fréquence f et ns(f) le nombre de séismes dont le rapport spectral a été calculé à la fréquence considérée. Le calcul du rapport spectral dépend, comme il a été dit plus haut, du rapport signal-sur-bruit aux deux stations.

Ensuite, pour calculer la dispersion des rapports par rapport à la moyenne, nous avons calculé l'écart-type des signaux à l'aide de la formule suivante :

$$\log std_i(f) = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{ns} (\log R_{n,i}(f) - \log M_i(f))^2}{ns - 1}}$$

On trace alors les courbes $M_i(f) * std_i(f)$, et $M_i(f)/std_i(f)$, le tout étant représenté dans un repère log-log.

1.3 Méthode des fonctions récepteurs.

C'est Langston (1979), qui a introduit la notion de fonction récepteur (ou rapport H/V sur les ondes P) pour calculer la structure de vitesse dans la croûte et le manteau supérieur. Il utilisait des séismes lointains pour avoir des incidences quasi-verticales sous la station et enlever l'effet de source contenu sur la composante verticale de l'onde P. L'auteur préconise de ne pas utiliser cette méthode avec les ondes S, car la fonction source n'est pas la même pour les ondes SV et SH. Elle a ensuite été testée par plusieurs auteurs pour estimer la structure en vitesse du manteau supérieur et de la croûte (Ammon (1991), Mangino et. al (1993)).

Par analogie, cette méthode a été ensuite utilisée sur les ondes S pour déterminer les effets de site, à des échelles plus petites (Lermo et Chavez Gàrcìa, 1993, Field et Jacob, 1995b, Théodulidis et al., 1996). On suppose dans ce cas que la composante verticale des ondes S est peu influencée par les sédiments, comparativement à la composante horizontale, et donc une estimation de l'effet de site peut être obtenue en divisant les spectres des composantes horizontales par ceux des composantes verticales. Ceci est sans doute vrai pour la première arrivée de l'onde S mais devient discutable quand on considère une fenêtre de signal plus longue.

Une étude bibliographique des différentes expériences ayant utilisé cette méthode sera donnée dans le chapitre concernant la méthode des rapports "Nakamura" en fin de cette thèse. On peut cependant d'ores et déjà dire que dans la plupart des cas, cette méthode permet de donner la première fréquence de résonance d'un site, mais qu'il reste des problèmes quant à une éventuelle deuxième résonance et à l'amplification. L'avantage de cette méthode par rapport à celle des rapports spectraux est qu'elle ne nécessite pas de station de référence. Elle nécessite cependant d'avoir des enregistrements de séismes avec un rapport signal sur bruit suffisant.

Le traitement des signaux est similaire à celui de la méthode des rapports spectraux classiques. Les traces des 3 composantes sont apodisées avec une fenêtre de Hanning, la FFT est calculée (pour la composante horizontale, on travaille avec le signal complexe formé par les deux composantes NS et EO). Ensuite, le rapport spectral est calculé pour les fréquences pour lesquelles le rapport signal sur bruit est supérieur à trois pour les deux composantes. Enfin, on présente la moyenne des résultats correspondant à la moyenne des rapports spectraux de tous les enregistrements disponibles.

1.4 Méthode H sur V Bruit.

Cette méthode, introduite dans la communauté internationale par Nakamura en 1989 consiste à calculer la fonction de transfert d'un site en effectuant pour une seule station le rapport spectral d'enregistrements de bruit de fond sismique entre la composante horizontale et la composante verticale. Cette méthode a depuis été testée lors de nombreuses expériences avec un succès très variable. Bien qu'utilisable a priori uniquement pour les effets lithologiques, elle a aussi été testée avec plus ou moins de succès pour des calculs d'effets topographiques.

Il reste plusieurs zones d'ombres dans la compréhension de ces rapports H/V et dans la fiabilité des résultats. Parmi ce qui n'est pas encore bien expliqué ou compris, et que nous discuterons dans la suite de ce paragraphe, on peut citer :

- Au moins deux interprétations différentes des hypothèses données par Nakamura.
- Deux études théoriques s'opposant sur la validité de ces hypothèses.
- Des résultats très variables suivant les auteurs en terme de :
  - rapport H/V à une station de référence.
  - comparaison avec d'autres méthodes dans le cas de dépôts alluviaux ou sédimentaires.
  - possibilité de l'utilisation de ces rapports H/V pour la détermination des effets topographiques.
- Une méconnaissance de la composition du bruit de fond en terme d'ondes et la relation entre les rapports H/V et ces ondes.

Nous allons dans un premier temps donner et critiquer les hypothèses émises par Nakamura pour justifier la méthode. Nous verrons ensuite l'interprétation qu'en ont fait certains auteurs. Enfin, nous verrons le résultat de quelques tests faits dans des zones à forte circulation automobile et piétonne, afin de préciser les précautions à prendre lors de la mise en oeuvre expérimentale. Le dernier chapitre de la thèse sera consacré à une discussion sur des résultats récents d'expériences pour lesquelles cette méthode (ou celle des fonctions récepteurs) a été utilisée, et qui en ont comparé les résultats avec des méthodes expérimentales et numériques. Nous comparerons ces résultats avec ceux obtenus pendant cette thèse.

1.4.1 Hypothèses.

Nakamura se base sur plusieurs hypothèses pour justifier la méthode. En voici un bref exposé, avec pour notation, S_{VS}, S_{VB}, S_{HS} et S_{HB} respectivement les spectres verticaux (V) et horizontaux (H) en surface (S) et à la base de la couche sédimentaire considérée(B).

1. Le bruit sismique est perturbé par les sources proches de la station de mesure et cette perturbation est majoritairement constituée d'ondes de Rayleigh. On va chercher à l'éliminer.

2. L'effet de ces ondes de Rayleigh est visible sur la composante verticale en surface et est quantifiable par le rapport S_{VS}/S_{VB}, car il n'apparaît pas à la base de la couche. Ce rapport est égal à 1 s'il n'y a pas d'ondes de surface et augmente avec la proportion d'ondes de surface dans le bruit.

3. L'effet des ondes de Rayleigh en surface est le même sur la composante verticale et horizontale.

4. Le rapport H/V est égal à 1 à la base des sédiments et donc $S_{VB}/S_{HB} = 1$.

D'après ces hypothèses, en particulier la 3, à partir de la fonction de transfert "classique" $S_T = S_{HS}/S_{HB}$, il définit une fonction de transfert corrigée de l'effet des ondes de Rayleigh :

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}/S_{HB}}{S_{VS}/S_{VB}}$$

En tenant compte de la supposition 4, qui n'a été vérifiée qu'expérimentalement et ne repose sur aucune justification physique, on obtient alors :

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} = \frac{spectre - horizontal - en - surface}{spectre - vertical - en - surface}$$

Ces hypothèses posent plusieurs problèmes. Le premier est que l'élimination des ondes de Rayleigh par division suppose que le bruit est une convolution d'ondes de volume et d'ondes de surface. Or le bruit semble plutôt être une somme de ces deux types d'ondes. Ensuite, l'hypothèse d'un rapport $S_{VB}/S_{HB} = 1$ n'est soumise qu'à une vérification expérimentale. Enfin, il faut que l'effet des ondes de Rayleigh soit le même en surface sur les composantes horizontale et verticale.

D'autre part, certains auteurs (Finn, 1991 et Lermo et Chàvez-Garcìa, 1993) font l'hypothèse que le bruit est constitué en majorité d'ondes de Rayleigh et qu'alors, le rapport $E_S = S_{VS}/S_{VB}$ est représentatif des sources d'ondes de Rayleigh. Donc que le rapport $S_{TT} = S_T/E_S$ permet de s'affranchir des sources des ondes de Rayleigh et non pas des ondes elles-mêmes.

Lachet et Bard (1994) ont mené une étude théorique de simulation de bruit de fond dans un milieu stratifié plan avec une couche en surface d'épaisseur inférieure à 100m. En parallèle de cette simulation, ils ont étudié la polarité des ondes de Rayleigh dans ce milieu. Ils observent une très bonne cohérence entre la fréquence de changement de polarisation des ondes de Rayleigh et la fréquence d'un pic dans les rapports H/V.

De même, Yamanaka et al. (1994) observent une très bonne corrélation entre les rapports H/V Bruit et les courbes d'ellipticité des ondes de Rayleigh. L'expérience a été faite sur des sites sédimentaires très épais (de l'ordre de 1km).

Field et Jacob (1993) montrent une bonne corrélation entre les rapports H/V synthétiques sur le bruit et la fonction de transfert d'une couche excitée par des ondes S d'incidence verticale.

Des conclusions très différentes peuvent alors être tirées de ces observations : soit le bruit de fond est effectivement majoritairement constitué d'ondes de Rayleigh et la polarisation de ces ondes et les pics des rapports H/V sont physiquement liés. Mais dans ce cas, les rapports H/V devraient être infinis à la fréquence de changement d'ellipticité des ondes de Rayleigh. De plus, il n'y a alors aucune raison de penser que le rapport H/V permet d'éliminer les sources des ondes de Rayleigh. Soit le bruit de fond est un mélange des ondes de Rayleigh et des ondes de volume, et donc la polarisation des ondes de Rayleigh et les pics des rapports H/V ne sont pas liés. La méthode H/V Bruit permettrait alors d'éliminer les ondes de Rayleigh et les rapports H/V seraient donc représentatifs des ondes de volume.

Un autre problème lié aux résultats de Lachet et Bard (1994) est que cette étude a été faite pour des couches sédimentaires peu profondes. On peut alors penser que le bruit anthropique génère des ondes de surface suffisamment énergétiques pour mettre en résonance la couche complète. Avec des couches plus épaisses, il n'est pas évident que le même phénomène ait lieu et,

dans ce cas, les ondes de Rayleigh générées par le bruit anthropique risquent de polluer le bruit des microtremors.

On voit donc que les interprétations différentes des hypothèses de la méthode et de la composition du bruit de fond amènent à une interprétation différente du phénomène physique qui permet à partir du rapport H/V calculé sur le bruit de fond d'obtenir la fréquence fondamentale de résonance d'une couche sédimentaire.

1.4.2 Mise en pratique.

Cette méthode a connu un rapide succès par la facilité de sa mise en oeuvre et par son faible coût. Il suffit en effet de transporter une station sismologique dans une voiture et de faire des mesures pendant une dizaine de minutes en chaque point. Pour les mesures que nous avons faites, nous avons enregistré le bruit de fond pendant 10mn à chaque point. Ensuite, nous avons séparé cet enregistrement en 20 fenêtres de 30s. Le calcul du rapport H/V se fait sur chacune des fenêtres. Comme pour la méthode des rapports spectraux, les fenêtres sont apodisées par une fenêtre de Hanning et les spectres sont lissés par une fenêtre de largeur égale à 10% de la fréquence. Le spectre horizontal se calcule par transformée de Fourier complexe sur les deux composantes NS et EO. Pour chaque point de mesure, nous calculons les rapports H/V pour chaque fenêtre de 30s et le résultat présenté est la moyenne de ces 20 rapports spectraux.

Pour s'affranchir le plus possible de sources de bruit proches en milieu urbain, nous avons essayé à chaque fois de choisir un endroit calme tels des parkings d'immeubles ou de stades.

1.4.3 Quelques tests.

Depuis les débuts de la méthode, de nombreuses personnes l'ont utilisée dans des milieux urbains en ne prenant pas de précautions particulières. En effet, les hypothèses données par Nakamura laissent penser que les résultats obtenus ne sont pas perturbés par les sources de bruit proches, tels les trains. Nous avons donc commencé par utiliser cette méthode de la même façon, c'est à dire en posant notre capteur sur le bord des routes et sans tenir compte des conditions météorologiques (vent). Or, comme on va le voir par la suite, les sources de bruit très proches peuvent avoir des effets sur les rapports H/V.

La figure 1.2 compare des rapports H/V entre trois stations proches l'une de l'autre (distance de 200m) au centre de la vallée du Grésivaudan au nord-est de Grenoble. La courbe en gras est le résultat de la mesure faite à 50 mètres de l'autoroute, les courbe fines sont mesurées dans des endroits plus calmes. On voit une nette différence entre les deux courbes, surtout à basses fréquences qui ne peut pas s'expliquer par une différence de structure géologique, les mesures correspondants aux courbes fines ayant été faites de part et d'autre de la 3ème mesure. On peut donc penser que la présence de sources de bruit très proches perturbe la mesure des rapports H/V, au moins à basses fréquences.

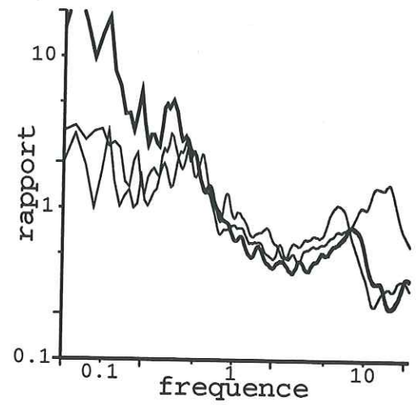

FIG. 1.2 – *Comparaison des rapports H/V entre trois points proches. En trait gras, un point mesuré près d'une autoroute; en trait fin, deux mesures dans un endroit très calme.*

La conclusion de cette courte étude sur la méthode H/V Bruit est que cette technique n'est pas si robuste que les hypothèses pouvaient le laisser penser. En effet, que les mesures de bruit soient perturbées par des sources locales n'est pas, a priori, évident. Nous avons donc effectué nos mesures dans les endroits les plus calmes possibles.

Cependant, malgré des hypothèses de bases qui sont très discutées, plusieurs études expérimentales ont prouvé que la méthode permettait bien de déterminer la fréquence de résonance d'un site, première fréquence à laquelle la courbe des rapports spectraux est amplifiée. Par contre, aucune expérience ne laisse penser que cette méthode permet de déterminer la valeur de l'amplification du mouvement du sol à cette fréquence Ces expériences seront décrites dans le dernier chapitre afin de pouvoir les comparer aux expériences traitées durant cette thèse.

1.5 La méthode des fonctions de Green empiriques.

1.5.1 Introduction.

En plus de la fréquence de résonance sol et de la fonction de transfert des couches superficielles, deux autres paramètres concernent le mouvement du sol et sont utiles à la construction parasismique : il s'agit de l'accélération maximale du sol et de la durée pendant laquelle le mouvement du sol va rester dangereux pour les constructions. Si dans les régions à forte sismicité, ces paramètres sont assez faciles à enregistrer et à utiliser, dans les régions à faible sismicité, il n'est pas possible d'attendre un séisme majeur pour pouvoir dimensionner les bâtiments. Il est donc nécessaire de développer des méthodes de simulation permettant de calculer ces paramètres, soit à partir de l'enregistrement de petits séismes, soit de manière purement numérique.

Hartzell (1978) a proposé une méthode qui consiste à utiliser les enregistrements de petits séismes pour permettre la simulation du mouvement du sol lors de séismes majeurs. L'hypothèse principale est de supposer que les petits séismes ont le même mécanisme au foyer, le même diagramme de rayonnement, la même chute de contrainte et le même mécanisme de rupture que le séisme cible. Ces petits séismes sont alors considérés comme des fonctions de Green ponctuelles retraçant la propagation des ondes entre un point de la faille et la station d'enregistrement. On se place donc dans l'hypothèse linéaire où le champ d'onde est le même pour un séisme de faible magnitude et un séisme de forte magnitude, ce qui oblige alors à se placer en champ lointain (Bour et Cara, 1997). Nous utiliserons dans cette thèse la méthode décrite dans Lachet (1996) et Pavic (1997). La figure 1.3 en illustre le principe, les petits cercles dans le plan de faille représentent des sous-failles de tailles différentes de forme circulaire qui vont casser quand la rupture va atteindre leur centre. Ce modèle de fonction source est décrit dans Zeng et al. (1994).

L'avantage de cette méthode est que les fonctions de propagation et de site sont contenues dans l'enregistrement utilisé comme fonction de Green, il n'est donc pas nécessaire de les calculer. Or, dans les méthodes de simulation habituelles, ce sont ces fonctions qui sont les plus difficiles à estimer car elles sont dépendantes de nombreux paramètres (fréquence, distance, géologie...). Il faut par contre que les enregistrements soient de bonne qualité, c'est à dire que le rapport signal sur bruit soit suffisant pour pouvoir considérer que la fonction de Green utilisée est représentative du signal sismique.

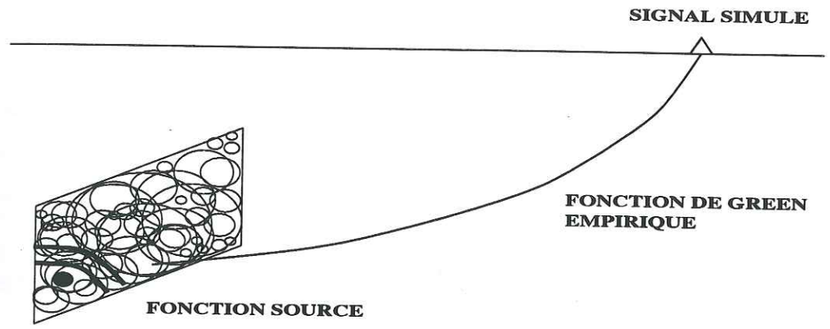

FIG. 1.3 – *Principe de la méthode des fonctions de Green empiriques.*

Mises à part les hypothèses rappelées plus haut, les problèmes posés par l'application de la méthode des fonctions de Green empiriques sont :

Le choix des fonctions de Green. Izutani et Katagiri (1992) ont montré à partir de l'enregistrement de 2 séismes de magnitude 6 que pour avoir une fonction de Green qui ne contienne pas d'effets de source, il faut que le moment sismique soit inférieur à $1.5*10^{14}$Nm (magnitude 3.5 environ). Dans la mesure où des séismes de petites tailles risquent d'être pauvres en basses fréquence, il faut faire un compromis entre un petit séisme qui pourra être considéré comme ponctuel et un séisme qui contient suffisamment de basses fréquences. Hutchings et al. (1996) préconisent de n'utiliser les fonctions de Green empiriques que pour des fréquences supérieures à 0.5Hz. En dessous de cette fréquence, il faudrait utiliser des fonctions de Green numériques.

La détermination des paramètres des répliques. Dan et al. (1990) ont simulé un séisme de magnitude 6.7 en utilisant 17 répliques de magnitudes comprises entre 3.4 et 4.9. Les rapports des accélérations maximales entre les synthétiques et les observés vont de 0.48 à 2.19. Ces différences sont attribuées à la méthode, au modèle de source en ω^-2 et principalement aux équations permettant de trouver les relations entre la magnitude et les paramètres de source. On voit donc que les paramètres de la source de la fonction de Green empirique, aussi bien les paramètres géométriques que sismologiques, sont très importants pour cette méthode et qu'une mauvaise détermination peut faire varier les résultats de manière importante. Frankel (1995), Hutchings et al. (1996) et Pavic (1997) arrivent à des conclusions similaires.

Le calcul de la fonction source. Après avoir choisi les séismes qui vont servir de fonction de Green, il faut donc calculer la dislocation en chaque point de la source et les délais de propagation de la rupture sur la faille. La fonction en temps résultant de ces calculs de délais et de dislocation constituera la fonction source temporelle de la faille considérée. Il suffit ensuite de convoluer cette fonction source avec la fonction de Green empirique pour avoir une simulation du séisme étudié. La méthode de calcul utilisée ici utilise la méthode proposée par Frankel (1991) et reprise par Zeng et al. (1994).

1.5.2 Mise en œuvre.

D'après ce qui précède, pour utiliser la méthode des fonctions de Green empiriques, il faut une fonction de Green avec un bon rapport signal sur bruit et la connaissance de son mécanisme au foyer ainsi que le moment sismique du séisme que l'on veut simuler. De plus, la différence de magnitude entre la fonction de Green et le séisme cible doit être suffisamment importante pour pouvoir considérer que la fonction de Green est ponctuelle.

Une fois le mécanisme au foyer connu, il faut déterminer le moment sismique de la fonction de Green. C'est sans doute l'étape la plus difficile car les séismes utilisés sont petits et il n'est pas toujours facile de déterminer avec exactitude le moment sismique. Or, c'est un des paramètres les plus importants de la méthode, car il contrôle le nombre de sommations à effectuer. Lors de l'application de la méthode, nous avons utilisé deux déterminations différentes du moment sismique.

La première est une loi empirique reliant le moment sismique à la fréquence coin du séisme et au niveau plat du spectre en déplacement à basse fréquence. Cette relation est :

$$M_0 = 4 * \Pi * \mu * D * \beta^3 * V_m$$

avec M_0 moment sismique en Nm, μ rigidité du milieu, D distance source-récepteur, β vitesse moyenne des ondes S dans le milieu, et V_m niveau plat à basses fréquences du spectre en déplacement. Cependant, dans certains cas, la détermination de la fréquence coin n'est pas facile. C'est notamment le cas avec de très petits séismes ou lorsque les mécanismes de rupture sont compliqués.

On a alors utilisé une loi de régression, calculée à partir des données alpines du Réseau Accélérométrique Permanent (Cornou, 1997). Cette loi donne le moment sismique en fonction de la magnitude locale déterminée par le réseau Sismalp :

$$logM_o = 11.395 + 0.89Ml$$

On verra, dans plusieurs cas, que les deux méthodes peuvent amener des moments sismiques très différents.

Pour le calcul de la fonction source, la surface de faille est discrétisée par une distribution de sous-failles de tailles différentes (Zeng et al. 1994). Le nombre de sous-failles d'une taille donnée est déterminé par une loi normale. Ce modèle a été utilisé par ces auteurs car c'est celui qui permettait le mieux de s'approcher de la réalité. La sous-faille la plus petite correspond à la fonction de Green utilisée, et la sous faille la plus grande est la faille maximale possible du plan de faille du séisme cible. Toutes les sous-failles sont contenues entièrement dans le plan de faille. La rupture se propage à partir du point de nucléation et chaque sous-faille casse lorsque la rupture arrive en son centre. Pour chaque point on calcule alors la dislocation et son temps de montée ainsi que le temps de propagation des ondes S entre le point et le récepteur. La combinaison de ces paramètres pour chaque point de la faille du séisme cible est la fonction source temporelle de ce séisme.

Le but que nous nous sommes fixés dans l'utilisation de la méthode n'est pas de faire une étude paramétrique de la méthode mais de se placer dans la position d'un utilisateur et d'essayer de comprendre les limites de la méthode lors d'une utilisation systématique. Nous avons donc cherché soit à retrouver le mouvement qui a eu lieu lors du choc principal (Annecy), soit à simuler les effets d'un mouvement fort à partir des enregistrements (Grenoble).

Pour essayer de contraindre les résultats obtenus, nous calculerons les spectres de réponse élastiques des accélérogrammes simulés. Le spectre de réponse est, par définition, la courbe donnant l'accélération maximale d'oscillateurs simples à un degré de liberté et de fréquence propre variable, soumis à l'accélérogramme étudié. Nous comparerons les spectres de réponse des accélérogrammes simulés avec les spectres de réponse obtenus par des lois d'atténuation, déterminées par Ambraseys et al. (1996) à l'aide de données européennes. De plus, nous comparerons aussi nos résultats avec les normes parasismiques PS 92 (AFNOR, 1995).

1.6 Conclusion sur les méthodes expérimentales présentées.

La présentation des 4 méthodes utilisées pendant cette thèse suggère déjà que :

- La méthode des rapports spectraux par rapport à une station de référence, qui est assez lourde à mettre en oeuvre expérimentalement, semble assez robuste. Comme les phénomènes physiques sous-jacents à la méthode sont bien compris est que c'est la méthode la plus utilisée, elle servira de méthode de référence.

- La méthode des fonctions récepteurs présente l'intérêt par rapport à la précédente de ne pas requérir de station de référence. Cependant, elle repose sur l'hypothèse discutable que la composante verticale des ondes S n'est pas affectée par la couche sédimentaire, et nécessite quand même d'avoir des signaux sismiques de bonne qualité.

- La méthode de Nakamura est très attractive mais elle semble plus dépendante que prévue des conditions expérimentales et notamment de la présence ou non de sources proches. De plus, les fondements physiques de la méthode ne sont toujours pas connus.

- La méthode des fonctions de Green empiriques paraît elle aussi attractive, surtout dans le cas d'une expérience post-sismique pendant laquelle des répliques ayant des mécanismes au foyer proches de ceux du choc principal sont enregistrées. Néanmoins, le nombre de paramètres à connaître est relativement important et la méthode semble très sensible au choix des valeurs de ces paramètres.

Chapitre 2

Expérience de Corinthe.

2.1 Introduction.

Le fait que la présence d'un relief topographique amplifie le mouvement du sol à son sommet par rapport à sa base a été observé lors de nombreux séismes destructeurs. On peut trouver des descriptions dans Levret *et al.* (1986) pour le séisme de Lambesc en 1909, Brambati *et al.* (1980) pour le séisme de Frioul de 1976, Celebi (1987) pour le séisme de Superstition Hill de 1987 et Ashford et Sitar (1994) pour le séisme de Northridge de 1994. Depuis une quinzaine d'années, de nombreuses expériences ont été conduites dans le but d'essayer de quantifier et de comprendre les effets des topographies. De plus, avec la progression des moyens informatiques, de nombreux codes de calcul ont été écrits permettant de modéliser ces effets. Les modélisations se sont compliquées au fur et à mesure des années, passant de la dimension 2, à ce qui est appelé dimension 2,5 (Pedersen et al., 1994a), et maintenant à des modélisations numériques en 3 dimensions (Bouchon et al., 1996).

Néanmoins, on observe toujours des différences importantes entre les effets trouvés par les expériences de terrains et ceux trouvés par les modélisations (Géli et al., 1988; Pedersen et al., 1994b). Ces différences concernent tout d'abord le niveau de l'amplification relative entre le sommet et la base de la topographie. Alors que les amplifications relatives dépassent rarement 3-4 pour la plupart des modèles (Pedersen et al., 1994a; Ashford et Sitar, 1997), on peut trouver des amplifications de 5 voire 50 sur certaines données de terrain (Nechtschein et al, 1995, Spudich et al., 1996). Une autre différence importante entre les deux méthodes est la stabilité des résultats. Si les modélisations numériques donnent des résultats dépendant largement de l'azimut du séisme, pour un azimut et un relief topographique donné les résultats sont stables, alors que les observations expérimentales sont très dépendantes du séisme lui-même.

Un autre problème posé par les effets topographiques est celui de la linéarité de l'amplification du mouvement du sol par le relief par rapport à l'amplitude du mouvement du sol. Les expériences de terrain sont souvent effectuées pendant des périodes de temps assez courtes, de l'ordre de deux mois, et donc enregistrent assez rarement des mouvements forts. La linéarité n'est pas démontrée et les résultats expérimentaux sur les mouvements faibles peuvent alors être très différents des observations lors des séismes destructeurs.

Enfin, une dernière question à se poser lors du traitement d'une expérience sur les effets de

site est de savoir quelle méthode utiliser pour évaluer l'effet de site. Field et Jacob (1995b) ont comparé différentes méthodes de traitement spectral et plus récemment, Spudich et al. (1996) ont comparé plusieurs méthodes tant dans le domaine spectral que dans le domaine temporel. Nous allons ici utiliser principalement les méthodes utilisant les rapports spectraux décrites dans le chapitre 1, tout en regardant d'autres méthodes dans le domaine temporel. Outre l'analyse visuelle des signaux qui peut nous permettre de comparer les longueurs de signal et leurs amplitudes, nous avons calculé le mouvement de particules aux différentes stations et à différentes fréquences afin de connaître la polarisation des ondes.

L'expérience présentée ici fait suite à celle effectuée dans la région de Volvi et décrite dans LeBrun (1993) et dans Pedersen et al. (1994b). La topographie étudiée était de petites dimensions et les amplifications trouvées étaient faibles, de l'ordre de 3-4 entre le sommet et la base. Nous avons donc voulu voir s'il y avait un effet d'échelle dans les effets topographiques et nous avons donc conduit cette expérience sur le Kitheron, au nord de Corinthe, pendant l'année 1993. Nous avons choisi la Grèce comme terrain d'expérience en raison de sa forte sismicité (la plus importante d'Europe) et donc de la plus forte chance d'enregistrer un grand nombre d'évènements. De plus, les séismes de magnitude élevée sont assez fréquents.

Nous allons tout d'abord présenter les conditions de l'expérience, puis les résultats obtenus avec les diverses méthodes utilisées. Ensuite, nous essayerons de dégager une tendance sur les effets de la topographie étudiée. Dans un troisième temps, nous montrerons quelques résultats d'une modélisation numérique de notre topographie, à l'aide d'un programme décrit dans Bouchon et al. (1996), ce qui va nous permettre de comparer les résultats expérimentaux et ceux d'une modélisation numérique à trois dimensions.

D'après les différentes expériences précédentes (cf Géli et al., 1998), on peut attendre plusieurs effets sur la topographie que nous étudions. Tout d'abord, les effets seront plus importants sur les composantes horizontales que sur la composante verticale. Ensuite, le fait que la topographie soit orientée est-ouest doit amener des effets plus importants sur la composante NS. La fréquence de résonance théorique, qui dépend de la vitesse des ondes S et des dimensions caractéristiques du relief étudié peut être approchée par la formule suivante (Géli et al., 1988) $f_r = 0.4 * \beta / l$ où β est la vitesse des ondes S dans le milieu, et l la demi largeur de la topographie.

2.2 Description de l'expérience et traitement des données.

2.2.1 Description de l'expérience.

L'expérience s'est déroulée pendant deux mois en juillet et août 1993 sur le Kitheron, au nord ouest de la ville de Corinthe en Grèce. Le Kitheron est une montagne d'orientation est-ouest, de 1300m d'altitude, de 6km de large et à peu près de 20km de long. La structure est formée de calcaires dolomitiques dont l'altération ne semblait pas très importante en surface. La géologie est uniforme sur toute la topographie.

Pour cette expérience, nous avons disposé de 7 capteurs en vitesse CMG40 de Guralp (de bande passante 0.05 à 50Hz). Il était important d'avoir des capteurs de fréquence basse car, en raison des dimensions de la topographie étudiée, nous attendions une fréquence de résonance de l'ordre de 0.5Hz. Les capteurs sont connectés à des stations d'enregistrement Reftek disposées sur les pentes de la topographie ainsi qu'au sommet. Tous les capteurs sont placés sur le rocher afin d'éviter tout effet de couches sédimentaires très superficielles. L'enregistrement se fait par déclenchement sur des longueurs de signal de 100s. La méthode de déclenchement est celle du rapport sta/lta.

Deux stations sont placées au sommet sur la ligne de crête dans le but de voir si les résultats trouvés dépendent de l'emplacement de la station. Tandis que deux autres stations sont disposées de part et d'autre de la topographie, à la base, dans le but de servir de référence et donc de voir si les effets sont les mêmes quel que soit le côté sur lequel on se place. Les trois stations restantes sont installées sur le flanc sud du Kitheron.

Dans la suite, nous nommerons station 1 la station située à la base de la topographie du côté sud, station 7 celle située côté nord, station 5 la station située la plus à l'ouest sur la crête et station 6 la deuxième station positionnée sur la crête. Les trois stations 2, 3 et 4 sont numérotées de bas en haut sur le flanc sud, comme le montre la figure 2.1. Sur cette figure, il n'y a aucune exagération verticale.

La figure 2.2 montre une numérisation des courbes de niveau de la topographie étudiée. Les stations sont représentées par leur numéro. On voit bien sur cette figure que la topographie

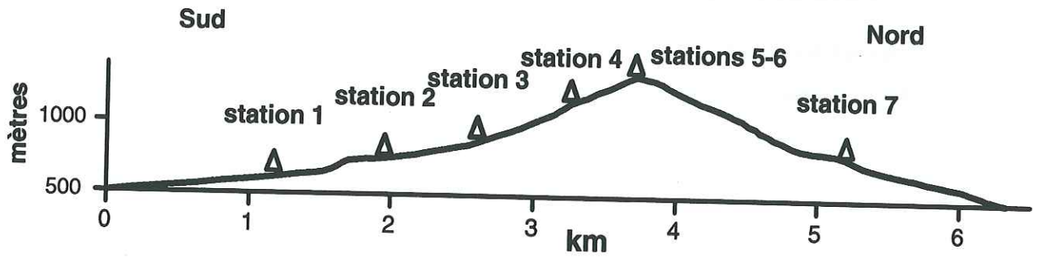

FIG. 2.1 – *Coupe de la topographie étudiée.*

présente un caractère 2D dans le sens où, à l'altitude de la station la plus basse (station 1), le rapport longueur sur largeur est de l'ordre de 4. Par contre, elle présente un caractère topographique à trois dimensions dans la mesure où on voit au milieu de la topographie une "selle" qui sépare la crête de la topographie en deux sous-sommets, l'un au niveau de la station 6 et l'autre à l'ouest de la station 5. Sur cette figure, l'axe des ordonnées est dans la direction du nord.

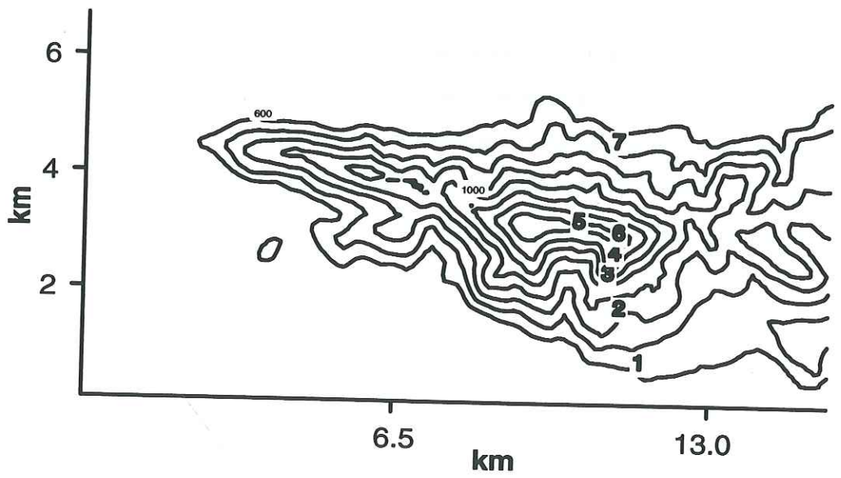

FIG. 2.2 – *Numérisation de la topographie étudiée. Les courbes de niveau sont représentées tous les 100m. Les numéros représentent les stations.*

2.2.2 Traitement des données

Les données sont tout d'abord archivées sur cassettes DAT au format Reftek, puis sont transférées sur un disque dur au format SEGY. Elles sont ensuite visualisées par le programme PQL qui permet de regrouper sur l'écran les traces enregistrées à la même heure sur toutes les stations. Nous pouvons sélectionner ainsi de manière rapide les séismes qui ont été enregistrés par plus de 4 stations, dont au moins une station de référence et une station au sommet. Il faut de plus que le rapport signal sur bruit, évalué à l'oeil dans un premier temps, permette de pointer le début du signal. Nous avons sélectionné ainsi 58 séismes. Sur ces 58 séismes, seuls 51 ont été localisés, mais les 7 autres présentent un bon rapport signal sur bruit, nous les avons donc conservés pour le traitement. La localisation a été effectuée grâce à un réseau temporaire installé dans la région pour étudier la sismotectonique. Les 51 séismes localisés ont une magnitude comprise entre 0.5 et 3.5 et une distance épicentrale (par rapport à un point situé à l'emplacement de la station 5 mais à l'altitude de la station 1), comprise entre 2km et 160km. Tous les séismes sont répertoriés dans la table 2.1 et les épicentres des séismes localisés sont représentés sur la figure 2.3.

Sur cette carte, nous avons essayé de grouper les séismes en plusieurs catégories. Tout d'abord, les deux grands cercles centrés sur le réseau séparent les séismes dont la distance épicentrale est inférieure à 4 fois la distance maximale entre deux stations (5km), que nous appellerons séismes proches par la suite, les séismes dont la distance épicentrale est supérieure à 20 fois la distance maximale entre deux stations, que nous appellerons séismes lointains, et les séismes intermédiaires, que nous appellerons séismes locaux. Les 3 petits cercles montrent les 3 essaims de séismes que nous avons utilisés pour tester la stabilité de la méthode des rapports spectraux.

jjulien	date	heure	lat n	long e	azimut	distance	mag.
187	930706	1551 49.15	38-11.21	23-22.23	83.6	10.1	2.2
187	930706	2045 19.06	38-10.27	23-24.43	90.0	14.4	2.5
189	930708	1348 7.84	38-11.37	23-17.35	45.0	1.6	1.8
193	930712	231 23.09	38-13.98	23-16.44	.0	6.7	1.4
195	930714	1627 12.02	38-14.59	21-45.91	273.1	166.9	3.1
195	930714	1810 44.66	38-10.73	23-16.42	.0	5.6	1.2
196	930715	20 7 26.27	37-52.51	23- .41	222.0	44.8	1.5
197	930716	957 36.16	38- 6.82	23-28.24	106.7	23.2	1.9
198	930717	1253 45.47	37-53.74	22-42.25	243.0	71.6	2.9
199	930718	1142 35.33	38-12.86	23-19.25	51.3	7.1	1.9
201	930720	1315 15.91	38- 9.00	23-33.05	93.9	32.3	2.3
203	930722	1430 56.78	38-11.28	21-47.03	270.8	165.6	3.5
204	930723	1544 52.70	38-26.08	23-33.81	48.1	43.3	3.2
205	930724	1049 49.94	38- 9.59	23-35.04	91.8	34.5	2.4
206	930725	129 .01	38-33.24	23-40.48	46.5	61.3	3.2
207	930726	1151 37.62	38-10.02	23-35.54	90.0	35.6	2.2
207	930726	1848 55.40	38- 8.96	23-10.03	258.7	11.3	1.8
208	930727	1316 57.10	38- 7.75	23-36.81	96.7	38.0	2.2
208	930727	1454 51.84	38-10.54	22-45.70	271.1	56.7	2.6
209	930728	830 9.60	37-46.16	23- 1.79	211.0	51.8	2.7
209	930728	838 18.13	37-46.48	23- 2.95	208.8	50.7	2.9
209	930728	1033 3.45	37-44.49	23- 2.99	207.1	53.7	2.9
211	930730	17 9 42.33	38- 7.49	23-12.93	225.0	7.9	1.9
212	930731	538 57.84	38- 9.76	23-13.95	251.6	3.5	2.2
212	930731	1051 21.32	38-22.96	23-17.12	5.4	23.4	2.2
212	930731	2340 22.58	38-12.29	23-19.31	63.4	7.5	1.7
213	930801	355 7.81	38- 3.81	23-23.25	130.2	18.9	1.8
213	930801	2013 50.24	38- 5.65	23-47.52	98.6	59.6	3.1
215	930803	1419 37.75	39- 1.21	22-52.85	335.9	103.5	3.5
217	930805	1837 49.97	38-31.37	23-32.26	38.7	49.8	2.3
217	930805	2049 34.02	38-18.88	21-46.03	275.4	166.3	3.1
218	930806	119 34.30	38-14.01	21-48.38	272.3	162.4	3.1
218	930806	1855 6.56	38-22.76	23-50.80	70.4	69.6	2.8
225	930813	7 2 59.64	38- 9.96	23- 7.69	270.0	15.6	1.0
225	930813	822 14.76	38- 4.02	22-55.27	254.1	40.4	3.6
225	930813	854 42.70	38- 3.89	22-54.36	250.1	42.5	2.3
227	930815	1554 12.68	38- 9.73	21-47.35	269.6	164.4	3.4
228	930816	541 47.52	38-12.53	23-10.43	291.8	12.0	1.7
228	930816	639 .72	39-13.69	23-28.16	10.7	119.8	3.3
228	930816	934 22.35	38- 4.21	22-55.06	254.1	40.4	2.3
228	930816	943 17.94	38- 4.32	22-55.45	254.1	40.4	3.0
229	930817	2135 20.35	38-32.66	23-53.83	59.6	81.2	2.2
230	930818	7 9 14.65	38-11.57	23-18.86	63.4	5.0	0.5
230	930818	717 50.84	38-17.71	22-10.84	275.7	123.9	2.7
230	930818	2047 48.66	38- 3.06	22-54.09	251.6	42.2	2.3
231	930819	1 3 42.13	38-13.06	23-10.24	296.6	12.4	1.1
231	930819	2348 41.96	37-57.97	23- 7.31	216.9	27.8	1.9
232	930820	711 22.93	38-13.18	23-20.49	54.5	9.5	0.7
232	930820	12 6 41.10	38-24.06	23-19.08	12.3	26.2	1.3
234	930822	945 59.12	38-22.62	23-16.98	2.9	22.2	1.8
234	930822	20 8 7.77	38- 7.04	23-11.87	234.5	9.6	1.2
195	930714	1245					
198	930717	0416					
198	930717	0750					
198	930717	1241					
198	930717	1320					
206	930725	1859					
209	930728	1031					

TAB. 2.1 – *Tableau de localisation des séismes utilisés pendant cette expérience*

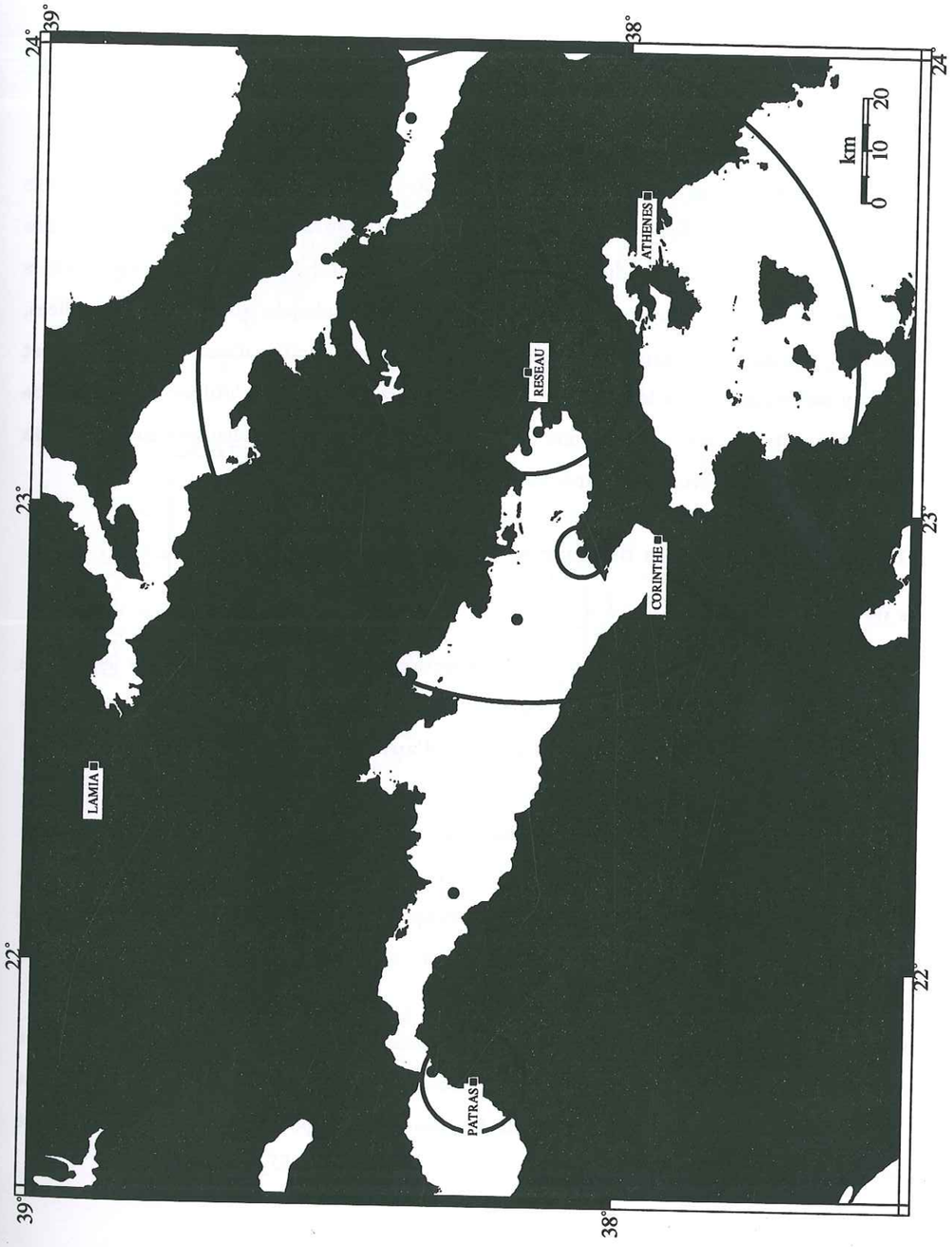

FIG. 2.3 – *Carte de localisation de la topographie étudiée. Les deux grands cercles séparent les séismes en trois parties : séismes proches, locaux et lointains; les petits cercles montrent les 3 essaims utilisés dans l'étude.*

2.3 Tests de variabilité de la méthode suivant différents paramètres.

Dans cette partie, nous allons présenter différents tests que nous avons effectués pour nous permettre de valider les paramètres de calcul et de nous rendre compte de la variation des rapports spectraux avec l'azimut du séisme et la distance épicentrale. En effet, certains auteurs utilisant des méthodes numériques, tant pour les effets topographiques que les effets de vallées, montrent une variation des rapports spectraux selon que la direction d'arrivée des ondes est parallèle ou perpendiculaire à la structure. Il est aussi recommandé de n'utiliser cette méthode des rapports spectraux par rapport à une référence que si le rapport de distance source-station sur station-station de référence est supérieur à 10 (Field et al., 1995b).

2.3.1 Étude par groupes de séismes en fonction de l'azimut.

Buts de cette étude.

La structure étudiée étant allongée dans la direction EO, nous n'attendons pas les mêmes résultats sur les composantes EO et NS. De plus, on peut s'attendre à ce que les résultats des calculs des rapports spectraux varient avec l'azimut d'arrivée des ondes sismiques.

C'est dans le but de vérifier ces hypothèses que nous avons séparé les séismes étudiés en quatre groupes. Dans chacun de ces groupes, l'azimut des ondes sismiques est compris dans des cadrans perpendiculaires et longitudinaux par rapport à la topographie étudiée. Nous avons ensuite comparé les moyennes des rapports spectraux entre les différents groupes de séismes pour chaque composante.
Dans la suite, l'essaim nord est celui pour lequel les azimuts des ondes sismiques sont compris entre -45 et +45 degrés. Nous avons ensuite les essaims est (+45, +135), sud (+135 , +225) et ouest (+225, +315). Le groupe nord rassemble 9 séismes, le groupe est 15, le groupe sud 9 et le groupe ouest 18.

Résultats.

Sur la figure 2.4 sont tracées, pour les 3 composantes, les moyennes des rapports spectraux sur chacun des groupes de séismes, des stations 5 et 6. La différence entre les courbes des stations 5 et 6 sera discutée plus tard. On voit que les différences entre les courbes sont faibles quelles

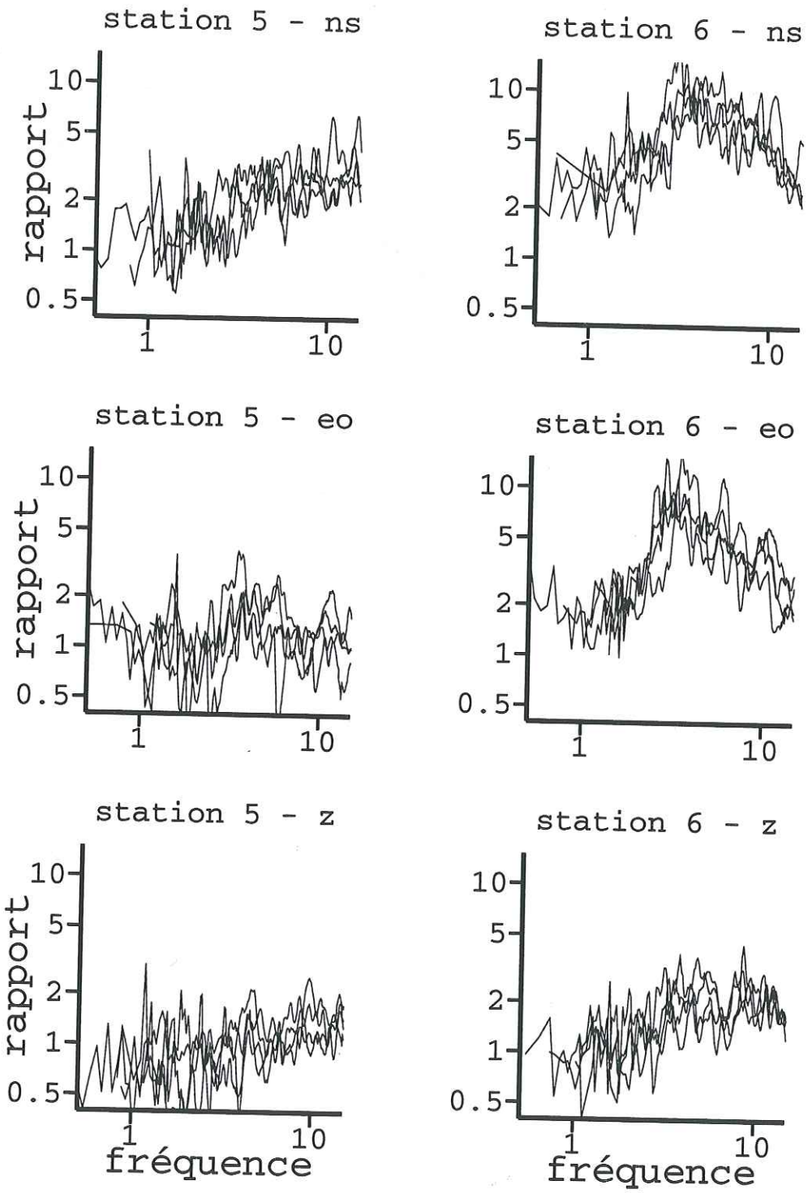

FIG. 2.4 – *Moyennes des rapports spectraux pour chaque groupe azimutal. Le calcul est effectué sur la station 6 et la station 5.*

que soient la composante ou la station considérée. Les courbes ont la même allure, et il n'est pas possible de dire qu'un groupe est systématiquement plus amplifié que les autres sur toutes les stations. Les quelques cas où la différence est plus importante sont dus au fait que les moyennes sont calculées sur un faible nombre de séismes (5 ou 6 enregistrements).

Cette étude sur les effets de l'azimut des séismes par rapport à la topographie tendrait donc à prouver que les rapports spectraux expérimentaux sont indépendants de cet azimut, et ce quelle que soit la composante étudiée.

2.3.2 Variabilité des résultats suivant la fenêtre de signal utilisée.

Le premier test à effectuer vise à connaître l'influence de la longueur de fenêtre choisie. Nous avons séparé cette étude en 2 parties. Dans la première, nous étudions l'effet d'une diminution de la longueur de fenêtre sur les résultats à basses fréquences. Dans la deuxième partie nous étudions, sur les séismes les plus importants, l'influence de l'augmentation de cette longueur de fenêtre, toujours dans le but de voir les effets de la topographie à basses fréquences.

Effet d'une diminution de la longueur de fenêtre.

Pour calculer les rapports spectraux nous avons utilisé pour chaque signal la fenêtre maximale qui ressortait du bruit de fond. La longueur de signal utilisé varie alors de 5s pour les séismes les plus proches à 25s pour les plus lointains. Nous avons voulu savoir ce qui se produisait si nous n'utilisions que des fenêtres de 5s et de 2s. Le résultat est reporté sur la figure 2.5. Les calculs représentent la moyenne des rapports spectraux des composantes EO pour tous les séismes de l'étude. On peut voir sur cette figure des différences importantes entre les stations. Pour les stations 6 et 7, les 3 courbes sont équivalentes, avec aucun point de calculé en dessous de 0.5Hz. Pour les autres stations, les courbes calculées sur toute la longueur utile et celles calculées sur seulement 5s donnent les mêmes résultats. Les courbes calculées sur 2s permettent également d'avoir des résultats en dessous de 0.5Hz, mais les amplifications sont différentes. On peut donc penser que 5s est une longueur minimale de fenêtre à utiliser pour calculer des rapports spectraux pour les fréquences inférieures à 0.5Hz. Par contre, le fait de travailler sur plus de signal ne donne pas, en moyenne sur tous les séismes, des résultats à plus basses fréquences. Nous allons maintenant étudier sur les séismes les plus importants de l'étude, l'effet de l'allongement de la fenêtre de calcul.

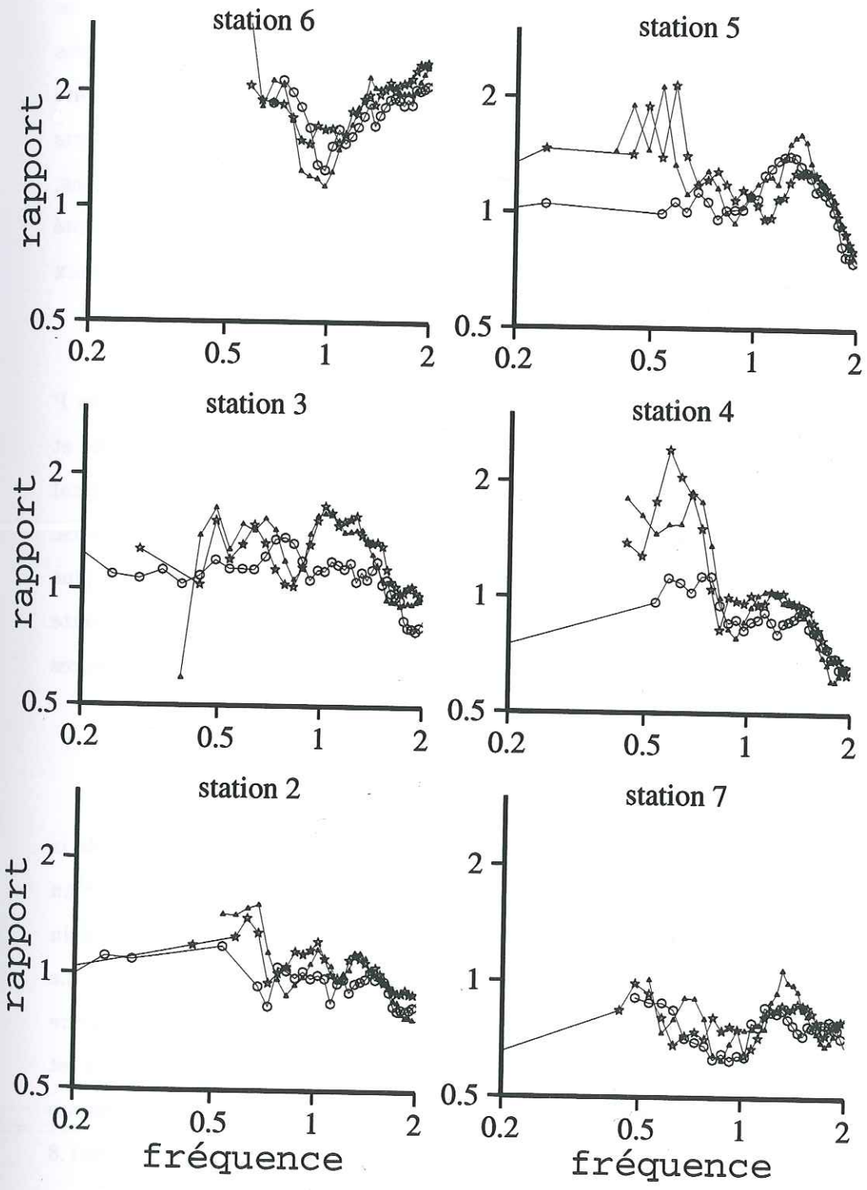

FIG. 2.5 – *Rapports spectraux composantes EO effectués sur des longueurs de fenêtres différentes. Étoiles : toute la longueur "utile"; triangles: 5s à partir des ondes P; et cercles: 2s à partir des ondes P.*

Effets de l'augmentation de la longueur de fenêtre.

Nous avons, pour l'ensemble de l'étude, utilisé des durées de signal variant de 5s pour les séismes proches à une vingtaine de secondes pour les séismes plus lointains. Or certains des séismes utilisés sont de magnitude suffisante pour libérer une énergie relativement importante pendant une durée de 30 à 40 secondes. Il peut donc être intéressant de regarder les rapports spectraux calculés sur des durées plus importantes pour voir si cela induit des modifications, notamment à basses fréquences. Pour cela nous avons utilisé le séisme du jour 204 à 15h44 (noté dans la suite 2041544) de magnitude 3.2, pour lequel nous avons calculé les rapports spectraux entre les stations 5 et 6 et la station 1 sur différentes durées et différentes parties du signal.

Les résultats sont présentés sur la figure 2.6. On peut voir que le fait d'inclure les ondes P ou de ne calculer qu'en utilisant les ondes S donne le même résultat (courbes avec des cercles et triangles) tant que la durée du signal n'est pas trop importante. Par contre, utiliser un signal de durée plus longue ne permet pas, au contraire, d'avoir des résultats à plus basses fréquences. Cela doit venir du fait que si le signal présente une énergie importante pour des durées plus longues pour les stations au sommet, les enregistrements à la station 1 ne présentent pas cette caractéristique. Le rapport signal sur bruit ne sera donc pas assez important aux fréquences basses pour que le rapport spectral puisse être calculé.

2.3.3 Stabilité des rapports spectraux avec la distance épicentrale.

D'après la théorie et certaines expériences, les rapports spectraux sont indépendants de la distance épicentrale du séisme considéré. Comme nous avions la chance de pouvoir traiter un grand nombre de séismes situés à des distances très différentes (de 2 à 167 km), nous avons voulu vérifier cette hypothèse. Nous avons donc séparé notre ensemble de séismes en trois groupes. Le premier, appelé séismes proches, rassemble les séismes dont la distance épicentrale est inférieure à 20km, le deuxième, les séismes locaux, comprend les séismes dont la distance épicentrale est comprise entre 20 et 80km, enfin, le dernier groupe, les séismes lointains, rassemble les séismes dont la distance épicentrale est supérieure à 80km. Le groupe des séismes lointains contient 8 évènements, celui des séismes locaux 25 et celui des proches 18.

Pour ces 3 groupes de séismes, nous avons calculé la moyenne des rapports spectraux reportée, pour chaque composante, sur la figure 2.7. On peut voir que pour les fréquences supérieures à

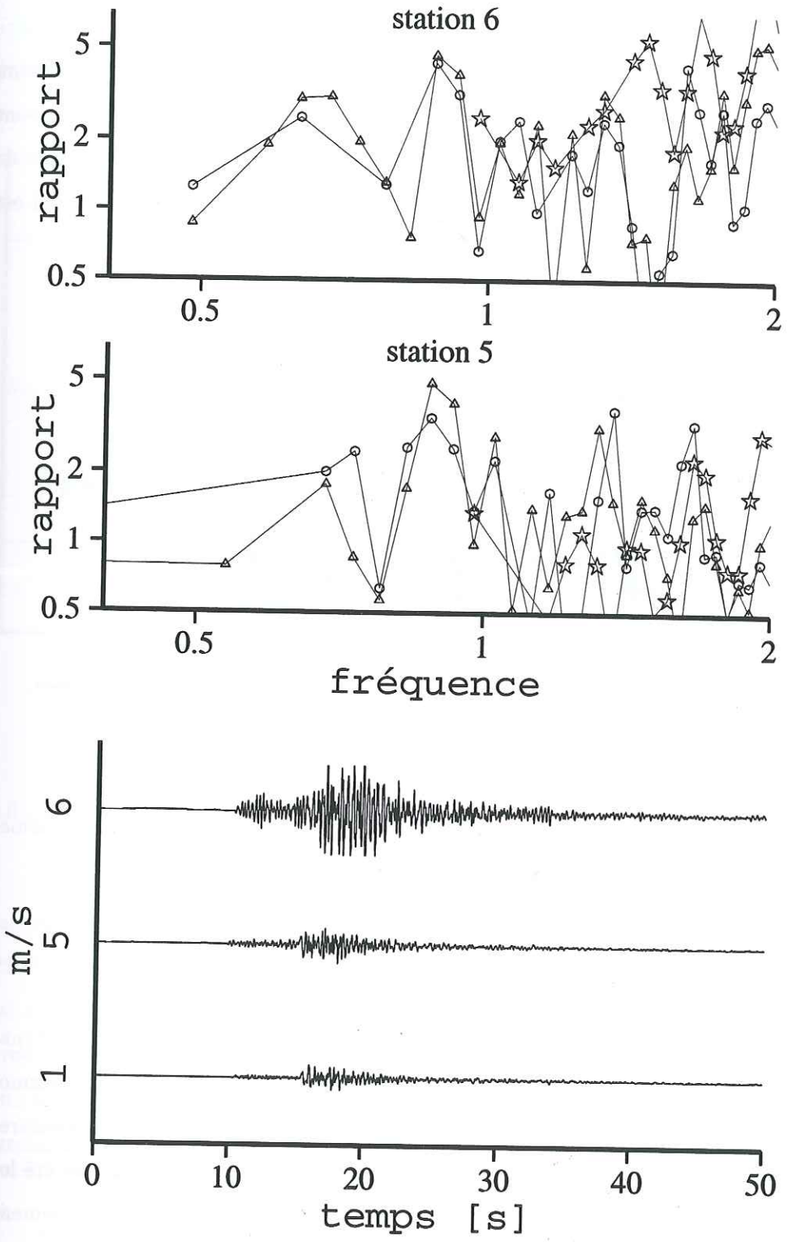

FIG. 2.6 – *Rapports spectraux 5/1 et 6/1 calculés sur des longueurs de fenêtres différentes. Cercles: 19s à partir de l'onde P; étoiles: 30s à partir de l'onde P; triangles: 13 s à partir de l'onde S. Les signaux sont les sismogrammes aux stations 1, 5 et 6 composantes EO.*

2Hz, les moyennes sont très proches quelle que soit la composante, tant en amplitude que pour la fréquence d'amplification maximale. La différence que l'on peut observer sur la composante EO et, dans une moindre mesure, sur la composante nord-sud est due à la différence de contenu fréquentiel des signaux. En effet, cette étude est biaisée par le fait que les séismes lointains sont des séismes de magnitude plus importante que les séismes proches. Ils génèrent donc plus de basses fréquences susceptibles d'exciter la structure étudiée à sa fréquence de résonance qui est inférieure à 1Hz.

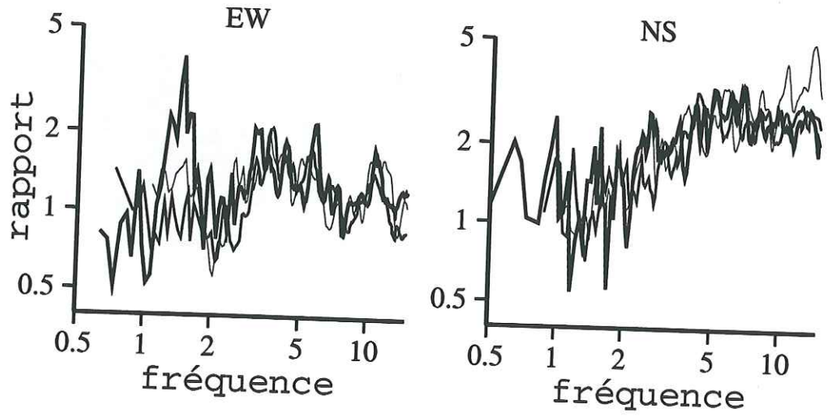

FIG. 2.7 – *Moyennes pour les 3 composantes des rapports spectraux 5/1. Trait gras, séismes lointains, moyens, séismes locaux, fins, séismes proches.*

2.3.4 Saturation du signal.

Deux des signaux enregistrés pendant l'expérience étaient saturés du fait de la faible dynamique des capteurs par rapport à l'amplitude du mouvement du sol enregistré. Ces deux séismes ayant saturé sont le séisme 2250822 de magnitude 3.6 localisé à une cinquantaine de kilomètres du réseau et le séisme 1951254 de magnitude 5.0 situé à 160km du réseau (qui n'a pas été localisé avec précision, et qui n'est donc pas dans le tableau 1). Leur magnitude est relativement élevée et leur utilisation pourrait donc apporter des précision sur les amplifications à basses fréquences, c'est pourquoi nous avons fait cette étude sur la saturation. Les enregistrements du séisme 2250822 à la station 6 sont représentés sur la figure 2.8. On peut voir sur cette figure que

la saturation modifie de manière conséquente le signal en temps, surtout sur la composante EO. Nous avons voulu savoir si cette saturation peut influer sur les résultats des rapports spectraux, et donc s'il est possible ou non d'inclure dans notre étude les séismes ayant saturé.

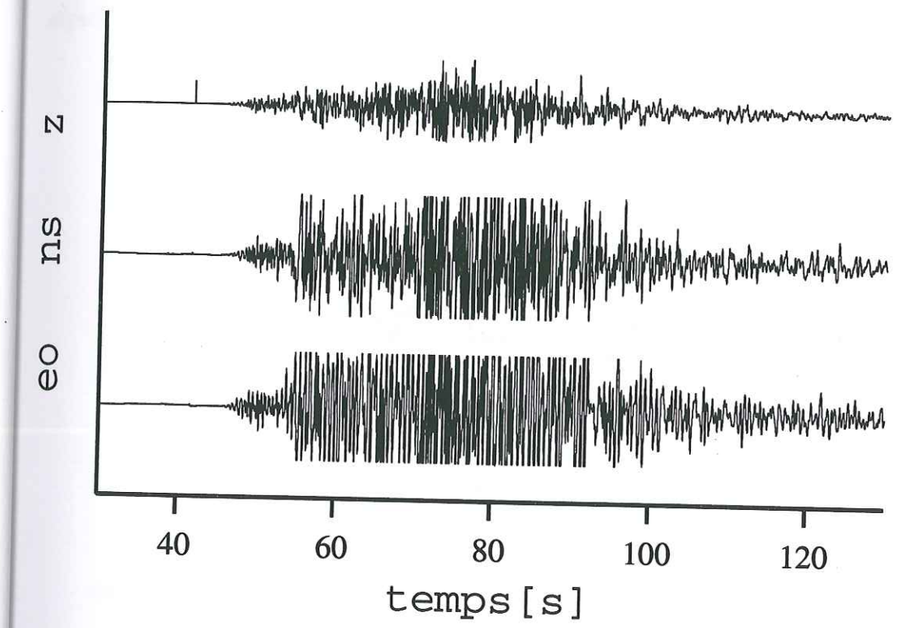

FIG. 2.8 – *Signaux en vitesse du séisme 2250822 station 6. De haut en bas, composantes Z, NS, EO.*

Pour cette étude, nous avons utilisé le séisme 2250854 ayant une localisation proche du séisme 2250822. Nous avons travaillé sur la seule composante EO. Nous avons écrêté artificiellement le signal correspondant pour étudier la variabilité des rapports spectraux avec la saturation. Nous avons tout d'abord utilisé des pourcentages de saturation allant de 20% à 80% pour savoir comment la saturation modifie le spectre du signal. Ensuite, nous nous sommes concentrés sur des pourcentages variant entre 40 et 60%.

Étude préliminaire.

Nous avons donc écrêté la composante est-ouest du séisme 2250854. Sur la figure 2.9 nous avons tracé pour différents taux de coupure les spectres des signaux bruts et écrêtés. Dans ce

chapitre, écrêter à 20% signifie que le signal est écrêté à 20% du maximum pic à pic.

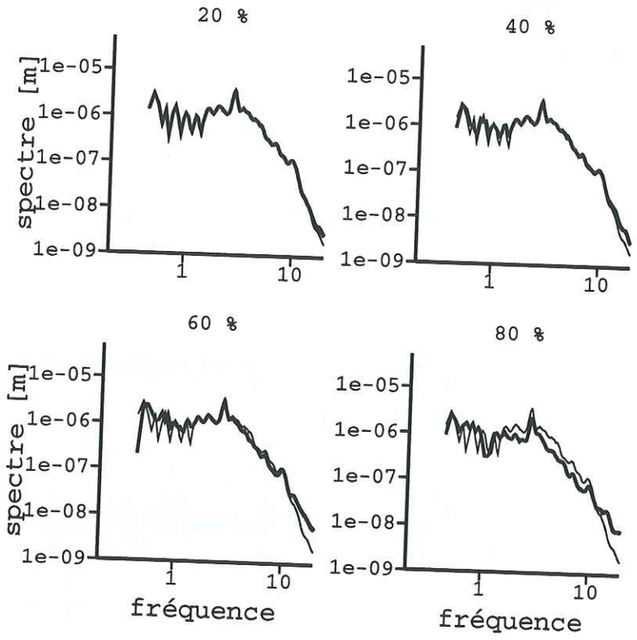

FIG. 2.9 – *Spectres en vitesse signal brut (traits épais) et signal écrêté (traits fins) pour des saturations de 20, 40, 60 et 80%*

On voit que jusqu'à une coupure de 60%, l'écrêtage des signaux ne modifie de manière visible le spectre qu'à partir d'une fréquence de 10Hz. Quand la saturation devient plus importante l'amplitude du spectre se modifie à des fréquences beaucoup plus basses et donc cette saturation risque de gêner l'interprétation des résultats.
Nous pouvons voir aussi que jusqu'à une saturation de 40%, les différences entre les spectres sont très faibles pour toute la gamme de fréquences qui nous intéresse. Nous allons donc par la suite nous concentrer sur des saturations de l'ordre de 50% pour affiner l'étude et voir si des signaux saturés naturellement peuvent être utilisés pour une étude utilisant les rapports spectraux.

Étude sur un signal saturé autour de 50%.

Pour cette étude, nous avons travaillé sur deux enregistrements différents pour essayer de bien contraindre les résultats. Les résultats représentés sont ceux du séisme 2250854. Sur la

figure 2.10 où sont tracés, pour la composante EO, le signal brut et le signal écrêté à 50%, on peut voir qu'une saturation de 50% ne modifie pas de manière importante le signal. Et si on compare avec la figure 2.8, on s'aperçoit que le signal du séisme 2250822 semble saturé au delà de 50%. Nous allons néanmoins continuer l'étude pour connaître l'effet d'une saturation sur le signal.

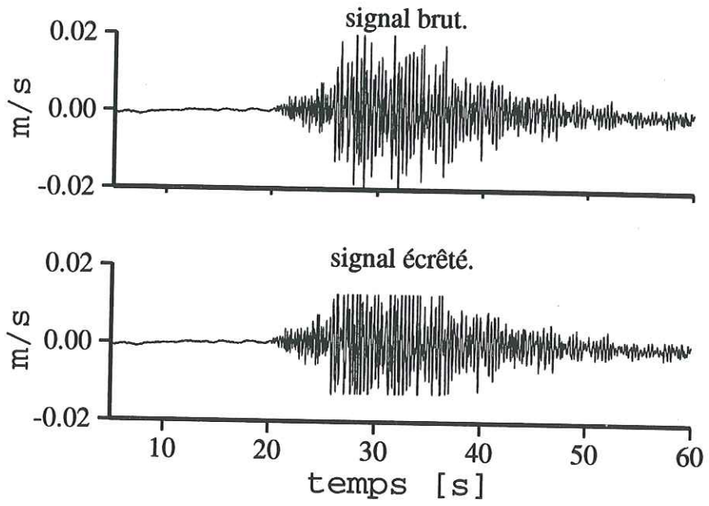

FIG. 2.10 – *Séisme 2250854 composante EO station 6, signal brut en haut, signal écrêté à 50% en bas*

Nous avons tout d'abord regardé les rapports spectraux entre les spectres de la station 6 artificiellement saturée et les spectres de cette même station mais non saturée, les résultats sont représentés sur la figure 2.11. Les résultats obtenus pour cette étude confirment ceux de l'étude préliminaire, à savoir que l'erreur faite en utilisant un signal saturé pour les rapports spectraux reste relativement faible (inférieure à 2) pour des fréquences variant entre 0.5 et 10Hz, tant que la saturation reste inférieure à 60%. On voit quand même que les rapports sont plus stables pour des saturations moins importantes. Les instabilités des rapports aux fréquences inférieures à 1Hz sont dues au lissage.

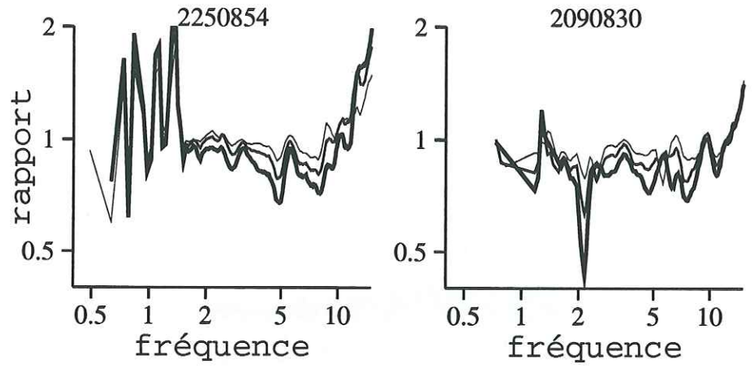

FIG. 2.11 – *Rapports spectraux signal saturé / signal non saturé de la composante EO de la station 6. Saturations de 40% (traits fins), 50% (traits moyens) et 60% (traits épais).*

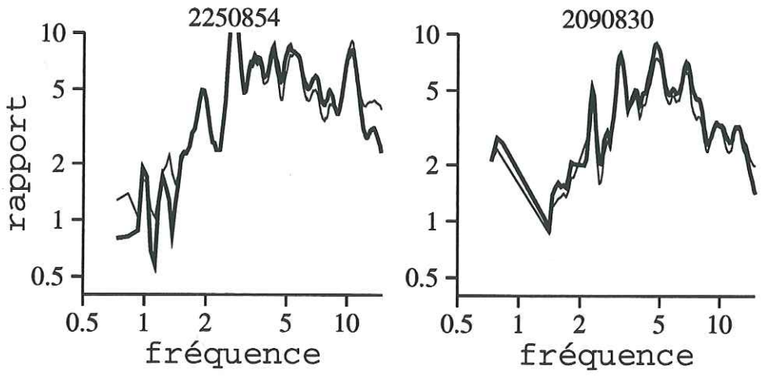

FIG. 2.12 – *Rapports spectraux station 6 sur station 1. Trait épais, station 6 saturée (50%); trait fin, station 6 non saturée*

Afin de confirmer ce résultat, nous avons regardé sur la figure 2.12 les rapports spectraux entre les spectres de la station 6 que nous avons écrêté, et les spectres de la station de référence que nous avons laissé tels quel, ceci afin de nous rapprocher du cas réel. La saturation utilisée sur cette figure est de 50%. Nous voyons que les différences entre les rapports spectraux restent faibles, pour les fréquences comprises entre 1 et 10Hz.

2.3.5 Détermination rapide de la valeur de saturation.

Le but de cette étude est de savoir s'il est possible d'inclure un signal saturé dans un calcul de rapports spectraux. On a vu que si le signal est saturé avec un pourcentage inférieur à 50%, il est possible de l'utiliser. La détermination du pourcentage de saturation est relativement simple si on considère que chaque cycle d'un signal sismique peut être assimilée à un triangle. Dans ce cas, le "pourcentage de saturation" correspond au rapport entre la largeur de l'arche à l'amplitude 0 et la largeur à l'amplitude maximale. Bien sur, les arches n'étant pas toutes régulières, il est nécessaire de faire la moyenne de ce rapport sur plusieurs arches.

2.3.6 Conclusions.

Les test précédents ont été faits sur l'expérience de topographie. Cependant, seul le test sur l'azimut des séismes est fortement dépendant de la structure et les conclusions ne peuvent pas être utilisées pour les effets de dépôt sédimentaire. Pour les autres tests, nous considérons leurs résultats vrais aussi pour les autres configurations géologiques. Ainsi, une correction de distance est inutile, même pour des séismes proches. La longueur de fenêtre sur laquelle le rapport spectral est calculé doit être au moins de 15s si cela est possible, pour voir des effets à des fréquences inférieures à 1Hz. Cependant, la fenêtre de calcul ne doit pas contenir la fin de la coda, faute de quoi le rapport signal sur bruit ne sera pas suffisant.

En conclusion de l'étude sur la saturation, on peut dire que le fait d'utiliser un signal saturé "raisonnablement" n'induit pas d'erreur notable dans les résultats de la méthode des rapports spectraux. D'après la détermination du pourcentage de saturation proposée plus haut, les deux séismes pour lesquels les composantes horizontales ont saturé à la station 6 semblent avoir subi une saturation inférieure à 50%. Nous les inclurons donc dans notre étude.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

2.4 Étude des effets topographiques par la méthode des rapports spectraux.

Nous allons présenter dans ce paragraphe les résultats obtenus sur le site du Kitheron par la méthode des rapports spectraux. Nous avons donc travaillé sur les 58 séismes dont les coordonnées temporelles et spatiales, ainsi que l'azimut et la distance épicentrale par rapport à la station 6 sont présentés dans la table 2.1.

Nous avons séparé le travail en plusieurs phases. Tout d'abord nous avons fait le calcul des rapports spectraux et des moyennes sur l'ensemble des 58 séismes. Puis nous avons traité des séismes de localisations spatiales très proches, pour affiner l'étude sur la variabilité des rapports spectraux avec la localisation du séisme.

2.4.1 Résultats préliminaires.

Nous allons tout d'abord présenter rapidement des signaux temporels qui vont permettre de se faire une première idée des effets de la topographie étudiée. Sur la figure 2.13 nous avons représenté les enregistrements obtenus pour le séisme 2081316. Ce séisme a un azimut de 100 degrés et est à une distance épicentrale de 40km, sa magnitude est de 2.2. Sont représentés sur cette figure les enregistrements de chaque station pour chaque composante. En haut la composante verticale, puis les composantes ns et eo. L'échelle de la composante verticale est quatre fois plus faible que celle des deux autres, sinon il serait difficile de distinguer le signal. Sur chaque dessin sont représentés de haut en bas les enregistrements des stations 6, 5, 4, 3, 2, 7, 1. La station 7 est représentée au dessus de la station 1 pour pouvoir les comparer. Ces enregistrements sont représentatifs de l'ensemble des séismes sélectionnés.

Deux résultats sont visibles immédiatement. Sur la composante verticale, tous les enregistrements ont une amplitude équivalente. Pour les composantes horizontales, la station 6 a une amplitude largement supérieure aux autres, l'autre station au sommet (5) présentant des amplitudes équivalentes à celles placées sur les pentes de la topographie. Nous pouvons d'ores et déjà penser que les effets topographiques sur la composante verticale seront négligeables et que pour les autres composantes, la station 6 va avoir un comportement différent des 5 autres stations.

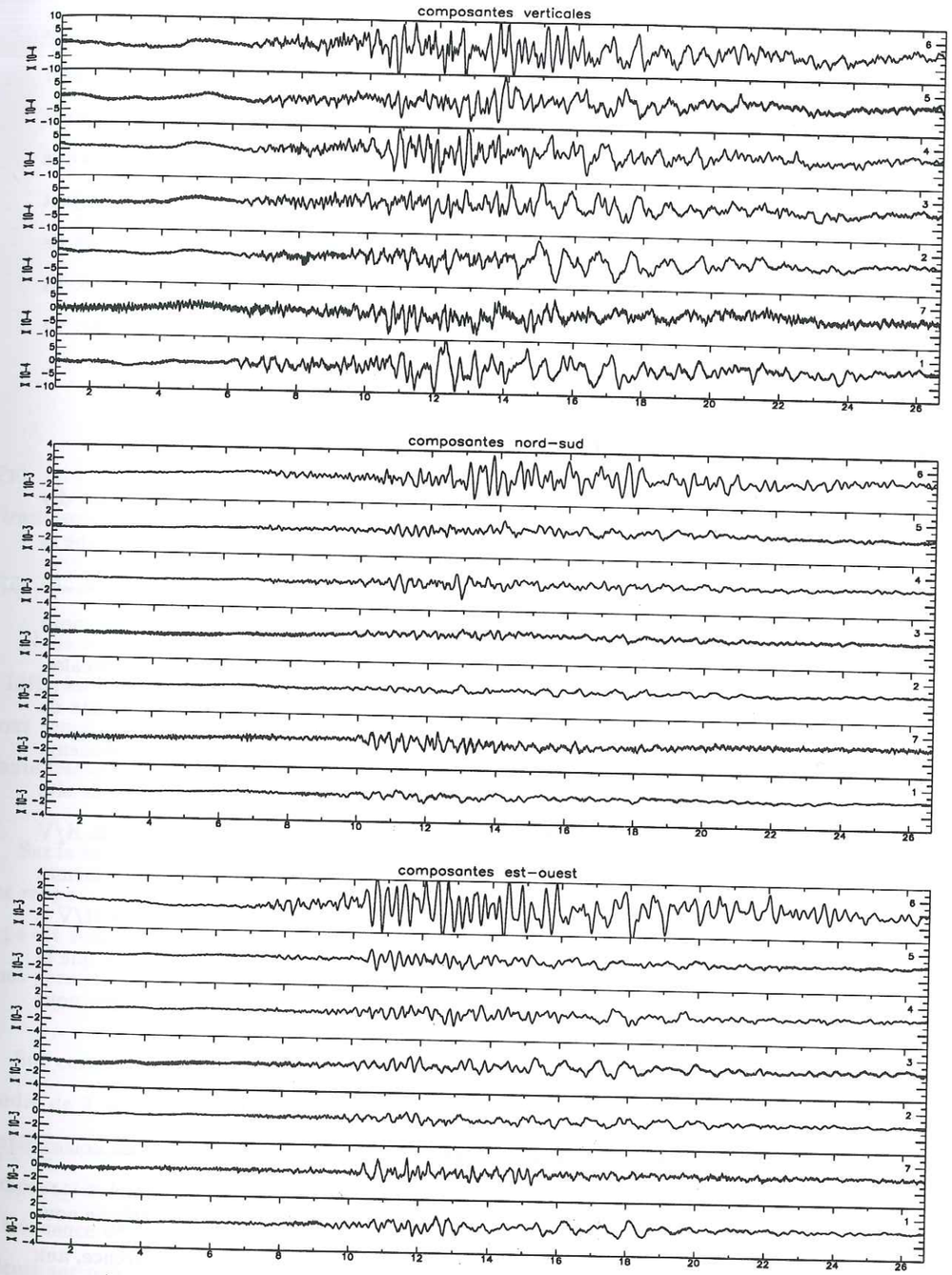

FIG. 2.13 – *Enregistrements en vitesse (m/s) des 7 stations du séisme du 2081316. De haut en bas, composantes verticale, nord-sud et est-ouest. Pour chaque composante, de haut en bas les stations 6,5,4,3,2,1,7.*

On peut voir aussi que les vitesses enregistrées à la station 7 sur les composantes horizontales sont plus élevées que celles de la station 1. Malheureusement, ceci ne nous permet pas de choisir la station de référence, l'effet de la topographie pouvant être une désamplification du mouvement du sol à la base de la topographie. On voit aussi que le bruit à la station 7 est plus important que à la station 1. Par contre, toutes les stations placées sur les pentes de la topographie présentent des enregistrements semblables. Il ne semble donc pas y avoir d'effets relatifs à l'altitude de la station. Un dernier résultat visible sur ces signaux temporels est que, sur la station 6, ils sont plus amplifiés sur la composante EO que sur la NS. Nous attendions plutôt l'inverse, vu l'orientation EO de la topographie.

2.4.2 Choix de la station de référence

Ce choix a été évoqué dans le chapitre précédent. Néanmoins, il me semble important d'y revenir pour essayer d'en contraindre les effets. La station 1 a enregistré plus de séismes que la station 7 et le bruit sismique y est plus faible, elle semble donc le choix le plus logique pour une station de référence. Pour confirmer ou infirmer ce choix d'un point de vue plus physique, nous avons utilisé la méthode des rapports spectraux entre les composantes horizontales et verticales. Nous avons appliqué cette méthode aussi bien sur les séismes que sur les enregistrements de bruit. Bien que cette méthode ne soit pas encore vraiment validée, il semble d'après plusieurs expériences sur les effets de site, (Lachet, 1996) qu'une station sur laquelle aucun effet de site n'est observé présente un rapport H/V proche de 1. Nous avons donc calculé ces rapports H/V pour tous les séismes de notre étude pour les stations 1 et 7. Le calcul a été fait sur les mêmes fenêtres que les rapports spectraux classiques. Sur la figure 2.14 on voit que le rapport H/V à la station 1 est très stable et proche de 1 sur toute la gamme de fréquence étudiée, alors que le rapport de la station 7 augmente avec la fréquence. Ceci nous confirme donc le choix que nous avons fait de la station 1 comme station de référence.

2.4.3 Étude sur l'ensemble des séismes sélectionnés.

Nous avons travaillé sur les 58 séismes répertoriés dans la table 2.1. Pour chaque séisme nous avons calculé les rapports spectraux entre les différentes stations et la station de référence, aux fréquences pour lesquelles le rapport signal sur bruit est supérieur à trois. Ensuite, nous avons fait une moyenne de ces rapports spectraux.

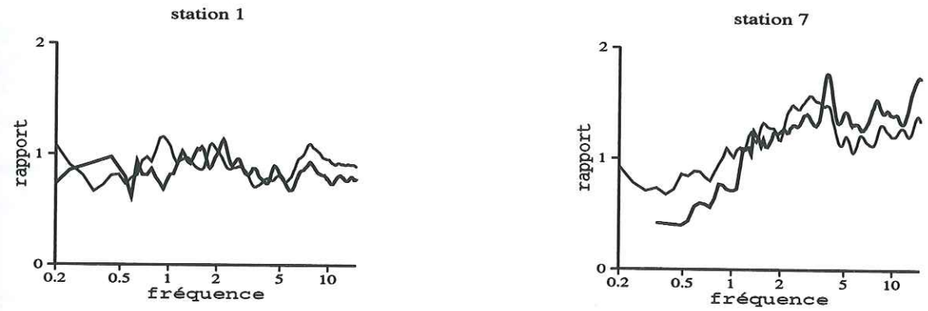

FIG. 2.14 – *Rapports H/V sur les stations 1 (à gauche) et 7 (à droite). Calculs faits sur le bruit (traits gras) et sur les séismes (traits fins)*

Résultats par stations.

Nous avons limité le tracé des rapports spectraux et des moyennes aux fréquences inférieures à 15Hz, les fréquences supérieures ne nous intéressant a priori pas, pour deux raisons principales : nous avons remarqué lors des études préliminaires que le rapport signal sur bruit est mauvais à haute fréquence, et les fréquences de "résonance" attendues sont beaucoup plus faibles.

Sur la figure 2.15 sont représentées, pour les trois composantes de chaque station, les moyennes des rapports spectraux ainsi que l'écart-type. On peut voir que quelle que soit la station, l'écart type est relativement important mais reste dans des limites raisonnables (rapport 2). Ceci va nous permettre de donner des résultats représentatifs de l'ensemble des séismes étudiés.

Sur certaines stations, la courbe du rapport spectral permet de voir une amplification de l'ordre de 2, à une fréquence de 0.6Hz qui est la fréquence de résonance de la structure. Cette amplification est relativement claire sur la composante EO de la station 6 ainsi que sur les deux composantes horizontales des stations 4 et 5. Ce résultat, qui signifierait que l'amplification à la fréquence de résonance est faible, est à prendre avec précaution car le rapport spectral est calculé sur peu de valeurs de fréquence en dessous de 0.7Hz.

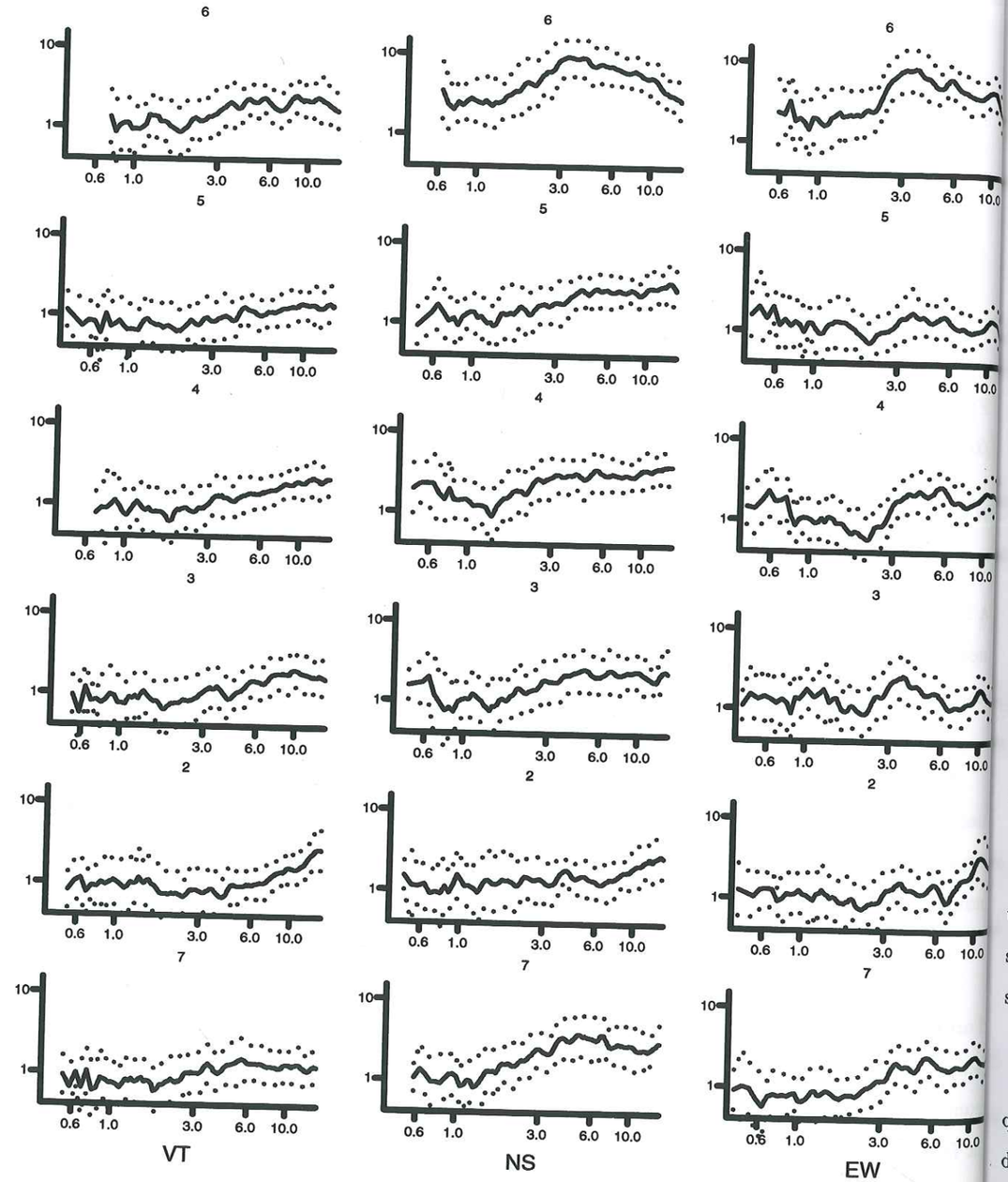

FIG. 2.15 – *Moyennes et écart-types des rapports spectraux calculés sur l'ensemble des séismes*

En plus de cette amplification faible à la fréquence de résonance théorique pour toutes les stations, nous observons sur la composante EO une augmentation du rapport spectral moyen pour des fréquences comprises entre 3 et 6Hz. Par contre, l'amplitude de cette augmentation dépend fortement de la position de la station. En effet, pour les stations 2 à 5 et 7, la moyenne des rapports spectraux ne dépasse pas la valeur 4, bien que la station 5 soit située au sommet de la topographie. Mais pour la station 6 la moyenne atteint la valeur 8. Cette caractéristique va se retrouver plus ou moins tout au long de l'étude.

Pour les composantes NS et verticale, on retrouve les mêmes tendances, mais avec un niveau d'amplification moins fort. Ceci est particulièrement vrai pour la composante verticale pour laquelle l'amplification reste inférieure à trois même pour la station 6.

Résultats par composantes

Sur la figure 2.16 sont tracées, pour chaque composante, les moyennes des rapports spectraux sur toutes les stations. Ceci nous permet de comparer pour chaque composante les fréquences et niveaux d'amplification. On voit un peu plus facilement que sur la figure précédente l'amplification sur plusieurs stations à la fréquence de résonance de la structure. On peut voir aussi que pour les trois composantes, la station 6 présente une amplification supérieure aux autres stations qui ont une amplification inférieure à 3. Pour la composante verticale, la différence est beaucoup moins importante que pour les deux autres composantes pour lesquelles la station 6 présente une amplification maximale de 9 alors que les autres stations ne dépassent pas 4.

Nous nous attendions à ce que le niveau d'amplification augmente avec l'altitude de la station, comme cela a été trouvé pour d'autres expériences et modélisations. Mais, mis à part la station 6 qui est placée au sommet de la topographie et qui est la plus amplifiée, pour les autres stations il n'y a pas d'augmentation du rapport spectral avec l'altitude.

La figure 2.17 permet de comparer les amplifications entre les composantes de la station 5 qui semble avoir un comportement plus "normal". Les résultats sont plus proches des prévisions dans la mesure où la composante verticale n'est pratiquement pas amplifiée alors que les deux composantes horizontales présentent des niveaux d'amplification plus importants. Par contre, l'orientation EO de la topographie nous faisait attendre un effet plus important sur la composante

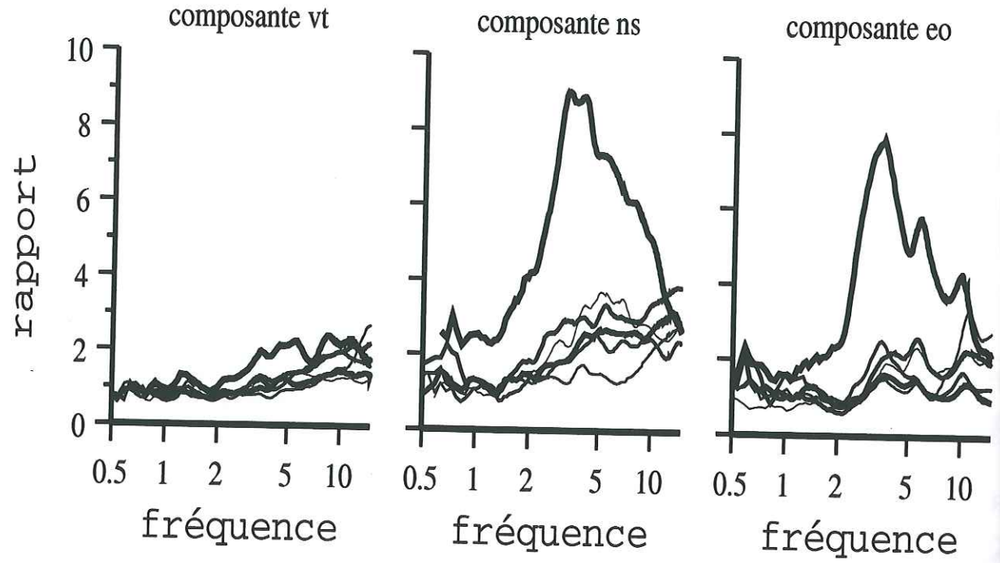

FIG. 2.16 – *Moyennes par composantes des rapports spectraux calculés sur l'ensemble des séismes. Chaque courbe correspond à une station. Du trait gras au trait fin, sont représentés respectivement les station 6, 5, 4, 3, 2 et 7.*

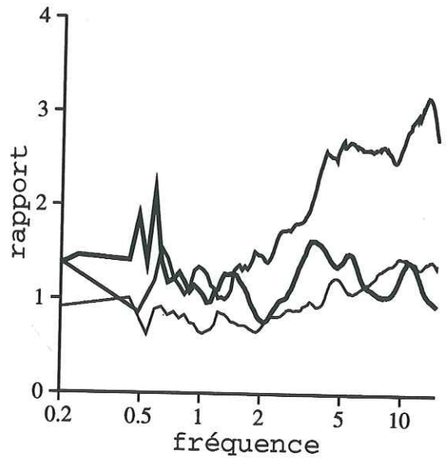

FIG. 2.17 – *Moyennes des rapports spectraux pour les 3 composantes de la station 5. Traits épais, composantes eo; traits moyens, composantes ns et traits fins, composante z.*

NS que sur la composante EO. Ce qui ne semble pas être le cas sur cette figure, en particulier à la fréquence de résonance où les deux composantes horizontales ont la même amplitude.

Conclusion

En conclusion de cette étude faite sur l'ensemble des signaux utilisables, on peut dire que la topographie étudiée semble avoir la fréquence de résonance attendue, mais que l'amplification à cette fréquence est faible. Nous avons pu mettre en évidence une amplification à une fréquence de 5-6Hz que nous n'attendions pas et qui est très importante à la station 6. Dans la suite de l'étude, nous allons essayer de déterminer l'origine de cette deuxième amplification.

Nous n'avons pas pu détecter sur les rapports spectraux d'effet lié à l'altitude de la station, les stations 2, 3 et 4 ayant des amplifications comparables. De plus l'orientation EO du relief n'a pas donné des résultats différents sur les deux composantes horizontales.

2.4.4 Étude par essaims

Nous avons eu la chance pendant cette expérience d'enregistrer plusieurs fois des séismes de localisations spatiales et/ou temporelles très proches. Il est intéressant de comparer les rapports spectraux calculés pour ces séismes afin de valider leur stabilité, certains de ces séismes étant proches du doublet. Nous avons donc fait une étude sur trois "crises" sismiques. La première a fait suite à un séisme à Patras le 14 juillet 1993, la deuxième regroupe trois séismes du jour 209 au sud du golfe de Corinthe. La troisième fait suite à un séisme de magnitude 3.6 qui a eu lieu le 13 août 1993 au nord du golfe de Corinthe.

Étude de l'essaim de Patras

Cette étude porte sur les 5 séismes dont les coordonnées spatiales et temporelles sont reportées sur la table 2.2. On peut voir que ces séismes sont très proches les uns des autres. Nous avons tracé sur la figure 2.18 les enregistrements de ces 5 séismes à la station 5 pour la composante eo. On voit que certains de ces enregistrements présentent entre eux des formes d'ondes assez ressemblantes : les trois séismes des jours 203, 217, 218 d'une part et les deux séismes des jours 195 et 227 d'autre part. Nous allons voir si ces formes d'ondes donnent des spectres de Fourier équivalents et donc des rapports spectraux égaux.

jour	date	heure	lat n	long e	mag.	azimut	distance
195	930714	1627 12.02	38-14.6	21-45.9	3.1	273	166
203	930722	1430 56.78	38-11.3	21-47.0	3.5	270	165
217	930805	2049 34.02	38-18.9	21-46.0	3.1	275	166
218	930806	119 34.30	38-14.0	21-48.4	3.1	272	162
227	930815	1554 12.68	38- 9.7	21-47.3	3.4	269	164

TAB. 2.2 – *Localisation des séismes de l'essaim de Patras*

Pour cet essaim, la distance épicentrale des séismes étant relativement importante, les spectres sont calculés sur 20s à partir des ondes S. Tout le spectre est représenté sur ces dessins, il n'y a pas de limitation avec le rapport signal sur bruit. Nous avons tracé sur la figure 2.19 les spectres de ces enregistrements aux stations 1, 2, 5 et 6 pour les composantes eo. La différence d'amplitude entre les spectres est essentiellement due à la différence de magnitude entre les séismes.

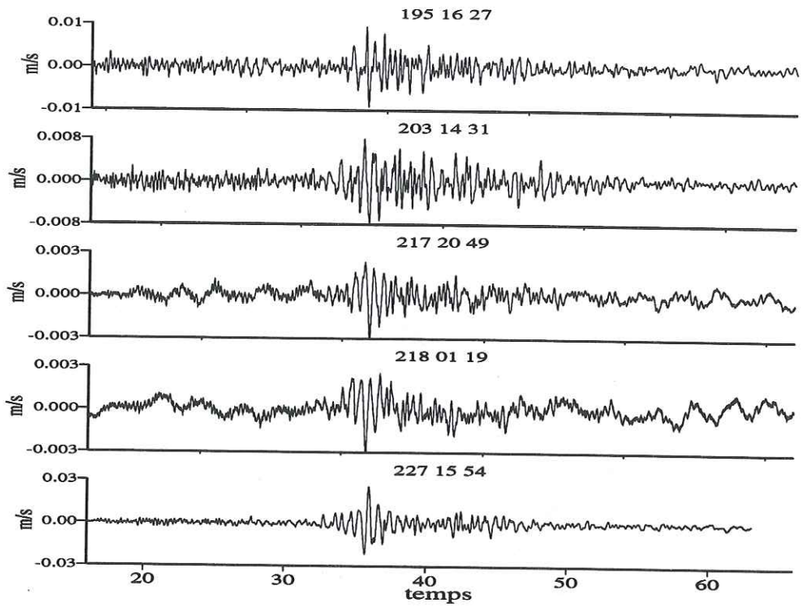

FIG. 2.18 – *Enregistrements à la station 5 de la composante EO pour les séismes de l'essaim de Patras*

En s'affranchissant de ces différences d'amplitude, on peut voir que les spectres des 5 séismes présentent des caractéristiques communes sur les 4 stations représentées. Malgré quelques fluctuations à certaines fréquences, l'allure générale des spectres est la même. Nous allons voir si ce résultat se retrouve sur les rapports spectraux.

La figure 2.20 présente les résultats des calculs des rapports spectraux pour les 5 séismes de l'essaim. On constate que les comportements sont généralement similaires. Il semble y avoir pour les 4 stations un premier pic d'amplification autour de 1.5Hz, pic qui n'était pas visible sur l'étude de l'ensemble des séismes. On peut voir aussi pour les stations 5 et 6 une augmentation des rapports spectraux à des fréquences inférieures à 1Hz, correspondant à la fréquence de résonance théorique de la structure. Comme pour l'étude sur la totalité des séismes, ce résultat est à prendre avec précautions à cause du nombre de points de calcul du spectre à basses fréquences.

Nous allons maintenant étudier un essaim dont les séismes sont très regroupés dans le temps mais ne semblent pas être des répliques d'un choc principal.

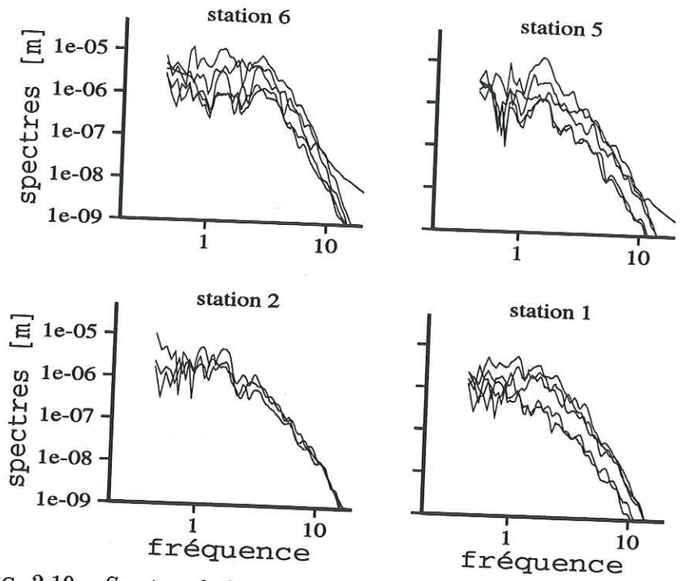

FIG. 2.19 – *Spectres de la composante EO pour les séismes de l'essaim de Patras*

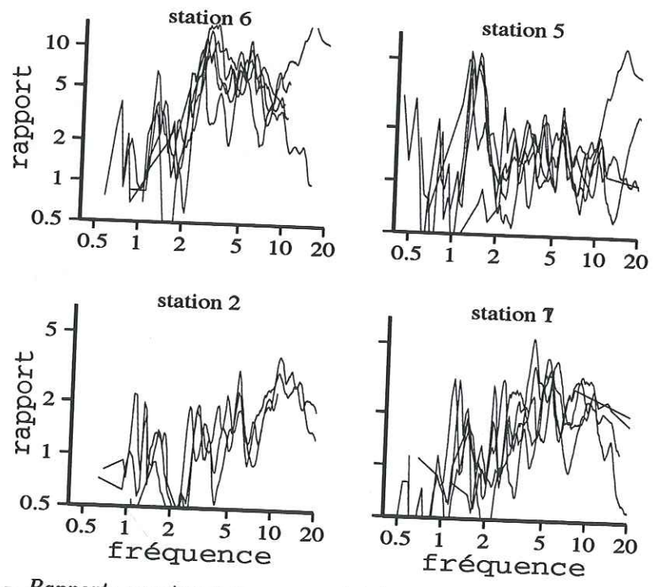

FIG. 2.20 – *Rapports spectraux par rapport à la station 1, composante EO pour les séismes de l'essaim de Patras*

Étude de l'essaim sud-corinthe

Nous avons travaillé sur les séismes dont les coordonnées sont reportées sur la table 2.3. Ces séismes sont très proches en temps et en lieu et leur magnitude est la même, mais ils ne sont pas des répliques d'un choc principal (ou ce choc principal est ancien par rapport aux séismes).

date	heure	lat n	long e	mag.	azimut	distance
930728	830 9.60	37-46.16	23- 1.79	2.7	210	51
930728	838 18.13	37-46.48	23- 2.95	2.9	208	50
930728	1033 3.45	37-44.49	23- 2.99	2.9	207	53

TAB. 2.3 – *Localisation des séismes de l'essaim sud corinthe*

La figure 2.21 montre les enregistrements de ces 3 séismes sur la composante eo de la station 5. Les deux enregistrements du bas présentent des caractéristiques très proches, surtout pour les basses fréquences, le bruit étant différent d'un enregistrement à l'autre. On peut donc espérer que les spectres et les rapports spectraux seront équivalents à basse fréquence.

Dans les deux figures qui suivent, le séisme de 8:30 est représenté en traits gras et les deux autres séismes en traits fins. La figure 2.22 représente les spectres des composantes EO pour ces 3 séismes aux stations 1, 2, 5 et 6. Le tracé de ces spectres confirme ce qui vient d'être dit, à savoir que les spectres des deux derniers séismes sont très proches pour des fréquences inférieures à 5Hz, ils sont même égaux sur une grande gamme de fréquence. Par contre, le spectre du troisième séisme est différent des deux autres, même si l'allure générale de la courbe est la même. Nous allons maintenant regarder les résultats obtenus sur les rapports spectraux.

Nous avons tracé sur la figure 2.23 les rapports spectraux entre les stations 6, 5, 7, 2 et la station 1. Les rapports spectraux calculés sur les deux derniers séismes sont très proches, ceux calculés sur le séisme de 8:30 étant assez différents des précédents. Par contre, la forme générale est la même et on peut retrouver les mêmes fréquences d'amplification maximale. En effet, et cela confirme l'étude faite sur l'ensemble des séismes, les rapports spectraux sont maximums à une fréquence de 3-4Hz. Nous retrouvons aussi la fréquence d'amplification à 1.5Hz que nous avions vue sur les séismes de Patras, même si elle est un peu moins évidente à distinguer. Par contre,

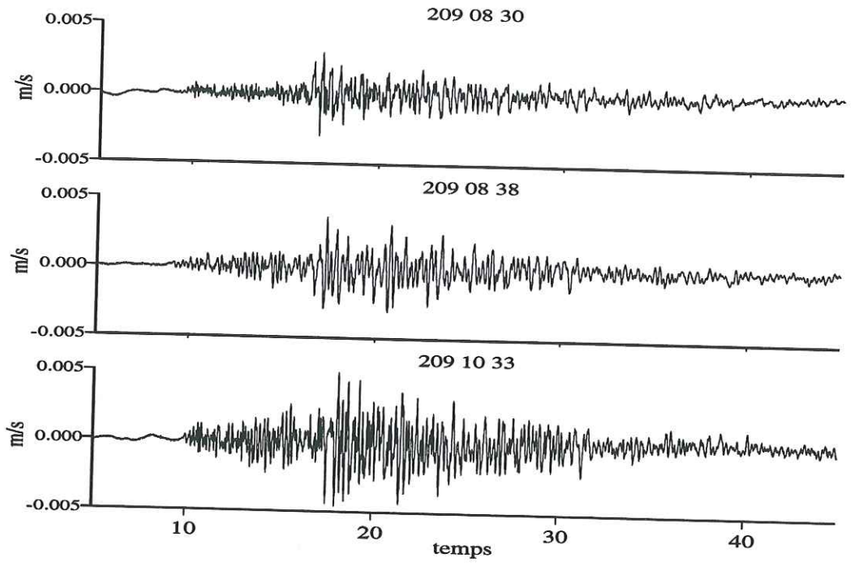

FIG. 2.21 – *Enregistrements de la composante EO pour les séismes de l'essaim sud-Corinthe*

il n'est pas possible de voir la fréquence de résonance à 0.6Hz.

Ce qui ressort de cette étude sur des séismes très semblables est que l'amplitude des rapports spectraux est dépendante du séisme, par contre, la fréquence d'amplification maximale semble elle plus indépendante. Nous allons maintenant essayer de confirmer ce résultat en étudiant des séismes proches de la topographie, dont un séisme est le choc principal et les autres des répliques de ce choc.

Étude de l'essaim nord-corinthe

Pour cette étude, nous avons travaillé sur les 5 séismes répertoriés sur le tableau 2.4. Le séisme de 8:22 est le choc principal qui a saturé sur les composantes horizontales de la station 6. Les 4 autres séismes sont des répliques de ce choc principal. On aura donc les mêmes mécanismes au foyer et donc, on peut légitimement penser que les spectres et les rapports spectraux présenteront des caractéristiques communes.

La figure 2.24 représente les signaux enregistrés à la station 5 sur la composante est-ouest.

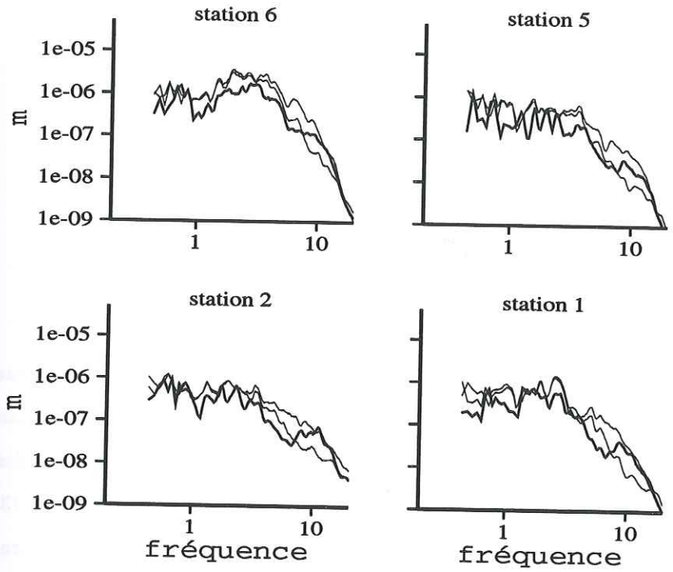

FIG. 2.22 – *Spectres de la composante EO pour les séismes de l'essaim sud-Corinthe. Pointillés, séisme 2090830; traits pleins, séisme 2090838 et 2091033.*

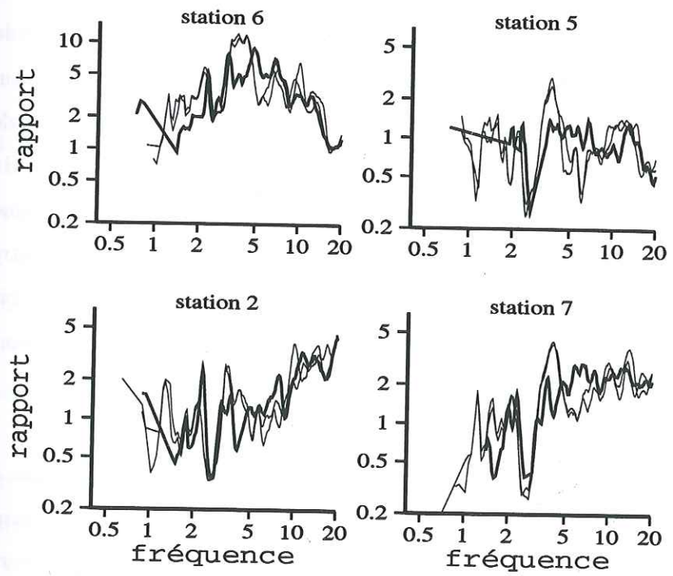

FIG. 2.23 – *Rapports spectraux composante EO pour les séismes de l'essaim du sud*

jour	date	heure	lat n	long e	mag.	azimut	distance
225	930813	822 14.76	38- 4.02	22-55.27	3.6	254	40
225	930813	854 42.70	38- 3.89	22-54.36	2.3	250	42
228	930816	934 22.35	38- 4.21	22-55.06	2.3	254	40
228	930816	943 17.94	38- 4.32	22-55.45	3.0	254	40
230	930818	2047 48.66	38- 3.06	22-54.09	2.3	251	42

TAB. 2.4 – *Localisation des séismes de l'essaim nord-corinthe*

On peut voir certaines différences sur les signaux temporels. Le choc principal présente une "coda" plus longue que les répliques, mais la forme des premières arrivées est semblable. Les 4 autres enregistrements, se ressemblent beaucoup, sauf le dernier qui diffère sensiblement des trois autres par un contenu plus haute fréquence. Les spectres des séismes de 8:54, 9:34 et 9:43, ainsi que du choc principal devraient être les mêmes au moins à certaines fréquences. Par contre, celui du séisme de 20:47 devrait présenter des différences sensibles avec les 4 autres.

Les spectres des enregistrements de la composante EO sur les stations 1,2,5 et 6 sont tracés sur la figure 2.25. Nous avons représenté en traits fins les séismes de 8:22 (celui dont l'amplitude est la plus importante) et de 20:47, pour pouvoir comparer les trois séismes "équivalents", qui sont représentés en traits gras. Le séisme de 8:22 présente des variations dans l'allure générale du spectre par rapport aux quatre autres courbes. Ceci est notamment visible entre 1 et 2 Hz où le spectre de 08:22 présente une bosse alors que les autres présentent un creux. Mais comme cette caractéristique se retrouve plus ou moins sur toutes les stations, la différence devrait être moins importante pour les rapports spectraux. On peut voir aussi sur la figure 2.25 que les trois séismes dont les enregistrements en temps étaient ressemblants présentent des spectres ayant des caractéristiques communes.

Sur la figure 2.26 nous avons tracés les rapports spectraux par rapport à la station 1 des 5 séismes de l'essaim, pour les stations 2, 5, 6 et 7. Les courbes sont relativement différentes, sauf pour les trois séismes que nous attendions équivalents. Le séisme de 8:22 présente un rapport spectral différent surtout à une fréquence supérieure à 2Hz.

Par contre, et c'est intéressant pour notre étude, deux courbes de rapports spectraux se pro-

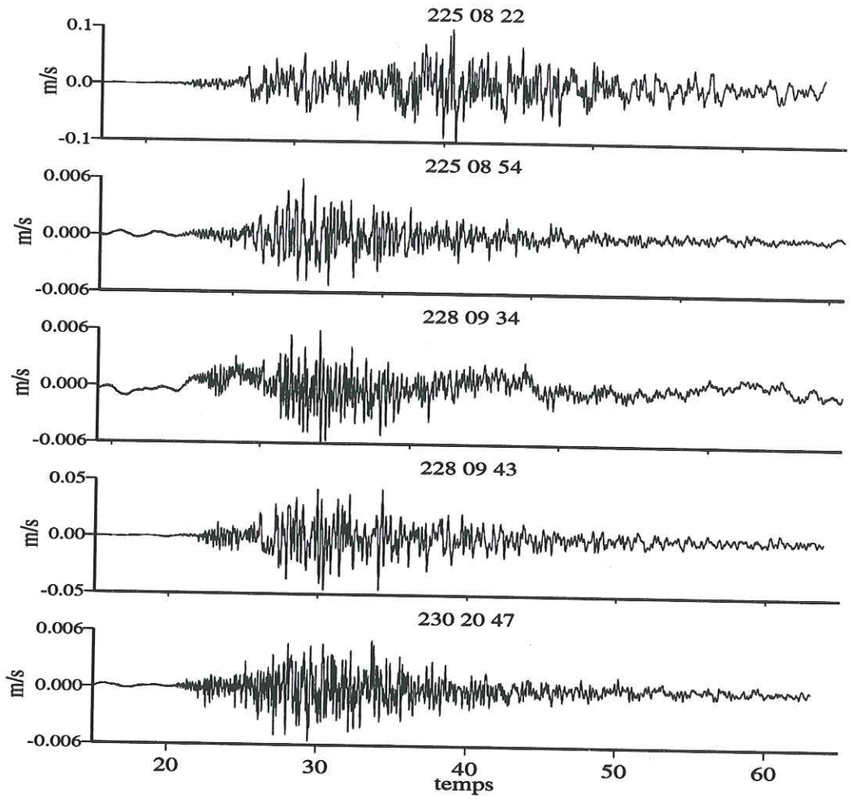

FIG. 2.24 – *Signaux à la station 5, composante EO, pour les séismes de l'essaim du nord*

longent à une fréquence inférieure à 1Hz, et ces courbes correspondent aux séismes de magnitude la plus élevée (celui de 8:22 le 13/08 et celui de 9:43 le 16/08). Ces deux courbes présentent le même maximum à une fréquence de 0.5Hz qui correspond à la fréquence théorique de résonance de la structure. Ceci suggère que pour exciter une telle structure à sa fréquence de résonance, des séismes d'énergie relativement importante sont nécessaires.

Pour les autres courbes, on retrouve les résultats des études précédents, à savoir une augmentation des rapports spectraux à partir de 3Hz, avec une amplification plus importante pour la station 6. Nous pouvons aussi voir sur cette étude le pic autour de 1.5Hz que nous avions remarqué pour l'étude de Patras. Peut-être cette amplification correspond-elle aux modes secondaires de la structure.

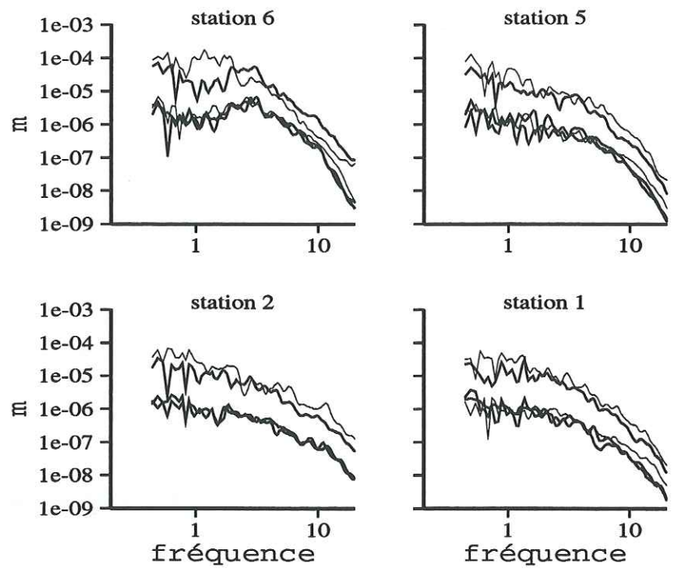

FIG. 2.25 – *Spectres composante EO pour les séismes de l'essaim du nord*

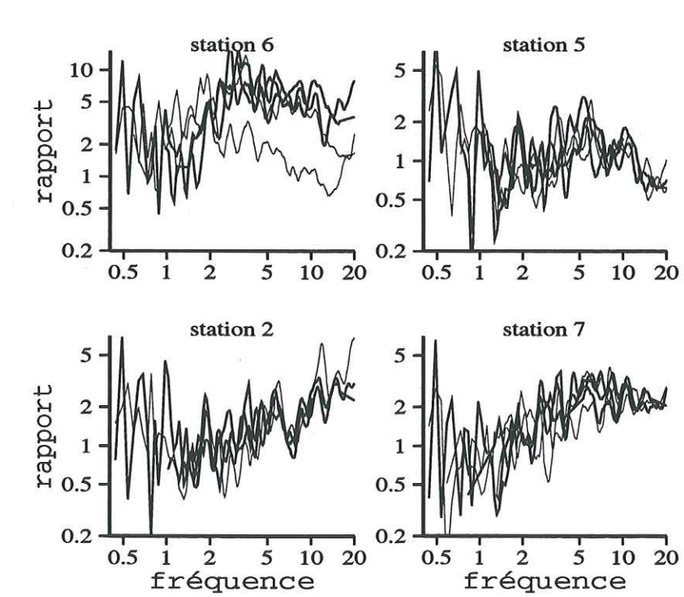

FIG. 2.26 – *Rapports spectraux composante EO pour les séismes de l'essaim du nord*

Conclusions de l'étude par essaims.

Cette étude sur trois essaims a permis de montrer plusieurs résultats :

- Pour chaque essaim, les courbes des rapports spectraux sont très dispersées. Cela montre, en accord avec Field et al. (1995b), que seule la moyenne des rapports spectraux calculée

sur un nombre de séismes supérieur à 10 permet de donner l'effet de site. Ceci est vrai même pour des séismes dont on peut penser que les mécanismes au foyer sont similaires.

- La fréquence de résonance théorique de la structure n'est pas visible sur tous les essaims. On la voit mieux sur l'essaim de Patras que sur les deux autres, dont les séismes sont de magnitude plus faible.

2.5 Étude de l'effet topographique par la méthode H sur V

Bien que cette méthode soit surtout utilisée pour les remplissages sédimentaires, et que les hypothèses de la méthode ne soient pas valides dans le cas des effets topographiques, au moins une expérience a montré des résultats cohérents entre les rapports H/V et des modélisations numériques (Chavez-Gàrcìa et al., 1996). Nous allons donc utiliser cette méthode, sur les séismes et sur le bruit, pour essayer de voir si elle permet effectivement de déterminer les effets topographiques.

Pour tous les séismes de l'étude, nous avons calculé les moyennes des rapports spectraux H/V calculés sur les séismes et sur le bruit de fond. Dans un premier temps, nous les avons représentées seules pour essayer de les analyser, puis nous les avons comparée avec les rapports spectraux classiques.

2.5.1 Comparaison entre les résultats des fonctions récpteurs et de la méthode H/V bruit.

La figure 2.27 montre les rapports H/V sur le bruit (trait gras) et sur les séismes (trait fin), ainsi que les écarts-types pour 6 stations. Les grisés correspondent à la moyenne plus ou moins un écart type, en foncé pour le bruit et en clair pour les séismes. On constate que l'écart type est plus important sur le bruit de fond que sur les séismes. Cela peut provenir du fait que la fenêtre de temps sur laquelle sont calculés les spectres du bruit (10s) est plus courte que celle utilisée pour les séismes (entre 10 et 20s). Par contre, les courbes sont très similaires ce qui prouve que les méthodes donnent le même résultat. On peut noter quelques différences à basses fréquences, qui sont dues à un rapport signal sur bruit faible et donc à moins de points de calculs pour la méthodes des fonctions récepteurs. On peut remarquer sur plusieurs stations (6,5,3) une petite augmentation des rapports spectraux à une fréquence de 0.6Hz qui correspond à la fréquence de résonance de la structure. Malheureusement, cette amplification est surtout visible sur les rapports spectraux calculés par la méthode des fonctions récepteurs mais à des fréquences où ces rapports ne sont pas bien déterminés à cause du faible rapport signal sur bruit. On voit aussi sur toutes les stations sauf la station 1 une augmentation à 3Hz qui correspond à celle vue sur les rapports spectraux classiques et que nous n'avons pas pu expliquer.

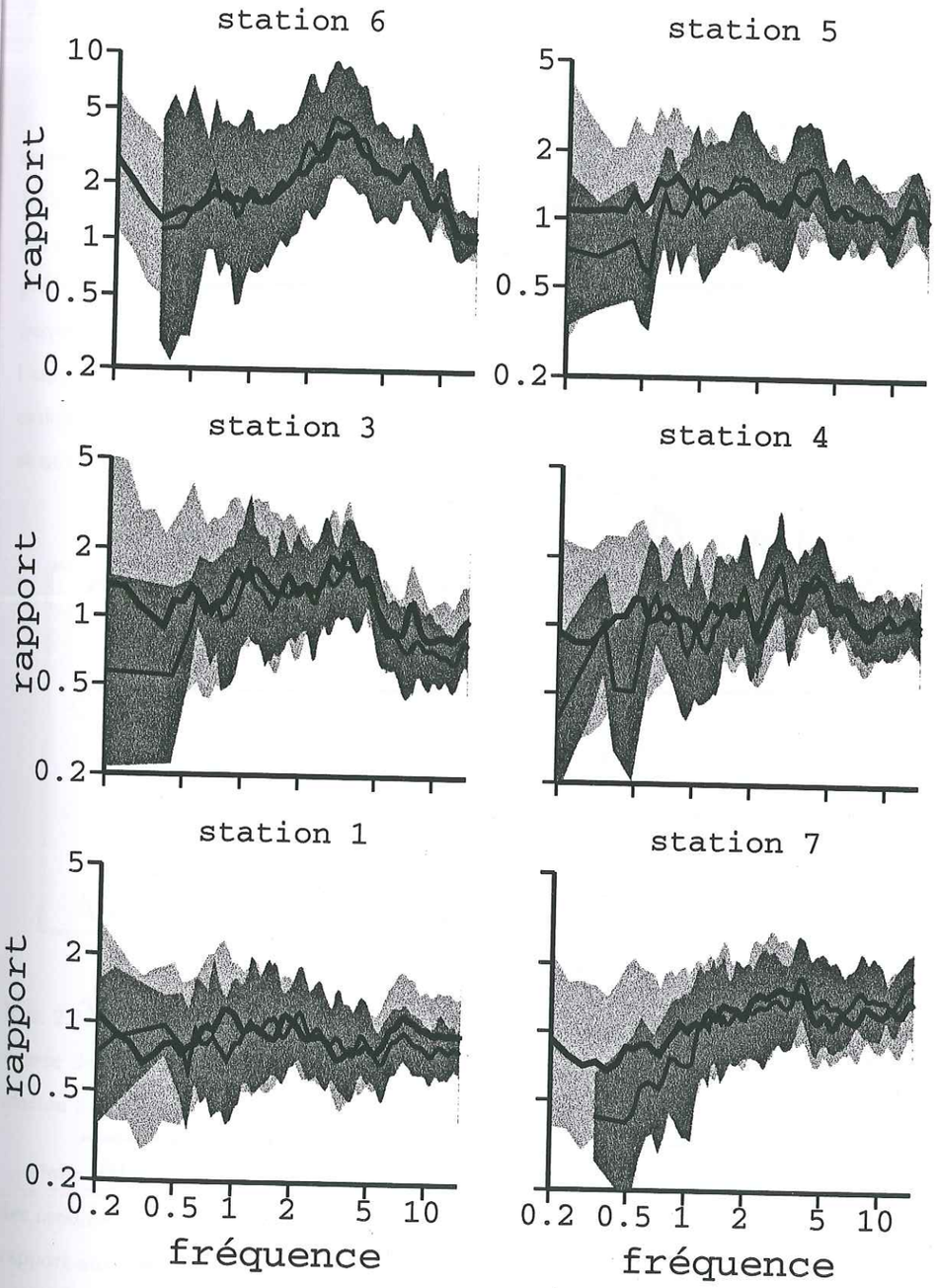

FIG. 2.27 – *Comparaison des rapports spectraux H/V et écart type (en grisé). En clair et traits épais, calculs sur le bruit; en foncé et traits fins, calculs sur les séismes.*

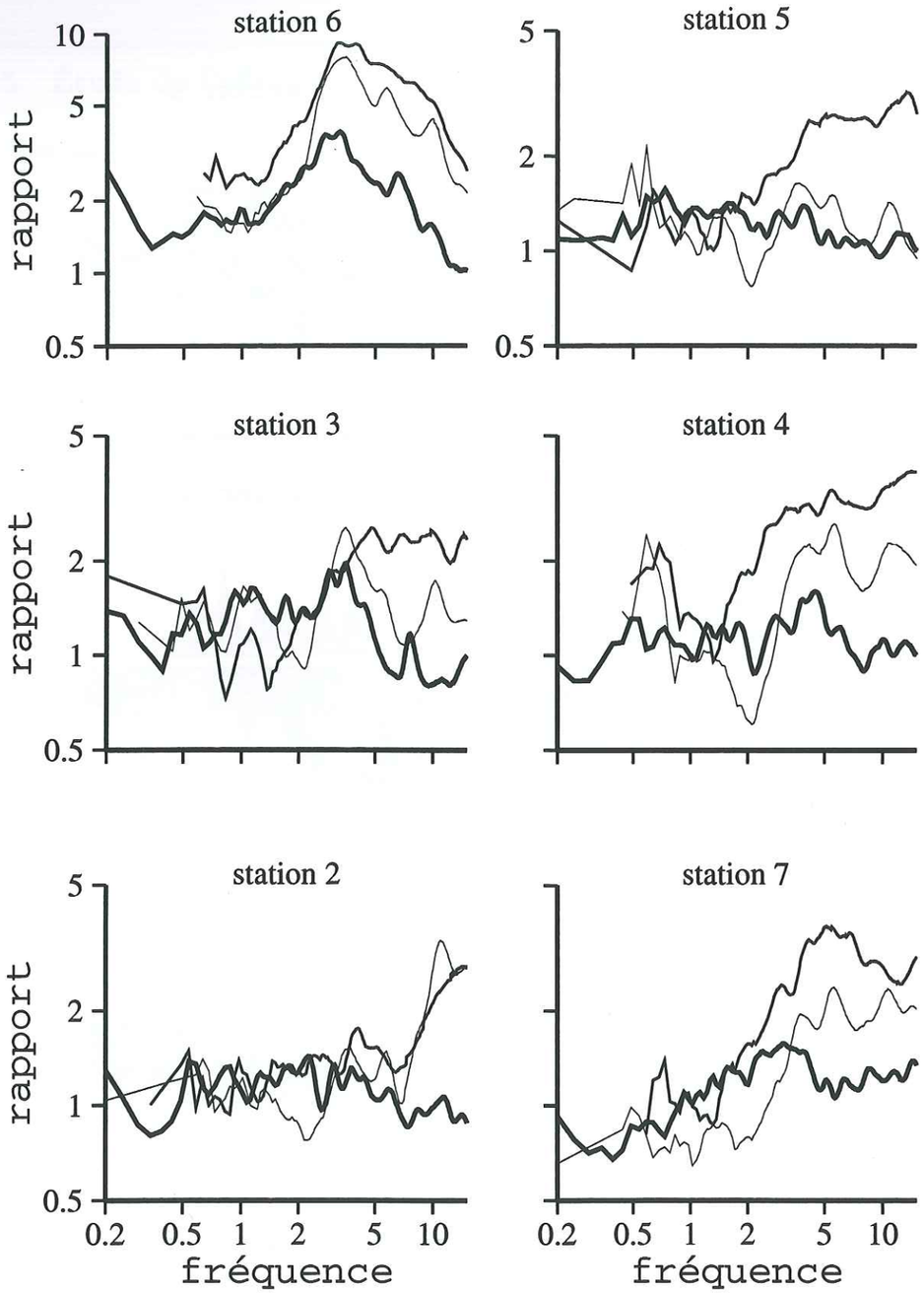

FIG. 2.28 – *Comparaison des rapports H/V bruit (traits gras) avec les rapports spectraux sur les composantes ns (trait moyen) et eo (trait fin).*

2.5.2 Comparaison entre les rapports spectraux classiques et les rapports H/V bruit.

La figure 2.28 est une comparaison pour les 6 stations des résultats obtenus par les calculs suivants : rapports spectraux "classiques" sur les composantes EO et NS et rapports spectraux H/V sur le bruit. L'allure générale des courbes est semblable dans le sens où les augmentations des rapports ont lieu pour les mêmes fréquences. Cela tend à confirmer les résultats des études précédentes qui montrent que les rapports H/V et les rapports spectraux donnent les mêmes fréquences d'amplification, mais que les amplitudes sont en général différentes. Sur cette figure, l'amplification à la fréquence de résonance apparaît clairement mais toujours avec une amplification faible, de l'ordre de 2. Ceci tend à prouver que l'effet de la topographie étudiée est faible et que l'effet de site est dominé par les effets très locaux à la station 6.

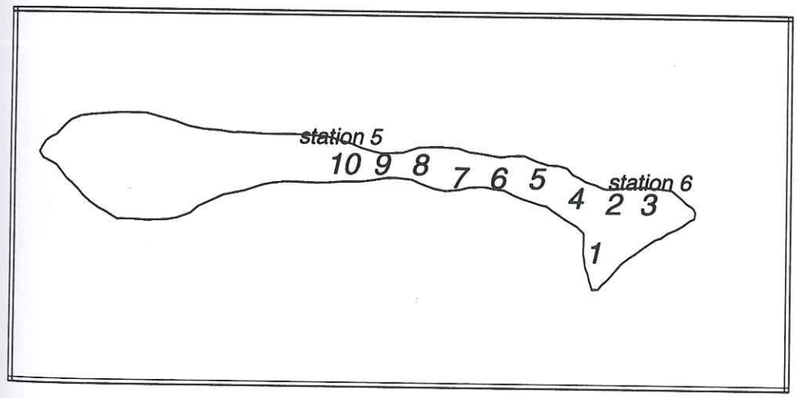

FIG. 2.29 – *Localisation des points de mesure complémentaires de bruit de fond sur la crête. La courbe de niveau à 1300m est dessinée. Le point 2 correspond à la station 6 et le point 10 à la station 5.*

Pour essayer de comprendre ce résultat, nous sommes retournés sur la topographie pour faire des mesures de bruit entre la station 5 et la station 6. La localisation des points de mesure, par rapport aux stations 5 et 6 est représentée sur la figure 2.29. La courbe de niveau à 1300 mètres est aussi dessinée. Sur la figure 2.30 les points 2 et 10 correspondent respectivement aux stations 6 et 5, dont les courbes sont redessinées sur les deux derniers graphes en bas de la page (en

gras le résultat des mesures complémentaires, en fin le calcul H/V Bruit pendant l'expérience de 1993). On peut voir d'une part que si les fréquences des amplifications sont les mêmes, pour la station 6 il y a une différence d'amplitude à haute fréquence. D'autre part, il est difficile de donner une limite à partir de laquelle les rapports H/V Bruit changent entre la station 6 et la station 5. Les courbes qui se ressemblent (2, 3, 8) ne correspondent pas à des mesures faites à des endroits proches. Vu que la géologie est la même tout le long du profil, cette expérience supplémentaire ne nous a pas permis de mieux comprendre la différence entre les deux stations au sommet, ni de donner une explication à l'amplification à 3Hz.

Par contre, cela nous a permis d'éliminer une hypothèse. En effet, nous avions pensé que cette amplification était due à la résonance de la croupe orientée nord-sud, visible sur la carte 2.2, et sur laquelle sont installées les stations 3, 4 et 6. Or, pendant l'expérience de microzonage, le point 8, situé sur la crête, proche de la station 5, a montré la même amplification à 3Hz. Cette croupe ne semble donc pas mise en cause, mais cela ne nous donne pas la solution.

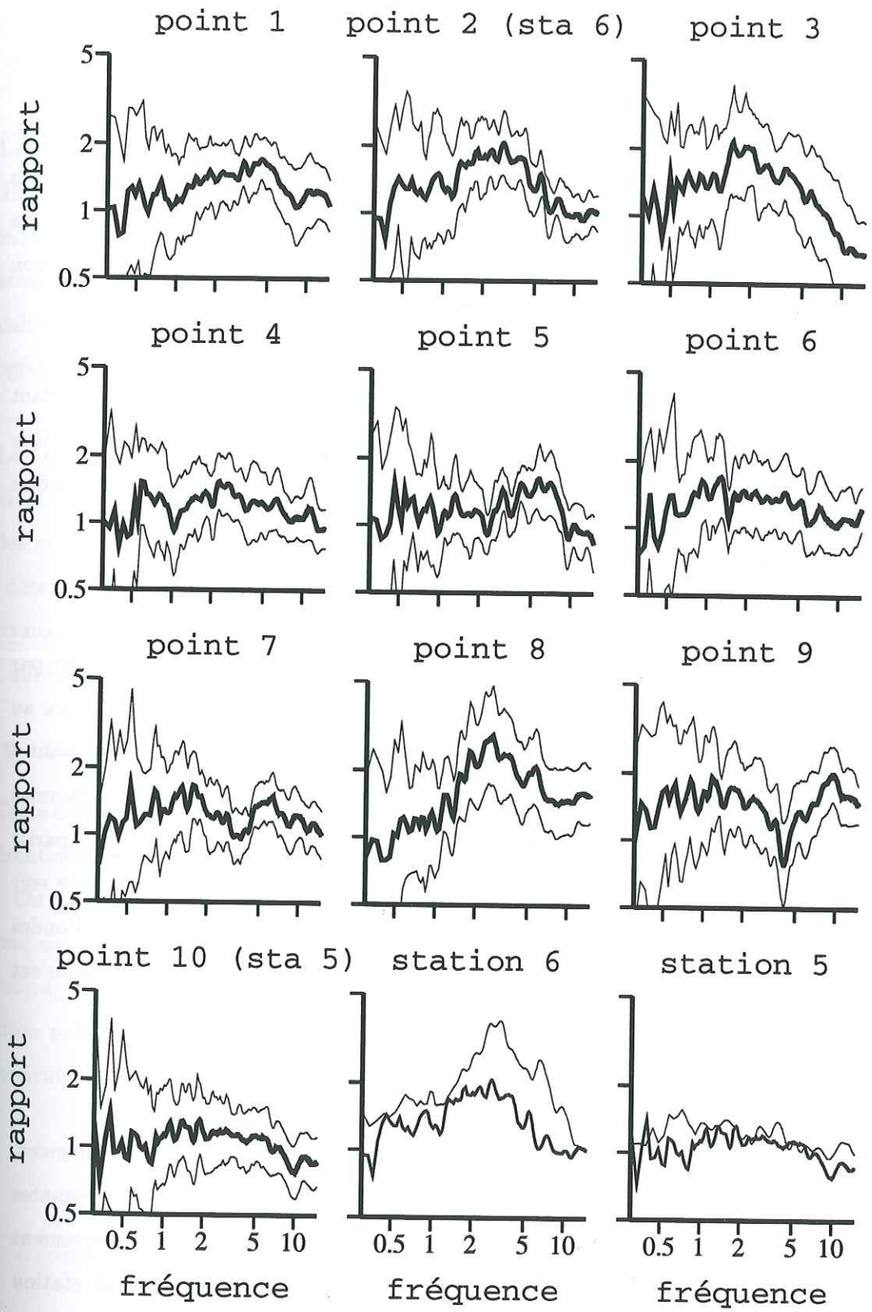

FIG. 2.30 – *Résultats d'une expérience de mesure de bruit de fond sur la crête du Kitheron. Du point 1 au point 10, on va de l'est vers l'ouest. Les deux derniers graphes sont des comparaisons entre l'expérience de 1993 et cette expérience supplémentaire sur les calculs de rapports H/V.*

2.6 Étude du mouvement de particules sur une topographie.

L'étude de l'effet topographique par comparaison des signaux temporels enregistrés à différentes positions du relief ou par les rapports spectraux ne permet pas de donner la polarisation du mouvement du sol. Calculer ces mouvements permettrait de connaître les changements de polarisation des ondes au cours du temps à une station, mais aussi de savoir si cette polarisation change avec la fréquence ou avec la station étudiée.

Nous avons donc calculé le mouvement de particules sur les 7 stations installées pendant l'expérience. Les calculs sont faits sur les signaux temporels filtrés afin de savoir si la diffraction des ondes dans le massif se fait préférentiellement à une fréquence particulière, qui pourrait être la fréquence propre de la topographie.

2.6.1 Analyse des données.

Nous avons travaillé essentiellement les séismes 2090830 et 2250854, qui ont un azimut par rapport au réseau de respectivement 210 et 250 degrés. Les sismogrammes sont filtrés grâce au logiciel SAC (Seismic Analysis Code) par un filtre passe-bande de type Butterworth en utilisant 4 pôles et deux passages. Nous calculons ensuite le mouvement de particules sur les sismogrammes filtrés des 7 stations. Le calcul du mouvement de particules est fait sur des fenêtres de 3s à partir soit des ondes S soit des ondes P, pendant une durée totale de 18s. Cette durée permet de voir l'évolution de la polarisation au cours du temps et donc de détecter l'arrivée éventuelle d'ondes créées par la diffraction sur la topographie. Sur les figures suivantes, la première fenêtre est positionnée aux premières arrivées des ondes P.

2.6.2 Résultats.

Les figures 2.31 et 2.32 présentant les résultats se lisent horizontalement et verticalement. Le signal représenté en haut des figures représente les sismogrammes filtrés des composantes EO et NS de la station 1. Pour chaque fenêtre de 3s est représenté en dessous le mouvement de particules aux 7 stations. Une lecture horizontale des figures donne pour chaque station l'évolution du mouvement de particules au cours du temps. Une lecture verticale permet de connaître les changements de polarisation des ondes, sur une fenêtre de temps fixée, entre les 7 stations. Les calculs ont été faits sur 2 gammes de fréquences différentes : 0.3-1Hz et 2-6Hz.

Les résultats sont montrés pour le séisme 2250854 et sont équivalents à ceux du deuxième séisme.

La figure 2.31 représente le mouvement de particules pour les fréquences comprises entre 0.3 et 1Hz. Avec ces fréquences, nous espérons voir une polarisation des ondes suivant la direction perpendiculaire au grand axe de la topographie. L'azimut du séisme est de 210 degrés et la seule polarisation visible sur la figure est l'arrivée des ondes S, à 5s, avec une polarisation perpendiculaire à l'azimut d'arrivée des ondes. Il n'est pas possible de voir une polarisation due à la topographie.

La figure 2.32 représente le mouvement de particules pour les fréquences comprises entre 2 et 6Hz. C'est en effet dans cette bande de fréquences que les effets de la topographie déterminés par les rapports spectraux sont les plus importants. Nous espérons grâce à cette méthode pouvoir déterminer la cause de cette amplification mise en évidence avec la méthode des rapports spectraux. Malheureusement, comme sur la figure précédente, la seule polarisation évidente est celle qui correspond aux ondes S.

2.6.3 Conclusion.

Cette étude sur le mouvement de particules ne nous a pas permis de montrer une polarisation préférentielle des ondes et ce pour les deux bandes de fréquences intéressantes pour la topographie. On peut en déduire qu'à la fréquence de résonance, l'effet de la topographie est faible et donc non détectable par les mouvements de particules. L'amplification à 3-4Hz déterminée par les rapports spectraux ne doit pas être due à une amplification du mouvement dans une direction préférentielle. Cette étude ne permet pas de conclure sur l'utilisation des mouvements de particules pour expliquer l'amplification à cette fréquence.

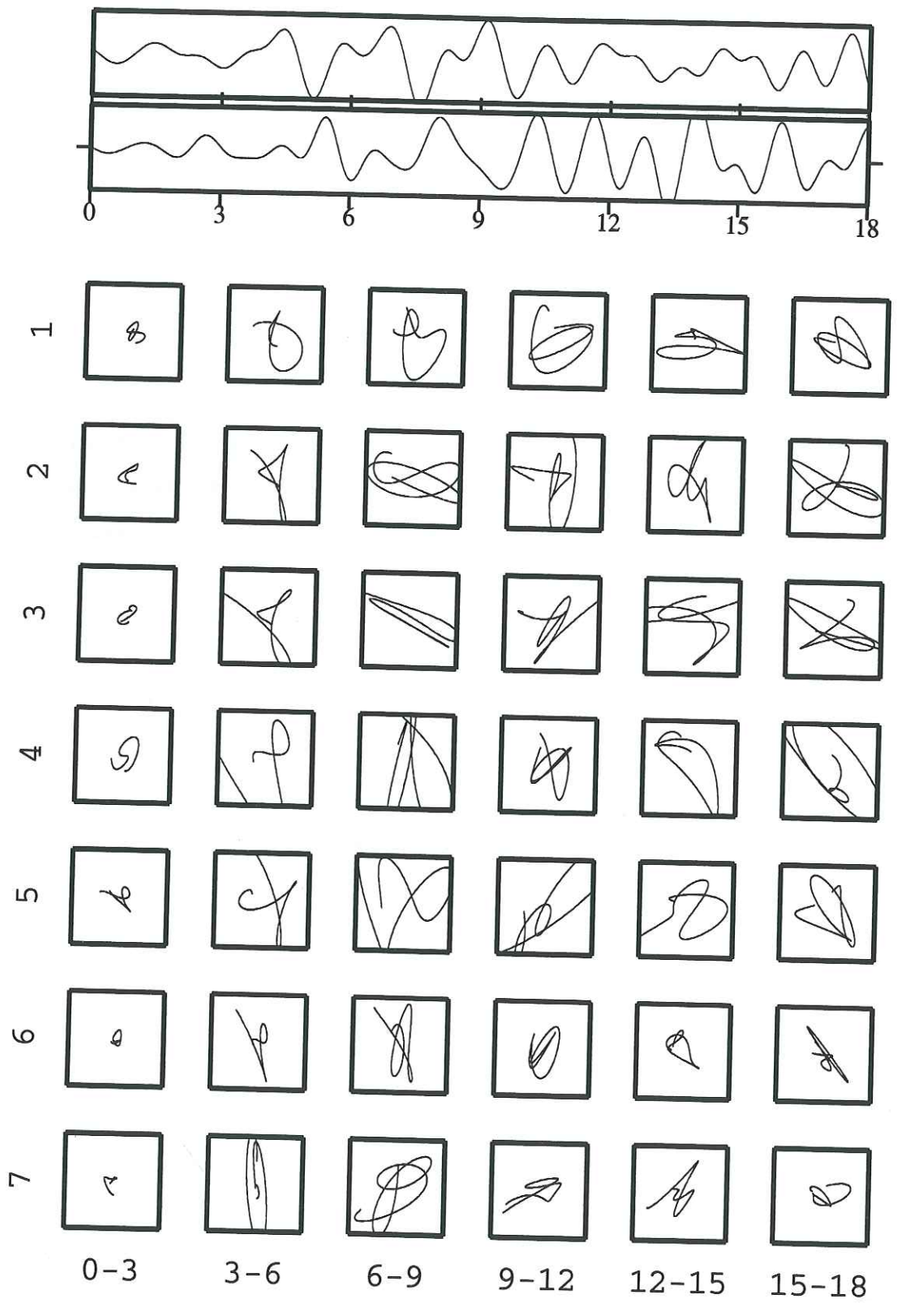

FIG. 2.31 – *Mouvements de particules lors du séisme 2250854. Les sismogrammes sont filtrés entre 0.3 et 1Hz. L'échelle de la station 6 est différente de celle des autres stations (rapport 2.5).*

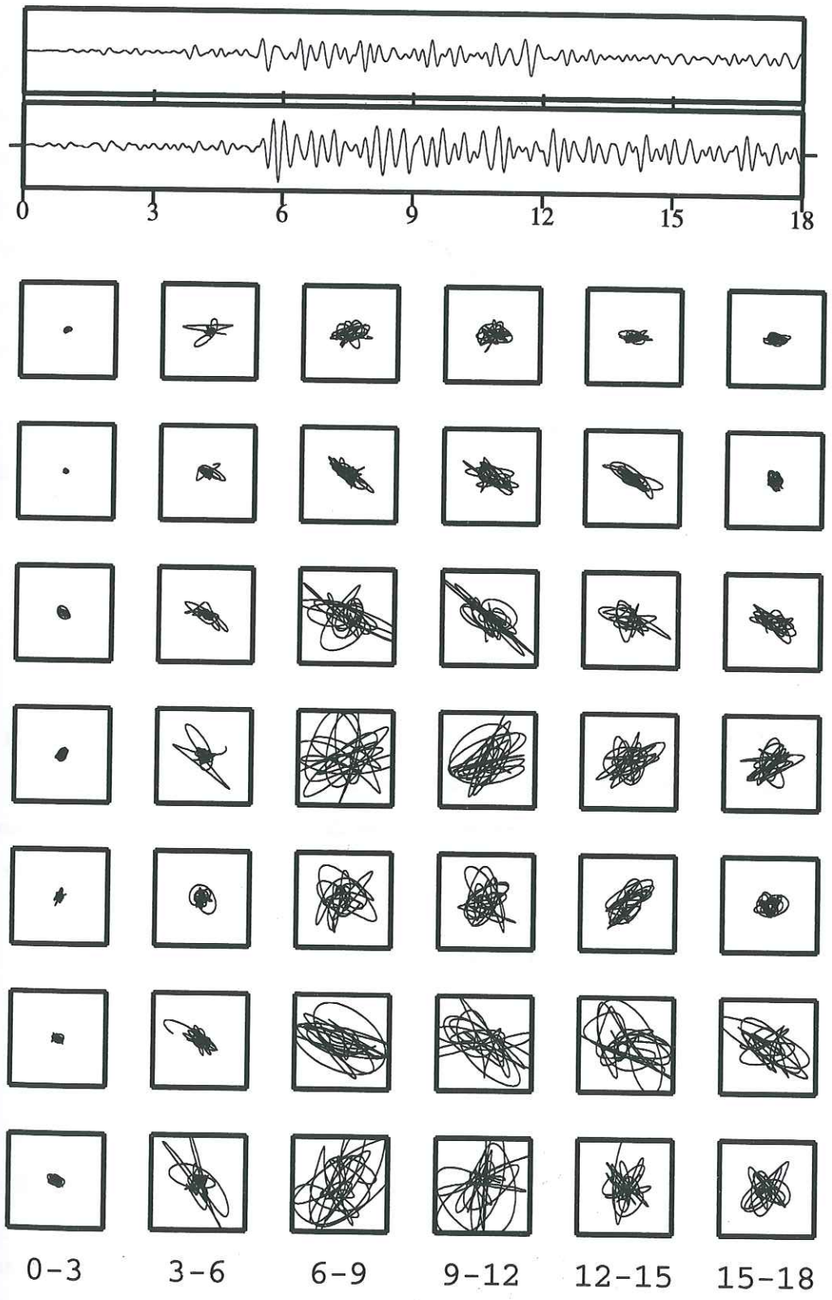

FIG. 2.32 – *Mouvement de particules lors du séisme 2250854. Les sismogrammes sont filtrés entre 2 et 6Hz. L'échelle de la station 6 est différente de celle des autres stations (rapport 2.5).*

2.7 Étude de l'effet topographique par modélisation 3D.

En complément de l'étude expérimentale sur les effets topographiques, nous avons utilisé le programme écrit par Bouchon et al. (1996) qui calcule la réponse d'une topographie à une sollicitation sismique. L'apport de ce programme par rapport à ceux déjà existants, est la tri-dimensionnalité, tant au niveau du modèle numérique de la topographie étudiée qu'au niveau des ondes incidentes. Dans un premier temps, nous allons faire un résumé de la méthode employée par les auteurs, puis utiliser ce programme pour calculer l'effet de la topographie étudiée.

2.7.1 Méthode de calcul.

La méthode utilisée est une combinaison de calculs numérique et analytique. Ceci permet de pouvoir augmenter le nombre de points de calcul (ie. la taille du modèle) tout en gardant des temps de calcul relativement faibles. Voici les grandes étapes de cette modélisation.

Le champ de déplacement est représenté par la formule "classique"

$$u_i(x) = u_i^o + \int_S Q_j(s) G_{ij}(x, x_j) ds$$

avec u_i^o déplacement en champ libre, G_{ij}, fonction de Green entre le point d'observation i et la surface de la topographie considérée, et $Q_j(s)$, densité de source.

Ensuite, on discrétise la surface en rectangles de tailles Δx, Δy. On admet une dépendance du champ de déplacement en e^{iwt}. Les fonctions de Green sont calculées par intégration sur le nombre d'onde horizontal.

Ceci amène donc à un champ de contraintes de la forme:

$$\sigma_{pq}(x) = \sigma_{pq}^o + \sum_{i_x=0}^{N_x} \sum_{i_y=0}^{N_y} Q_j(i_x, i_y) H_{pq,j}(x, x_{i_x,ii_y}) \delta x \delta y$$

avec $H_{pq,j} = \lambda \delta_{pq} G_{pj,q} + \mu(G_{pj,q} + G_{qj,p})$.
$Q_j(i_x, i_y)$ est alors obtenu en résolvant la condition à la surface libre en contraintes:

$$T_p(j_x, j_y) = n_p(j_x, j_y) \sigma_{pq}(x_{j_x,j_y})$$

On obtient alors un système de $N_x * N_y$ équations linéaires de la forme:

$$\sum_{i_x=0}^{N_x} \sum_{i_y=0}^{N_y} C_{pj}(j_x, j_y, i_x, i_y) Q_j(i_x, i_y) = -T_p^o(j_x, j_y)$$

T_p^o correspond à la contrainte incidente en surface et est calculée par la méthode des nombres d'ondes discrets. On résout alors le système en Q_j, dont on inclut la solution dans la formule du champ de déplacement.

N_x et N_y sont dépendants de la fréquence, ceci implique donc que la taille du système d'équations à résoudre va varier. A basse fréquence, on discrétise au minimum, car on estime que la topographie est bien définie. A haute fréquence, N_x et N_y ont une dépendance avec la fréquence de la forme $N_x = 2.5 * L_x * f/\beta$. Le résultat en fréquence est ensuite convolué avec une fonction source pour avoir un champ de déplacement.

2.7.2 Calcul de l'effet topographique à Corinthe par cette méthode

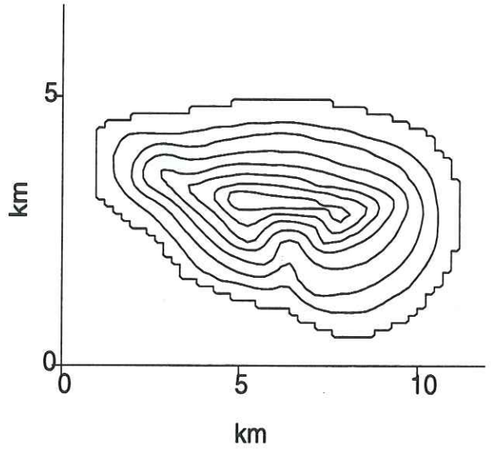

FIG. 2.33 – *Modèle utilisé pour la modélisation numérique*

Nous avons donc appliqué cette méthode à la topographie étudiée. Pour éviter de faire des calculs trop longs, nous avons été obligés de "simplifier" notre modèle. La figure 2.33 montre donc la numérisation des courbes de niveau entre 600m et 1300 qui a été faite pour le Kitheron. Nous avons ensuite tracé le champ de déplacement à différentes fréquences afin de pouvoir comparer les données expérimentales et théoriques. Les résultats aux fréquences 0.5, 1, 2, 4Hz sont tracés sur la figure 2.34. Cette figure représente le maximum du déplacement aux points de

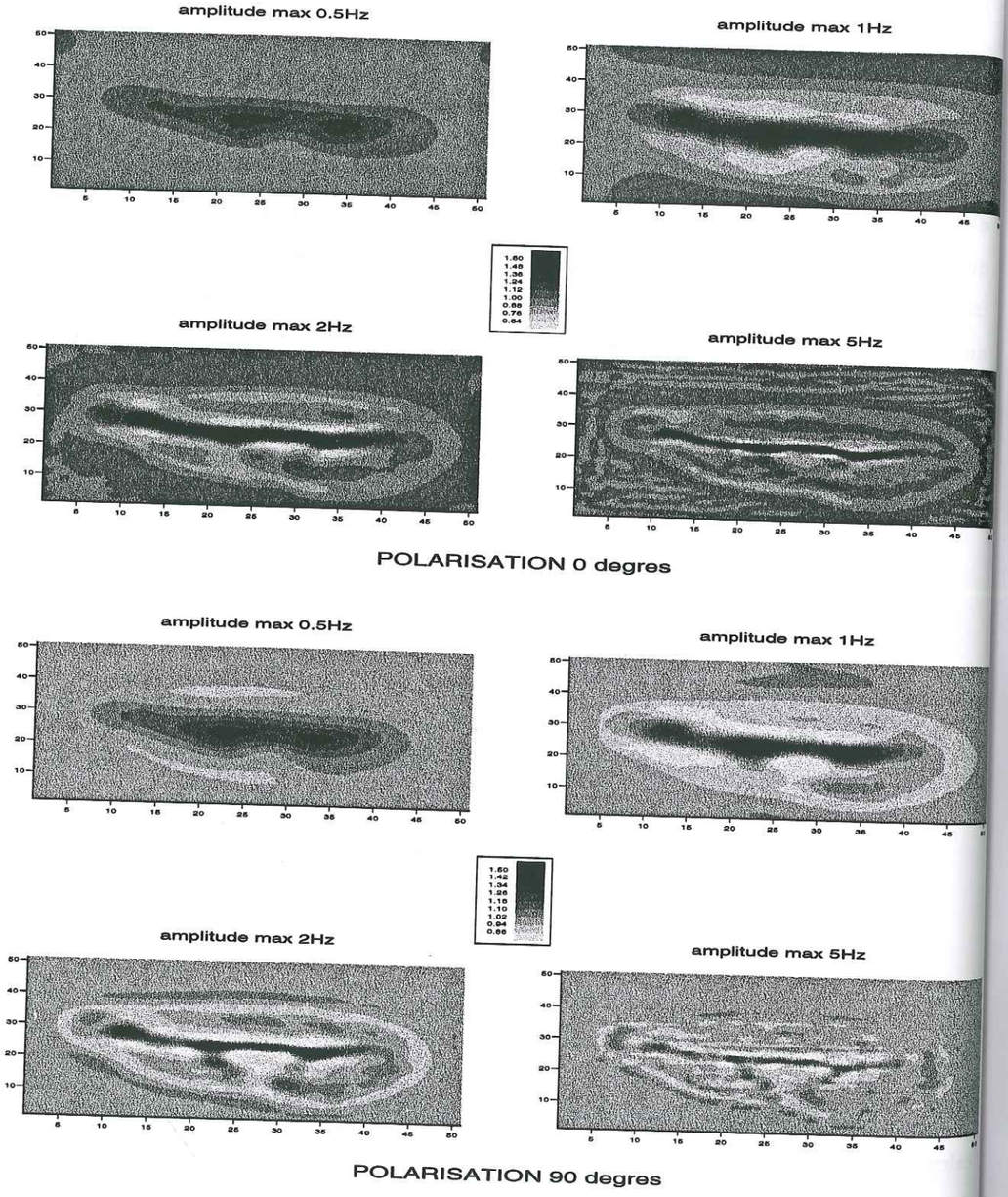

FIG. 2.34 – *Résultats de la modélisation numérique.*

calcul à la fréquence considérée. Le rapport maximum entre les points au sommet et à la base est de l'ordre de 2, même par rapport au point qui correspond à notre station 6. Ce rapport est un peu plus faible, pour les stations situées sur les flancs de la topographie, que sur les données expérimentales. Par contre, pour la station 6 il y a une grande différence dans les rapports.

Pour essayer d'affiner la comparaison entre les méthodes, nous avons calculé les rapports spectraux théoriques entre les stations 5 et 6 et la station 1. Le résultat est présenté sur la figure 2.35, pour des fréquences entre 0.1 et 4Hz. Malheureusement, calculer à des fréquences plus importantes serait beaucoup trop coûteux en temps et en place. Néanmoins, on voit bien que les rapports spectraux théoriques présentent une amplification à la fréquence de 0.6Hz, qui correspond en amplitude à celle des courbes expérimentales. Et, même si on ne peut pas voir les résultats théoriques jusqu'à 6Hz, la courbe à 4Hz ne présente aucun début d'amplification. On peut donc penser que le modèle théorique ne prévoit pas d'amplification à 6Hz, comme on peut la voir sur les résultats expérimentaux.

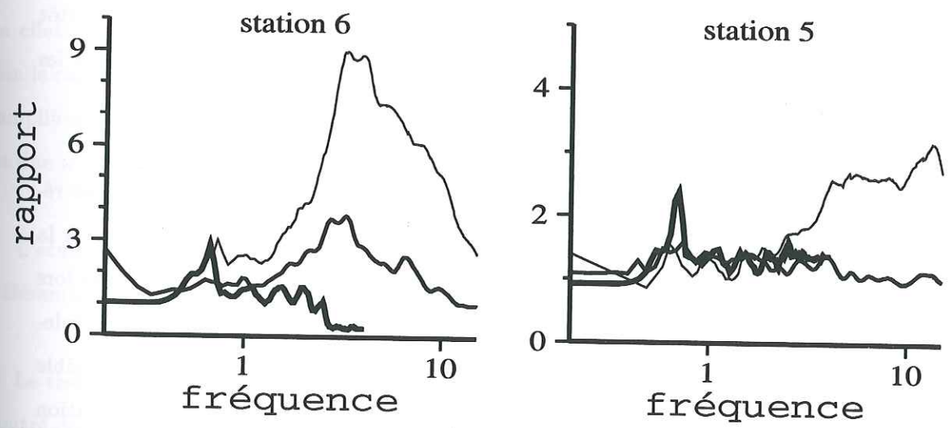

FIG. 2.35 – *Comparaison des rapports spectraux théoriques (traits gras), des rapports spectraux expérimentaux (traits moyens) et des rapports H/V (traits fins). Composantes NS.*

La comparaison entre ces résultats théoriques et les résultats expérimentaux nous amène à penser d'une part que l'effet de la topographie est faible, et d'autre part qu'une modélisation simple de la topographie ne permet pas d'expliquer tous les phénomènes que l'on peut voir sur les données expérimentales.

2.8 Conclusions.

L'objectif de cette expérience était d'étudier les effets d'une structure topographique de grandes dimensions sur le mouvement du sol. Nous avons pu, pendant les deux mois d'acquisition, enregistrer un grand nombre de séismes utilisables dont plusieurs avaient des hypocentres proches. Cela nous a permis tout d'abord de tester la méthode des rapports spectraux, surtout pour ce qui est de sa stabilité. Puis, nous avons pu dégager des résultats tant au niveau des signaux expérimentaux que de la modélisation numérique.

Le choix du site de référence nous a posé quelques problèmes. Pratiquement, celle-ci doit se trouver sur une partie plate, loin de la topographie et sur la même structure géologique que les stations sur la topographie. Il est facilement imaginable que trouver une telle station dans la nature relève de l'impossible. Les choix qui sont habituellement faits sont de placer la station de référence près de la topographie pour que la structure géologique soit la même. L'étude comparative entre la station 7 et la station 1 tant par les rapports H/V que par les rapports spectraux a montré que la station de référence que nous avons choisie, la station 1, est plutôt une référence relative qu'absolue. C'est un fait à prendre en compte lors de toute étude sur les effets topographiques.

L'étude des effets topographiques sur l'ensemble des séismes sélectionnés a montré des résultats dont la dispersion était assez faible. Le résultat important est que l'amplification à la fréquence de résonance théorique de la structure (0.5Hz) est faible comme cela a été montré lors de plusieurs autres expériences et modélisations numériques (Chavez-Gàrcìa et al., 1996, Pederesen et al., 1994b, Géli et al. 1988) Un autre résultat important est une augmentation sensible sur les composantes EO et NS des rapports spectraux à une fréquence de 3-5Hz, augmentation que nous n'avons pas pu expliquer.

L'étude des rapports spectraux sur les essaims de séismes a permis de montrer que la variabilité des rapports spectraux est assez importante quand la méthode est appliquée sur un petit nombre de séismes même si leur localisation est proche. Cela prouve que la méthode des rapports spectraux doit être utilisée sur un nombre d'évènements supérieur à 10 et en faisant la moyenne des rapports spectraux sur tous ces évènements.

L'étude de chaque composante est conforme aux études précédentes, à savoir que ce sont les composantes horizontales qui sont les plus amplifiées. Par contre, nous attendions un effet plus important sur la composante NS que sur la EO, ce qui n'a pas été le cas. La seule explication de ce résultat est la forte tri-dimensionnalité de la structure étudiée, ainsi que la position en bout de topographie de la station 6.

La comparaison des rapports spectraux entre les stations a donné un résultat inattendu, à savoir une amplification très importante à une des deux stations placées au sommet alors que la deuxième station a une amplification comparable à celles situées sur les pentes de la topographie. Ce résultat se retrouve dans une moindre mesure dans les résultats de la modélisation numérique à trois dimensions que nous avons appliquée à notre étude.

La modélisation numérique 3D a montré des amplifications relatives beaucoup plus faibles que les données expérimentales, sauf à la fréquence de résonance où les résultats sont légèrement plus élevés. Ce résultat n'est guère étonnant, car la plupart des autres expériences sur les effets topographiques ont montré le même résultat. Cette modélisation numérique montre bien le caractère 3D du phénomène d'amplification. Par contre, elle ne permet pas de reproduire l'amplification de la station 6 à haute fréquence, ce qui nous fait penser que cette amplification est due à un effet local.

L'étude sur les mouvements de particules n'a pas réussi à mettre en évidence une polarisation préférentielle des ondes qui serait due à la topographie.

Le test de l'étude des effets topographiques par la méthode des rapports spectraux H/V a montré des résultats comparables aux rapports spectraux classiques. Cela est surtout vrai pour la station 6, pour laquelle les courbes de rapports spectraux H/V et classiques sont presque identiques. Il semble donc que la méthode H/V donne les mêmes résultats que la méthode classique, mais présente le gros avantage de ne pas nécessiter de station de référence. Il reste à faire une étude physique plus poussée pour comprendre pourquoi cette méthode est applicable aux effets topographiques, ainsi que d'autres expériences pour confirmer ce résultat qui n'a été obtenu que pour une autre étude (Chavez-Gàrcìa et al., 1996).

Chapitre 3

Expérience à Annecy.

3.1 Introduction.

Le 15 juillet 1996 à 02h13 un séisme de magnitude 5.3 a réveillé les habitants de la région d'Annecy. Ce séisme, le plus important dans les Alpes depuis plus de vingt ans, a été ressenti jusqu'à Lyon. Les dégâts sont relativement importants (plus de 200 Millions de francs), mais les conséquences de ce séisme auraient pu être plus graves s'il avait eu lieu quelques heures auparavant. En effet, de nombreuses cheminées sont tombées dans les rues et auraient pu blesser, voire tuer des passants. Ce qui nous intéresse plus particulièrement dans notre étude est le fait que, dans la zone épicentrale, les dégâts varient beaucoup d'un endroit à l'autre sur des distances de l'ordre du kilomètre. Outre l'effet de la directivité de la source et de la qualité des constructions, nous pensons que des différences de caractéristiques géotechniques du sol sont la cause d'une partie des différences de mouvement du sol. Pour confirmer ceci, un rapport du B.R.G.M. (Dominique et Blès, 1996) fait état de dégâts importants dans la ville de Rumilly, située à quinze kilomètres de l'épicentre, alors que des villages plus proches n'ont pas été touchés.

Pour étudier cette variabilité, nous avons mis en place une courte expérience sismologique. Nous avons installé 6 stations accélérométriques aussi bien dans des communes où les dégâts ont été importants, que dans celles qui n'avaient pas ressenti le séisme. Ceci nous permettra d'une part de valider nos méthodes d'analyse et d'autre part de corréler la présence et la valeur d'une fréquence de résonance du sol avec les dégâts. Nous avons aussi organisé une expérience de microzonage qui permettra d'affiner cette corrélation.

La première partie de ce chapitre sera consacrée au contexte sismotectonique et géologique de la région étudiée. Nous discuterons ensuite des estimations des dégâts, avant d'aborder l'expérience sur les effets de site et ses résultats. Enfin, nous présenterons des résultats de simulation de mouvements forts par la méthode des fonctions de Green empiriques.

3.2 Présentation du séisme et de l'expérience.

3.2.1 Sismotectonique et géologie.

Le séisme a eu lieu sur la faille du Vuache, qui est située au nord-ouest d'Annecy (Thouvenot et al., 1997). La longueur exacte de la faille n'est pas connue, de même que la profondeur de terrain qu'elle affecte. Le séisme a joué en décrochement sénestre. Sa localisation par le réseau Sismalp est 45.947N, 6.078E et 2.39km de profondeur. L'épicentre se situe sous le village d'Epagny, à une dizaine de kilomètres au nord-ouest d'Annecy. La profondeur du choc principal est estimée avec une incertitude assez grande (de l'ordre de 1 km) mais a été confirmée par la localisation des répliques. Cette profondeur indique que le séisme a eu lieu dans la couverture sédimentaire qui recouvre la région et n'a donc pas affecté le socle.

La couverture sédimentaire peut être découpée en deux unités distinctes : un dépôt morainique et, au dessus, un dépôt lacustre présent à certains endroit de la plaine. Les profondeurs respectives de ces deux dépôts ne sont pas connues, mais il y a de fortes raisons de penser que le dépôt lacustre n'a pas une profondeur uniforme sur l'ensemble de la plaine. La profondeur de la base du dépôt morainique n'est pas non plus connue mais elle est estimée au niveau d'Epagny à 5km.

La figure 3.1 représente une carte sommaire de la géologie de la région. Sur cette carte sont reportés en clair les contours estimés du dépôt lacustre et en sombre, le socle du crétacé (calcaire). Le pointillé représente ce que nous connaissons de la faille du Vuache et le trait continu, le lit du Fier, rivière traversant la plaine. Le lit du Fier est à peu près 30m en dessous du niveau de la plaine et traverse encore la couche de sédiments lacustres. Cela veut dire que la profondeur de ce dépôt est supérieure à 30m.

3.2.2 Les dégâts.

Pour l'estimation des dégâts nous nous sommes reportés à l'étude faite par Monsieur Davidovici de la SOCOTEC (rapport interne, 1996). L'auteur a séparé les dégâts en deux catégories : les dégâts structuraux, c'est à dire ceux qui touchent à la structure du bâtiment (fissures profondes sur les piliers et murs porteurs) et les dégâts non structuraux qui sont plus superficiels (chute de plâtre). L'intensité maximale dans la zone épicentrale est estimée à VII-VIII. La carte

des dégâts est reportée sur la figure 3.1.

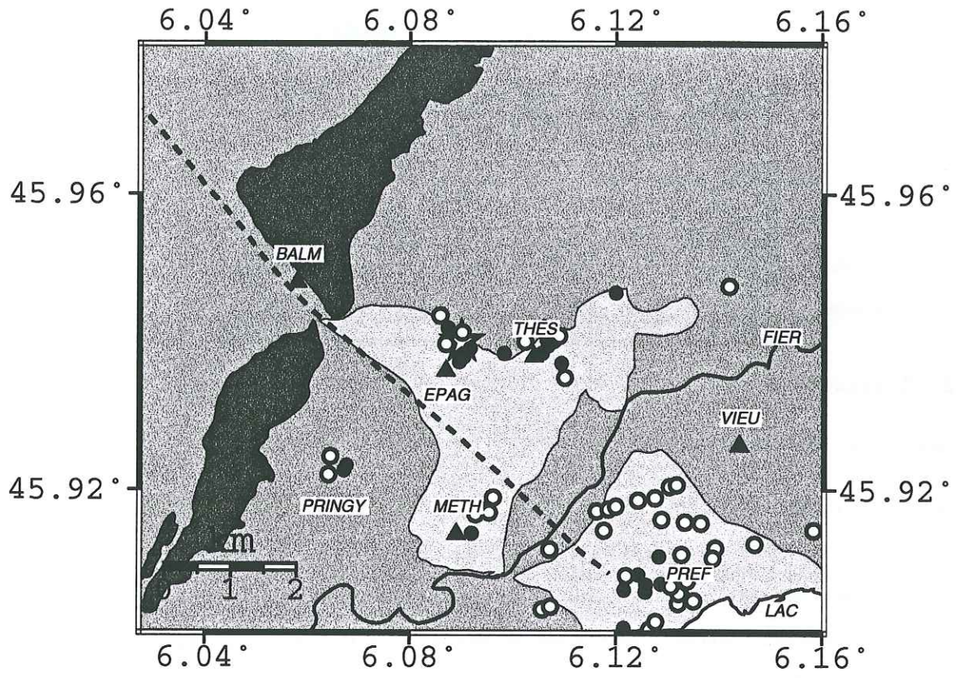

FIG. 3.1 – *Carte de localisation des dégâts. Points noirs : Dégâts sur les structures porteuses des bâtiments (dégâts structuraux); points blancs : dégâts superficiels (dégâts non-structuraux). Les stations sismologiques sont représentées par les triangles noirs (le plus grand pour la station de référence), le choc principal est indiqué par une étoile. En blanc, le dépôt lacustre; grisé clair, le dépôt morainique; en grisé foncé, le socle. La faille du Vuache est représentée par des pointillés, la rivière "le Fier" par un trait plein.*

Cette carte n'est pas complète dans la mesure où il manque les observations de dégâts à l'ouest d'Epagny. On peut néanmoins faire plusieurs remarques. Les dégâts sont principalement localisés sur le dépôt lacustre. Les 4 points les plus à l'ouest de la carte correspondent au village de Pringy situé sur un plateau en hauteur. Ensuite, la partie au nord-est d'Annecy, qui correspond à Annecy le Vieux, n'a pas semblé fortement affectée par le séisme, contrairement au centre ville d'Annecy, situé dans la plaine et où les dégâts ont été importants. Les points les plus touchés sont donc les villages situés près de l'épicentre ainsi que la ville d'Annecy au

sud-est de la carte 3.1. Un village qui n'est pas représenté sur la carte, Rumilly, situé à 15km de l'épicentre, a aussi subit des dégâts relativement importants (Dominique et Blès, 1996). Nous n'y avons malheureusement pas installé de station pendant la séquence des répliques, ce que nous avons compensé en profitant de l'expérience d'enregistrement de bruit de fond dans Annecy pour effectuer des mesures sur plusieurs points dans la région de Rumilly.

La carte des dégâts nous amène à penser que les caractéristiques géotechniques du sol ont été à l'origine de la différenciation spatiale des dégâts. En effet, des quartiers relativement proches ont subis des dommages très différents. C'est cette observation, ainsi que le nombre élevé de répliques dans les premiers jours, qui nous a incité à organiser cette expérience.

3.2.3 L'expérience.

Emplacement des stations.

Au vu des dégâts occasionnés par le séisme, nous avons donc installé six stations sismologiques dans le but d'étudier les effets de site. Le choix des sites a été motivé i) par la possibilité de laisser en place une station pendant quinze jours et ii) par leur emplacement par rapport aux dégâts. Nous avons ainsi installé une station au lieu dit "La Balme de Sillingy" sur le rocher (station notée balm). Cette station servira de référence dans la suite. Nous avons aussi installé une station à Annecy le Vieux (vieu), localité dans laquelle les dégâts sont très faibles et où certaines personnes n'ont même pas ressenti le séisme pourtant localisé à quelques kilomètres. Les quatre autres stations ont été installées sur des sites où les dégâts ont été les plus importants. Il s'agit de la préfecture d'Annecy (pref) et des villes de Meythet, Metz-Thessy et Epagny (resp. meth, thes, epag). Ces 4 stations sont situées sur la couverture sédimentaire au nord-ouest du lac d'Annecy.

Les enregistreurs sismologiques de type Reftek étaient connectés à des capteurs accélérométriques de type Guralp CMG5. Ce choix a été fait pour pouvoir enregistrer une éventuelle réplique de magnitude assez importante sans saturer, précaution inutile puisque aucune réplique de forte magnitude ne s'est produite pendant l'expérience.

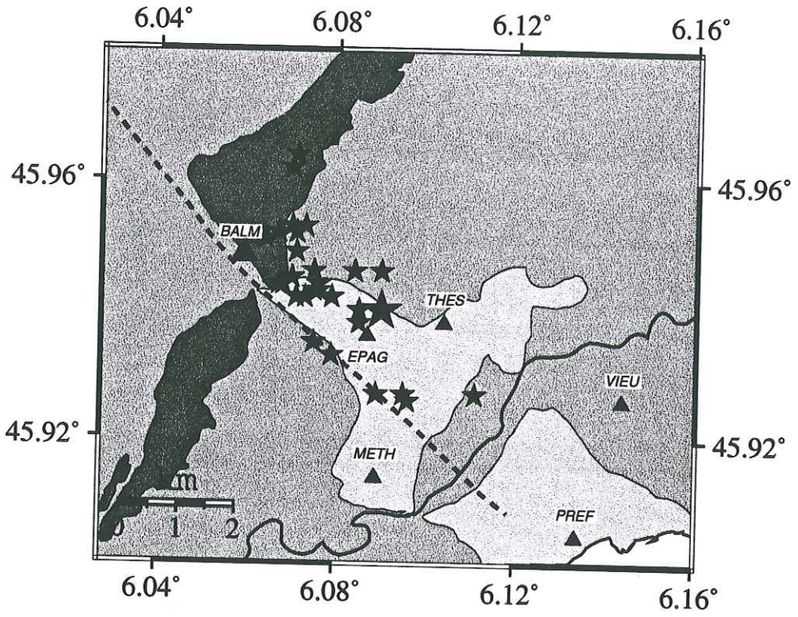

FIG. 3.2 – *Carte de localisation des répliques (Petites étoiles) et du séisme principal (grosse étoile). Les stations sont représentées par des triangles, le plus grand étant pour la référence.*

Les séismes.

Les localisations du choc principal et des répliques sont montrées sur la figure 3.2. Ces localisations ont été faites grâce au réseau Sismalp et grâce à un réseau temporaire implanté juste après le séisme (Thouvenot et al., 1997).

L'enregistrement des séismes s'est fait avec un pas d'échantillonage de 125 points par seconde et une durée de signal de 60s. Nous avons choisi la méthode de déclenchement pour l'enregistrement, si bien que toutes les répliques ne sont pas enregistrées par les 6 stations. Nous avons sélectionné 29 événements enregistrés par au moins 3 stations dont la station de référence. La liste des répliques utilisées est reportée dans le tableau 3.1. Nous y avons rajouté, pour information, la localisation du choc principal. Nous avons aussi reporté les stations qui ont enregistré chaque séisme. La magnitude est indiquée quand nous disposions de la valeur. Tous les évènements utilisés lors de cette expérience font partie de la séquence de répliques. Cela veut donc dire que les distances sources-stations sont très petites.

date	heure TU	long e	lat n	mag.	balm	pref	vieu	meth	thes	epag
960715	0013	6.09	45.95	5.3						
960723	2022	6.10	45.92		*	*				
960724	624	6.07	45.94	1.7	*	*				
960724	1811	6.07	45.94		*			*	*	*
960724	1954	6.09	45.93		*			*	*	*
960724	2345	6.08	45.94		*				*	*
960724	2352	6.07	45.94		*			*	*	*
960725	1612	6.08	45.94	1.1	*		*	*	*	*
960725	1726	6.07	45.93		*			*	*	*
960725	2228	6.09	45.94		*		*	*	*	*
960725	2232	6.08	45.93		*			*	*	*
960726	0026	6.09	45.93		*		*	*	*	*
960726	0028	6.08	45.94		*		*	*	*	*
960726	2244	6.07	45.95		*			*	*	*
960727	1016	6.07	45.95		*			*	*	*
960727	1846	6.08	45.95		*		*	*	*	*
960727	1925	6.07	45.95	0.8	*		*	*	*	*
960728	2146	6.07	45.95		*		*	*	*	*
960728	2156	6.07	45.96		*		*	*	*	*
960728	2231	6.07	45.96		*		*	*	*	*
960728	2232	6.07	45.96		*			*	*	*
960729	0043	6.08	45.95		*		*	*	*	*
960729	0134	6.07	45.95		*		*	*	*	*
960729	1534	6.07	45.94	2.0	*		*	*	*	*
960729	1540	6.11	45.93	1.3	*		*	*	*	*
960730	0216	6.09	45.95	1.3	*		*	*	*	*
960730	0218	6.06	45.95		*		*	*	*	*
960730	1602	6.07	45.94	0.9	*	*	*	*	*	*
960801	0600	6.06	45.95	2.1	*	*	*	*	*	*
960803	0637	6.07	45.94	0.8	*	*	*	*	*	*

TAB. 3.1 – *Localisation des séismes utilisés et stations les ayant enregistrés.*

3.3 Les méthodes et résultats de l'expérience post-sismique.

Pour cette expérience, en plus des méthodes décrites dans le chapitre 1, nous avons utilisé la méthode dite de "l'inversion généralisée" (Andrews, 1986; Field et Jacob, 1995b). En effet, les hypothèses de la méthode des rapports spectraux ne sont pas remplies pour cette expérience, les répliques étant localisées au milieu du réseau de stations. Nous avons donc voulu vérifier les résultats avec une autre méthode. Nous allons tout d'abord étudier les accélérogrammes bruts, puis les différentes méthodes utilisées pour la caractérisation des effets de sites.

3.3.1 Accélérogrammes.

L'étude des accélérogrammes permet d'avoir une première idée de la variation spatiale des mouvements du sol. La figure 3.3 présente les accélérogrammes d'une réplique localisée à un kilomètre au nord-est de la station balm (réplique du 01/08/96 de magnitude 2.1). Ce séisme est représentatif des autres données. Pour chaque station sont représentées de bas en haut les composantes z,ns,eo. Toutes les voies sont à la même échelle.

Sur ces accélérogrammes, deux caractéristiques sont intéressantes à étudier : l'amplitude maximale du signal et sa durée. Pour ce qui est de l'amplitude, on peut voir que les stations balm et pref ont une amplitude équivalente, autour de 0.03 m/s^2, et assez faible comparée à celles des stations meth, epag et thes où l'accélération maximale est de 0.1m/s^2. Ceci bien que la station balm soit proche de la réplique. Le cas de la station vieu est un peu différent puisque, mis à part un pic d'accélération, d'amplitude équivalente à la station meythet, le signal est très peu amplifié ensuite. Cette donnée montre qu'il y a une augmentation de l'amplitude sur les 3 stations situées dans le bassin d'Epagny. La distance épicentrale plus élevée explique la faible amplitude de la station pref par rapport aux trois autres stations.

La variation de la durée du signal est ici caractéristique des études de vallée sédimentaire, le signal dans la vallée étant beaucoup plus long que celui des stations situées sur un terrain rocheux. On a ainsi un signal d'environ 6s à pref, alors qu'il n'est que de 3s à vieu, avec une distance hypocentrale équivalente. Vu l'importance des dégâts observés à la préfecture par rapport à ceux survenus à Annecy le Vieux, on peut penser que la durée du mouvement est un paramètre important dans la destruction des bâtiments.

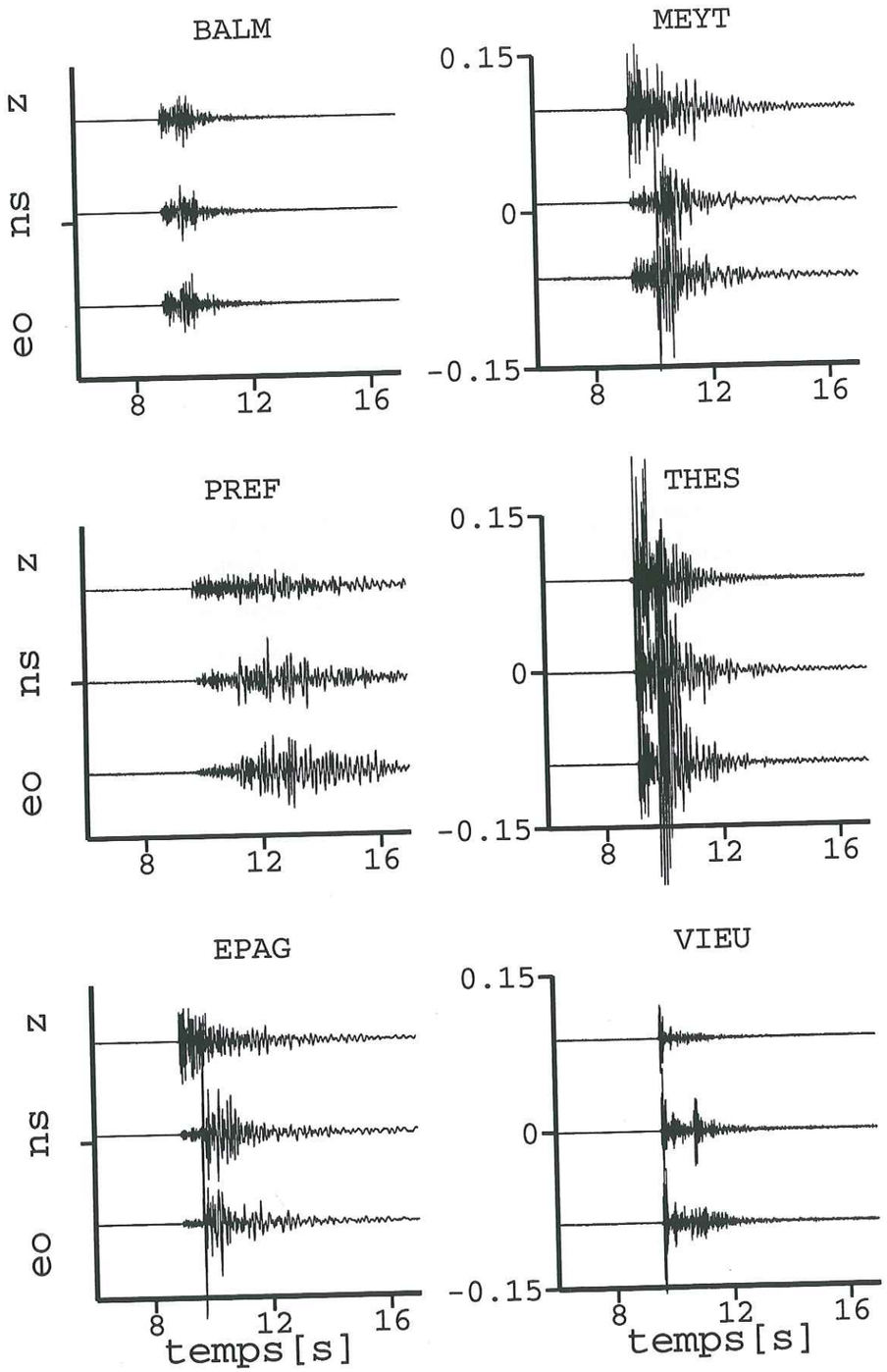

FIG. 3.3 – *Accélérogrammes du séisme 2140600 (magnitude 2.1), situé au nord-est de la station balm. Par station, de haut en bas, composantes Z,NS,EO. Tous les signaux sont à la même échelle (± 0.05 m/s^2).*

Cette étude sur les accélérogrammes montre donc que, malgré la proximité des stations (quelques kilomètres), le signal sismique est très différent d'une station à l'autre. Cette variabilité spatiale des accélérogrammes reflète assez bien la variabilité spatiale des dégâts.

3.3.2 Rapports spectraux.

Rappel de la méthode et de ses limites.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, l'utilisation de la méthode dite des rapports spectraux classiques (CSR) est soumise à plusieurs hypothèses. La première est de trouver une station de référence qui ne soit pas soumise aux effets de site. Dans notre cas la station située à la Balme de Sillingy (balm) semble remplir ce critère, ce que nous vérifierons plus tard par l'utilisation de la méthode H/V. Par contre, la carte de localisation des répliques et des stations (3.2) montre qu'à l'évidence, les deux autres hypothèses de la méthode ne sont pas vérifiées: i) que la radiation de la source soit la même à toutes les stations et ii) que la fonction de propagation entre la source et la station soit la même pour la station de référence et la station étudiée. Néanmoins, la faible magnitude des répliques et donc la petite taille des sources (rayon d'environ 50m), comparées aux distances source-stations (de l'ordre du kilomètre) fait que nous pouvons sans doute considérer que nous travaillons en champ lointain et donc que les hypothèses sont quand même valides. C'est pourquoi nous avons fait les calculs des rapports spectraux et, comparé les résultats à ceux obtenus par une autre méthode, l'inversion généralisée.

Les fenêtres sont apodisées avant le calcul du spectre, le rapport signal sur bruit est évalué pour chaque station et le rapport spectral n'est calculé que quand ce rapport est supérieur à 3. Les résultats présentés sont la moyenne des rapports spectraux pour tous les séismes enregistrés à la station. Les résultats sont représentés pour des fréquences allant de 1 à 15Hz, fréquences qui sont habituelles pour le génie civil. Nous n'avons pas de résultats à plus basses fréquences sauf pour pref car les séismes utilisés pendant cette expérience ont une magnitude relativement faible et ils sont proches des stations. Cela implique que la longueur de fenêtre "utile" est courte et donc qu'il n'est pas possible d'avoir une longueur de signal suffisante pour faire des calculs à basse fréquence. D'autre part, la faible magnitude des répliques, et donc la faible longueur de faille, fait que l'énergie dissipée est à relativement haute fréquence.

Résultats

Comme il a déjà été dit, la station de référence est la station balm. Or la composante Z de cette station présente des anomalies inexpliquées, avec des amplifications à une fréquence fixe autour de 1Hz, nous ne montrerons donc pas les résultats de la composante Z. La figure 3.4 présente les résultats du calcul des rapports spectraux sur les 5 stations. L'échelle horizontale de la station pref est différente des autres stations car le rapport signal sur bruit est suffisant en en dessous de 1Hz.

Les remarques que l'on peut faire sur cette figure sont :

- l'écart type, même si il est légèrement plus élevé que dans l'expérience précédente reste inférieur à 3, et donc on peut avoir une bonne confiance dans les résultats;
- les rapports spectraux à la station vieu sont faibles (en dessous de 2) et il n'y a pas de pic significatif dans la gamme de fréquence représentée. Or cette station a été choisie car les dégâts dans cette zone sont peu importants;
- les stations meth, thes et epag, qui sont situées sur la couverture sédimentaire du bassin d'Annecy présentent des courbes relativement similaires. Cependant, les fréquences de résonance sont différentes pour les 3 stations. Ces fréquences sont de 2Hz à epag, 3Hz à meth et 5Hz à thes. L'amplitude maximale des rapports spectraux est environ de 8 pour ces 3 stations.
- les courbes à la station pref sont très perturbées sans doute à cause du faible de nombre de séismes utilisés (5). En effet, la station a été débranchée malencontreusement et n'a donc que peu fonctionné pendant l'expérience. Il semble néanmoins qu'il y ait une augmentation des rapports spectraux à une fréquence inférieure à 1Hz ainsi qu'à 2-3Hz.

La méthode des rapports spectraux nous permet donc de mettre en évidence une variabilité spatiale de la réponse du sol à un mouvement sismique. Néanmoins, plusieurs raisons déjà évoquées nous font croire que les limites de cette méthode sont atteintes lors de cette expérience. Pour le vérifier, nous allons utiliser la méthode de l'inversion généralisée dont les hypothèses sont moins contraignantes, mais qui a été beaucoup moins testée.

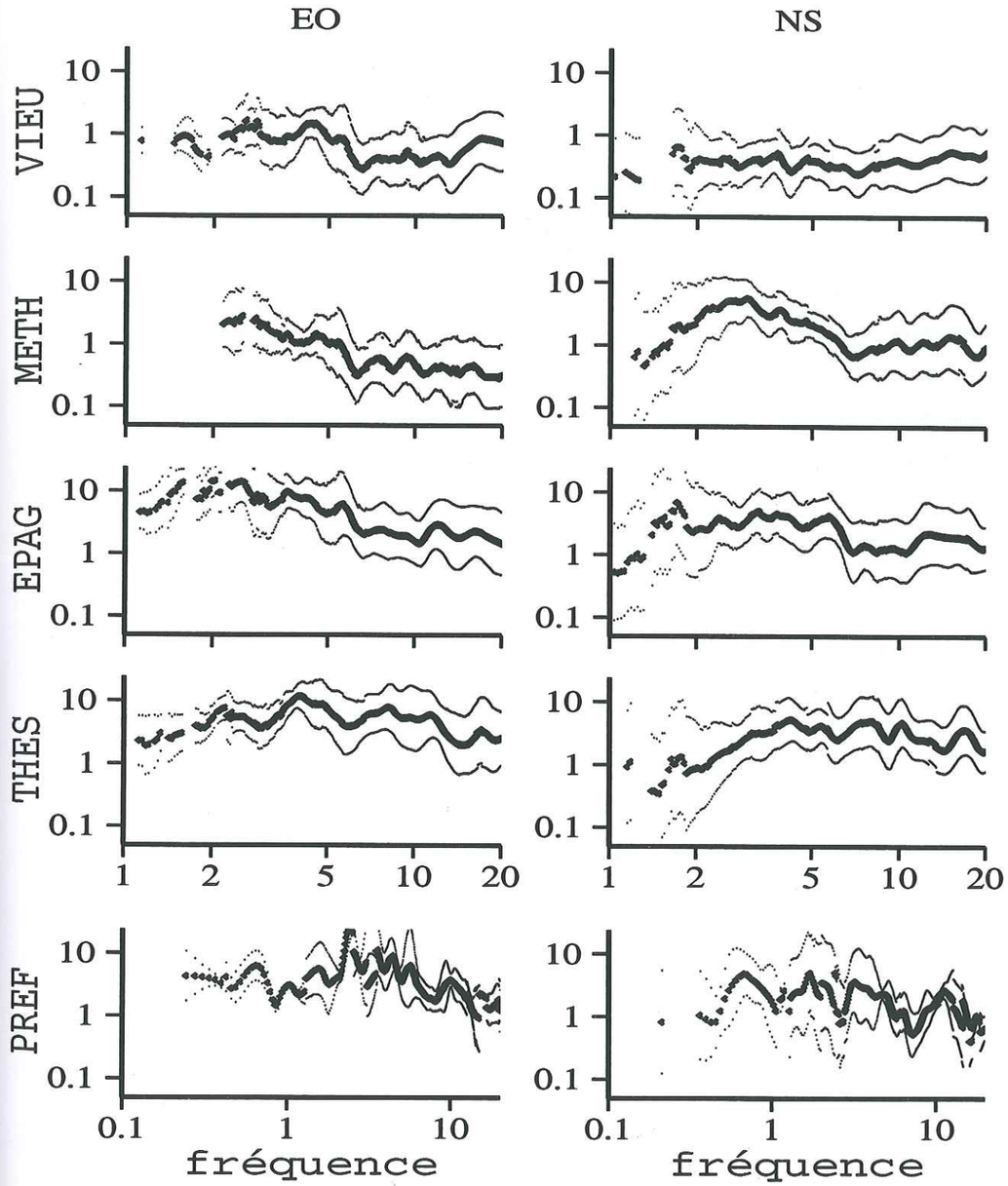

FIG. 3.4 – *Moyennes (gros points) et écarts-types (petits points) des rapports spectraux des deux composantes horizontales des 5 stations calculés par rapport à la station de référence balm.*

3.3.3 Inversion Généralisée.

Présentation de la méthode.

Le principe de l'inversion généralisée est relativement simple. Les sismogrammes, dans le domaine fréquentiel, sont représentés par la formule suivante :

$$O_{i,j}(f) = S_i(f) * P_{(i,j)} * E_j(f)$$

où $O_{i,j}(f)$ est le sismogramme enregistré à la station j dû à la source i, $S_i(f)$ la fonction source i, $P_{(i,j)}$ la fonction de propagation entre la source i et la station j et $E_j(f)$ la fonction de site à la station j. Pour cette méthode, la fonction de propagation est supposée connue $P_{(i,j)} = 1/r_{(i,j)}$ et l'ensemble des sismogrammes est ensuite inversé pour déterminer les fonctions sources et les fonctions de site. Il faut cependant choisir une station de référence dont le signal sert de mouvement de référence pour l'inversion.

Si les hypothèses de cette méthode semblent moins contraignantes que pour les rapports spectraux (notamment en ce qui concerne la fonction de propagation), il n'en reste pas moins que; i) comme pour les rapports spectraux, la radiation de la source est supposée la même pour toutes les stations et; ii) que les résultats sont conditionnés par le choix de la station de référence.

Résultats

Nous avons utilisé cette méthode sur les enregistrements faits à Annecy. Nous comparons directement les résultats avec ceux des rapports spectraux classiques sur la figure 3.5. Les courbes sont très similaires, voire identiques à certaines stations, à celles des rapports spectraux. La seule différence notable est une différence d'amplitude pour les stations pref et vieu qui sont les plus lointaines. Cette différence vient de la correction de distance en 1/r qui est faite pour l'inversion généralisée mais pas pour les rapports spectraux.

3.3.4 Fonctions récepteurs.

Lors de l'expérience de juillet 1996, nous n'avons calculé que les rapports H/V sur les évènements car le gain des CMG5 avait été mis à un et nous craignons que le bruit enregistré soit du bruit "électronique". Les résultats sont présentés sur la figure 3.6 directement en comparaison avec les résultats de l'inversion généralisée et des rapports spectraux calculés sur la composantes NS. Les rapports H/V donnent moins de résultats à basses fréquence que les deux autres

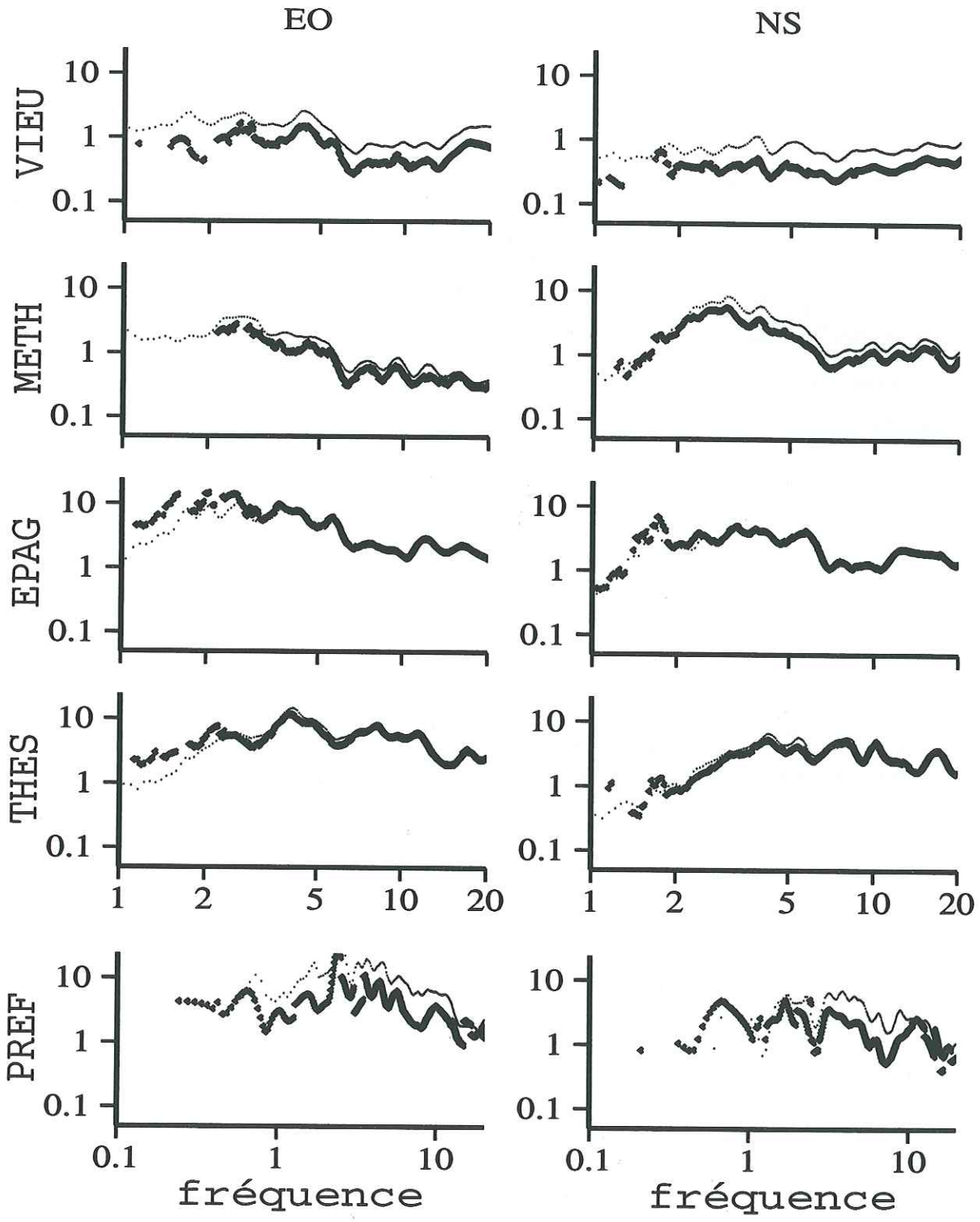

FIG. 3.5 – *Inversion généralisée et rapports spectraux pour les 2 composantes horizontales des 5 stations. En fin, l'inversion généralisée et en tracé épais, les rapports spectraux.*

méthodes. Ceci est particulièrement visible à epag. Sur la station vieu, la courbe des rapports H/V est très différente des deux autres, avec une amplification importante à 6Hz qui n'était pas visible. Pour les autres stations, les fréquences de résonance sont les mêmes pour les 3 méthodes avec des amplifications plus faibles.

3.3.5 Conclusions de cette étude sur les répliques.

Le nombre de stations comparé à la taille du dépôt lacustre ne permet malheureusement pas de tirer des conclusions fermes sur la relation entre les dégâts occasionnés par le séisme et les effets de site. Néanmoins, la seule station où les rapports spectraux ne présentent pas d'amplification se situe dans une zone à faibles dégâts. Pour les 3 stations situées dans la plaine d'Epagny, dans laquelle les dégâts ont été très importants, les courbes sont similaires. Quant à la station de la Préfecture, les fréquences d'amplification sont plus basses que pour les 3 stations précédentes, ce qui pourrait s'expliquer par une vitesse d'onde S plus faible due à des dépôts sédimentaires plus récents (la Préfecture d'Annecy est située au bord du lac), ou à un dépôt plus épais.

Les fréquences de résonance déterminées par les méthodes expérimentales laissent penser que nous voyons l'effet du dépôt lacustre plutôt que celui du dépôt morainique. En effet, nous obtenons des fréquences entre 1 et 6Hz, ce qui, avec des vitesses d'ondes S inférieures à 1000m/s donnerait une épaisseur de couche entre 40 et 200m. C'est la profondeur estimée du dépôt lacustre dans le bassin d'Epagny. Le dépôt morainique est plus profond (entre 3 et 4km) et sa fréquence de résonance doit être inférieure à 0.1Hz.

La comparaison entre les méthodes a montré que les rapports spectraux par rapport à une station de référence sont utilisables même pour des calculs en champ proche. En effet, les courbes obtenues lors de cette expérience ont un écart-type faible et donnent des résultats équivalents aux deux autres méthodes auxquelles nous l'avons comparé.

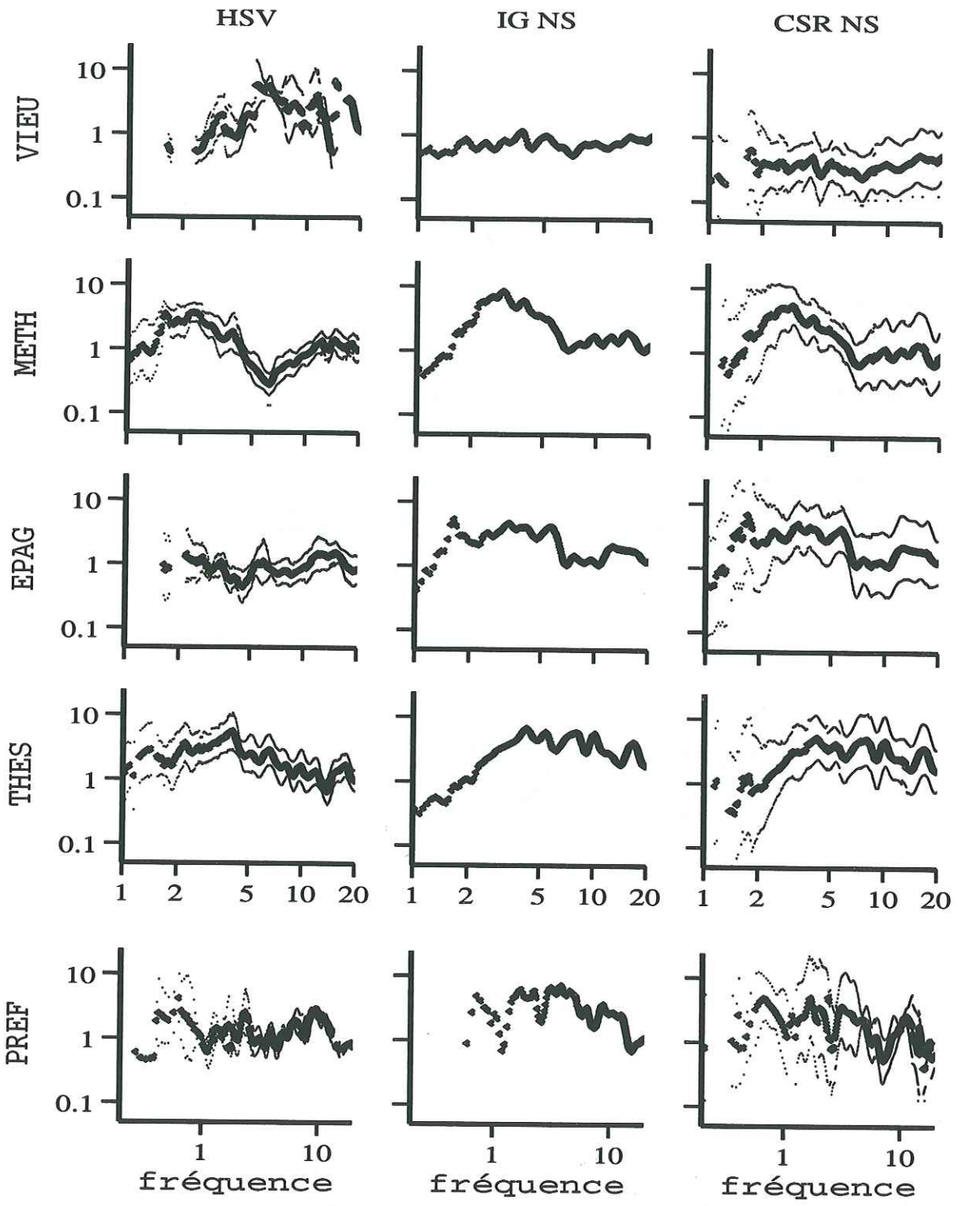

FIG. 3.6 – *Fonctions récepteurs avec écart type, comparées avec les résultats de l'inversion généralisée et les rapports spectraux sur les composantes NS.*

3.4 L'expérience d'enregistrement de bruit de fond.

Pour compléter cette étude post-sismique, nous sommes retournés dans la région du séisme pour augmenter le nombre de points de mesure en utilisant le bruit de fond sismique et la méthode H/V Bruit (pagerefsec:hvb). Nous avons instrumenté 40 sites en faisant des enregistrements de bruit pendant une durée de 10mn. Nous calculons ensuite, pour chaque site, 20 spectres pour des signaux de 25s.

Nous avons utilisé plusieurs types de capteurs : des capteurs accélérométriques de type CMG5 avec un gain de 128 puis des capteurs en vitesse de type CMG40 et enfin, des capteurs non asservis de type L22 qui sont moins sensibles que les CMG40 et dont la fréquence de coupure est de 2Hz au lieu de 20s pour les CMG40. Les capteurs ont été comparés pour vérifier que les réponses étaient équivalentes (figure 3.7). Le résultat de cette comparaison peut paraître étonnant puisque le capteur L22 à une fréquence de coupure de 2Hz. Cela veut dire que sur ce capteur

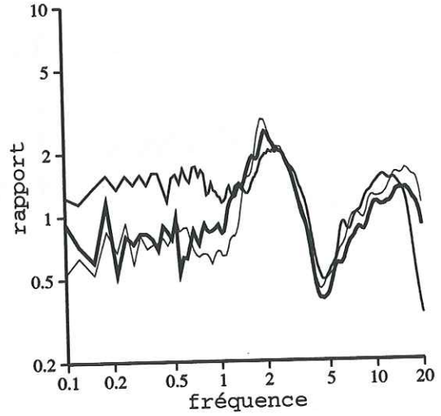

FIG. 3.7 – *Comparaison des rapports Nakamura au point 15 pour 3 capteurs différents. Traits gras, CMG40; traits moyens, CMG5, traits fins, L22.*

particulier, les réponses des 3 voies sont identiques et donc le rapport H/V peut être calculé. Il nous est arrivé avec d'autres capteurs (voir expérience de Grenoble chapitre 4) d'avoir des résultats très instables en dessous de la fréquence de résonance du capteur. La seule conclusion que l'on peut faire de cette figure est que pour notre expérience, les résultats obtenus avec le capteur L22 sont utilisables à basse fréquence. Par contre, le capteur CMG5 semble être plus

050 035829 3

instable à basses fréquences. Cela est sans doute dû à un signal faible. Cependant, aux fréquences qui nous intéressent, c'est-à-dire au dessus de 1Hz pour la plupart des cas, les 3 capteurs ont une réponse équivalente.

La carte 3.8 montre les points instrumentés dans la région d'Annecy. En raison de l'échelle choisie, les mesures faites dans la région de Rumilly sont montrés sur une carte séparée (3.9) Les critères de choix pour les sites à instrumenter ont été divers. Tout d'abord, il nous fallait retourner sur les sites des stations de l'expérience post-sismique pour caler nos résultats. Ensuite,

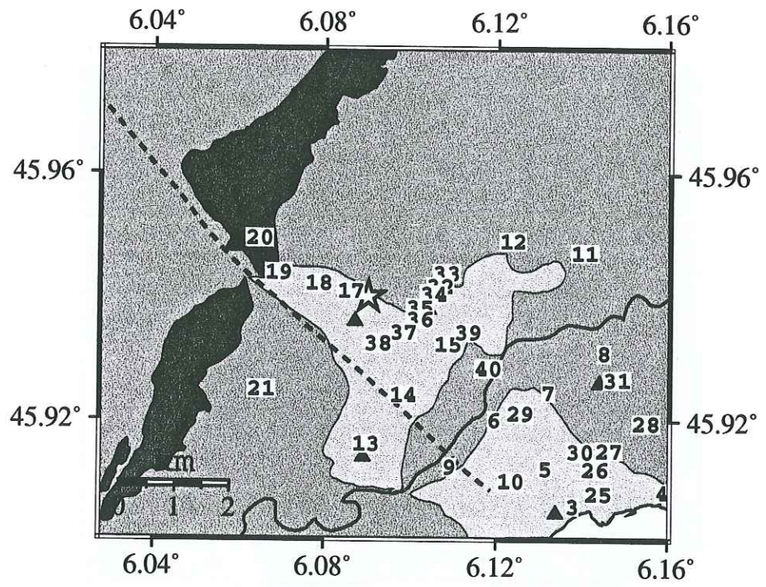

FIG. 3.8 – *Localisation des points de mesure pour l'expérience de mesure de bruit de fond de février 1997, autour d'Annecy. Les points sont repérés par des numéros. Pour rappel, le choc principal est représenté par une étoile et les stations sismologique par des triangles.*

nous voulions faire des mesures aussi bien dans les endroits où les dégâts avaient été importants que dans ceux où il n'y a en a pas eu. Nous avons donc fait des mesures dans Annecy, aussi bien dans la plaine que sur les hauteurs, nous sommes allés dans le lit du Fier, pour voir des différences de réponse, et dans la plaine d'Epagny. Enfin, nous avons aussi effectué plusieurs mesures dans et autour de Rumilly pour essayer de comprendre les dégâts occasionnés par le séisme dans cette ville située à plus de 15km. Près de la ville de Metz-Tessy, nous avons fait un

profil nord-sud au travers de la plaine pour détecter un éventuel changement de profondeur de l'interface sédiments lacustres -moraine.

3.4.1 Les mesures à Rumilly.

Nous avons effectué 4 points de mesure dans la région de Rumilly dans le but de comprendre pourquoi cette ville a subi des dégâts importants alors que des villages situés plus près de l'épicentre n'ont pas subit de dégâts. La carte 3.9 montre la localisation de Rumilly par rapport au réseau et à la localisation du séisme. La ville est située sur des moraines argiloterreuses enserrées dans du grès (Dominique et Bles, 1996). Nous avons effectué 3 mesures dans la ville

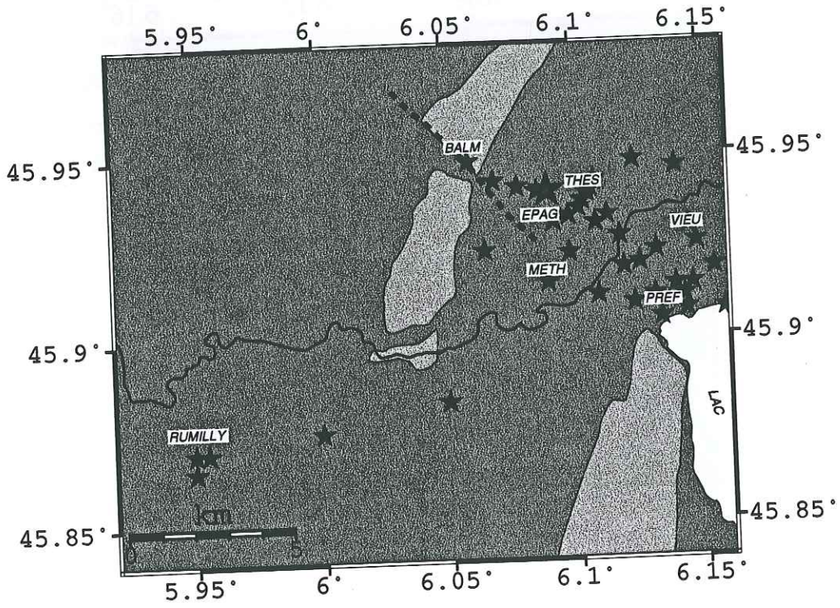

FIG. 3.9 – *Localisation de la ville de Rumilly par rapport au réseau et au séisme.*

de Rumilly et une mesure à quelques kilomètres dans la direction d'Annecy, à une altitude plus élevée. Les résultats sont montrés sur la figure 3.10. Pour des fréquences inférieures à 3Hz, les 4 courbes ne montrent pas d'amplification significative Par contre, à plus haute fréquence, les 3 mesures faites dans Rumilly sont différentes de la mesure faite à l'extérieur. On constate une amplification de 2 à une fréquence de 6Hz dans la ville alors que la courbe à l'extérieur de la ville ne présente pas d'amplification à cette fréquence. La comparaison entre les points faits à Rumilly

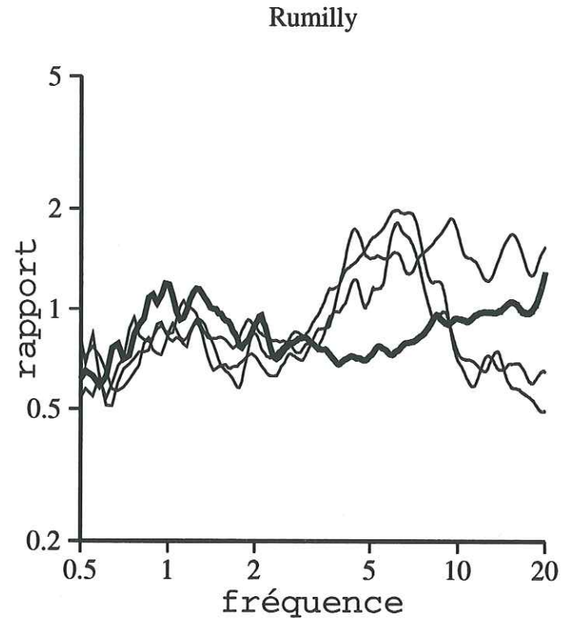

FIG. 3.10 – *Rapports H/V Bruit à Rumilly. En traits fins, les mesures dans la ville, en trait épais, la mesure à l'extérieur.*

et ce point à l'extérieur montre donc qu'il y a des effets de site à Rumilly à une fréquence de 6Hz. Cette fréquence correspond typiquement à la fréquence de résonance de maisons en pierre, du type de celle qui ont subit des dégâts pendant le séisme (Dominique et Blès, 1996).

3.4.2 Les mesures à Annecy.

Nous avons effectué 35 mesures de bruit de fond dans la région épicentrale, entre le lac d'Annecy, Pringy, La Balme de Sillingy et Poisy. Nous avons concentré les mesures dans la ville d'Annecy et vers Metz-Tessy et Epagny. Sur ces mesures, nous nous intéresserons uniquement à la fréquence de résonance, première fréquence à laquelle la courbe est amplifiée. Comme on l'a vu dans le premier chapitre, la méthode n'est pas fiable pour ce qui est de l'amplitude et nous ne chercherons donc pas à faire de comparaisons entre les différents sites.

La figure 3.11 montre quelques rapports H/V pris parmi les 40 points mesurés. On note de grandes différences entre les différents points. Les points vieu, 11 et 31, mesurés sur le plateau

au dessus d'Annecy montrent des rapports H/V plats d'amplitude inférieure à 2. Les points pref et 4 sont mesurés au bord du lac. Le point pref est mesuré au centre de la plaine et le point 4 au bord. On remarque une différence importante entre les deux fréquences de résonance (0.8Hz à pref et 1.9Hz au point 4). Cette différence provient de l'épaisseur du dépôt lacustre qui est plus importante au centre qu'en bordure de la plaine. Les rapports H/V aux stations meth, epag et thes donnent les mêmes fréquences de résonance que les rapports spectraux (figure 3.4. Il est même plus facile de les déterminer car il n'y a pas de limitations à basses fréquences. Le point mesuré dans le lit du Fier (point 39) montre une fréquence de résonance plus élevée que les points mesurés dans la plaine d'Epagny. On peut penser que l'épaisseur de dépôt lacustre sous ce point est plus faible à cause du creusement du lit par la rivière. Le point 21, situé dans le village de Pringy, sur un plateau en hauteur a été mesuré près de l'église qui a subit des dégâts relativement importants pendant le séisme. On voit que contrairement aux autres points mesurés en hauteur (vieu, 31) le rapport H/V n'est pas plat et montre un pic à 2Hz.

La carte de la figure 3.12 donne les fréquences de résonance du sol déterminées à partir des rapports H/V. Si le rapport ne présente pas de pic, un "-" est indiqué. On peut voir sur cette carte que toutes les fréquences déterminées ont des valeurs comprises entre 0.5 et 10Hz, qui sont typiquement celles des bâtiments. Plusieurs caractéristiques se dégagent de cette carte :

- Les fréquences les plus basses se trouvent au niveau du lac d'Annecy et au centre de la plaine, aux endroits où le dépôt lacustre devrait être le plus important.
- Les fréquences augmentent quand on se rapproche des bords de la vallée.
- Les stations situées sur les hauteurs d'Annecy et sur le rocher à la Balme de Sillingy, ne présentent pas de fréquence de résonance dans la gamme étudiée. Les effets de site sont donc faibles, ce qui est cohérent avec les dégâts estimés sur ces sites.

3.4.3 Le profil de Metz-Tessy.

La carte 3.12 montre vers Metz-Tessy des résultats très différents entre un point situé à l'école de Metz-Tessy et un point situé sur le parking de l'aéroport à moins de 2km. La courbe correspondant au premier point montre une amplification à 5.8Hz alors que celle de l'aéroport, présente une amplification à 2.0Hz. Nous avons alors voulu savoir si cette différence de fréquence

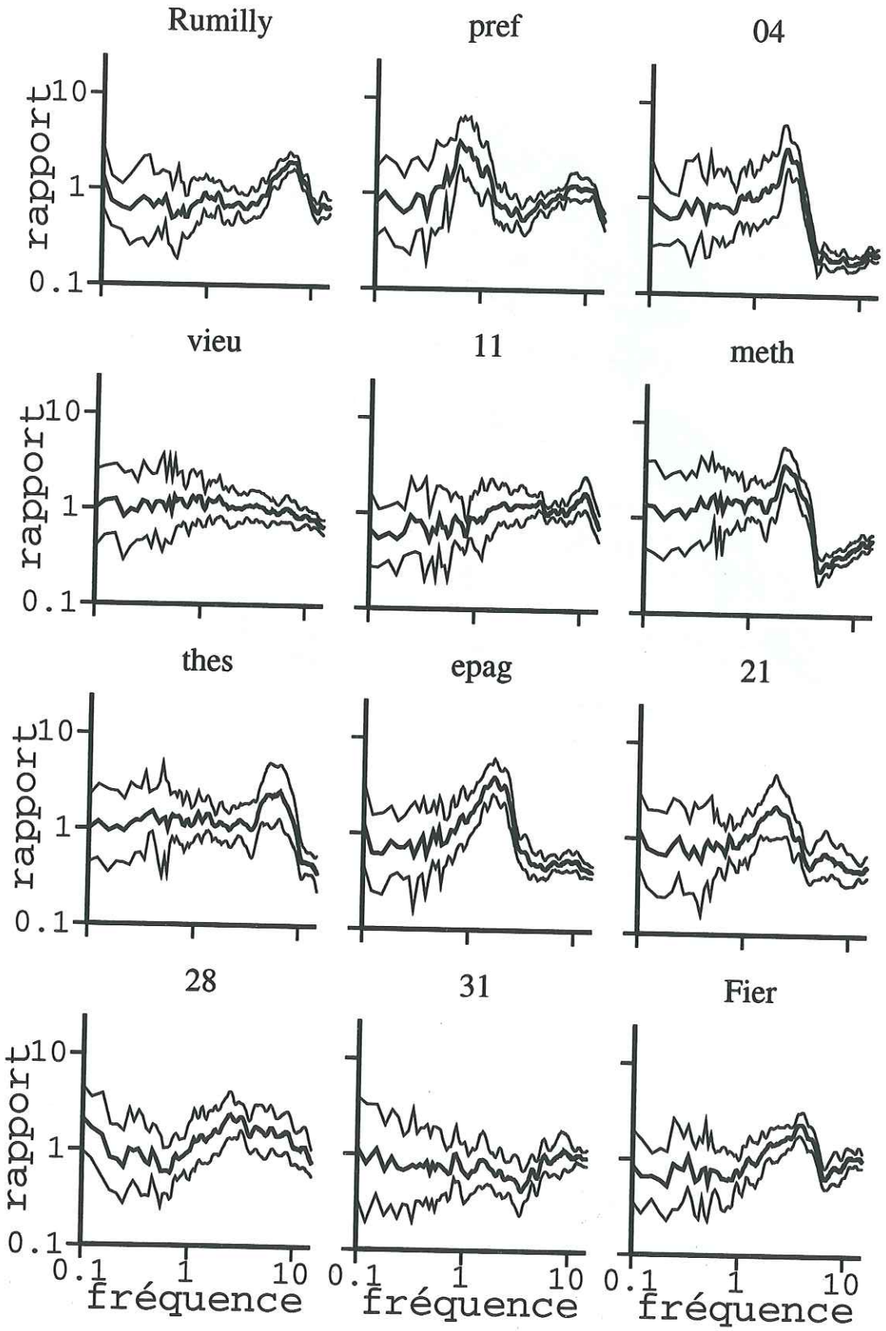

FIG. 3.11 – *Quelques exemples de rapports H/V mesurés dans la région d'Annecy.*

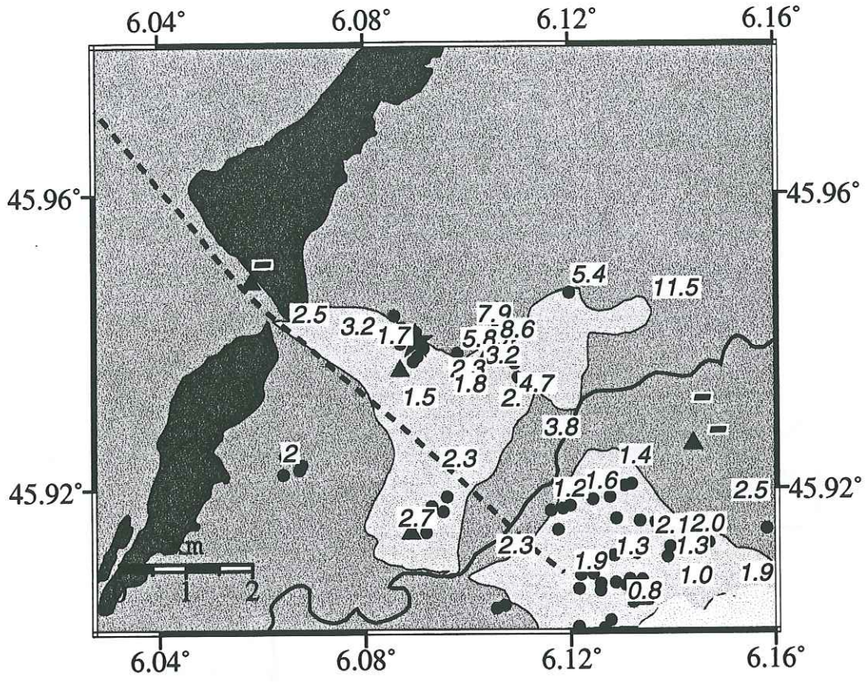

FIG. 3.12 – *Carte des fréquences de résonance déterminées par la méthode h/v bruit de fond. Les points noirs sont les dégâts (rappel).*

de résonance était brutale ou si elle se faisait de façon progressive.

Nous avons donc effectué 7 mesures sur une distance d'environ 1.7km entre le nord de la ville de Metz-Tessy et le centre de la plaine situé au sud. Les points sont espacés de 300m environ. Les résultats sont présentés sur la figure 3.13. On observe du nord vers le sud une variation assez nette du rapport spectral H/V. La progression est régulière entre le point le plus au nord qui présente un pic à 7Hz et le point le plus au sud dont le pic est à 1.4Hz. On voit sur les points au milieu du profil que les courbes présentent deux pics bien distincts, un à 1-2Hz et l'autre à 7Hz.

Cette différence de fréquence de résonance peut correspondre à une différence dans l'épaisseur du dépôt lacustre, différence due à l'augmentation de la distance aux bords du bassin. A la suite de discussions avec des géologues, nous suggérons que cette différence d'épaisseur du dépôt

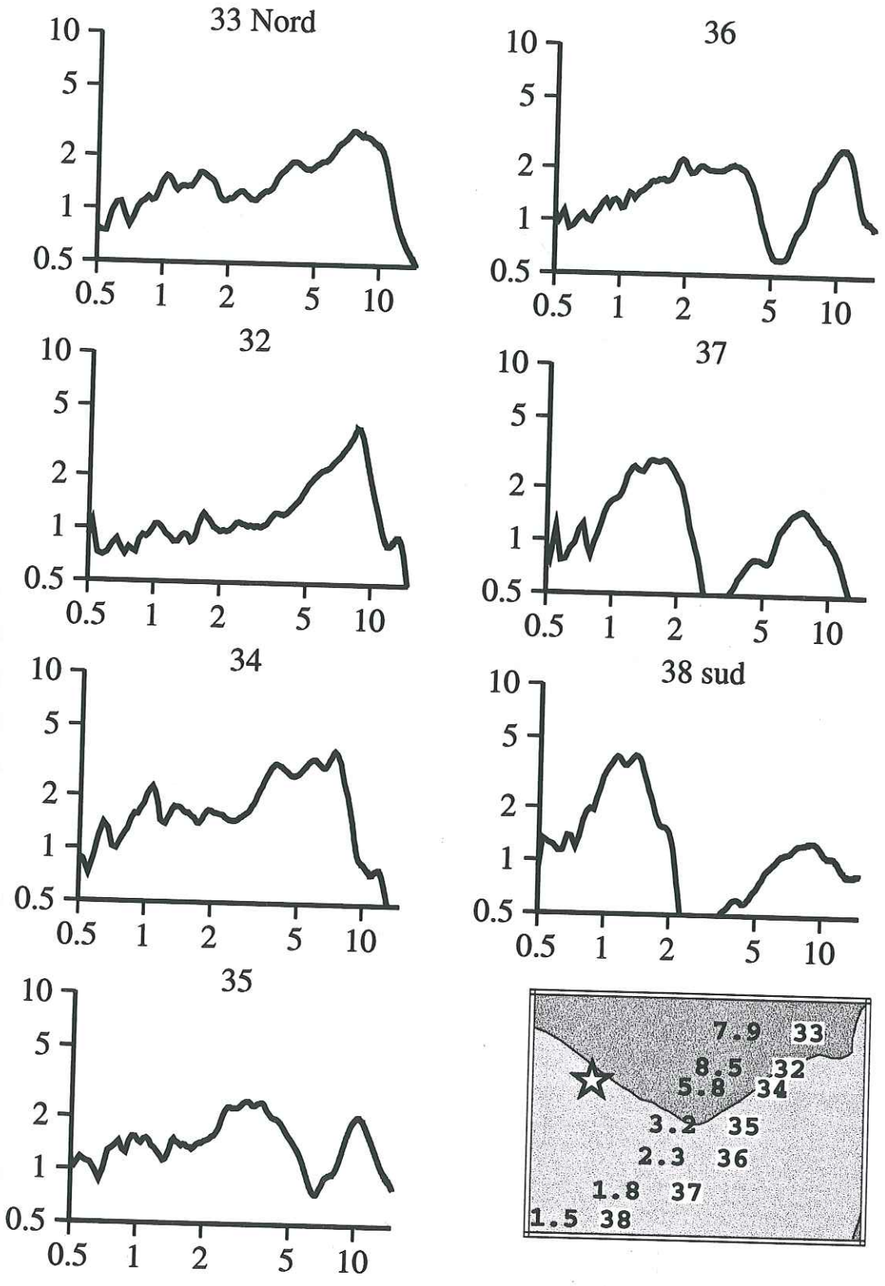

FIG. 3.13 – *Rapports H/V le long du profil de Metz-Tessy. Le point le plus au nord est le plus proche du bord du bassin, le point le plus au sud est au centre de la plaine.*

lacustre est due au débordement du lac vers le nord-ouest, ce qui aurait amené un dépôt plus fin de sédiments lacustres sous la ville de Metz-Tessy, associé donc à une fréquence de résonance plus grande. Il n'existe malheureusement pas de données permettant de contraindre et d'expliquer ce changement de fréquence de résonance.

3.4.4 Conclusion.

Cette étude de mesure de bruit de fond a permis de mieux connaître les variations spatiales de la fréquence de résonance du sol dans la région d'Annecy. Cette variation spatiale déterminée expérimentalement est corrélée à la variation spatiale des dégâts. Pour affiner l'étude, il faudrait déterminer la fréquence de résonance des bâtiments affectés par le séisme et voir si cette fréquence correspond à celle du sol déterminée expérimentalement.

Il faudrait aussi pouvoir corréler les caractéristiques géotechniques du sous-sol, jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 1-2km, aux fréquences de résonance déterminées par la méthode H/V, ceci afin de mieux comprendre et interpréter les résultats. Malheureusement, ces données géotechniques font toujours défaut. Ceci est d'autant plus regrétable pour l'expérience d'Annecy que le "profil" fait à Metz-Tessy donne des résultats prometteurs.

3.5 Application de la méthode des fonctions de Green empiriques.

A la suite de ces études sur les effets de site, nous avons utilisé la méthode des fonctions de Green empiriques sur les données enregistrées lors du choc principal et au cours de la séquence de répliques. Le but de cette partie sera, en utilisant le programme écrit par R. Pavic, (1997) évoqué dans le premier chapitre, de déterminer la valeur de l'accélération subie par les 6 sites sur lesquels nous avons installé des stations d'enregistrement sismologique. Nous nous plaçons donc dans l'optique d'un utilisateur cherchant à modéliser des mouvements forts à partir des données en mouvement faibles que nous possédons. Nous ne ferons donc pas d'étude de sensibilité de la méthode aux différents paramètres.

Dans un premier temps, nous avons travaillé sur les données du Réseau Accélérométrique Permanent, dans le but de tester tester la méthode et les paramètres introduits. En effet, deux de ces stations ont enregistré le choc principal et deux répliques importantes, de tailles différentes. Nous avons modélisé le choc principal en utilisant les répliques comme fonctions de Green empiriques et nous avons comparé les résultats avec l'enregistrement du séisme principal. Dans un deuxième temps, nous avons utilisé les répliques enregistrées par notre réseau temporaire pour simuler le mouvement qui a pu avoir lieu lors du choc principal au niveau de ces stations.

Il faut noter que malheureusement, les répliques enregistrées lors de l'expérience sur les effets de site n'ont pas été enregistrées par les stations du RAP.

3.5.1 Étude sur les données du R.A.P..

Deux stations du R.A.P. ont pu enregistrer le choc principal ainsi que deux des répliques les plus importantes, que nous noterons répliques 1 et 2 par la suite. La première de magnitude 2.8 a eu lieu le 15 juillet à 5h45, la deuxième de magnitude 3.3 a eu lieu le 23 juillet à 4h08. Les deux stations utilisées pour cette étude sont celles de Grand-Maison (notée oggm par la suite) et celle de Sixte (notée ogsi). Leur localisation est donnée dans le tableau suivant:

Station	latitude	longitude	altitude
OGGM	45.2	6.12	1575m
OGSI	46.06	6.76	1500m

Pour utiliser la méthode, il faut ensuite déterminer les paramètres de la source des répliques utilisées. Pour cela, nous allons utiliser les deux méthodes présentées dans le premier chapitre (page 26) et donner une valeur moyenne des moments sismiques.

Les paramètres géométriques de la faille (direction, pendage, taille) du séisme cible ainsi que son moment sismique ont été déterminés par Thouvenot et al., (1997). La direction est donc de N170^o et le pendage 70^o vers le nord. La taille de la faille est estimée à $5km^2$ soit, pour nos calculs, une faille rectangulaire de 2.8 * 1.8 km. Le moment sismique a été estimé à 1.7 * 10^{16} Nm (magnitude Mw=5.4).

Paramètres de la source des répliques utilisées.

La réplique du 15 juillet à 05h43.

Pour déterminer les paramètres utiles pour la méthode, nous avons besoin de la magnitude, de la distance source-station, de la fréquence coin et du niveau plat à basses fréquences du spectre en déplacement. Les deux derniers paramètres sont relativement difficiles à évaluer. Nous avons utilisé les enregistrements de la station ogsi qui est la plus proche de la source. La figure 3.14 montre le spectre en déplacement de l'enregistrement de la réplique à la station. La distance est de 54km. On peut déterminer la fréquence coin à 3.6Hz et le niveau plat à 1.5*10^{-7}ms. Ceci

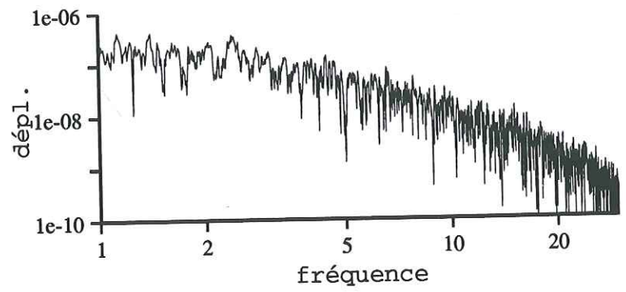

FIG. 3.14 – *Spectre en déplacement de la réplique 1 à la station ogsi. Composante verticale.*

donne donc un moment sismique de 0.82*10^{13}Nm. La deuxième méthode pour déterminer ces paramètres de failles consiste à utiliser la relation empirique décrite dans le premier chapitre. Cette relation est $\log M_0 = 11.395+0.89*M_l$. Avec une magnitude de 2.8, cela donne un moment sismique de 7.7*$10^{13}Nm$. La détermination utilisant la station oggm donnant encore un résultat différent, nous avons pris une moyenne logarithmique des 3 résultats. Les autres paramètres de la faille ont été calculé grâce au modèle de Madariaga (1976) Les paramètres de sources finalement retenus pour cette réplique sont donc :

- rayon de la source 120m
- chute de contrainte 25 bars
- dislocation 1.1cm
- moment sismique 1.7 $10^{13}Nm$

La réplique du 23 juillet à 04h08.

Pour cette réplique, nous avons utilisé la détermination faite par Cornou, (1997) à partir de plusieurs stations du RAP. La magnitude de cette réplique, déterminée par le réseau Sismalp, étant de 3.3, nous obtenons grâce à la relation empirique utilisée précédemment un moment sismique de 2.4*10^{14}Nm. Cornou, (1997), en utilisant les spectres en déplacement sur plusieurs stations du R.A.P. obtient des valeurs comprises entre 8.9*10^{13}Nm et 2.37*10^{14}Nm. Nous avons calculé la moyenne logarithmique des différents moments sismiques déterminés et nous avons finalement retenu les valeurs suivantes pour les paramètres de la source :

- rayon de la source 250m
- chute de contrainte 25 bars
- dislocation 2.6cm
- moment sismique 1.4 10^{14}Nm

Nous sommes conscients de la subjectivité de ces choix. Néanmoins, dans chaque cas, nous avons pris une valeur moyenne provenant de plusieurs méthodes. Cela permet aussi de montrer que la méthode des fonctions de Green empiriques, a priori très attrayante, reste quand même difficile à mettre en oeuvre, surtout si l'on considère la sensibilité des résultats aux paramètres choisis.

Simulation du mouvement du choc principal à la station oggm.

La figure 3.15 représente les enregistrements des 2 répliques à la station oggm, pour les 3 composantes de l'accélérationi du sol. On peut voir sur ces accélérogrammes que les deux signaux ne sont pas identiques. La différence entre les deux répliques devrait alors se retrouver dans les simulations. Pour chaque réplique nous avons fait 10 simulations avec des répartitions aléatoires

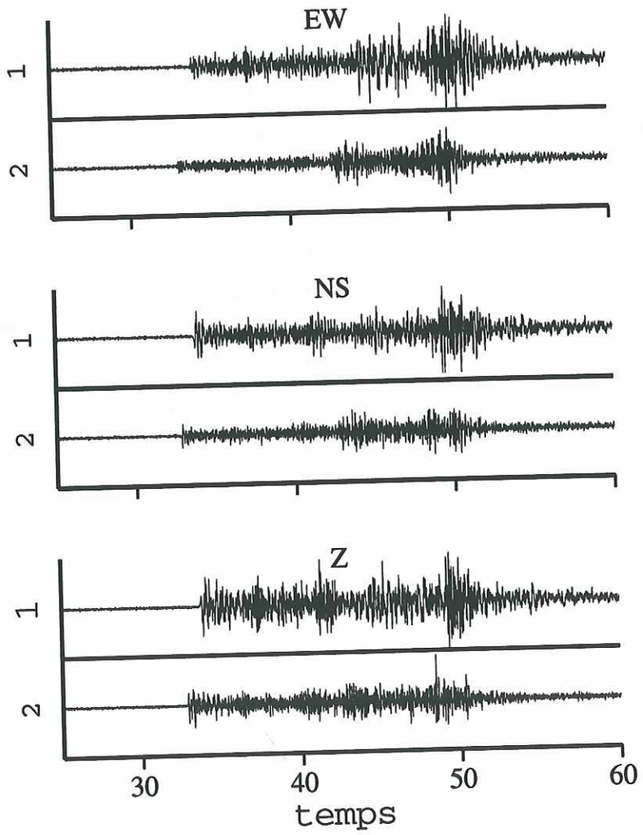

FIG. 3.15 – *Accélérogrammes des 2 répliques à oggm. Pour chaque composante, de haut en bas, répliques 1 et 2. L'échelle est pour chaque signal de* $\pm 4 * 10^{-4} m/s^2$

des sous-failles différentes (Lachet, 1996). Les accélérogrammes montrés sur la figure 3.16 sont

	maximum cm/s^2	énergie cm^2/s^3	durée s
	composante z		
15070545	0.7 ± 0.10	73± 15	28 ± 4
23070408	0.5± 0.1	26± 7	25 ± 3
chocp	0.41	21.14	21.5
	composante ns		
15070545	0.6 ± 0.1	55 ± 8	37 ± 8
23070408	0.4 ± 0.1	26 ± 7	25 ± 3
chocp	0.34	12.8	24.54
	composante eo		
15070545	0.7 ± 0.1	85 ± 14	32 ± 5
23070408	0.5 ± 0.1	25± 0.1	25 ± 2
chocp	0.41	17.04	23.512

TAB. 3.2 – *Paramètres des accélérogrammes enregistrés et simulés à la station oggm.*

une des dix réalisations, les spectres de réponse et de Fourier en accélération sont la moyenne sur toutes les réalisations avec l'écart type. Nous donnons un tableau récapitulant la moyenne des maxima des accélérogrammes, les moyennes de la durée et de l'énergie du signal. Tous ces paramètres sont comparés à ceux de l'enregistrement du choc principal. L'énergie du signal est la somme des carrés des accélérations sur tout le signal. La durée correspond au temps compris entre le début du signal sismique et celui où l'énergie est égale à 95% de l'énergie totale.

La distance entre la source et la station est de 82km et l'azimut de 180°. Le tableau 3.2 récapitule, pour les 3 composantes, le maximum, l'énergie et la durée du signal. Pour les simulations, nous avons reporté les moyennes ainsi que les écarts types sur les 10 réalisations.

Ces trois paramètres montrent que les deux simulations donnent des résultats différents même si l'ordre de grandeur reste le même (il y a un facteur de l'ordre de 2 entre les résultats). Les valeurs déterminées avec la réplique 2 sont plus proches du choc principal que celles obtenues avec la réplique 1.

Les accélérogrammes sont reportés sur la figure 3.16 avec de haut en bas les composantes Z, NS, EO et, pour chaque composante, les simulations et l'enregistrement réel. La simulation effectuée avec la réplique 1 a une amplification plus forte que l'autre simulation et que l'enregistrement du choc principal. De même, le signal est plus long, comme on a pu le voir dans le tableau 3.2. Pour les accélérogrammes, la simulation effectuée avec la réplique 2 semble plus proche de l'enregistrement que celle effectuée avec la réplique 1.

La figure 3.17 montre les spectres en accélération. Nous n'avons pas reporté les écarts-types car cela aurait rendu la figure peu lisible. Ils sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus pour les spectres de réponse. On peut voir sur cette figure que les spectres en accélération ont une forme semblable et que les amplitudes sont équivalentes à moins d'un ordre de grandeur de différence. Pour ce qui est de la forme, on voit que la réplique 2 semble déficiente en fréquences comprises entre 1 et 10Hz. Du point de vue du contenu fréquentiel la simulation faite avec la réplique 1 est plus proche du séisme principal que celle faite avec la réplique 2.

La même remarque s'applique aux spectres de réponse, calculés avec un amortissement de 5% et qui sont dessinés sur la figure 3.18. Sur cette figure on voit tout d'abord que l'écart-type est assez faible, ce qui veut dire que les 10 répartitions aléatoires des sous-failles sur le plan de faille donnent des résultats équivalents. D'autre part, on remarque comme sur la figure précédente que la réplique 2 donne des résultats différents de la première réplique. Sur les deux figures, dans certaines gammes de fréquence, c'est la réplique 1 qui se rapproche le plus du choc principal et pour d'autres gammes de fréquence c'est la réplique 2 qui s'en rapproche le plus.

Utilisation des deux répliques.

Comme on a pu le voir à la station oggm, et les résultats sont les mêmes à la station ogsi, l'utilisation des deux répliques donne des résultats différents. Comme, pour chaque réplique, les 10 distributions aléatoires des sous-failles donnent des résultats très proches, nous avons fait la moyenne en utilisant 5 simulations sur une réplique et 5 sur l'autre. Les résultats pour le maximum, l'énergie et la durée du signal sont donnés dans le tableau 3.3. Nous constatons d'une part, que les 3 paramètres considérés sont encore assez éloignés des paramètres du séisme cible et d'autre part, que les écarts-types sont beaucoup plus importants que ceux obtenus en

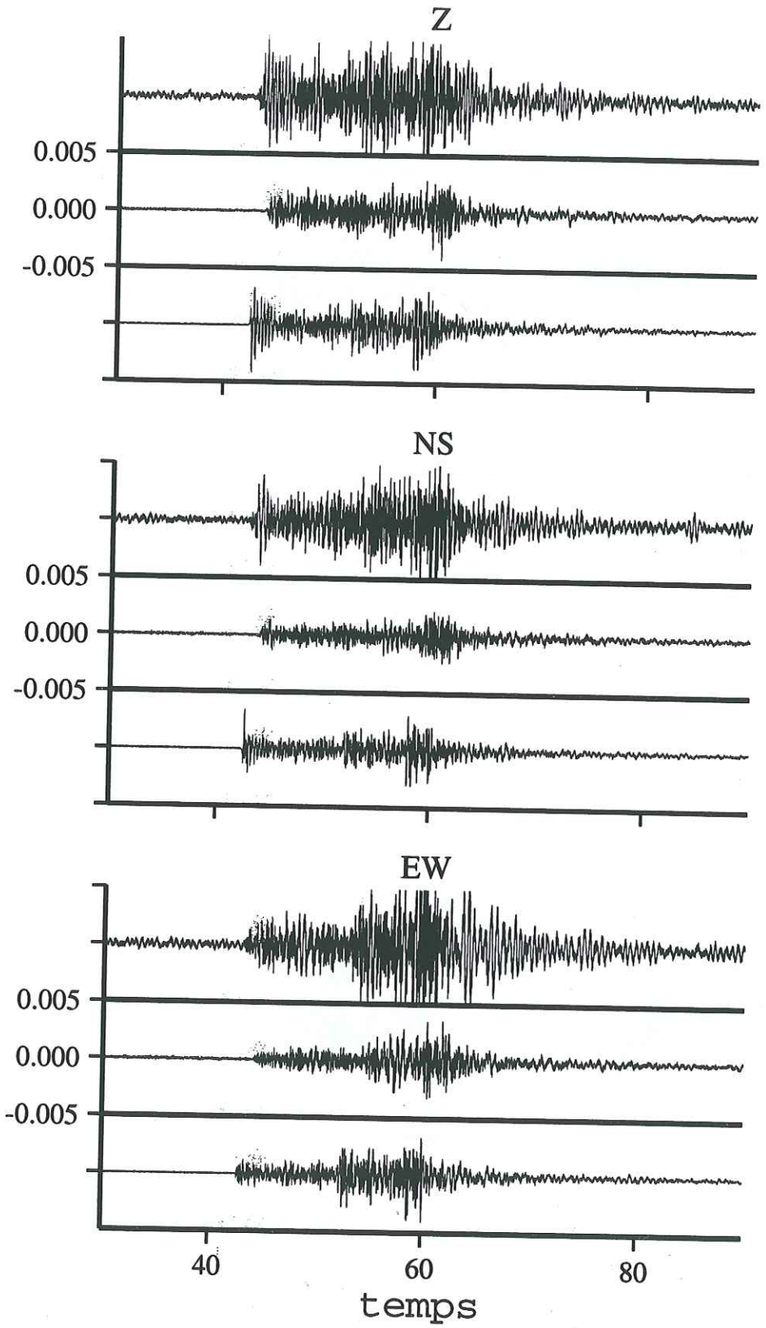

FIG. 3.16 – *Accélérogrammes simulés à partir des 2 répliques et enregistrement du choc principal à oggm. Pour chaque composante, de haut en bas, répliques 1 et 2 et séisme principal. L'échelle verticale est la même partout exprimée en m/s^2.*

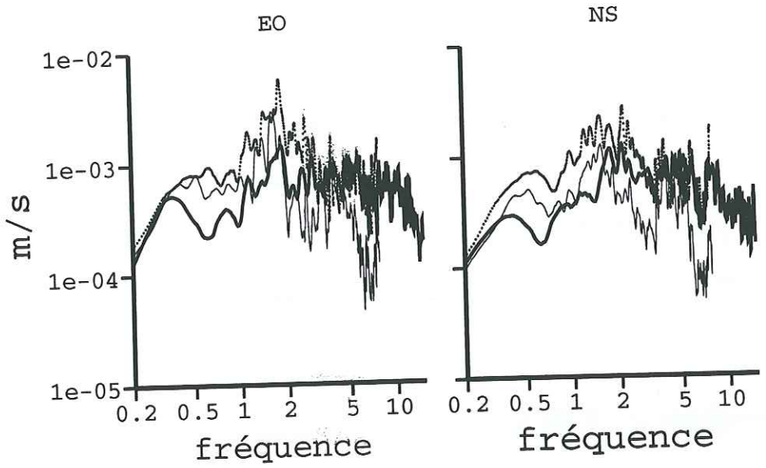

FIG. 3.17 – *Spectres en accélération des composantes EO et NS, pour l'enregistrement (points), la réplique 1 (traits épais) et la réplique 2 (traits fins).*

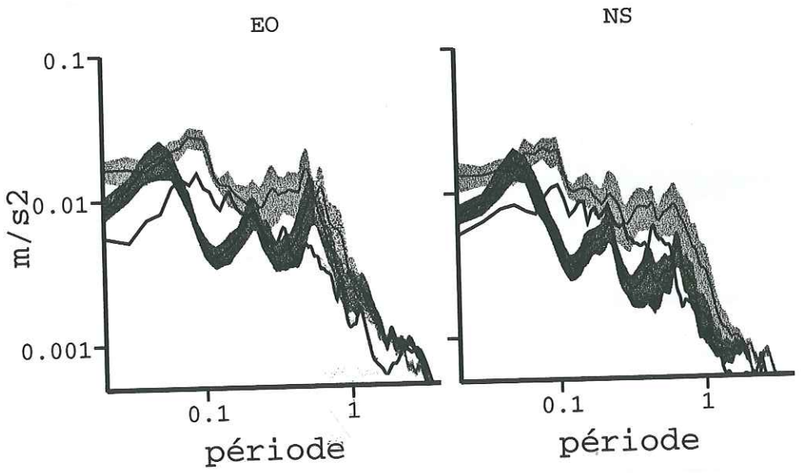

FIG. 3.18 – *Spectres de réponse composantes EO et NS. En trait épais, le spectre de réponse de l'enregistrement, en traits fins les simulations. L'écart-type pour les deux simulations est en grisé : foncé pour la réplique 1 et clair pour la réplique 2.*

	maximum cm/s^2	énergie cm^2/s^4	durée s
	composante z		
simulation	0.55 ± 0.14	51.34± 31	26.05± 3.78
chocp	0.41	21.14	21.5
	composante ns		
simulation	0.51 ± 0.18	34.44 ± 23.51	30.62 ± 5.83
chocp	0.34	12.8	24.54
	composante eo		
simulation	0.63 ± 0.15	52.79 ± 31.62	28.87 ± 6.21
chocp	0.41	17.04	23.512

TAB. 3.3 – *Paramètres des accélérogrammes enregistrés et calculés à la station oggm en utilisant les deux répliques.*

considérant chaque réplique individuellement.

La figure 3.19 montre les spectres en accélération pour la moyenne sur les deux répliques et le séisme cible. Les deux courbes sont proches l'une de l'autre surtout à des fréquences supérieures à 1Hz. Pour les fréquences inférieures, la simulation a une amplitude plus forte mais avec un rapport inférieur à 3.

Les spectres de réponse pour la moyenne sur les deux répliques et le séisme cible sont représentés sur la figure 3.20. Les écarts-types sont beaucoup plus importants que pour les figures précédentes mais les spectres sont plus proches.

Conclusions.

Cet exemple montre que les résultats de la méthode sont fortement dépendants de la réplique utilisée comme fonction de Green et plus particulièrement des paramètres sismologiques de la source de la fonction de Green. La comparaison entre les simulations effectuées et l'enregistrement a permis de préciser plusieurs points :

– les calculs sur 10 répartitions aléatoires des sous-failles donnent des résultats très proches.

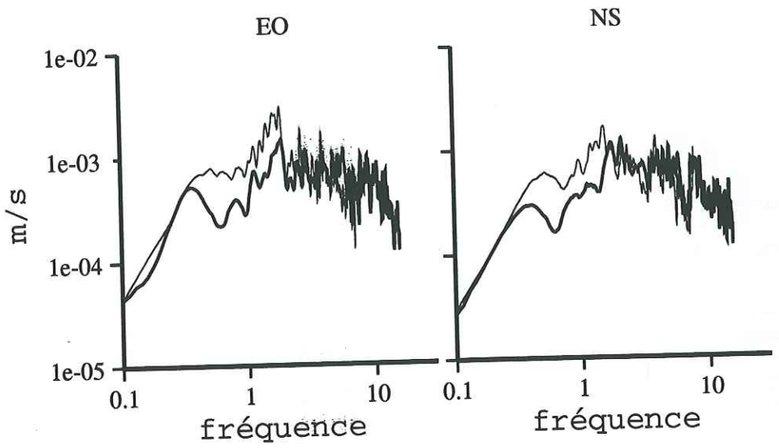

FIG. 3.19 – *Spectres en accélération des composantes eo et ns, pour l'enregistrement du choc principal (trait épais), et la simulation effectuée à partir des deux répliques (trait fin).*

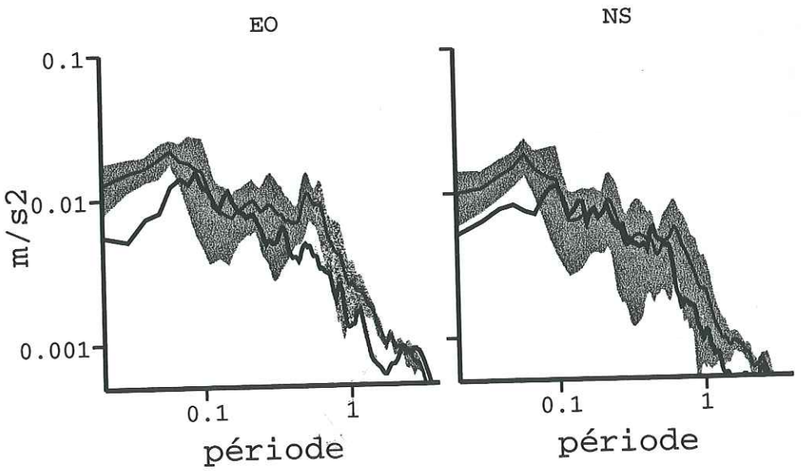

FIG. 3.20 – *Spectres de réponse des composantes eo et ns, pour l'enregistrement du choc principal (trait épais), et la simulation effectuée à partir des deux répliques (trait fin) avec l'écart type en grisé.*

- les résultats sont fortement dépendants de la qualité de la détermination des paramètres de source de la fonction de Green et notamment du moment sismique.
- la moyenne faite sur les deux répliques donne des résultats meilleurs qu'en utilisant chaque réplique individuellement. Par contre, dans ce cas, l'écart-type est plus élevé. C'est cette moyenne que nous utiliserons dans la suite dès que cela sera possible.

3.5.2 Utilisation des données du réseau temporaire.

Nous allons maintenant présenter les résultats des simulations effectuées avec les signaux enregistrés par le réseau temporaire. Nous avons utilisé des répliques pour simuler le séisme du 15 juillet 1996 et avoir ainsi une idée de l'accélération qui s'est produite lors de ce séisme sur les sites instrumentés pendant l'expérience post-sismique. Pour cela, nous avons utilisé 5 répliques différentes. Nous avons choisi les deux seules répliques qui ont été enregistrées par toutes les stations, ainsi que les 3 répliques dont la magnitude a pu être déterminée par le réseau Sismalp. Nous avons essayé d'utiliser d'autres répliques de magnitudes plus faibles mais nous n'avons pas réussi à bien déterminer la fréquence coin et donc le moment sismique. Trois répliques ont été enregistrées par toutes les stations sauf pref et les 2 autres par toutes les stations. Le tableau 3.4 donne la localisation des répliques utilisées, leur magnitude quand celle-ci est connue, la fréquence coin, le moment sismique et le rayon de la source. Ces derniers paramètres ont été déterminés de la même manière que dans le chapitre précédent. Quand la magnitude était disponible, nous avons utilisé la relation empirique décrite dans le chapitre 1, et nous avons moyenné avec la valeur calculée à l'aide de la fréquence coin et du niveau moyen à basse fréquence déterminés à la station balm. Le tableau 3.5 donne l'azimut et la distance entre les stations et les répliques.

De même que pour l'étude sur les données du RAP, nous sommes conscients de la subjectivité de la détermination des paramètres sismologiques de la source, mais elle a été faite de façon homogène pour les 5 répliques. Comme pour l'exemple précédent, les simulations avec une seule réplique sur 10 répartitions des sous-failles sur le plan de faille donnent des résultats très proches. Nous allons donc directement montrer les résultats moyennés en utilisant les 5 répliques. Pour les spectres de réponse et de Fourier en accélération, nous montrons le résultat de deux simulations par réplique, ce qui fait 10 spectres. La figure 3.21 montre les accélérogrammes enregistrés à la station thes des composantes EO et NS pour les 5 répliques utilisées. On observe

des différences d'amplitude, dues à la différence de magnitude, mais aussi des différences dans la forme de l'accélérogramme entre les différentes répliques dues sans doute à des fonctions sources différentes.

Nous avons donc simulé un séisme de magnitude 5.3 à 5km de distance épicentrale. Pour

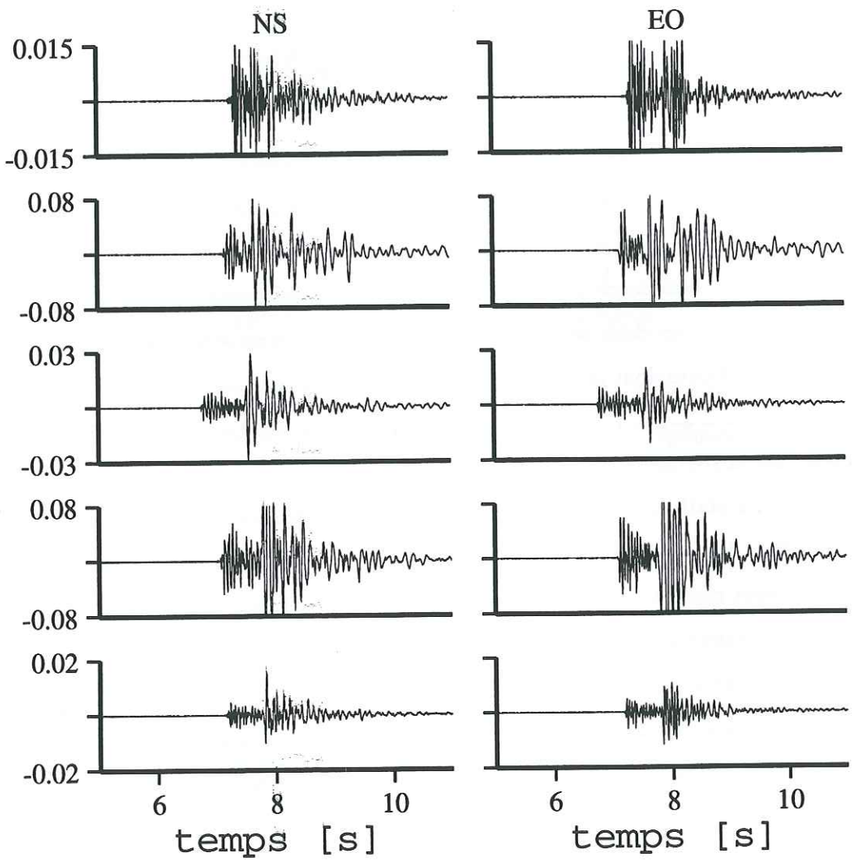

FIG. 3.21 – *Accélérogrammes en m/s^2 des composantes EO et NS, pour les 5 répliques enregistré à la station THES. De bas en haut, répliques des jours 207, 211, 212, 214, 216.*

toutes les stations, la valeur du maximum des simulations effectuées pour les 3 composantes est reportée dans le tableau 3.6. La figure 3.22 présente les accélérogrammes des 5 simulations sur les composantes NS et EO. On observe une grande variation dans les accélérogrammes, autant dans le contenu fréquentiel que dans l'amplitude. La simulation dont l'amplitude est la plus grande correspond à la réplique du jour 214 dont, comme pour celle du jour 216, la localisation,

réplique	latitude N.	longitude E.	profondeur km	magnitude	fréq. coin Hz	m_o Nm	rayon m	$\Delta\sigma$ bars
2071611	45.943	6.076	1.6	1.46	12	$6.3*10^{11}$	40	30
2111534	45.942	6.073	0.5	2.36	9.5	$1.4*10^{13}$	130	20
2120216	45.946	6.09	0.5	1.76	10	$1.7*10^{12}$	60	30
2140600	45.95	6.064	4.3		7.5	$3*10^{12}$	70	30
2160637	45.942	6.071	3.7		7.5	$1.7*10^{11}$	30	25

TAB. 3.4 – *Localisation et paramètres de sources des répliques utilisées comme fonctions de Green pour la simulation à Annecy.*

réplique	balm		epag		thes		meth		vieu		pref	
	dist.	az.	dist.	az.	dist.	az.	dist.	az.	dist.	az.	dist.	az.
2071611	2.4	291	2.1	132	2.9	104	3.8	162	5.9	109		
2111534	1.6	298	1.4	123	2.5	100	3.4	159	5.8	108		
2120216	2.9	275	1.3	191	1.6	129	3.6	181	4.8	118		
2140600	4.6	234	5.2	133	5.7	115	6.4	155	8.3	114	8.7	133
2160637	4.1	303	4.1	118	4.8	100	5.2	156	7.2	107	7.5	130

TAB. 3.5 – *Distances (km) et azimuts (degrés) entre les répliques et les stations.*

notamment en profondeur est moins bonne (dû à des problèmes d'acquisition du réseau temporaire utilisé pour la localisation). Les 4 autres simulations sont plus proches les unes des autres.

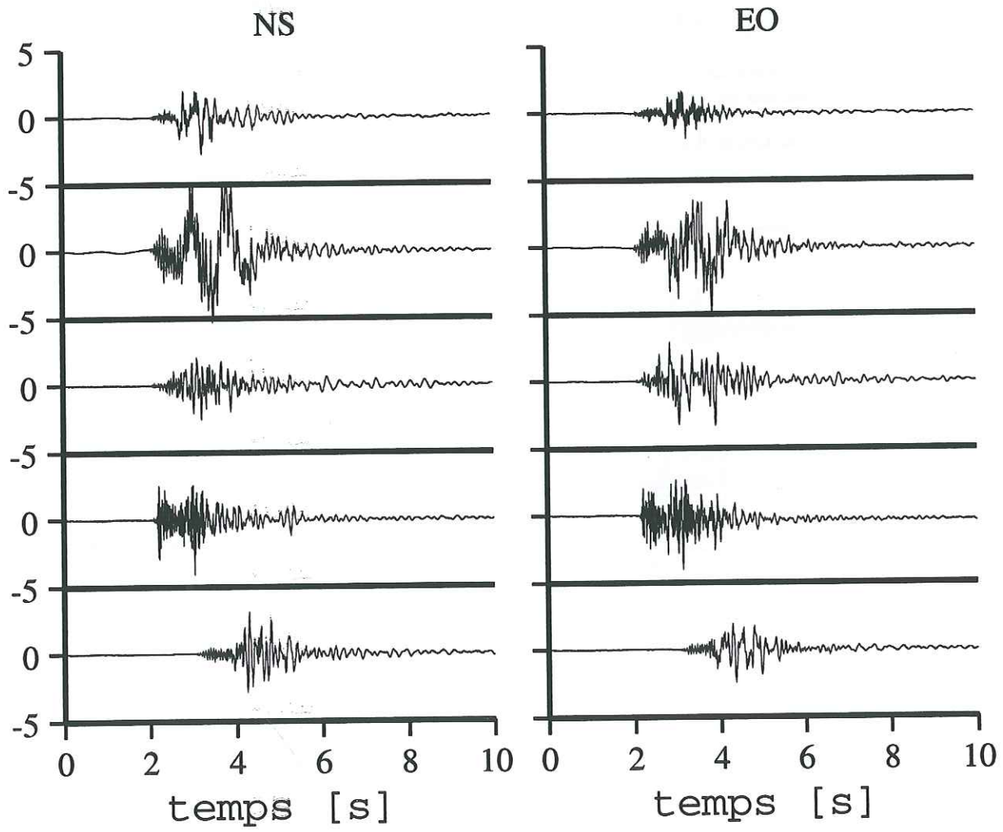

FIG. 3.22 – *Accélérogrammes simulés, en m/s^2, des composantes EO et NS, pour les 5 répliques. Même ordre que la figure précédente.*

La figure 3.23 montre les spectres en accélération pour les composantes EO et NS sur 2 simulations par réplique. On voit là encore que les courbes sont très dispersées, notamment sur la composante NS. Comme pour les accélérogrammes, les 2 simulations dont les résultats sont très différentes des autres, sont celles correspondant au jour 214. La même remarque peut se faire pour les spectres de réponse. (figure 3.24).

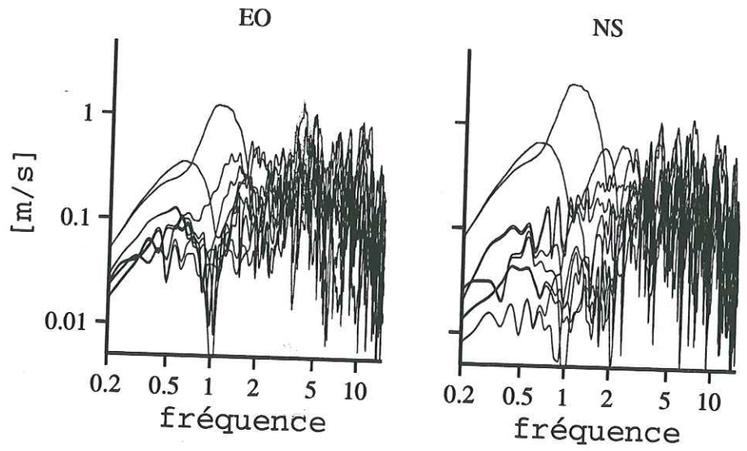

FIG. 3.23 – *Spectres en accélération des composantes EO et NS. 2 simulations pour chacune des 5 répliques.*

On voir sur le tableau 3.6 que l'écart type sur les accélérogrammes simulés est vraiment très important. La moyenne est alors peu représentative des données. Ce problème d'écart-type très important vient essentiellement de la réplique du jour 214. Si on l'enlève des données on réduit considérablement l'écart-type. Cela veut donc dire qu'en utilisant cette méthode sur un grand nombre de répliques, il peut être intéressant d'enlever les simulations extrêmes avant de faire la moyenne.

Néanmoins, nous voulions obtenir en faisant cette simulation un ordre de grandeur de l'accélération maximale aux différentes stations. Cette accélération varie de 0.5 m/s^2 à la station vieu, à 3.4m/s^2 à la station thes. Les résultats de la simulation reflètent ceux trouvés lors de l'étude des effets de site, c'est à dire une amplification plus forte aux stations situées dans le bassin d'Epagny et une durée de mouvement plus longue en moyenne à pref.

	maximum m/s^2	durée s	énergie m^2/s^3
	composante z		
epag	1.6± 2.0	6.7 ± 1.3	117.3± 3.1
meth	1.4±1.5	4.2± 1.2	72.4±2.0
pref	0.8± 1.7	9.6± 1.0	82.3± 3.1
thes	2.5± 1.9	1.8± 1.3	155.9± 2.9
vieu1	0.3±2.3	5.1± 1.6	2.8± 3.8
	composante ns		
balm	1.8±2.6	3.6 ±1.9	73.5± 8.6
epag	2.5± 1.5	6.2 ± 1.2	250 ± 3.2
meth	1.6± 1.5	5.0± 1.5	121.2± 1.9
pref	1.4± 1.8	7.9± 1.1	136.1± 3.3
thes	3.4± 1.4	2.8± 1.2	303.1±2.0
vieu	0.5± 2.2	3.6± 1.5	8.1± 3.6
	composante eo		
balm	1.1± 1.5	3.1 ± 2.1	29.8 ± 1.7
epag	2.3± 2.1	6.3±1.2	230±3.8
pref	1.5±1.6	7.3± 1.1	182.5± 3.0
thes	3.4± 1.4	2.4 ± 1.1	279 ± 2.0
vieu	0.6± 2.1	3.2± 1.3	9.9± 3.2

TAB. 3.6 – *Tableau des résultats en utilisant les 5 répliques.*

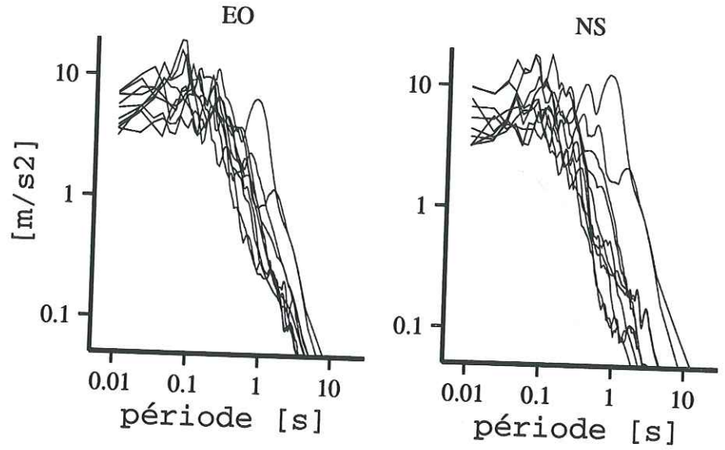

FIG. 3.24 – *Spectres de réponse des composantes EO et NS. 2 simulations pour chacune des 5 répliques.*

3.5.3 Conclusion.

Cette étude de simulation de mouvements forts par la méthode des fonctions de Green empiriques a montré plusieurs problèmes liés à la méthode. Celle-ci semble très sensible aux paramètres de sources choisis, ce qui est en accord avec les conclusions de Frankel (1995) et Dan et al. (1990). Le problème s'est peut être posé de façon plus cruciale pour notre étude car nous sommes en champ très proche (Bour et Cara, 1997). Dans ce cas, la localisation des répliques et des stations, ainsi que le point d'initiation de la rupture sont des paramètres très importants. Nous n'avons malheureusement pas eu le temps de faire une étude plus poussée de cette méthode dans la région d'Annecy.

Concernant les valeurs trouvées, les accélérations maximales déterminées par la méthode sont réalistes à la vue des dégâts même si elles semblent un peu fortes. On retrouve sur les simulations les caractéristiques observées lors de l'étude sur les répliques.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

3.6 Conclusions sur l'expérience d'Annecy.

Cette étude des conséquences du séisme d'Epagny du 15 juillet 1996 nous a permis de montrer la variabilité importante du mouvement du sol et de la corréler aux caractéristiques géotechniques des terrains superficiels. Nous avons aussi testé plusieurs méthodes expérimentales pour déterminer les effets de site (CSR, IG, FR, HSV) Les résultats ont été comparés, quand les données étaient disponibles, aux dégâts subits par les bâtiments lors du séisme. On peut dire d'après les données dont nous disposons que la corrélation entre la présence de dégâts et une amplification des fonctions de transfert est bonne. La comparaison entre les méthodes a montré que l'inversion généralisée et les rapports spectraux classiques donnent des résultats très voisins. Cela signifie qu'il n'est pas forcément nécessaire d'être en champ lointain pour utiliser la méthode des rapports spectraux. Les deux méthodes utilisant les rapports spectraux entre les composantes verticales et les composantes horizontales (FR et HSV) donnent des résultats équivalents.

La méthode HSV a permis de mettre en évidence un changement rapide de la fréquence de résonance du sol aux bords du bassin d'Epagny. Il pourrait être intéressant de mener une étude sismique pour voir si ce changement de fréquence peut être corrélé avec le changement de profondeur d'une interface. A propos de cette méthode, il semble préférable de la mettre en œuvre avec des capteurs autres que des accélérographes du fait de leur faible fonction de transfert. Nous avons eu quelques problèmes liés à ces capteurs dans des endroits où le bruit était très faible.

La méthode des fonctions de Green empiriques qui permet d'extrapoler le mouvement du sol lors de séismes majeurs donne des résultats contrastés. Lors de la comparaison des simulations avec les enregistrements sur deux stations éloignées de 80km, l'utilisation de deux répliques donnait des résultats différents mais du même ordre de grandeur. L'étude en champ proche en utilisant le réseau temporaire montre une très grande variabilité des résultats avec la réplique utilisée. Il semble que la méthode, au moins en champ proche, soit très sensible à la qualité de la détermination des paramètres de la source de la fonction de Green. Néanmoins, nous avons déterminé des niveaux d'accélération des sismogrammes simulés compatibles avec les dégâts observés lors du séisme principal.

Chapitre 4

Expérience de Grenoble.

4.1 Introduction.

Dans le but d'étudier les effets de site dans une grande agglomération alpine, située dans une vallée encaissée et sur un dépôt sédimentaire important, nous avons mené une expérience en deux temps dans l'agglomération grenobloise. Nous avons choisi Grenoble pour plusieurs raisons : 1) comme le montre la sismicité instrumentale, le risque d'un séisme de magnitude supérieure à 5 à faible distance épicentrale n'est pas nul (magnitude 5.3 à Corrençon en 1964; magnitude 5.3 à Annecy en 1996); 2) le risque sismique en terme de vulnérabilité des bâtiments est assez élevé, l'agglomération comptant un grand nombre d'industries chimiques et des équipements sensibles; 3) la configuration géologique, un dépôt alluvial et lacustre, est propice à des effets de site importants; 4) la proximité du laboratoire facilitait les relevés et nous a permis d'augmenter le nombre de sites instrumentés en déplaçant les stations.

D'avril 1995 à janvier 1996, nous avons utilisé 10 stations sismologiques dans l'agglomération grenobloise. 5 de ces stations sont restées fixes, tandis que les autres ont été déplacées afin de pouvoir instrumenter plusieurs sites. Au total, 15 sites ont été instrumentés pour une période allant de 1 mois à 10 mois sur une zone couvrant l'ensemble de l'agglomération. Nous avons ensuite effectué des mesures de bruit de fond dans l'agglomération grenobloise, afin de faire une carte des fréquences de résonance du sol à l'aide de la méthode H/V.

Avant de faire des études sur les méthodes spectrales, nous avons étudié les signaux temporels de séismes proches et lointains enregistrés par nos stations pour voir si les sites présentent des réponses différentes à une sollicitation sismique. Le nombre relativement important de signaux enregistrés pendant l'année 1995, nous a permis de faire une comparaison entre les différentes méthodes présentées dans le chapitre 1 avant de déterminer, par ces méthodes, les fréquences et amplifications de résonance du sol. Nous avons ensuite utilisé des programmes de modélisation numérique en 1 et 2 dimensions, basés sur la méthode de la refléctivité, pour essayer d'évaluer la réponse théorique du bassin de l'agglomération grenobloise et comparer les résultats aux données expérimentales. Enfin, nous avons utilisé la méthode des fonctions de Green empiriques pour modéliser les effets d'un mouvement fort à Grenoble. Pour cela, nous avons étudié trois scénarios; i) un séisme de magnitude 6.4 dans la mer Ligure, à une distance épicentrale de 240km; ii) un séisme de magnitude 6.4 à Annecy à 80km de distance, et; iii) un séisme de magnitude 5.5 à 20km de Grenoble. Nous avons comparé les spectres de réponse élastiques obtenus avec les

spectres des règlemments PS 92 et avec une loi d'atténuation empirique calculée sur des données européennes (Ambrasey et al., 1996).

4.2 Présentation des expériences.

4.2.1 L'expérience du réseau temporaire.

Nous avons installé 10 stations d'enregistrement de type Reftek sur divers sites de l'agglomération. Les stations sont reportées en noir sur la carte de la figure 4.1. Le choix des sites à instrumenter a été dépendant i) de notre volonté d'avoir une bonne couverture spatiale de la vallée et ii) de la possibilité d'installer une station pendant une durée de plus d'un mois, dans un lieu protégé, avec accès à l'électricité, la possibilité d'enterrer un capteur sismologique et de poser une antenne GPS sur un toit à l'extérieur.

Les lieux d'implantation ont changé au cours de l'expérience pour avoir un échantillonnage plus important des points de mesure. Cinq stations sont restées à un endroit fixe pendant les 10 mois de l'expériences, il s'agit des stations installées au Musée Dauphinois (MUSD), chez Denis Hatzfeld au centre ville (HATZ), dans l'entreprise Neyrpic (NEYR), au gymnase des Ruires à Eybens (EYBE) et au Laboratoire de Glaciologie (GLAC). Tous les autres emplacements ont été équipés pendant une durée plus courte, allant de 3 mois à 8 mois. Il s'agit de l'entreprise Fasson à Champ sur Drac (FASS), du gymnase de Sassenage (SASS), du groupe scolaire Rivoire des Dames à Sassenage (RIVO), du Synchrotron (SYNC), de la carrière des Vouillands à Seyssinet (SEYS), du cimetière St-Roch de Grenoble (STRO), de l'entreprise ESTI à Saint-Martin d'Hères (ESTI) du cimetière des Alloves à Saint-Martin d'Hères (SMDH), du Fort du Murier à Gières (MURI) et du Centre de Secours de Meylan (MEYL). On peut voir sur la carte que la couverture spatiale de l'agglomération est bien réalisée.

Nous disposions de deux types de capteurs en vitesse. Le premier, un Lennartz L22 de fréquence de coupure de 2Hz, a été installé aux sites fass, meyl, eybe et smdh; le deuxième, un Guralp CMG40, de fréquence de coupure de 0.05Hz, a été installé à tous les autres sites. Le tableau 4.1 reprend les noms et coordonnées des stations ainsi que les types de capteurs et la période d'installation. Nous avons enregistré le mouvement du sol avec un pas d'échantillonage de 50 points par seconde sur 3 voies orientées dans les directions nord-sud, est-ouest et verticale (NS, EO et Z par la suite).

La méthode par déclenchement sur le signal sismique habituellement utilisée en sismologie n'étant pas assez efficace en milieu urbain, nous avons enregistré le mouvement du sol en continu.

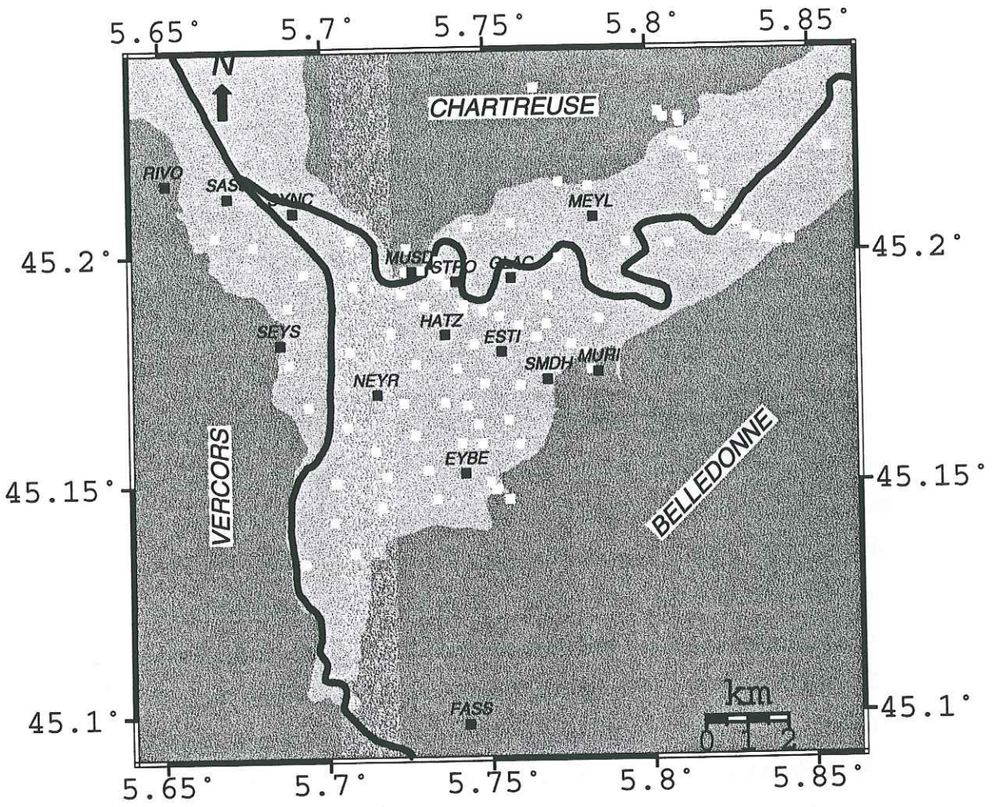

FIG. 1.1 – *Carte des stations pour la durée totale de l'expérience à Grenoble. En noir, le réseau installé en 1995, en blanc les mesures de bruit de fond effectuées en 1997.*

Cette solution très coûteuse en mémoire informatique nous a permis d'être sûrs de ne pas rater d'évènement sismique. Nous avons ainsi enregistré 24 séismes en provenance aussi bien des Alpes que de régions plus éloignées telles que la Grèce, l'Egypte, ou les Iles Kouriles. Les données, relevées une fois par semaine, sont stockées sur cassettes DAT d'une capacité de deux giga-octets de mémoire.

1.2.2 Traitement des données sismologiques.

Nous avons extrait grâce aux catalogues de sismicité du RENASS et de SISMALP, les séismes qui nous paraissent intéressants, c'est à dire dont nous pensons que le rapport signal sur bruit

Station	longitude	latitude	altitude	capteur	période
ESTI	5.754	45.181	210	CMG40	15/09/95 - 09/01/96
EYBE	5.743	45.154	210	L22	13/04/95 - 19/12/95
FASS	5.743	45.100	230	L22	11/04/95 - 23/08/95
GLAC	5.758	45.197	210	CMG40	12/04/95 - 02/01/96
HATZ	5.737	45.184	210	CMG40	12/04/95 - 02/01/96
MEYL	5.783	45.210	210	L22	13/04/95 - 19/12/95
MUSD	5.727	45.198	230	CMG40	02/05/95 - 09/01/96
MURI	5.784	45.176	400	CMG40	19/12/95 - 09/01/96
NEYR	5.716	45.172	210	CMG40	12/04/95 - 04/12/95
RIVO	5.652	45.218	300	CMG40	26/07/95 - 06/09/95
SASS	5.671	45.215	210	CMG40	13/04/95 - 15/09/95
SEYS	5.686	45.183	220	CMG40	11/09/95 - 19/12/95
SMDH	5.769	45.175	210	L22	14/04/95 - 19/12/95
STRO	5.741	45.196	210	CMG40	15/09/95 - 09/01/96
SYNC	5.691	45.211	210	CMG40	05/05/95 - 15/09/95

TAB. 4.1 – *Tableau de localisation des stations et période d'installation.*

sera suffisant pour le traitement. Vu le niveau de bruit, il fallait des séismes de magnitude assez importante pour pouvoir sortir suffisamment du bruit de fond. Typiquement, la magnitude des téléséismes sélectionnés est supérieure à 7, celle des séismes régionaux est supérieure à 4 (6 pour la Grèce) et celle des séismes locaux supérieure à 2 voire 3 pour les plus lointains (distance épicentrale > 100km). En 10 mois, nous avon s pu ainsi sélectionner 24 séismes. Le tableau 4.2 montre les séismes sélectionnés ainsi que les stations qui les ont enregistrées.

Après cette sélection, les données sont transformées en format SAC pour la visualisation et le traitement. Le calcul du spectre de Fourier se fait sur une longueur de 20s pour les séismes proches, et de plus de 2mn pour les téléséismes. Les traitements et les méthodes utilisés sont ceux décrits dans le chapitre 1. (Rapports spectraux avec station de référence, rapports H/V sur les séismes et sur le bruit).

Le choix de la station de référence pour la méthode des rapports spectraux sera discuté dans

un paragraphe ultérieur. Pour le calcul des rapports H/V sur le bruit de fond, nous avons utilisé les fenêtres précédant les séismes utilisés plus des fenêtres choisies aléatoirement pendant les 10 mois de l'expérience.

4.2.3 Expérience de mesure de bruit de fond.

Dans le but de voir les différences de réponse du sol sur des petites distances, nous avons mené une expérience d'enregistrement de bruit de fond dans l'agglomération grenobloise. Nous avons utilisé pour cette expérience des capteurs en vitesse de type Guralp CMG40 (fréquence de coupure 20s-50Hz) et des Lennartz (fréquence de coupure 5s-50Hz). Nous avons fait des mesures tous les 500m environ en enregistrant sur une période de 10mn avec un pas d'échantillonnage de 50 pts/s. Chaque enregistrement de 10mn est ensuite découpé en 20 enregistrements de 30s pour faire les calculs des rapports spectraux entre les voies horizontale et verticale. La carte 4.1 montre en blanc les 98 points de mesure qui ont été faits, en incluant les stations fixes. En plus de la volonté d'avoir une bonne couverture spatiale de l'agglomération, nous avons fait des profils au travers de la vallée pour détecter des modifications rapides de la fréquence de résonance sur les bords.

localisation	date	heure	lat n	long e	mag.	fas	eyb	smh	mey	syn	sas	riv	gla	mus	ney	hat	sey	str	est	mur
Nice	2104	0802	44	8	4.7		*	*	*				*		*	*				
Grece	1305	0847	39	20	6.5		*													
Grece	1506	0015	38	22	6.5	*														
Liege	2006	0154	51	4	4.5	*														
Chili	3007	0511	-22	-70	7.4															
Chambery	0409	1702	46	6	3.2		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Chambery	0409	2101	46	6	3.2		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Lancey	0809	1646	45	6	3.0		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Berne	1709	1629	47	7	3.4		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Dubrovnik	3009	2345	43	16	5.2		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Italie	3009	1014	42	14	5.1		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Turquie	0110	1557	38	31	6.2		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Fribourg	0710	0137	47	7	3.3		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Kirghizistan	0810	0855	42	72	6.1		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Italie	1010	0654	44	10	4.9		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Barcelonette	1310	2207	44	7	3.3		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Briancon	1610	1104	45	7	2.8		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Zurich	1611	0557	47	9	3.9		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Turin	2111	0404	45	8	3.7		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Egypte	2211	0415	28	34	7.1		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Kouriles	0312	1801	44	146	8.0		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Chambery	2412	0403	46	6	?		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Corogne	2412	1429	43	-9	5.1		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
Modene	3112	2129	45	10	4.7		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*

TAB. 4.2 – *Tableau de localisation et d'enregistrement des séismes utilisés.*

4.3 Résultats de l'expérience de sismicité.

Nous allons dans cette partie présenter les résultats de l'expérience menée pendant l'année 1995. Avant de montrer les résultats des calculs des rapports spectraux, nous allons regarder les signaux temporels dans le but de voir des différences sur les signaux sismiques entre les stations. Ensuite, nous donnerons les résultats des calculs des rapports spectraux par les trois méthodes présentées dans le premier chapitre.

4.3.1 Amplifications dans le domaine temporel.

Nous présentons ici les signaux de 3 séismes qui ont été enregistrés par des stations différentes. Il s'agit des séismes de Chambéry (septembre), Lancey (septembre) et Turin (novembre). Sur les sismogrammes, on va s'intéresser à deux caractéristiques : l'amplitude maximale du signal et la durée pendant laquelle ce signal reste important. Pour cette durée, nous calculons tout d'abord l'énergie du signal (somme des carrés des amplitudes), la durée est alors l'intervalle de temps entre le début du signal et l'instant pour lequel l'énergie est égale à 95% de l'énergie totale.

Séisme de Chambéry (04 septembre 1995 21h01).

Les signaux enregistrés sont montrés sur la figure 4.2. Le signal à la station MEYL est saturé pour les besoins de la représentation graphique à la même échelle. La distance épicentrale est de l'ordre de 50km avec un azimut station-source de 50 degré nord, la magnitude du séisme est estimée à 3.2 (Rénass). Les stations hatz, glac, meyl et eybe ont une amplitude maximale équivalente, comprise entre $0.1*10^{-3}$ m/s pour hatz et eybe et $0.2*10^{-3}$ m/s pour glac et meyl. Le signal est un peu plus long sur les deux stations les plus au centre que sur les deux stations au bord de la vallée (respectivement 41s à hatz, 33s à glac, 19 et 20s à meyl et eybe). La station neyr a une amplitude relativement faible, ce qui est étonnant vu sa position au centre de la vallée. Quant aux signaux des stations sync et sass ils ont une forme et une amplitude légèrement différente alors que les stations sont relativement proches. La station musd a l'amplitude la plus faible ce qui laisse penser qu'elle ne subit pas d'amplification.

Séisme de Turin (22 novembre 1995).

Les signaux enregistrés sont montrés sur la figure 4.3. La distance est de 150km, à l'est de la ville, avec une magnitude de 3.2. On peut voir, comme pour le séisme de Chambery une grande

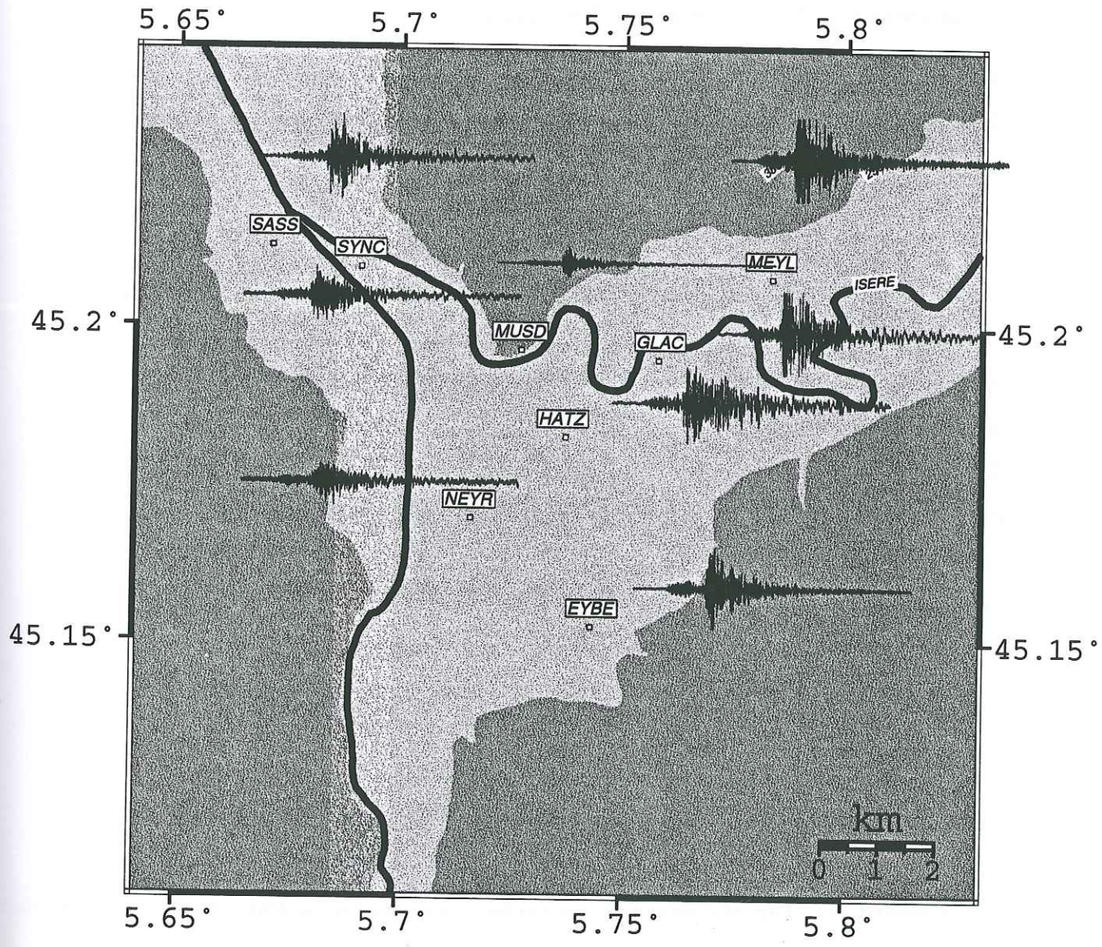

FIG. 1.2 – *Carte des signaux enregistrés lors du séisme de Chambéry le 4 septembre 1995 à 21h01, composante EO. Le séisme est localisé à 50km au nord-est du réseau. 65s de signal sont représentées, les amplitudes sont de ± 1 cm/s*

différence dans les signaux temporels. Les résultats les plus frappants sont : la faible amplification à neyr ($0.5*10^{-4}m/s$), la grande amplification à hatz et esti ($0.1*10^{-3}m/s$), surtout par rapport à la station stro ($0.7*10^{-4}m/s$) qui est elle aussi située au centre de la vallée. Les enregistrements à eybe et smdh, situées aux bords de la vallée sont les plus faibles ($0.5*10^{-4}m/s$). Les stations seys et musd ont des amplifications très proches et plus faibles que les autres stations ($0.1*10^{-4}m/s$). Elles semblent ne pas subir d'amplification.

Séisme de la combe de Lancey (8 septembre 1995).

Sur la figure 4.4 nous avons reporté les signaux des trois composantes pour les stations hatz, neyr, eybe et glac (de haut en bas pour chaque composantes). Le séisme est localisé à 15km de la station hatz avec un azimut source-station de 280 degrés. La magnitude est estimée à 2.5 (sismalp).

Un premier fait remarquable est que les signaux de la station neyr sont plus faibles que ceux des trois autres stations pour les 3 composantes. Or cette station est au milieu du bassin et nous nous attendions à y voir les mêmes effets que ceux observés à hatz. Les stations glac et eybe ont une amplitude maximale équivalente de 0.008 cm/smais le signal est plus long à glac (18s contre 12s à eybe). Un deuxième point remarquable est que des des ondes quasi-stationnaires sont clairement visibles à la station hatz sur les composantes horizontales. Ces ondes ne sont pas présentes aux autres stations ou du moins pas avec la même fréquence.

La figure 4.5 montre les spectres en vitesse du séisme de Lancey aux mêmes stations. Les spectres sont calculés sur 20s à partir de l'onde P. Le spectre à eybe n'est correct que pour des fréquences supérieures à 2Hz à cause du capteur utilisé à cette station. La forme générale des spectres est la même pour toutes les stations. Une première augmentation des spectres des stations hatz, neyr et glac apparaît à une fréquence de 0.3Hz. Ensuite, et cela est surtout visible sur les composantes ns, le spectre de hatz montre un pic plus important que les autres autour de 2Hz qui correspond aux ondes stationnaires vues sur les signaux en temps. Enfin, les stations eybe et glac ont un spectre qui est amplifié par rapport aux deux autres stations à une fréquence autour de 6Hz. Ceci correspond bien aux signaux temporels. De même, le spectre de neyr est plus faible que les autres en particulier à hautes fréquences.

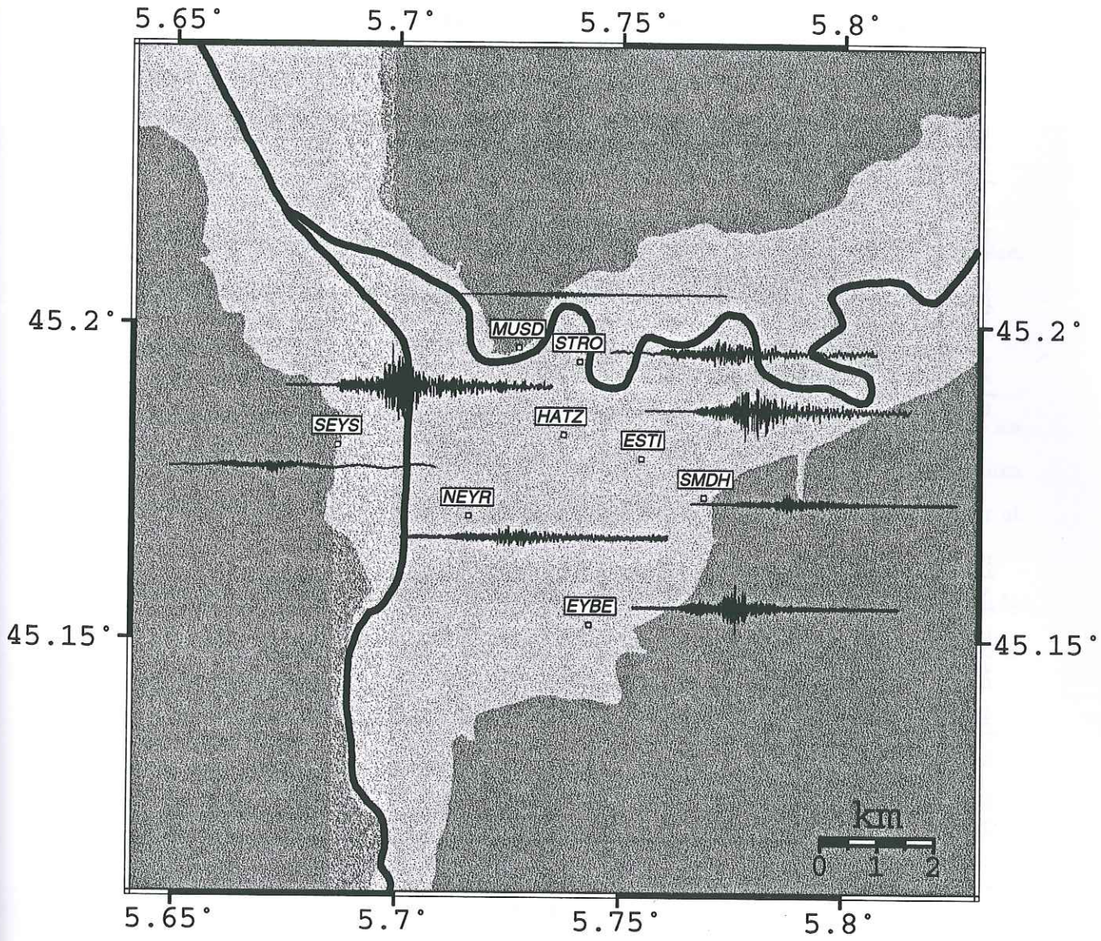

FIG. 1.3 – *Carte des signaux enregistrés lors du séisme de Turin du 21 novembre 1995, composantes EO. Le séisme est localisé à 150 km à l'est du réseau. 110s de signal sont représentées, l'amplitude est de ± 2 cm/s.*

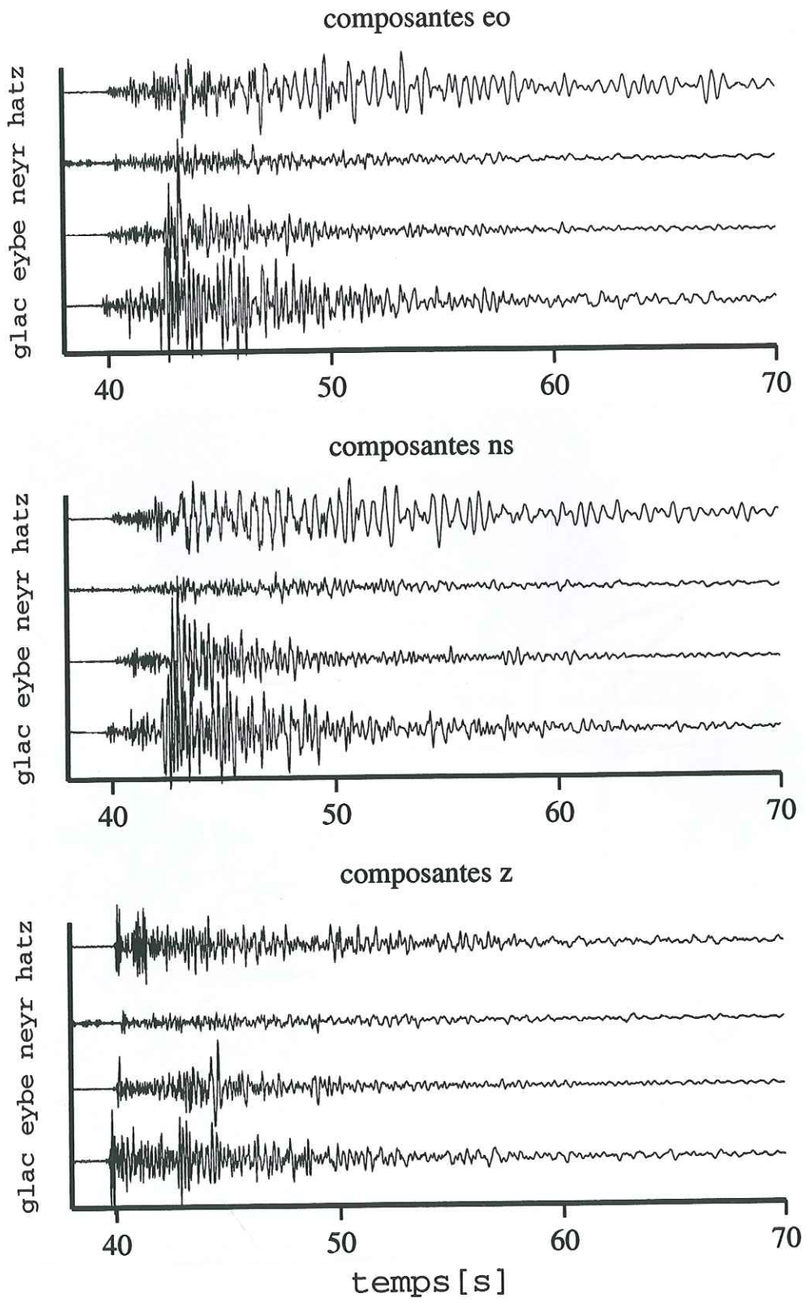

FIG. 4.4 – *Signaux enregistrés lors du séisme de Lancey du 8 septembre 1995, composantes eo, ns et z des stations hatz, neyr, eybe et glac. Le séisme est localisé à 15 km à l'est du réseau. L'amplitude est de 0.015cm/s*

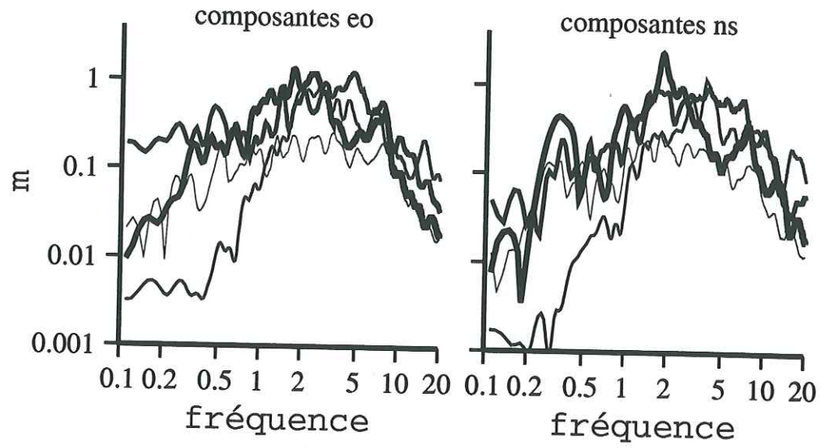

FIG. 4.5 – *Spectres en vitesse des composantes EO et NS des stations hatz, neyr, eybe et glac. En épaisseur de trait décroissante, hatz, glac, eybe, neyr.*

Conclusions.

Cette étude sur les signaux temporels et les spectres de Fourier montre tout d'abord que les signaux provenant d'un même séisme sont très différents entre les stations même pour deux sites proches (sync et sass) ou deux sites situés a priori dans une configuration équivalente (neyr et hatz).

De manière générale, on peut dire que les mouvements du sol enregistrés au centre de la vallée sont généralement plus amplifiés que ceux enregistrés sur les bords. De même, le signal y est plus long. La station musd a, dans tous les cas, l'amplification la plus faible.

La station neyr a une amplitude très faible en regard de sa position centrale dans la vallée, cette station méritera une plus grande attention.

4.3.2 Étude des rapports spectraux.

Nous allons tout d'abord présenter les résultats de la méthode des rapports spectraux classiques que nous allons ensuite comparer sur plusieurs stations à ceux obtenus par d'autres méthodes, pour voir si chaque méthode peut être utilisée indifféremment pour calculer l'effet de site.

Choix du site de référence.

De même que pour l'expérience sur les effets topographiques, la méthode des rapports spectraux classiques nécessite une station de référence pour l'étude de la réponse de vallée sédimentaire. Dans ce cas, le choix de la station de référence se révèle être a priori plus simple. En effet, un des problèmes rencontrés pour les effets topographiques est de trouver à la fois un site loin de l'hétérogénéité pour éviter les ondes diffractées et présentant les mêmes caractérisitques géologie que les autres sites. Dans le cas des effets de vallée, il n'y a, a priori, pas d'ondes diffractées de la vallée vers le socle, et il n'est donc pas nécessaire de mettre la station loin de la vallée. Il suffit dinstaller cette station sur un site rocheux en supposant que le rocher en surface est le même que le rocher à la base des sédiments. On suppose aussi que l'altération qui affecte le rocher en surface n'est pas trop importante ou du moins pas aux fréquences qui sont intéressantes. L'enregistrement fait à cette station de référence correspondra donc au mouvement à la base des sédiments.

Dans le cas de Grenoble, le problème se révèle un peu moins facile qu'il n'y paraît. En effet, si des sites rocheux existent bien sur les bords de la cuvette grenobloise, les pentes sont assez escarpées et il ne faudrait pas que des effets dûs à la topographie viennent perturber les signaux enregsitrés à la station de référence. Nous avons donc choisi de mettre une station en permanence au Musée Dauphinois (MUSD) et de mettre une autre station successivement sur deux autres sites pour essayer de contraindre le choix fait. Nous avons donc installé pendant une période de 1 mois une station à Seyssinet (seys) et ensuite sur le fort du Murier à Saint Martin d'Hères (muri). Malheureusement, le capteur de ces deux stations a eu des problèmes (ou les stations elles mêmes) et nous n'avons pu en utiliser les signaux pour les rapports spectraux. Cependant, les problèmes semblant identiques sur les 3 composantes nous avons essayé de calculer les rapports H/V aux 3 stations.

La figure 4.6 montre les résultats des méthodes des fonctions récepteurs et H/V Bruit appliquées aux trois sites testés comme référence. On peut voir que la station musd a les rapports H/V les plus plats et proches de 1. Dans la suite de ce travail, c'est la station musd qui sera utilisée comme station de référence puisque c'est celle qui a fonctionné le plus longtemps, qu'elle était installée sur un rocher sain, et que le rapport spectral H/V est plat. De plus, les deux autres stations ont eu des problèmes de capteurs.

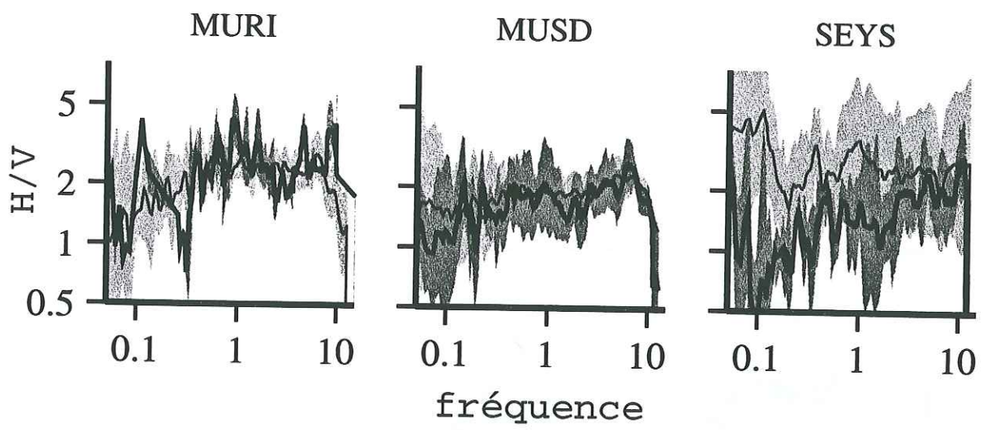

FIG. 4.6 – *Résultats des méthodes Nakamura (traits fins) et FR (traits épais) pour les trois stations de référence.*

Étude par la méthode des rapports spectraux "classiques".

Nous allons présenter les moyennes des rapports spectraux effectués sur les trois composantes entre les stations situées dans la vallée et la station de référence choisie, c'est à dire musd. Les calculs des moyennes ne sont pas faits sur le même nombre de séismes, les stations qui ont été déplacées pendant l'expérience n'ayant pas enregistré pendant la même période. Néanmoins, exceptées les stations fass et muri qui n'ont enregistré que deux séismes, la moyenne se fait sur un nombre d'évènements compris entre 5 et 20. Les résultats sont présentés sur la figure 4.7 sur laquelle sont dessinées les moyennes des rapports spectraux pour les 3 composantes.

Le premier résultat visible sur cette figure est que la composante verticale se comporte différemment des composantes horizontales dont les comportements sont similaires. Pour des fréquences inférieures à 0.5Hz, la composante verticale est systématiquement inférieure aux composantes horizontales. A des fréquences supérieures, la différence entre les composantes horizontales et verticale varie selon les stations, mais la composante verticale reste toujours inférieure. Aux stations pour lesquelles les composantes horizontales montrent un pic à haute fréquence (hatz, esti, glac) les composantes verticales restent plates. Par contre, pour les stations où aucun pic n'est visible, les 3 composantes ont des courbes similaires.

Toutes les courbes correspondant aux capteurs basse fréquence (Guralp CMG40) montrent une amplification à une fréquence proche de 0.3Hz, qui correspond approximativement à ce

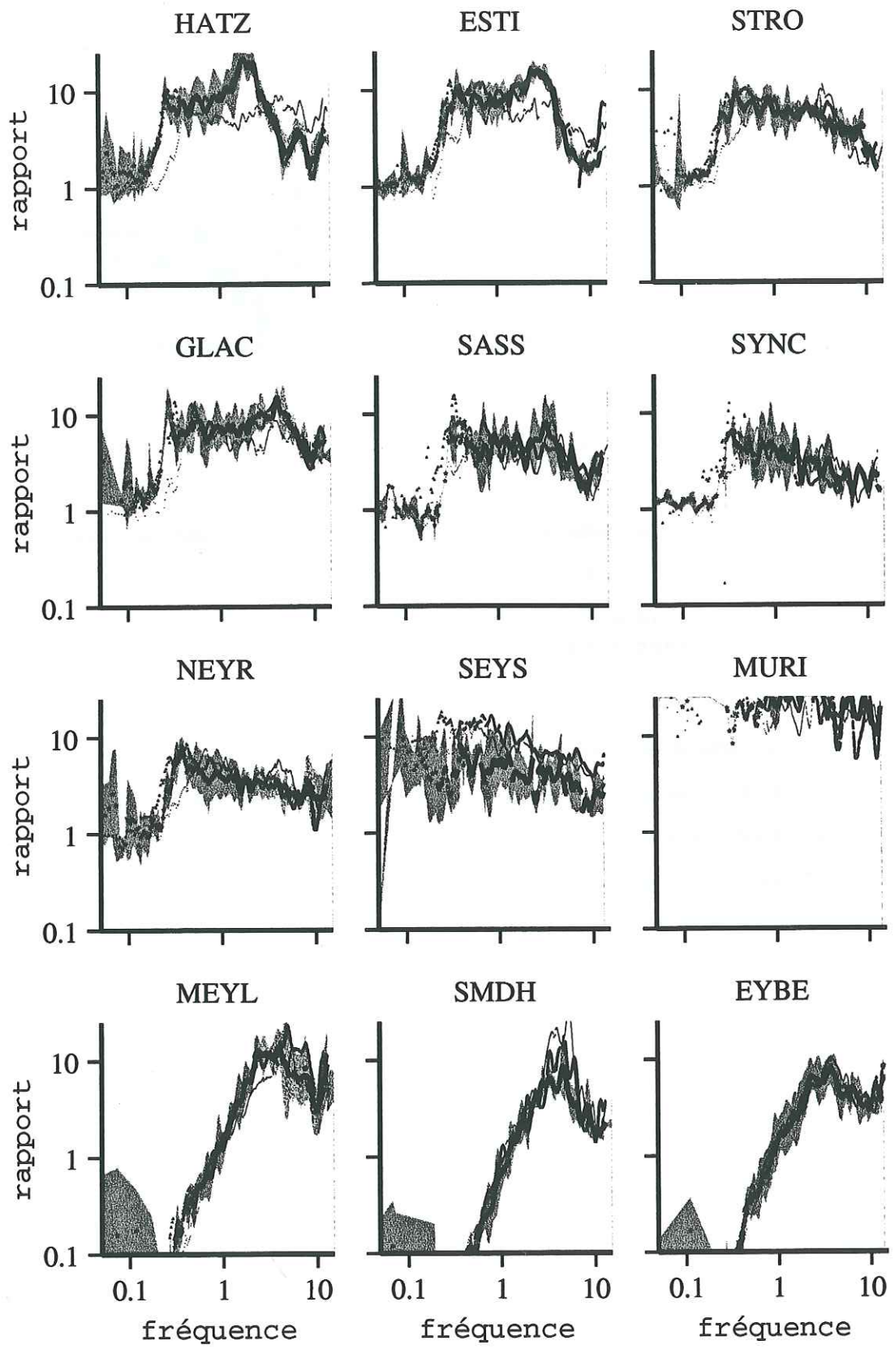

FIG. 4.7 – *Moyenne des rapports spectraux par rapport à la station musd sur les composantes EO (gros points), NS (points moyens) et Z (petits points). Le grisé correspond à l'écart type pour les composantes eo.*

que nous attendions comme fréquence de résonance de la vallée. On peut aussi remarquer sur certaines stations une amplification, qui peut être plus importante que celle à la fréquence de résonance, pour une fréquence proche de 3Hz. Cette fréquence peut être liée à une amplification due à une couche superficielle.

Une autre caractéristique sur cette figure est la grande différence d'amplification selon les stations. Les stations les plus amplifiées sont les stations hatz, glac et esti avec des valeurs supérieures à 10 aussi bien à 0.3Hz qu'autour de 3Hz. Les autres stations situées au centre de la vallée (stro, sass, sync et neyr) ont des amplifications légèrement inférieures à 10 vers 0.3Hz et dans certains cas une amplification à une fréquence de 3-4Hz. Les stations sync et neyr présentent une amplification inférieure à 10 à 0.3Hz, mais pas d'amplification notable à plus haute fréquence. Les 3 stations équipées de capteur L22 (de fréquence de coupure de 2Hz) montrent une amplification de 10 vers 7-8Hz. Les deux stations autre que MUSD testées comme référence semblent avoir eu un problème de gain lors de l'acquisition puisque l'amplification de 10 trouvée avec les rapports spectraux par rapports à musd ne se retrouve pas lorsque on utilise la méthode H/V (fig 4.6).

Cette étude sur les rapports spectraux a donc montré que :

- sur certains sites, la réponse du sol est amplifiée sur une gamme de fréquence allant de 0.3 à 6Hz. Si la fréquence de résonance à 0.3 Hz est visible sur toutes les stations, il n'en est pas de même de l'amplification à plus haute fréquence qui n'est visible que sur certaines;
- la composante verticale est amplifiée de la même manière que les composantes horizontales sauf à la fréquence de résonance où elle est plus faible;
- il y a de grandes différences entre les stations qui sont pourtant relativement proches les une des autres.

Étude par la méthode H/V.

Le calcul des rapports H/V peut se faire sur les enregistrements sismiques et sur le bruit de fond. Nous allons présenter les deux types de résultats en les comparant directement avec ceux des rapports spectraux sur 4 stations pour lesquelles les résultats diffèrent. Sur la figure 4.8 sont reportés les rapports spectraux sur la composante est-ouest (qui donne comme on l'a

vu sur la figure 4.7 les mêmes résultats que la composantes NS) et les rapports H/V calculés sur les séismes et sur le bruit. Sur cette figure on peut voir que :

- Les trois courbes montrent une première amplification à la même fréquence autour de 0.3Hz.
- L'amplification à cette fréquence est différente pour les 3 méthodes. La méthode des rapports spectraux ayant une amplification plus élevée.
- A fréquence plus haute, les résultats sont très variables en fonction des stations, mais la courbe des rapports spectraux est toujours plus amplifiée que les autres courbes.
- La courbe Nakamura est presque systématiquement plus faible que la courbe Fonctions Récepteurs.
- Aux stations hatz et glac, les deux types de rapports H/V montrent une deuxième amplification à la même fréquence que les rapports spectraux. Ce n'est pas le cas aux autres stations.

En conclusion on peut dire que les trois méthodes sont équivalentes pour déterminer la fréquence de résonance du bassin, mais que la valeur de l'amplification à cette fréquence est différente suivant la méthode utilisée. De même, seule la méthode des rapports spectraux avec station de référence semble permettre la détermination d'une deuxième fréquence de résonance. Ce résultat se retrouve sur toutes les stations.

Comparaison avec un modèle 1D.

Suite à cette étude sur les données expérimentales, nous avons comparé les résultats avec des fonctions de transfert théoriques calculées avec la méthode d'Aki-Larner. Le problème est que les données géotechniques sur le sous-sol sont peu précises, voire inexistantes. Pour calculer la fréquence de résonance (f_r) d'une couche sur un demi-espace on utilise la relation suivante entre la vitesse des ondes S (β) dans la couche et l'épaisseur de cette couche (H) : $f_r = \beta/4H$.

La profondeur de l'interface sédiments-socle est assez mal connue. On dispose de la connaissance d'un forage au sud de l'agglomération qui a atteint la profondeur de 400m sans atteindre le socle. Des études de sismique-reflexion au nord de la ville ont montré un socle à une profondeur de 600m. De même, dans la vallée du Grésivaudan des études sismiques ont déterminé des

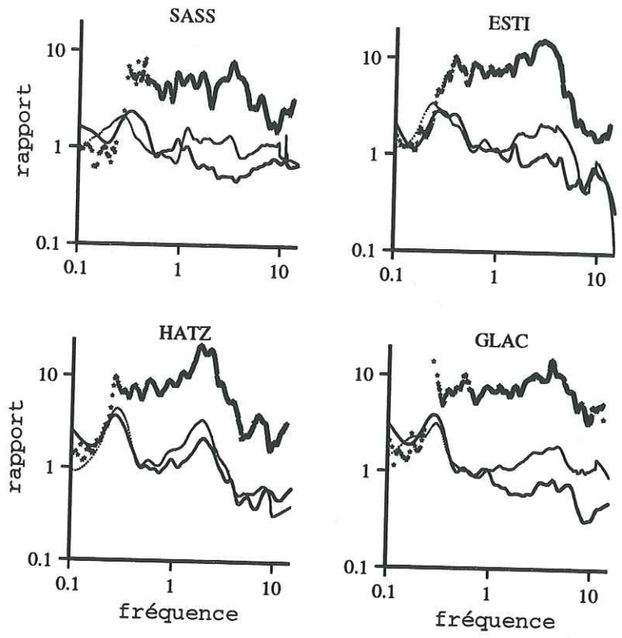

FIG. 4.8 – *Comparaison des rapports spectraux eo (points épais), les fonctions récepteurs (points fins) et la méthode Nogoshi-Nakamura (trait continu).*

réflecteurs à 400 et 800m. Une étude de gravimétrie a été menée sur l'agglomération (Vallon et al., 1996). L'auteur conclut à une profondeur de l'ordre de 1000m. La mesure dans ce cas dépend de deux paramètres peu contraints, la courbe de gravimétrie régionale et le contraste de densité entre les sédiments et le socle. Pour ce qui est de la vitesse, on ne dispose que de données sur un site au nord-ouest sur une profondeur de 40m. Sur cette profondeur, la vitesse des ondes S est de 250m/s et celle des ondes P de 1000m/s. Pour la vitesse des ondes S, c'est la seule donnée dont nous disposons.

L'absence de données géotechniques précises ne nous permet pas de faire une comparaison systématique pour toutes les stations entre les fonctions de transfert expérimentales et théoriques. Nous allons choisir des paramètres les plus réalistes possibles, à partir des données ci-dessus, et comparer les résultats sur deux des stations les plus au centre (hatz et stro). Le but est de voir si une modélisation simple, faite à partir de données géotechniques imprécises, peut permettre d'évaluer les fréquences de résonance des couches ainsi que la valeur de l'amplification.

profondeur des couches		vitesse des ondes S	vitesse des ondes P	densité
stro	hatz	m/s	m/s	g/cm^3
40	40m	300	1000	1.5
150	150	500	1900	2.0
250	250	550	2000	2.0
350	350	600	2100	2.0
450	450	650	2200	2.0
	550	700	2300	2.0
	650	750	2400	2.2
∞		2500	4000	2.7

TAB. 4.3 – *Paramètres géotechniques utilisés pour la simulation 1D.*

Les résultats de la modélisation 1D pour les stations hatz et stro sont présentés sur la figure 4.9. Les valeurs des paramètres géotechniques utilisés sont reportées dans le tableau 4.3

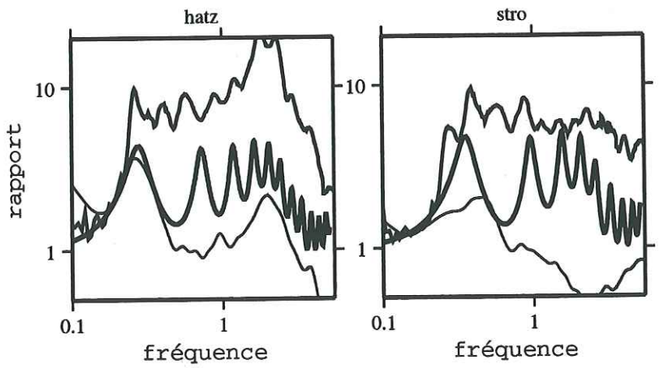

FIG. 4.9 – *Comparaison des fonctions de transferts théoriques (trait épais), des rapports spectraux EO (traits moyens) et des rapports H/V bruit (traits fins) pour les stations hatz et stro.*

Pour les deux stations le modèle théorique permet de retrouver la fréquence de résonance déterminée par les méthodes expérimentales. Par contre, on ne voit pas nettement, à la station hatz, la résonance attribuée à la deuxième couche. Pour cette même station, l'amplitude de la

fonction de transfert théorique et celle des rapports Nakamura sont égales et inférieures aux rapports spectraux. Ceci n'est pas vrai pour la station stro. Néanmoins, pour les deux stations, la fonction de transfert calculée par le modèle 1D est amplifiée sur la même bande de fréquence que les rapports spectraux, avec une amplitude plus faible.

En conclusion de cette étude sur un modèle 1D nous avons utilisé, pour la station hatz, le séisme de Lancey afin dévaluer la modification des accélérogrammes par une colonne de sol du type de celle du tableau 4.3. L'accélérogramme modélisé est alors la convolution de l'accélérogramme d'entrée avec la fonction de transfert théorique du modèle. Le signal d'entrée à la base des sédiments est celui de la station de référence (musd) pour les composantes EO. Sur la figure 4.10, on compare au toit des sédiments le signal de sortie au signal enregistré à la station hatz. On observe que si l'amplitude est presque la même pour les deux signaux, la longueur et la forme des signaux sont très différentes. Cela vient sans doute du fait que le modèle 1D ne tient pas compte des réflexions sur les bords de la vallée, ni d'éventuelles hétérogénéités.

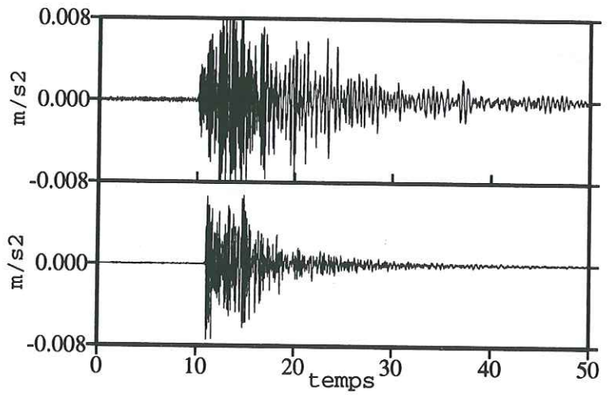

FIG. 4.10 – *Comparaison entre l'accélérogramme simulé à la station hatz (en bas) et le signal enregistré (en haut). Le signal d'entrée de la simulation est celui de la station musd.*

On constate donc ici que si un modèle simple permet de retrouver de façon correcte la fréquence de résonance du sol avec des paramètres géotechniques assez réalistes, il ne permet pas, dans ce cas, la détermination correcte de l'amplitude. De même, l'amplification aux fréquences supérieures à la fréquence de résonance est peu visible sur la fonction de transfer théorique. En utilisant un modèle de vallée à deux dimensions, les amplifications théoriques se rapprocheront

peut-être des amplifications expérimentales. En effet, introduire une dimension supplémentaire revient à ajouter des possibilités de réflexions des ondes et on peut penser que l'amplitude ainsi calculée sera plus importante que celle obtenue avec un modèle 1D.

Comparaison avec un modèle 2D.

La définition des couches de dépôts quaternaires et de socle est identique à celle utilisée pour la modélisation 1D, et nous utilisons là encore la méthode Aki-Larner. Nous verrons l'incidence sur la valeur de la fréquence de résonance. En effet, passer de la modélisation 1D à 2D avec le même modèle de vitesse augmente les fréquences de résonance. Pour le socle, nous avons utilisé un modèle à deux couches pour essayer de traduire les phénomènes d'altération à sa surface. Les fonctions de transfert ne sont calculées que pour les fréquences inférieures à 1Hz, la méthode étant très instable pour des fréquences supérieures.

Pour déterminer le modèle topographique du socle, nous avons utilisé les résultats de l'expérience de gravimétrie évoquée dans le paragraphe précédent (Vallon et al., 1996). La forme de la vallée ainsi que les fonctions de transfert sont représentées sur la figure 4.11. On peut voir sur cette figure que la fréquence de résonance varie très vite entre le bord et le milieu de la vallée, la fréquence la plus basse étant obtenue pour le point dont la profondeur est la plus grande. Si on compare avec les résultats du modèle 1D, on s'aperçoit que la fréquence de résonance n'est pas la même (0.37Hz pour le 2D et 0.25Hz pour le 1D) et que l'amplitude est plus forte d'un rapport 2 entre les deux modélisations, avec la fonction de transfert 2D plus importante que celle obtenue avec le modèle 1D (figure 4.9).

Interprétation.

Les études précédentes suggèrent que le bassin de l'agglomération grenobloise a une fréquence de résonance autour de 0.3Hz. La seule contrainte que nous ayons sur ces données est que la profondeur est supérieure à 400m et sans doute inférieure à 800m (limite des réflecteurs déterminés dans la vallée du Grésivaudan). Une valeur de 550m de la profondeur pour une fréquence de résonance de 0.3Hz donne, avec un modèle simple à une couche, une vitesse moyenne d'onde S de 660m/s, ce qui est de l'ordre de grandeur des vitesses d'ondes S attendues dans ces milieux.

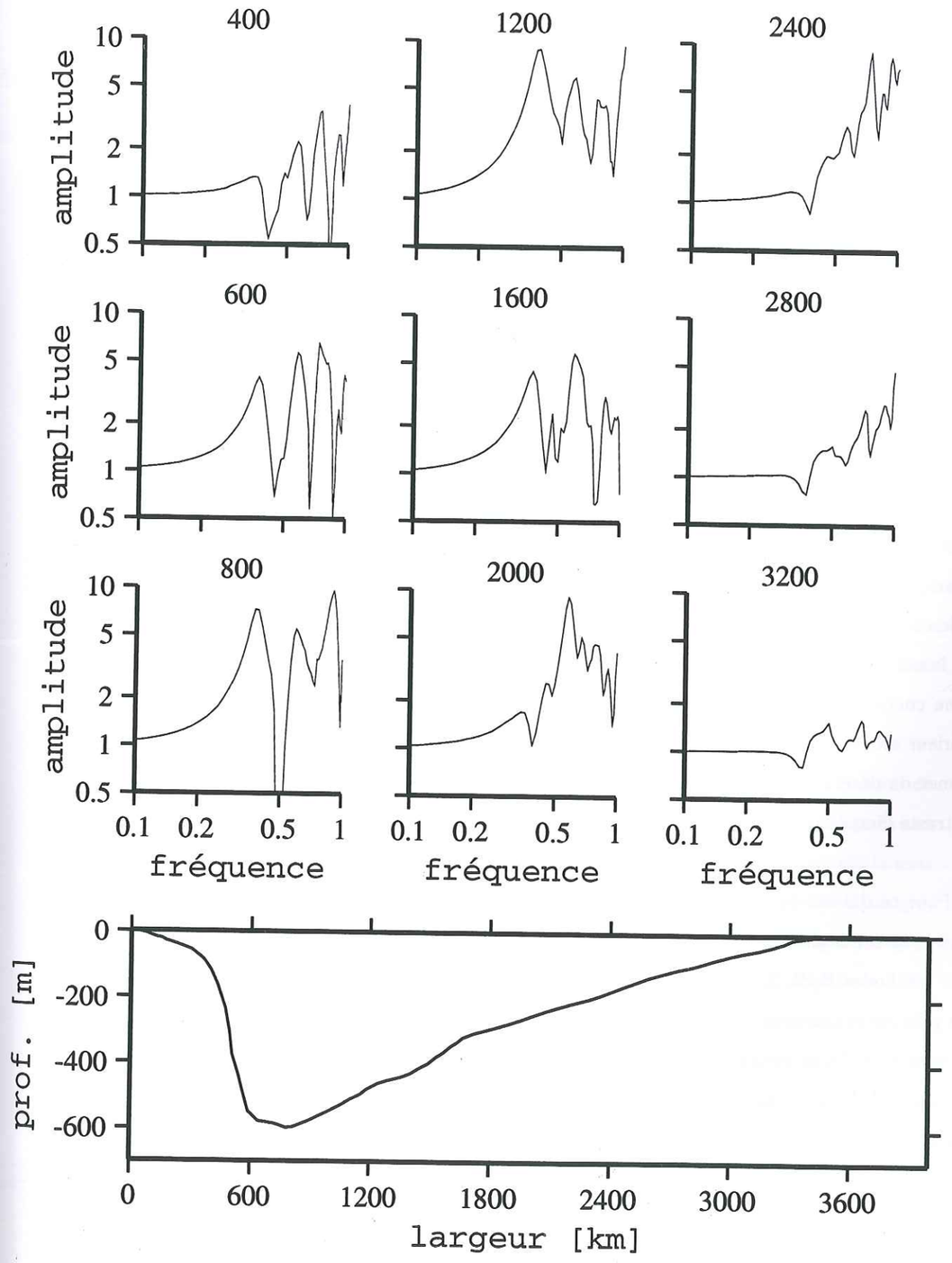

FIG. 4.11 – *Modèle de fond de vallée utilisé pour la modélisation 2D et fonctions de transfert déterminées pour différentes distances au bord nord-ouest de la vallée. La coupe est nord-ouest sud-est.*

Il existe une deuxième fréquence de résonance sur certaines stations à 3-4Hz. Elle est différente suivant les stations et l'amplification est plus ou moins marquée. Cette fréquence semble correspondre à la résonance d'une couche superficielle dont l'épaisseur et les caractéristiques géotechniques (densité, vitesse de propagation des ondes S) varieraient selon la localisation.

Pour ce qui est de la comparaison des différentes méthodes expérimentales, on peut dire que les 3 méthodes utilisées permettent de déterminer la fréquence de résonance du bassin à 0.3Hz. Par contre, les résultats sont plus mitigés pour la fréquence de 3-4Hz. En effet, si cette fréquence ressort bien des calculs de rapports spectraux, elle apparaît beaucoup moins sur les rapports H/V calculés sur les séismes, et encore moins sur ceux calculés sur le bruit. Une interprétation possible est que la méthode des rapports spectraux dont les résultats dépendent de la station de référence, sont biaisés justement par ce choix. Le pic à 3-4Hz serait alors un artéfact dû à une désamplification de la station de référence à cette fréquence. Mais dans ce cas, cette désamplification amènerait une augmentation des rapports spectraux sur toutes les stations, ce qui n'est pas le cas (eg. neyr, sync). Une autre intérprétation est que cette fréquence traduit la présence d'une couche superficielle et que le contraste de d'impédance entre cette couche et la couche inférieur est relativement élevé et varie avec la localisation. La méthode des rapports spectraux permet de déterminer cette couche dans tous les cas alors que la méthode HSV nécessite un contraste dimpédance entre les deux couches plus important.

Pour ce qui est de l'amplitude, pour toutes les stations et pour les deux fréquences déterminées, la méthode des rapports spectraux donne une amplification plus importante que les deux méthodes H/V. Dans quelques cas (hatz, glac), à la fréquence de 0.3Hz, les amplitudes sont presque égales pour les 3 méthodes, mais on n'a jamais eu une amplitude supérieure avec la méthode H/V. Nous pensons donc que la méthode H/V ne permet de donner que la fréquence de résonance d'un site. L'amplification à 2-3Hz sur certaines stations serait alors due à une couche superficielle plus marquée que sur les autres sites.

4.4 L'expérience de mesure de bruit de fond.

4.4.1 Acquisition des données.

Dans le but de voir une variation de la fréquence de résonance à une échelle beaucoup plus petite que celle définie par les stations fixes, nous avons effectué une expérience de microzonage dans l'agglomération grenobloise. L'espacement des points de mesure a été de l'ordre de 500m en moyenne avec, lorsque nous voulions voir un changement rapide, un espacement de 100 à 200m. Nous avons aussi effectué trois "profils" de mesures en partant des bords de la cuvette grenobloise pour aller vers le milieu. Nous espérions ainsi voir une diminution de la fréquence de résonance avec l'augmentation de la distance aux bords de la cuvette. Ces profils ont été faits i) dans la vallée du Grésivaudan au nord est de Grenoble ii) entre le fort du Murier et le musée Dauphinois au centre ville et iii) au sud de l'agglomération. Dans chaque cas, la distance entre chaque point n'excédait pas 300m. Ceci nous a amené à faire des mesures sur une centaine de points. Pour chaque point, nous avons essayé de choisir un endroit "calme", c'est à dire que nous avons évité la proximité des grandes voies de circulation. Les parkings d'immeubles et de stades se sont révélés être des endroits de prédilection.

Les points de mesure sont montrés sur la figure 4.12. Les étoiles représentent les points de mesure de microzonage et les carrés les stations de l'expérience de 1995, dont les résultats ont été pris en compte dans cette étude. Les numéros représentent les points dont les résultats sont montrés sur la figure 4.14. Le quadrillage, bien qu'irrégulier, couvre toute l'agglomération grenobloise sans laisser de grandes zones d'ombre. Les bords de la cuvette n'ont été que très peu instrumentés et ce pour deux raisons. D'une part, à cause de la faible densité d'habitations et de routes et d'autre part parce que cette zone est sur les bords des montagnes entourant Grenoble et les quelques mesures nous ont montré que les rapports H/V étaient plats. Nous avons donc fait la majorité des mesures dans le "Y" grenoblois.

4.4.2 Les résultats.

Tout d'abord, avant de montrer le résultat de l'étude complète de microzonage, nous allons comparer sur une station les rapports H/V calculés sur deux fenêtres de bruit différentes: des fenêtres prises aléatoirement pendant l'expérience de 1995 (trait épais) et deux mesures faites

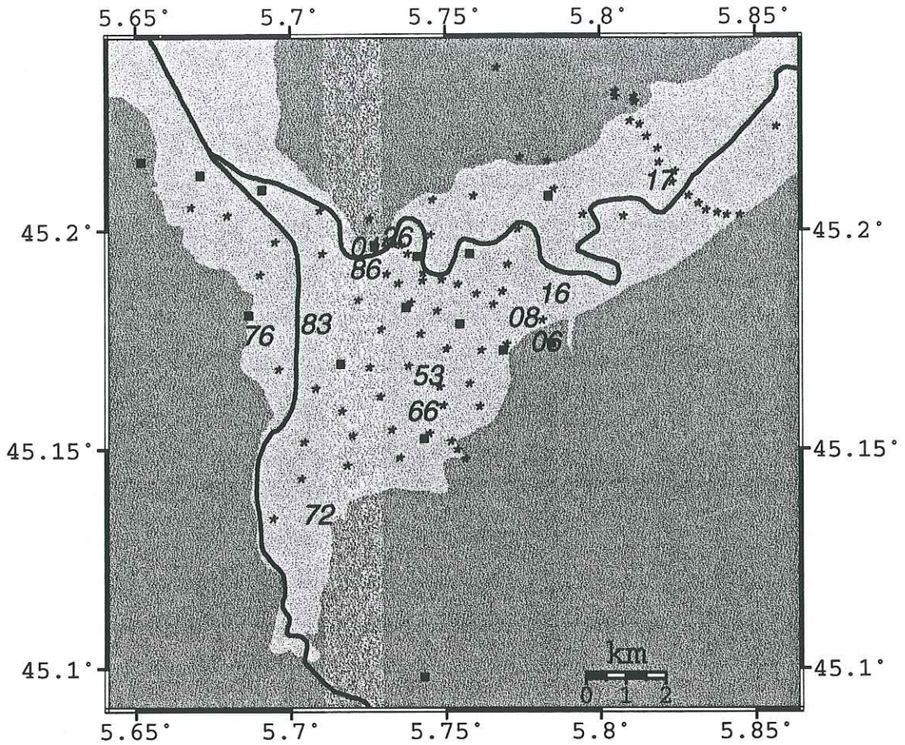

FIG. 1.12 – *Carte des points de mesure de l'étude de microzonage. Les étoiles représentent les points de mesure, les carrés les stations de l'expérience de 1995 et les numéros les points dont les résultats sont montrés sur la figure 1.14*

pendant 10mn en 1997, l'une avec un capteur de fréquence de coupure 5s (trait fin) et l'autre avec un capteur de fréquence de coupure 20s. La figure 1.13 montre que i) les deux capteurs ont des comportements différents en dessous de 0.2Hz, fréquence de coupure de l'un des capteurs et, ii) les courbes obtenues avec les trois capteurs sont très similaires au dessus de cette fréquence de 0.2Hz, même si l'amplitude est légèrement différente. La moyenne utilisant plusieurs fenêtres choisies pendant une année étant plus basse. La méthode H/V semble donc stable dans le temps pour la détermination de la fréquence de résonance et 10mn d'enregistrement semblent suffisantes pour éliminer des bruits parasites qui pourraient perturber les mesures. Par contre, les niveaux d'amplification sont assez différents suivant les fenêtres utilisées pour le calcul. Cela montre que la méthode ne permettra sans doute pas de déterminer avec exactitude l'amplification du mouvement du sol.

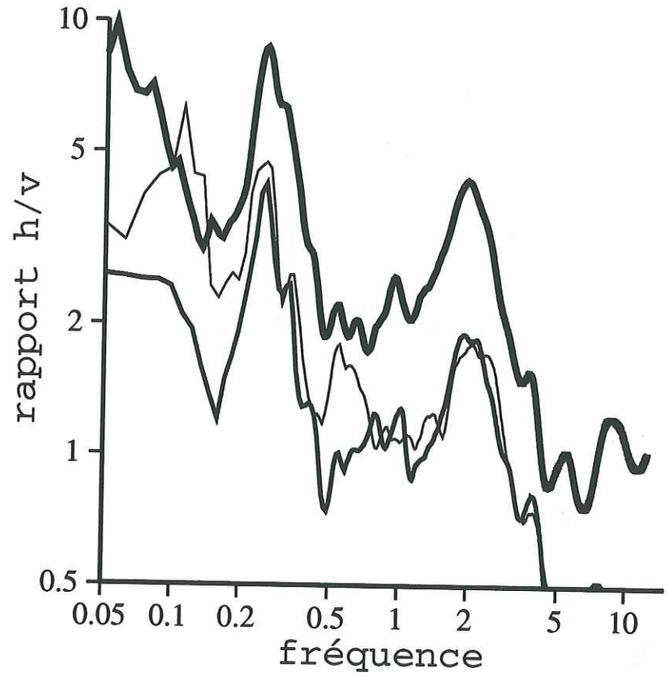

FIG. 4.13 – *Comparaison des rapports H/V calculés avec différentes fenêtres. Trait épais : 40 fenêtres de 30s prises aléatoirement sur un an; trait moyen : enregistrement sur 10mn avec un capteur 0.05-50Hz; trait fin : enregistrement de 10mn avec un capteur 0.2-50Hz.*

La figure 4.14 montre quelques exemples des courbes obtenues par la méthode H/V. Ces courbes sont représentatives de l'ensemble des données. Les quelques conclusions que l'on peut tirer de cette figure sont les suivantes :

- l'écart type est inférieur à 2, ce qui donne une bonne confiance dans les données.
- Les deux points situés sur le rocher sur les bords du bassin (1 et 6) montrent une courbe plate avec une amplification de 1. Ceci semble donc confirmer que la méthode ne donne pas d'amplification sur un site "de référence" et que l'amplitude est proche de 1.
- Les points situés les plus au bord du bassin (8, 76, 26) présentent une amplification à une fréquence plus élevée que ceux situés au milieu (17, 53), ce qui suggère que la réponse du

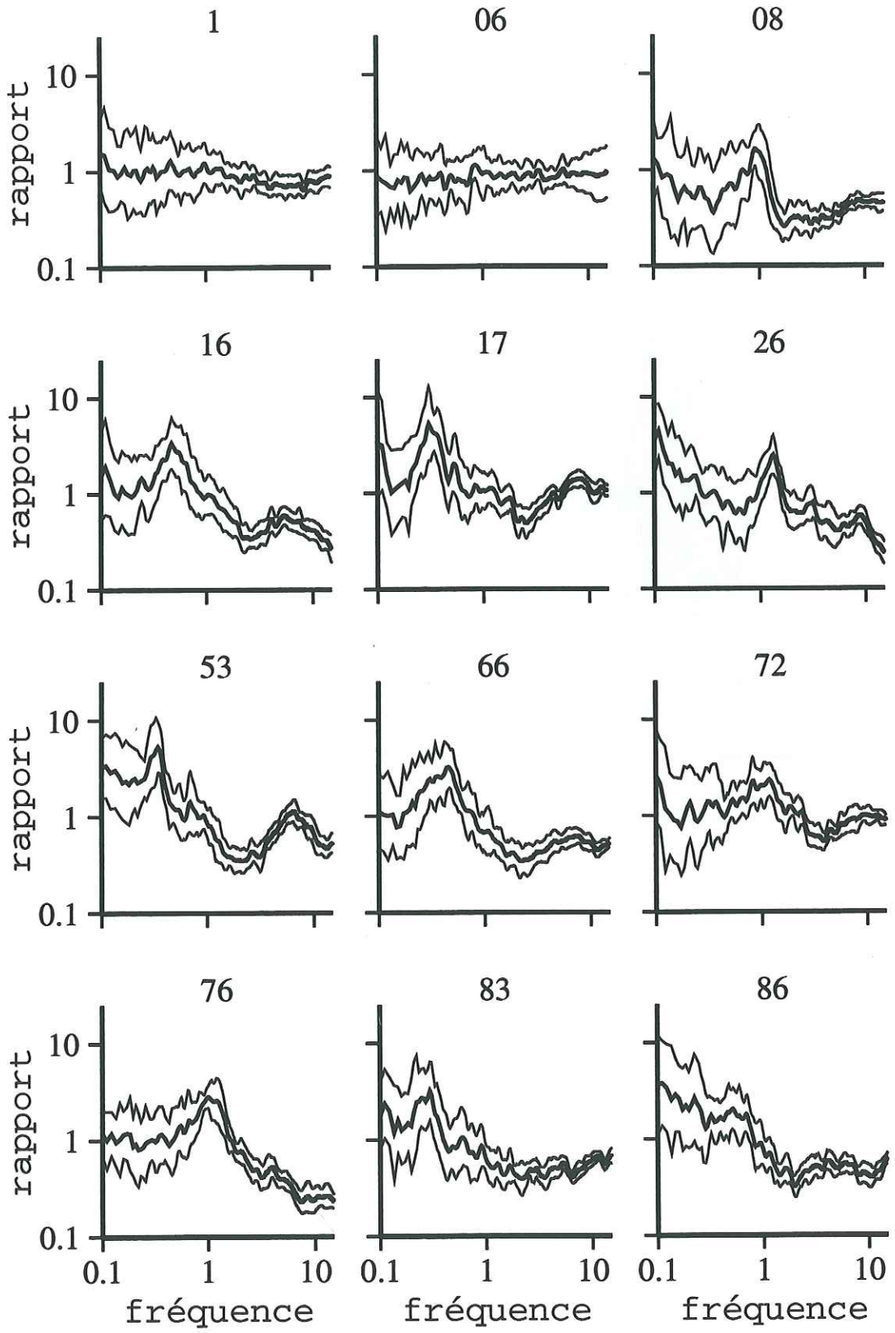

FIG. 4.14 – *Résultats des calculs des rapports H/V pour 12 points significatifs. Les traits fins représentent la moyenne plus et moins un écart-type.*

bassin à une sollicitation sismique sera différente au centre et aux bords du bassin.

- Les points 53 et 66, bien que très proches, ont une réponse légèrement différente à haute fréquence. Le point 53 est amplifié d'un facteur 1.55 à 6Hz alors que le point 66 ne montre aucune amplification à cette fréquence. Or le point 53 est plus près de la station HATZ qui montre aussi une amplification à cette fréquence.

- Le point 86 a été mesuré au centre ville alors que les circulations piétonnes et automobiles étaient importantes. L'amplification à très basse fréquence semble montrer que la mesure est perturbée par les sources de bruit proches. Cela est contraire aux hypothèses développées par Nakamura.

La figure 4.15 présente la carte des fréquences de résonance déterminées par les rapports H/V. Pour déterminer cette fréquence, nous avons pointé la fréquence du premier pic important visible sur le rapport H/V. Quand aucun pic n'était visible, mais que le rapport n'était pas plat (point 72), nous avons pris la fréquence à laquelle le rapport H/V était maximal. Enfin, si le rapport est plat, nous avons mis "-" pour la fréquence de résonance. Un point d'interrogation signifie que nous n'avons pas pu déterminer de fréquence de résonance (point 86).

Cette carte montre que la fréquence de résonance déterminée est presque systématiquement inférieure au centre qu'aux bords du bassin. Si l'on considère que la fréquence de résonance est reliée à la profondeur par une relation linéaire inverse, cela signifie, comme on peut s'y attendre, que le bassin est plus profond au centre qu'aux bords. Pour illustrer ceci, nous avons calculé la profondeur du socle avec la relation $f = \beta/4H$ en prenant une vitesse moyenne des ondes S de 700m/s. Le résultat est montré sur la carte de la figure 4.16. On peut voir que la profondeur déterminée à partir des fréquences propres mesurées varie très rapidement aux bords du bassin et que le centre est plus plat. La faible densité de points de mesure ne permet malheureusement pas de poursuivre l'investigation sur cette carte. On peut par contre la comparer à une carte produite grâce à des mesures de gravimétrie (figure 4.17). La profondeur déterminée par cette expérience de gravimétrie est supérieure à 1000m en prenant un saut de densité entre le socle et les sédiments de $0.6 g/cm^3$. Pour pouvoir comparer les cartes entre elles, nous avons artificiellement ramené cette profondeur à celle obtenue par les rapports H/V.

En plus de ce calage artificiel, il y a deux différences notables entre les deux cartes. Premiè-

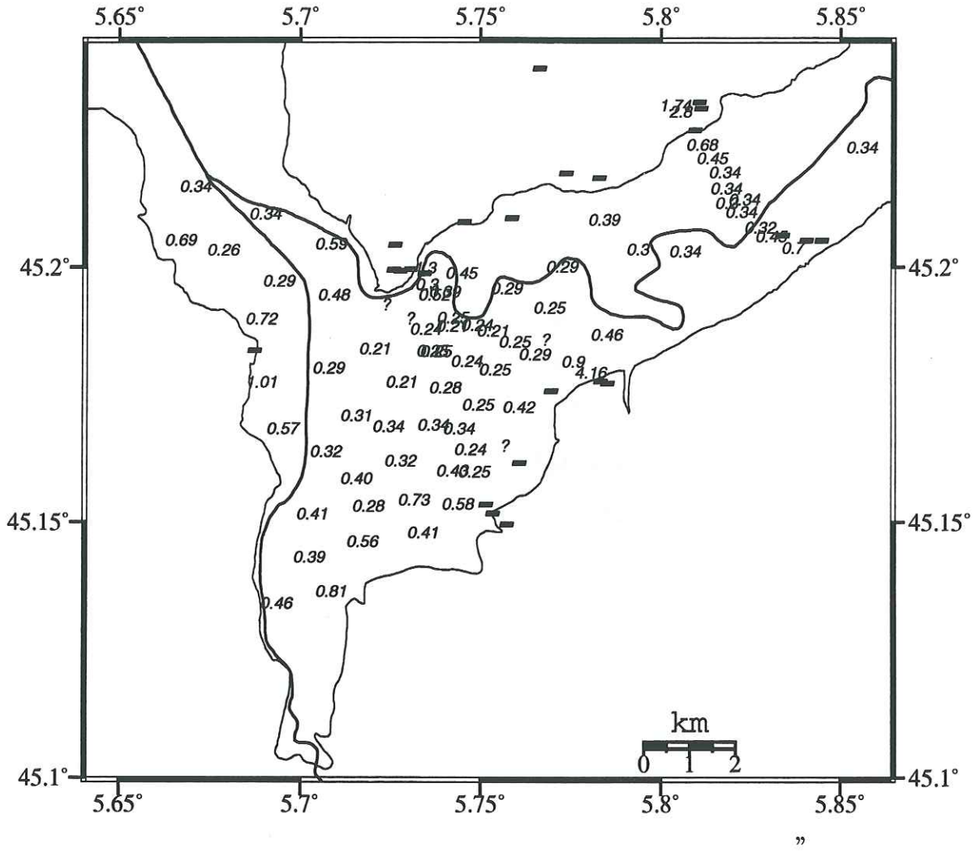

FIG. 4.15 – *Fréquences de résonance déterminées par la méthode H/V. Un "?" signifie qu'aucune fréquence de résonance n'a pu être déterminée, un "-" que le rapport H/V est plat.*

rement, on constate sur la carte de gravimétrie une diminution de la profondeur dans la branche sud du "Y" grenoblois. Cette remontée n'est pas visible sur la carte H/V. Elle traduirait la présence d'une écaille rocheuse qui ne serait pas "visible" sur les rapports H/V, et dont la présence nous a été suggérée par des géologues. La deuxième différence est que la localisation de la zone de plus grande profondeur n'est pas la même sur les deux cartes. Pour la carte de gravimétrie, la profondeur la plus importante est au nord-est de l'agglomération (sous le campus universitaire) tandis que sur la carte H/V, ce maximum est au sud de la Bastille.

Cependant, les deux méthodes, malgré les hypothèses assez fortes qui sont faites ainsi que le

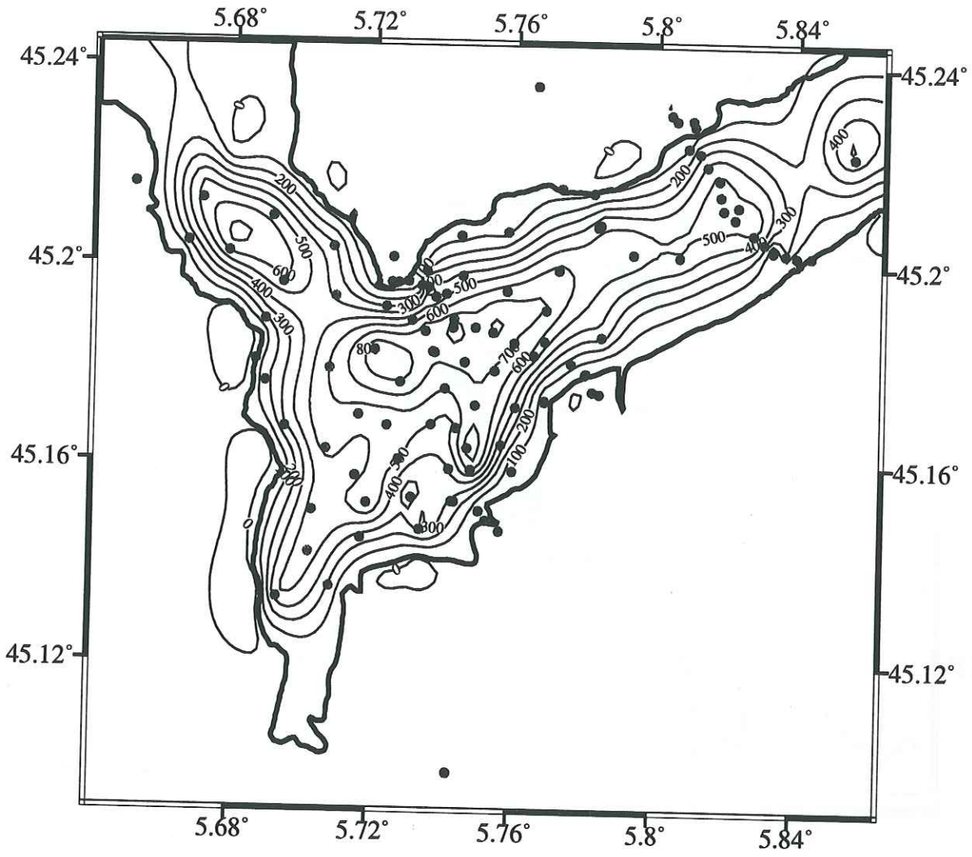

FIG. 4.16 – *Carte des profondeurs calculées à partir des résultats de l'expérience de microzonage. L'espacement des courbes de niveaux est de 100m.*

calage artificiel des profondeurs, donnent des cartes très semblables, ce qui est plutôt une bonne surprise.

4.4.3 Étude du profil du Grésivaudan.

Pour clore cette étude sur l'expérience de microzonage, nous allons donner les résultats obtenus sur un des 3 profils de mesure effectué. Ceci va permettre d'avoir une idée de la variation spatiale des rapports H/V sur de très courtes distances. Les trois profils montrent des résultats

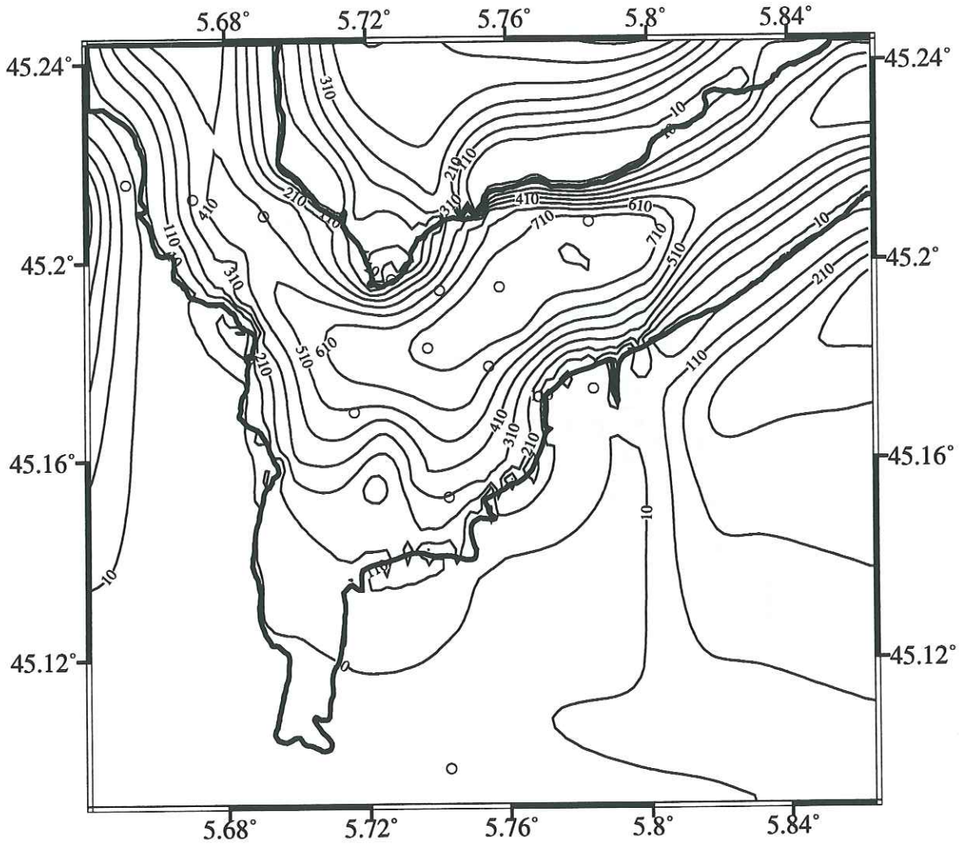

FIG. 4.17 – *Carte des profondeurs calculées à partir des résultats de l'expérience de gravimétrie (Vallon, 1996). L'espacement des courbes de niveaux est de 100m.*

comparables, il ne nous a donc pas paru utile de montrer tous les résultats. Ce profil correspond à l'alignement de points au nord est de la carte de la figure 4.12, l'espacement des points est de 200 à 400m.

Les résultats sont montrés sur la carte de la figure 4.18, sur laquelle sont reportés les rapports H/V pour tous les points du profil. :

- Les deux points les plus au nord (28 et 29) sont situés sur un plateau surélevé par rapport au fond de la vallée. Le rapport H/V montre un pic à une fréquence de 2Hz.

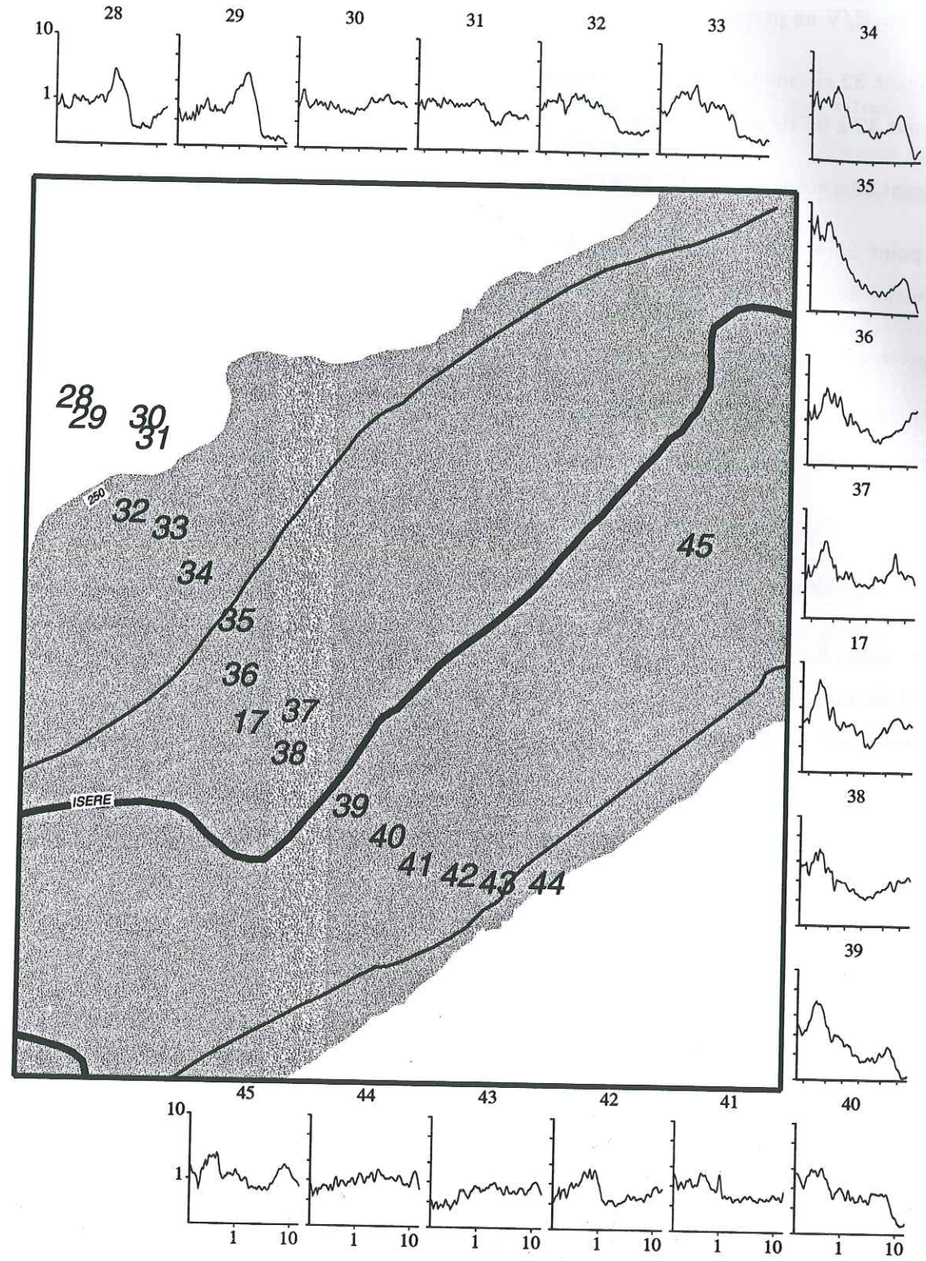

FIG. 4.18 – *Résultats du profil effectué dans le Grésivaudan.*

- Les deux points suivants (30 et 31) sont sur les pentes entre ce plateau et la vallée. Les rapports H/V ne présentent pas de pic avec une amplitude supérieure à 2.
- Du point 32 au point 34, on voit émerger un pic à une fréquence qui décroît de 1Hz pour le point 32 à 0.7Hz pour le point 34.
- Le point 35 a été mesuré au bord de l'autoroute, d'où l'augmentation à très basse fréquence.
- Du point 35 au point 40 (ainsi que le 45), les rapports H/V présentent un pic à une fréquence de 0.3Hz. Il y a très peu de variation significative entre ces différents points.
- Le point 42 a un pic à une fréquence un peu plus élevée (0.7Hz).
- Les point 43 et 44 sont situés respectivement au bord de la vallée et sur les premières pentes des collines bordières, ils ne montrent pas d'amplification notable.

En conclusion de cette étude sur ce profil utilisant la méthode H/V Bruit, on peut dire que:

- Les stations situées sur les pentes autour de la vallée ne montrent pas d'amplification
- Les stations les plus au bord de la vallée ont des rapports H/V Bruit qui ne montrent pas de pic marqués mais plutôt une bande d'amplification d'amplitude inférieure à 3 à des fréquences entre 0.7 et 2Hz.
- Les stations au centre ont un comportement identique, avec un pic assez marqué à une fréquence proche de 0.3Hz.

4.4.4 Conclusions.

La première conclusion sur cette utilisation de cette méthode H/V Bruit est qu'elle n'est pas fiable pour la détermination de l'amplification. En effet, on a montré au début de cette étude une variation importante de l'amplitude en fonction des signaux et des capteurs utilisés. Par contre, la fréquence de résonance reste, elle, très stable.

L'étude sur toute l'agglomération a montré que les fréquences de résonance varient beaucoup suivant les points de mesure. De manière générale, ces fréquences sont plus faibles au centre de la vallée qu'aux bords.

Les rapports H/V Bruit des points mesurés sur les pentes et les collines environnant la vallée sont plats avec une amplification qui ne dépasse pas 2.

Les fréquences de résonance les plus basses sont de 0.25Hz, ce qui avec une vitesse d'onde S réaliste de 700m/s donne une épaisseur de couche alluviale de 700m. Nous n'avons pas les moyens de confirmer exactement ce résultat, mais les différentes études citées dans ce chapitre donnent des profondeurs comprises entre 400 et 1000m.

La comparaison avec une expérience de gravimétrie a montré deux différences notables. La première sur la localisation de l'épaisseur maximale et la deuxième sur la présence ou non d'une remontée du substratum rocheux au sud de l'agglomération. Mis à part ces deux différences, les deux cartes interprétatives en profondeur sont semblables.

L'étude sur le profil au nord-est de la vallée a montré que sur les bords du bassin, les rapports H/V Bruit ne montrent pas de pics marqués, mais plutôt une bosse relativement large avec une amplification inférieure à 3. Par contre, au centre, le pic est beaucoup plus marqué avec une amplification qui varie peu d'un point à l'autre.

4.5 Utilisation de la méthode des fonctions de Green empiriques.

En complément du travail effectué sur les mouvements faibles, nous avons voulu simuler la réponse du sol de l'agglomération grenobloise à des mouvements forts. Ceci a été motivé par le fait que la réponse obtenue par l'étude des mouvements faibles correspondait à des amplifications importantes pour des fréquences inférieures à 1Hz, typiquement excitées par des séismes importants. Nous voulions aussi faire une comparaison entre ce qui s'est passé à Mexico et le cas de Grenoble, deux villes construites dans des contextes géologiques relativement proches. En effet, les deux villes sont construites dans un bassin alluvial et lacustre entouré de montagnes. Pour cela nous avons utilisé la méthode des fonction de Green empiriques et nous l'avons appliquée dans trois cas.

Tout d'abord, nous avons modélisé un séisme de magnitude 6.4 dans la mer Ligure. Nous avons traité ce cas car, suite au séisme de Ventimiglia (21 avril 1995 M_L=4.7) (Courboulex et al., 1998), nous nous sommes aperçus que les signaux en vitesse à Grenoble avaient une amplification plus importante que ceux enregistrés sur le rocher, 50km plus au sud, entre Grenoble et l'épicentre (CETE rapport interne). En pensant au cas de Mexico, nous avons donc voulu prédire le mouvement du sol à Grenoble dans le cas d'un séisme majeur dans la mer Ligure. Nous avons pris comme magnitude celle attribué au séisme de 1887 répertorié dans la base de donnée SIRENE (Godefroy et al., 1990).

Dans un deuxième temps, nous avons utilisé l'enregistrement du séisme d'Epagny (25 juillet 1996, M_L=4.7) (Thouvenot et al., 1997) à la station du RAP située dans Grenoble pour modéliser un séisme de magnitude 6.4. Nous avons comparé les résultats avec les enregistrements du même séisme à la station de Grand-Maison.

Enfin, nous avons eu l'opportunité d'enregistrer un séisme de magnitude 2.5 proche de Grenoble dans le massif de Belledonne. Le signal étant très net, nous avons voulu l'utiliser pour voir l'effet d'un séisme de magnitude 5.5 à 15 km de l'agglomération. Dans chaque cas, nous utilisons la méthode décrite dans le chapitre 1. Pour chaque station, nous effectuons 5 modélisations avec des séries différentes de répartition des sous-failles dans le plan de faille principal, ce qui permet

de mieux contraindre le résultat. Nous calculons les spectres de réponse des accélérogrammes simulés et nous les comparons d'une part aux spectres préconisés par les règles PS 92, et d'autre part à la loi d'atténuation déterminée par Ambraseys et al. (1996). Pour ces comparaisons, nous utilisons le spectre théorique calculé avec le type de sol correspondant au site étudié. Cette comparaison avec les lois d'atténuation va nous permettre de contraindre nos résultats, car sur les stations au rocher, on doit trouver des niveaux d'amplification équivalents, entre les simulations et les lois d'atténuation.

4.5.1 Utilisation du séisme de Ventimiglia.

Ce séisme de magnitude 4.5 a eu lieu le 21 avril 1995 dans la mer Ligure au sud-est de Nice au début de l'expérience de Grenoble. Malheureusement, la station musd n'était pas encore en fonctionnement à cette époque. Cependant, nous avons pu bénéficier de l'enregistrement effectué par le CETE de Nice lors d'une étude de site à 50km au sud de Grenoble. Le signal qui nous a été fourni a été enregistré sur un site rocheux (JULIEN par la suite). Nous avons aussi utilisé 3 stations situées à proximité de Nice pour pouvoir comparer les résultats. La figure 4.19 montre les enregistrements en accélération des composantes NS aux stations utilisées. La station hatz, bien que située à 240km, de la source a une amplitude proche des stations situées à 50km de l'épicentre. Les caractéristiques de la source sont décrites dans Courboulex et al., (1998). La taille de la faille est estimée à $1km^2$, le moment sismique à $5 * 10^{15}$Nm. La direction de la faille est 283°N et son plongement de 46° vers le nord. Le tableau suivant donne les positions des stations avec les distances et azimuts entre la source et les stations.

Station	lat.	lon.	dist.(km)	az.(deg.)
Boron	43.69	7.31	40	288
Calern	43.75	6.92	70	285
Saorge	7.553	43.99	50	340
Julien	44.87	5.67	220	310
Hatzfeld	45.18	5.74	240	317

Nous avons simulé un séisme de magnitude 6.4 tel que répertorié dans la base de données SIRENE. Nous avons donc un moment sismique estimé pour le séisme cible de $4*10^{18}$Nm. La carte de la figure 4.20 montre Un exemple d'accélérogrammes simulés aux 5 stations. On voit

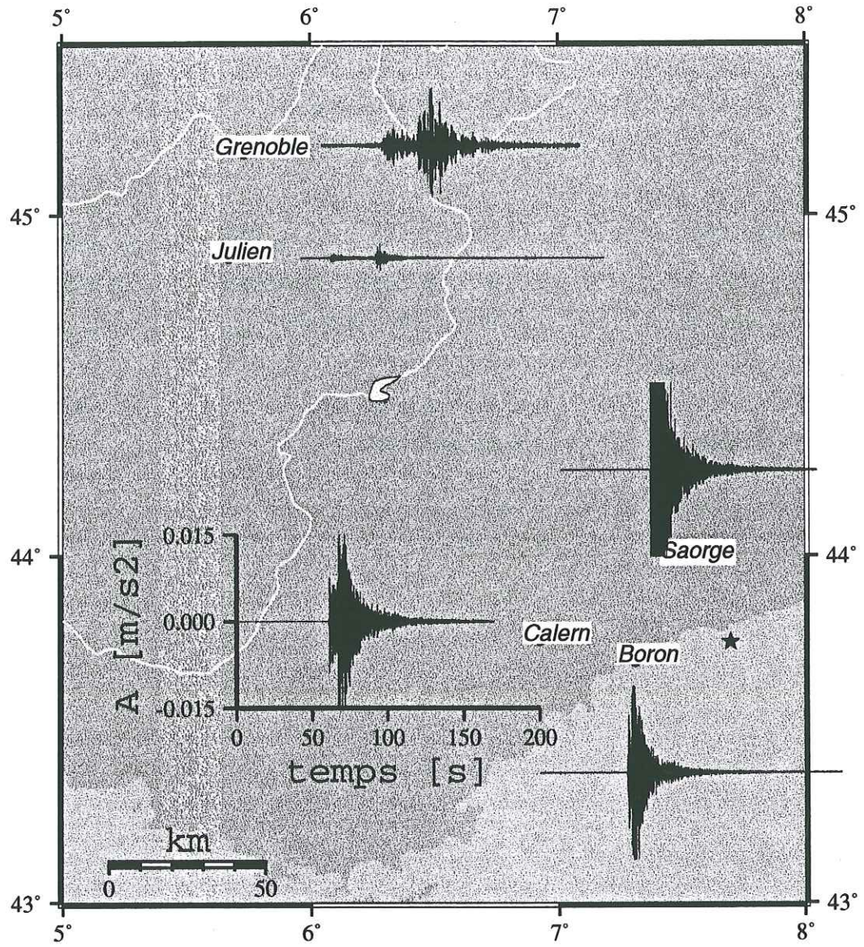

FIG. 4.19 – *Enregistrements du séisme de Nice du 21 avril 1995. Composantes NS de l'accélération. Les signaux des stations proches de l'épicentre sont volontairement saturés pour les besoins de la représentation graphique.*

sur cette carte que les caractéristiques des signaux sont les mêmes que pour les enregistrements de la fonction de Green, le signal à Grenoble étant beaucoup plus long que près de la source. Les accélérations maximales simulées sont assez importantes sur les stations proches (entre 0.5m/s2 à Calern et 2m/s2 à Saorge). A Grenoble, l'accélération maximale est de 0.2m/s2, ce qui n'est pas très important dans l'absolu mais dénote une amplification locale très grande car la station juli située 40km plus au sud a une accélération 10 fois plus faible. Les spectres de

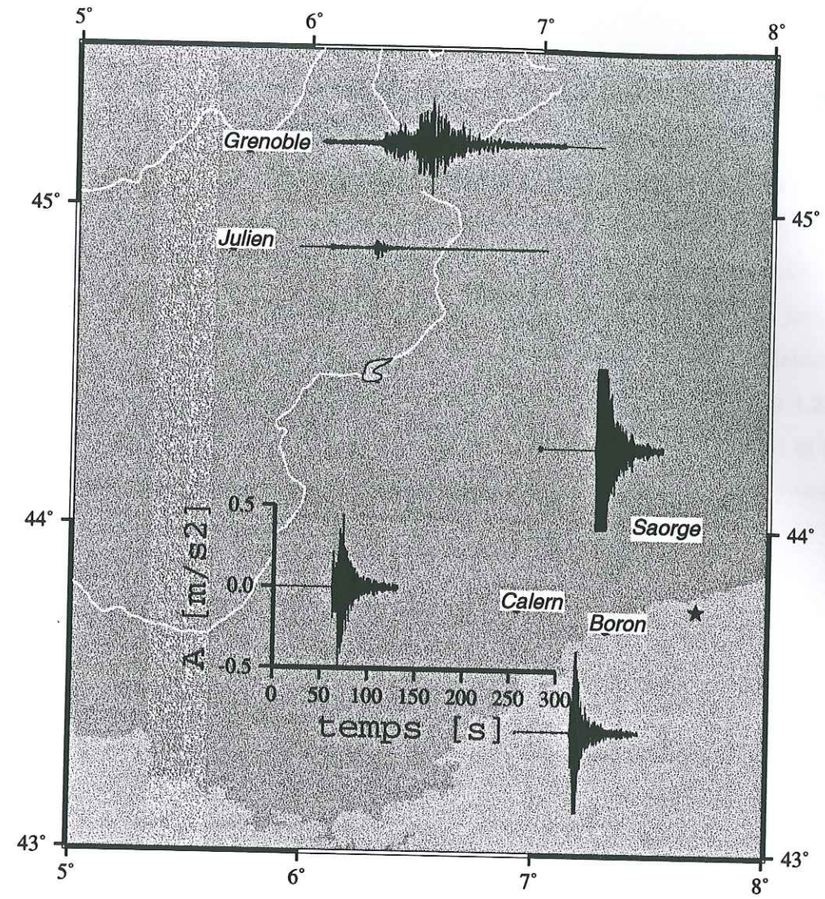

FIG. 4.20 – *Simulation d'un séisme de magnitude 6.4 dans la mer Ligure à partir des enregistrements du séisme du 21 avril 1995. Composantes NS de l'accélération.*

réponse, représentés sur la figure 4.21 donnent des résultats comparables, à savoir que les stations proches de l'épicentre ont des spectres de réponse avec des valeurs d'accélérations importantes, mais juste à la limite des spectres élastiques de l'AFPS. Les deux stations les plus lointaines ont des comportements encore différents, à savoir que la station juli à un spectre de réponse très faible en regard des normes, alors que la station de Grenoble a un spectre de réponse qui s'en rapproche. Pour les stations les plus proches du séisme, les spectres de réponse calculés sont équivalents voir plus importants que les spectres PS92, et on peut penser qu'un séisme de la même magnitude que celui de 1887 aurait des conséquences catastrophiques dans la région

de Nice. Pour le cas de Grenoble, si les spectres de réponse calculés sont bien en dessous des normes, ce qui est normal vu la distance épicentrale de 240km, on peut se demander si, pour un séisme à 240km, la marge ne devrait pas être plus importante.

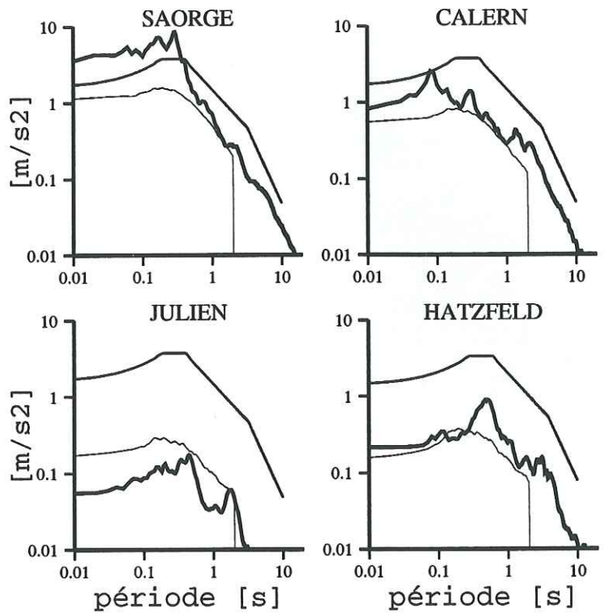

FIG. 4.21 – *Comparaison des spectres de réponse entre une loi d'atténuation (traits fins), les règles PS 92 (traits moyen) et la simulation d'un séisme de magnitude 6.4 dans la mer Ligure (traits épais).*

4.5.2 Utilisation du séisme d'Annecy.

Le contexte sismotectonique de ce séisme a été décrit dans le chapitre 2 (p 85). Nous allons rappeler tout d'abord les paramètres importants pour l'utilisation de la méthode, puis montrer les résultats de la simulation. La surface de faille a été estimée à $5km^2$ et le moment sismique à $17*10^{15}$Nm. La direction de la faille est N170 avec un pendage de 70 degrés vers le nord-est. Nous

avons effectué les calculs sur deux stations relativement proches pour pouvoir les comparer. Il s'agit des stations accélérométriques du RAP de Grand-Maison (oggm) et de Grenoble (ogdh). Pour ogdh, la distance source-station est de 90 km et l'azimut de 200 degrés, la station est au centre de la vallée et correspond à la station hatz du début de l'étude. Pour oggm, la distance est de 80 km et l'azimut de 170 degrés, la station est située sur le rocher dans un tunnel d'entretien. Nous allons utiliser les accélérogramme enregistrés aux deux stations lors du séisme du 15 juillet 1996 pour simuler le cas d'un séisme de magnitude 6.4. Nous avons effectué cinq simulations avec différentes répartitions de sous failles. Les résultats sont montrés sur les figures 4.22 et 4.23. Nous y avons reporté le signal en accélération utilisé comme fonction de Green empirique et le signal simulé. Les spectres en accélération de la simulation, ainsi que les spectres de réponse, sont aussi représentés.

Grenoble.

On peut voir que le signal simulé est relativement long avec une accélération maximale de l'ordre de 0.6 m/s^2. Les spectres en accélération montrent clairement une amplification aux fréquences déterminées lors de l'étude des rapports spectraux, à savoir entre 0.3 et 6Hz. De même, les spectres de réponse, représentés en fonction de la période, sont en accord avec la loi d'atténuation utilisée (Ambraseys et al. 1996), sauf pour cette gamme de fréquence, pour laquelle les accélérations simulées sont plus importantes. Il semble donc que la loi d'atténuation ne tienne pas assez compte des effets locaux. La comparaison avec le spectre de réponse des règles PS 92 amène la même constatation, à savoir que la différence entre les simulations et ces spectres reste raisonnable sauf aux fréquences de résonance du sol grenoblois.

Grand-Maison.

Le signal est plus faible et plus court à Grand Maison qu'à la station de Grenoble malgré une distance épicentrale équivalente. La comparaison des spectres de réponse donne des résultats différents, à savoir que les spectres simulés sont nettement plus faibles que les spectres réglementaires et que ceux obtenus par la loi d'atténuation.

Conclusions.

Cette étude sur la simulation d'un séisme de magnitude 6.4 à Annecy, montre qu'à Grenoble l'accélération maximale du sol est d'environ 0.5 m/s^2, et qu'elle est amplifiée aux fréquences

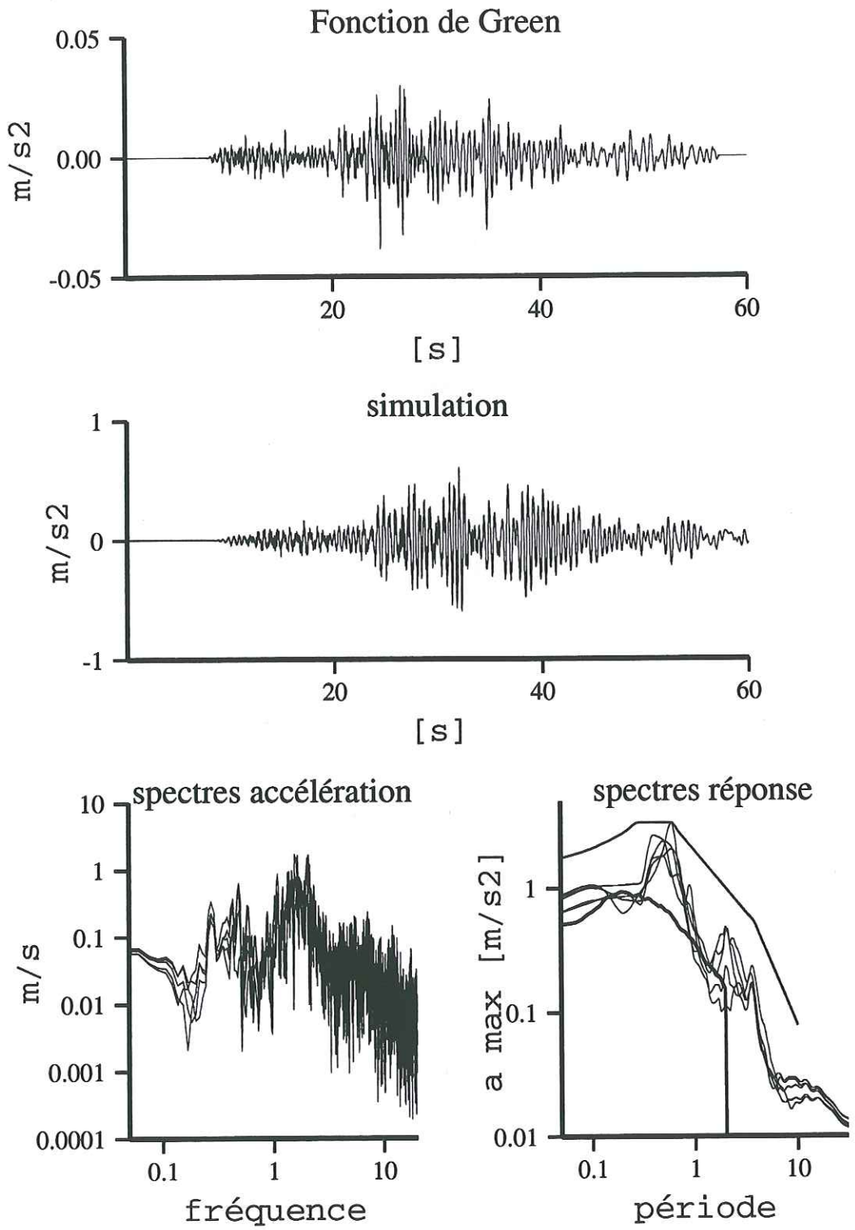

FIG. 4.22 – *Résultats de la simulation à Grenoble d'un séisme de magnitude 6.4 à Annecy. En haut, fonction de Green et simulation, composantes NS. A gauche, spectres en accélération, à droite spectres de réponse (traits fins) comparés aux règles AFPS 90 (trait épais) et à une loi d'atténuation (trait moyen).*

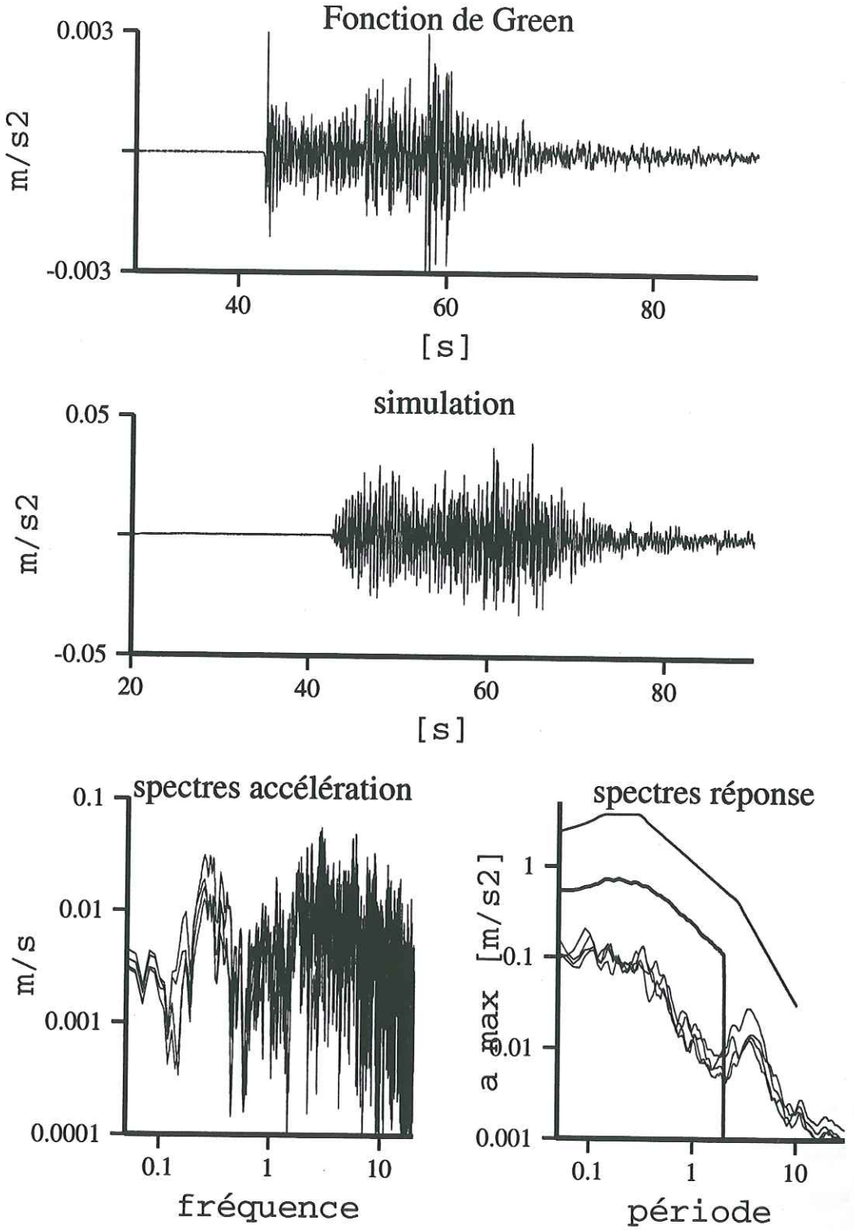

FIG. 4.23 – *Résultats de la simulation à Grand-Maison d'un séisme de magnitude 6.4 à Annecy. En haut, fonction de Green et simulation, composantes NS. A gauche, spectres en accélération, à droite spectres de réponse (traits fins) comparés aux règles AFPS 90 (trait épais) et à une loi d'atténuation (trait moyen).*

déterminées par l'étude des rapports spectraux (entre 0.3 et 6Hz). L'étude sur les spectres de réponse à Grenoble comparés à ceux de Grand-Maison suggère que les règles PS 92, ainsi que la loi d'atténuation d'Ambraseys, ne tiennent pas assez compte des conditions locales du sol. Cependant, les spectres réglementaires PS92 semblent suffisants pour un séisme de magnitude 6.4 à 80km. Nous allons maintenant voir ce qu'il en est si l'on simule un séisme de magnitude 5.5 à 20km de Grenoble.

4.5.3 Utilisation du séisme de la combe de Lancey.

Ce séisme de magnitude 2.5 (détermination Sismalp) a eu lieu le 8 septembre 1995 alors que le réseau temporaire était encore en place à Grenoble. Les signaux enregistrés ont un très bon rapport signal sur bruit du fait de la faible distance épicentrale. Nous avons donc décidé d'utiliser ces enregistrements pour simuler un séisme de magnitude 5.5 à la même localisation. Nous avons effectué la simulation pour les 5 stations équipées d'un capteur basse fréquence qui ont enregistré le séisme. Le tableau suivant donne le nom, la localisation des stations et les distances et azimuts source-station.

Station	lat.	lon.	dist.(km)	az.(deg.)
musd	45.198	5.727	15.2	270
hatz	45.184	5.737	14.6	260
glac	45.196	5.757	13.2	265
sass	45.214	5.67	19.5	275
neyr	45.172	5.716	16.3	260

Le mécanisme au foyer du séisme, déterminé par le réseau sismalp est le suivant : décrochement ayant un azimut de 39°N, et un pendage de 80°. La profondeur a été estimée à 6.4km. Nous avons déterminé le moment sismique de deux façons différentes (cf p 26).

Pour la première, nous avons utilisé une formule empirique reliant le niveau plat du spectre en déplacement à basses fréquences Ω_s au moment sismique :

$$m_o = 4 * \Pi * dist * \mu * V_s^3 * \Omega_s$$

Pour déterminer le niveau plat et la fréquence coin nous avons utilisé le spectre en déplacement des composantes EO et NS au musée Dauphinois. La fréquence coin est de 9Hz et le niveau plat

est de $4.6*10^{-7}$m. Avec une distance de 15km, une vitesse d'ondes S de 3000 m/s et une rigidité de 2.7GPa, on obtient les caractéristiques de sources suivantes (en utilisant le modèle de source de Madariaga, 1976).

- Moment sismique $m_o = 0.62\ 10^{13}$ Nm
- Rayon de la faille de la fonction de Green = 70 m
- Chute de contraintes $\Delta\sigma = 60$ bars
- Déplacement moyen sur la faille $\Delta u = 1.5$ cm

La deuxième méthode de détermination du moment sismique utilise une loi de régression entre le moment sismique et la magnitude locale. Cette loi a été déterminée à partir des données acquises par le Réseau Accéléromètrique Permanent dans les Alpes (Cornou, 1997) depuis 1995. D'après l'auteur on a

$$logM_o = 11.395 + 0.89Ml$$

avec une magnitude locale de 2.5, on obtient alors un moment sismique de 4.6 10^{13} Nm. Ceci se rapproche de la valeur utilisée par Lachet (1996) pour les simulations du même séisme, et nous donne donc comme paramètres de source :

- Moment sismique $m - o = 3.6*10^{13}$ Nm
- Rayon de la faille de la fonction de Green r = 70 m
- Chute de contrainte $\Delta\sigma = 360$ bars
- Déplacement moyen sur la faille $\Delta u = 9$ cm

Les deux déterminations sont très différentes et sans doute un peu extrêmes, notamment pour la valeur de la chute de contrainte dans le deuxième cas. Comme le but de ce travail n'est pas de faire une étude de sensibilité de la méthode, nous allons présenter les deux résultats en sachant que la solution est sans doute intermédiaire. Nous utilisons le modèle de Zeng décrit dans le chapitre 1. Nous effectuons 5 modélisations avec à chaque fois une répartition aléatoire des sous-failles sur le plan de faille différente. Dans chaque cas, les stations hatz et glac ainsi que les stations neyr et sass ayant des résultats comparables, on va montrer uniquement les simulations aux stations musd, glac et sass. Sur les figures représentant les spectres de réponse expérimentaux, déterminés avec une valeur d'amortissement de de 5%, nous avons superposé les

spectres de réponse des règles PS92 Ces spectres sont différents selon le type de sol et nous les avons comparé dans chaque cas avec le spectre adéquat.

Le cas $m_0 = 0.62 * 10^{13}$Nm.

Les résultats sont présentés sur la figure 4.24. Les accélérogrammes sont très différents selon la station étudiée. L'accélération maximale variant de $4m/s^2$ pour les stations les plus proches du séisme à $0.4m/s^2$ au musée Dauphinois, la station sass ayant une accélération maximale de $2m/s^2$. On peut voir aussi que le signal est plus long pour les simulations que pour la fonction de Green. L'étude des spectres de réponse représentés sur la figure 4.25 est aussi très instructive. La première remarque est que les accélérations déterminées par le modèle sont comparables aux accélérations de la loi d'atténuation, pour le site de référence. De plus, les spectres au musée Dauphinois sont en dessous des spectres réglementaires, ce qui est assez rassurant. Ceci signifie que la méthode utilisée ne donne pas de résultats aberrants. Pour les stations situées dans la vallée les spectres simulés sont systématiquement au dessus des règles AFPS. Ceci indique que si les spectres réglementaires semblent bien calculés pour une station au rocher (sol type S0 pour les règles AFPS), ils sous-estiment sans doute le mouvement du sol pour les stations situées sur un sol plus mou (type S2 ou S3).

Mais ces résultats ont été obtenus avec un moment sismique de la fonction de Green très faible, ce qui a impliqué beaucoup de sommations et donc des accélérations importantes pour le séisme cible. Le cas était un peu extrême et nous allons le comparer avec une autre étude en prenant un moment sismique de la fonction de Green plus important.

Le cas $m_0 = 4.6 * 10^13$Nm.

Dans ce cas, le séisme servant de fonction de Green empirique étant plus important, il faudra moins de sommations pour modéliser le séisme cible. Par contre, à taille de faille constante, cela augmente la chute de contraintes de la fonction de Green (on passe de 60 à 360 bars). Le programme (Pavic, 1997) nous permet cependant de garder constante la chute de contrainte du séisme cible (60 bars dans ce cas). Les résultats de la simulation des sismogrammes sont présentés sur la figure 4.26. L'accélération est beaucoup plus faible que pour la simulation précédente, mais on retrouve les même différences entre les stations, à savoir que les stations hatz et glac sont plus amplifiées que les autres. La station musd subit une accélération très faible

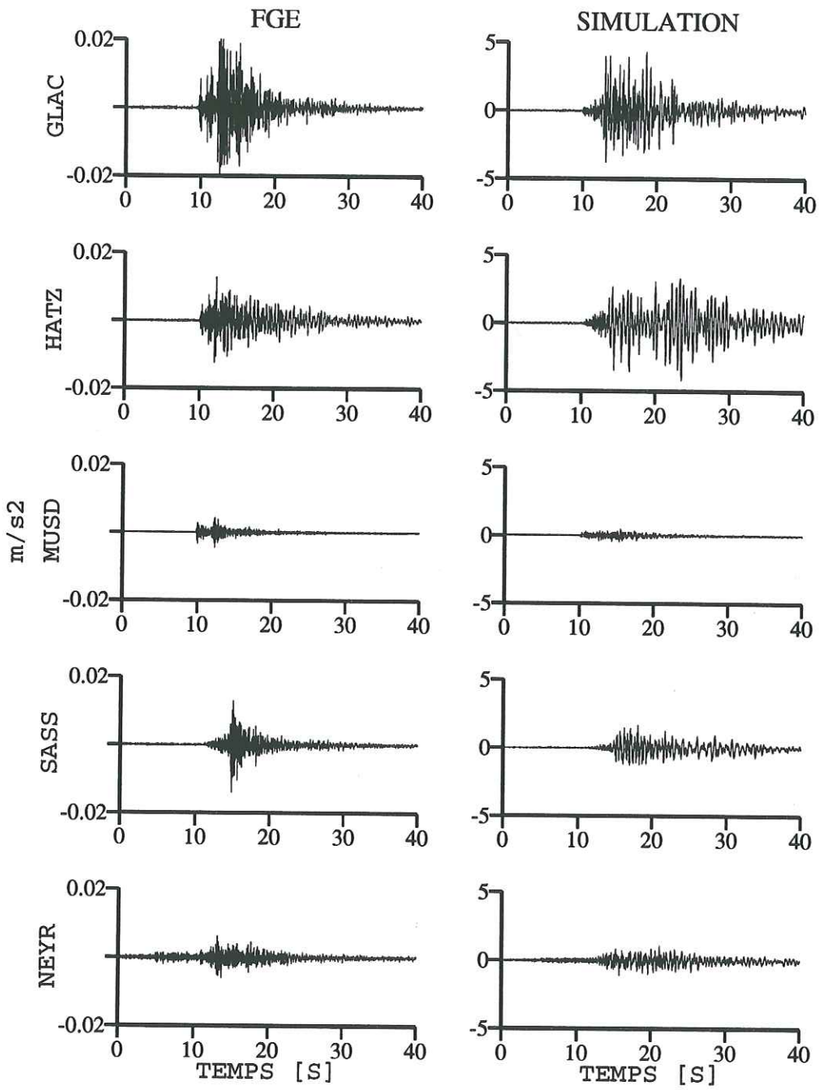

FIG. 4.24 – *Fonction de Green (à gauche) et simulation d'un séisme de magnitude 5.5 (à droite) pour cinq stations dans Grenoble. Sismogrammes en accélération, distance épicentrale 15km, moment de la fonction de Green 0.6*10^{13}*Nm.*

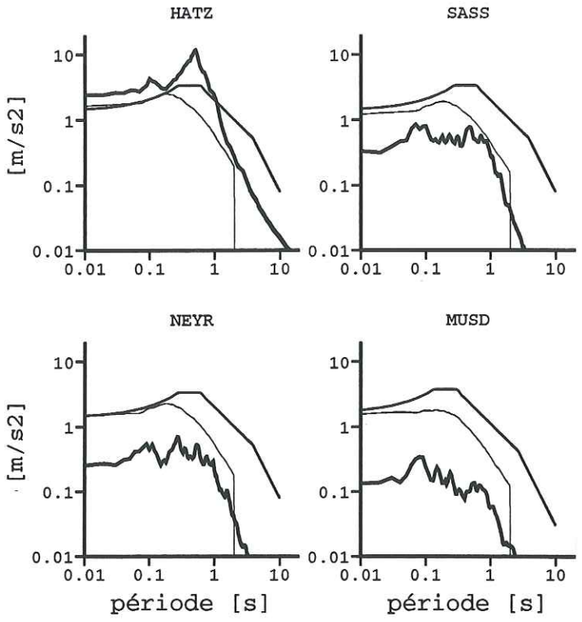

FIG. 4.25 – *Spectres de réponse pour 4 stations de la simulation d'un séisme de magnitude 5.5, distance épicentrale 15km, m_o=0.6*10^{13}Nm. Comparaison entre la simulation (traits épais), une loi d'atténuation (traits moyens) et les règles AFPS 90 (traits fins).*

de l'ordre de 0.1m/s2. Pour les spectres de réponse présentés sur la figure 4.27 les conclusions sont équivalentes. Les spectres simulés sont tous en dessous des spectres réglementaires. Mais encore une fois, les spectres de réponse déterminés aux stations hatz et glac sont plus proches des spectres réglementaires que ceux des autres stations. L'effet de site semble donc encore une fois sous estimé par ces règles. Mais pour cette simulation, les spectres de réponse simulés sont très faibles par rapport aux spectres des lois d'atténuation. Ceci signifie que la valeur de moment sismique prise au départ était un peu trop forte. Le cas réel semble plus proche de la simulation précédente.

4.5.4 Conclusion.

Malgré les réserves que l'on peut apporter à la méthode (Pavic, 1997) et qui sont essentiellement relatives à l'indétermination sur les paramètres de la fonction de Green empirique, on peut tirer les conclusions suivantes de cette étude.

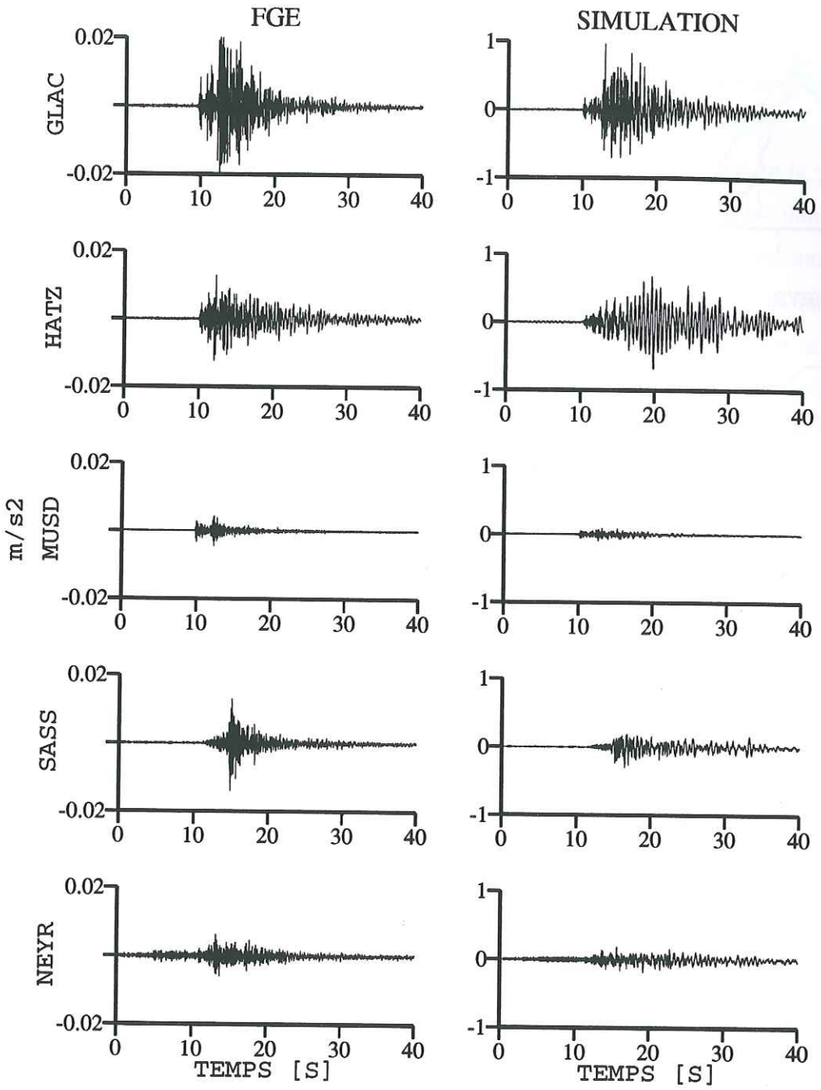

FIG. 4.26 – *Fonction de Green (à gauche) et simulation d'un séisme de magnitude 5.5 (à droite) pour cinq stations dans Grenoble. Sismogrammes en accélération, distance épicentrale 15km, moment de la fonction de Green 3.6*10^{13}Nm.*

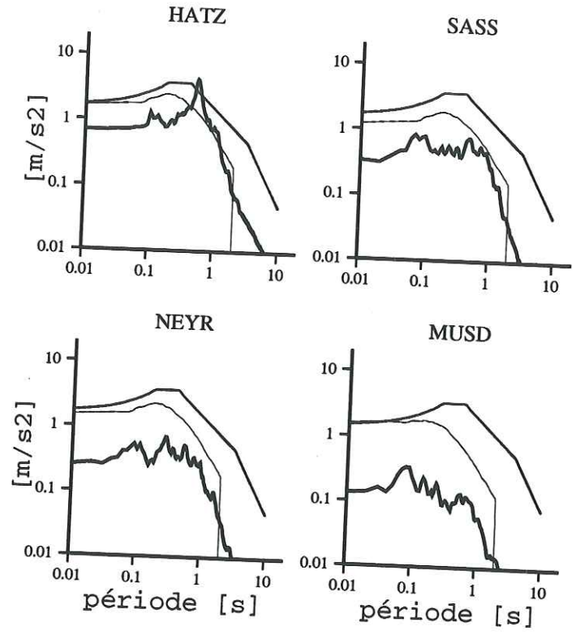

FIG. 4.27 – *Spectres de réponse pour 4 stations de la simulation d'un séisme de magnitude 5.5, distance épicentrale 15km, m_o=3.6*10^{13}Nm. Comparaison entre la simulation (traits épais), la loi d'atténuation (traits moyens) et les règles PS92 (traits fins).*

Tout d'abord, dans la majorité des cas, les spectres de réponse simulés sont du même ordre de grandeur que les spectres de réponse calculés à partir des lois d'atténuation déterminées sur des données européennes. Cela nous permet d'avoir une bonne confiance dans nos résultats, en estimant que les lois d'atténuation utilisées sont fiables.

De même, les accélérations maximales simulées ont des valeurs qui sont plausibles. On obtient des valeurs de 0.2m/s2 pour un séisme de magnitude 6.4 à 240km et des accélérations de presque 5m/s2 pour un séisme de magnitude 5.5 à 15km. Cette dernière valeur est assez inquiétante car ce scénario est possible dans la région grenobloise et une telle accélération créerait beaucoup de dégâts. Mais à ces accélérations, des phénomènes de non linéarité du mouvement du sol vont rentrer en jeu, qui ne sont pas pris en compte dans la simulation.

Cela nous amène à la comparaison avec les spectres réglementaires PS92. On a pu voir que pour les stations situées sur le rocher ces spectres sont égaux à ceux obtenus par la simulation. Par contre, pour les stations localisées dans la vallée, il semble que, malgré la prise en compte d'un sol différent, les spectres de l'AFPS ne sont pas suffisants. Il est visible dans la plupart des cas que le spectre du séisme simulé présente une augmentation importante aux fréquences de résonance du sol. A ces fréquences les spectres simulés sont équivalents ou supérieurs aux spectres AFPS. Cela signifie que la prise en compte générale d'un type de sol différent est insuffisante et qu'il faut faire des études précises au cas par cas pour ajuster le spectre de réponse élastique.

4.6 Conclusion sur l'expérience de Grenoble.

Cette étude sur l'agglomération grenobloise a permis de mettre plusieurs résultats en évidence tant au niveau des méthodes utilisées qu'au niveau de la réponse de la vallée aux sollicitations sismiques.

Les méthodes :

Nous avons montré que la méthode H/V bruit de fond permettait de déterminer la fréquence de résonance du site mesuré, mais que l'amplitude est plus faible que celle obtenue par la méthode des rapports spectraux classiques. De plus, si une résonance est déterminée à une fréquence plus élevée par la méthode des rapports spectraux, les rapports H/V ne la mettent pas en évidence ou alors très faiblement. Il faudrait pouvoir étudier sur des mouvements forts l'influence de couches superficielles amenant des amplifications à haute fréquence. La méthode numérique en 1D a permis, avec un modèle géologique très simple à trois couches, de retrouver les résultats des rapports spectraux pour ce qui est de la fréquence de résonance. Par contre, là encore, l'amplification est beaucoup plus forte avec la méthode des rapports spectraux.

La méthode des fonctions de Green permet, avec des enregistrements de petits séismes d'estimer l'accélération maximale prévisible lors d'un séisme majeur. Il reste que la méthode est très sensible à certains paramètres qui ne sont pas faciles à déterminer pour des petits séismes. Les résultats sont donc à prendre avec précautions selon la confiance que l'on a dans les paramètres de source de la fonction de Green utilisée.

La réponse de la vallée :

Les différentes méthodes utilisées ont permis de mettre en évidence une amplification du mouvement du sol dans la vallée par rapport aux collines bordières, de l'ordre de 10, dans une gamme de fréquences de 0.25Hz à 4Hz. La fréquence à laquelle apparaît la première amplification varie de 0.25Hz au centre à 2-3Hz au bord. Les différentes simulations de séismes que nous avons faites à partir d'enregistrements montrent tous que le mouvement sismique pourrait être très important à Grenoble par rapport à d'autres endroits plus proches des sources. Le cas de Nice est assez spectaculaire. Par contre, il semble que les règlements parasismique actuellement utilisées

ne sont pas suffisamment contraignantes dans le cas d'un séisme proche de magnitude 5.5 (donc "faible") et qu'elles soient juste contraignantes dans le cas de séismes régionaux de magnitude 6.4. Il faudrait peut être reconsidérer ces normes en incluant les effets de site locaux qui ne sont actuellement pris en compte que d'une manière générale par un coefficient arbitraire appliqué aux sols sédimentairesi et une modification de la forme spectrale.

Chapitre 5

Discussion sur la méthode H/V.

5.1 Présentation du problème.

On a pu voir dans le premier chapitre que la méthode H/V Bruit a été utilisée de nombreuses fois par différents auteurs. Nous l'avons nous même comparée à d'autres méthodes aussi bien pour les effets topographiques que pour les effets de vallée. Nous allons dans ce chapitre essayer de voir ce qui peut être conclu sur la méthode. Pour cela, nous utiliserons tout d'abord les données d'une expérience à petite échelle, dans l'arrière pays niçois. Nous ferons ensuite un résumé des conclusions d'une quinzaine d'expériences récentes ayant utilisé la méthode H/V Bruit (ou la méthode des fonctions récepteurs).

Nous nous attacherons plus particulièrement à trois problèmes concernant la méthode i) le rapport H/V à la station de référence ii) la possibilité de déterminer la fréquence de résonance d'un relief topographique et iii) la détermination de la fréquence de résonance d'une vallée alluviale. Pour chacune des expériences, nous essaierons de mettre en relation la géologie avec le résultat.

Finalement, nous allons essayer de dégager une tendance sur les utilisations possibles de la méthode.

5.2 Utilisation de la méthode à une très petite échelle.

Nous avons utilisé les données d'une expérience sur un réseau dense menée à Caille (Alpes Maritimes) en hiver 1994/1995 par l'Institut de Géodynamique de Nice (Tressols, 1996). Le but de cette expérience était de comprendre la diffraction du champ d'onde par les structures tectoniques. Le dispositif expérimental a consisté en 21 stations disposées en une nappe d'environ 150m de rayon. La disposition des stations est montrée sur la figure 5.1. Il n'y a pas de station de référence et nous ne pouvons donc calculer que les rapports H/V. Le réseau a été installé au milieu d'une vallée marécageuse, orientée est-ouest. L'expérience est décrite par Tressols (1996). La géologie consiste en une couche de dépôt lacustre récent d'épaisseur comprise entre 10 et 20m, qui repose sur des marnes d'une épaisseur d'environ 400m, elles mêmes reposant sur du calcaire.

Nous avons utilisé les méthodes des fonctions récepteurs et H/V Bruit sur les 21 stations. La figure 5.2 donne les résultats des deux méthodes pour tous les points. Les résultats sont montrés pour les fréquences supérieures à 1Hz, car il n'y a aucune amplification en dessous de cette fréquence. La première remarque sur cette carte est que les deux méthodes donnent les mêmes résultats sauf pour un point (B1). Ce résultat est intéressant car l'expérience s'est déroulée dans un endroit très calme, avec aucune grande ville ni industrie aux alentours. Nous avons voulu comparer les deux méthodes car le gain des sismographes était faible et, à la vue du niveau de bruit, nous n'étions pas sûrs du résultat de la méthode H/V Bruit. C'est aussi pour cette raison que nous ne pouvons pas faire d'étude plus poussée sur le bruit. La différence entre les deux méthodes n'est pas expliquée pour le point B1.

La carte 5.1 donne la carte des fréquences de résonance déterminées par les deux méthodes. Pour le point B1, nous avons pris la détermination des fonctions récepteurs, la valeur de la fréquence nous semblant plus réaliste à la vue des autres résultats. Les fréquences de résonance sont assez différentes entre les différents points, or les points sont vraiment très proches les uns des autres. On peut cependant remarquer que les fréquences de résonance peuvent se regrouper entre différents points. Les points au centre du réseau ont une fréquence de résonance supérieure, ou très proche, à 10Hz. Les points au sud, une fréquence de résonance inférieure à 8Hz et les points au nord une fréquence comprise entre 6Hz et 10Hz. Si on suppose que la vitesse des ondes S est homogène sur le réseau, et en prenant cette vitesse égale à 300m/s, cela fait varier les épais-

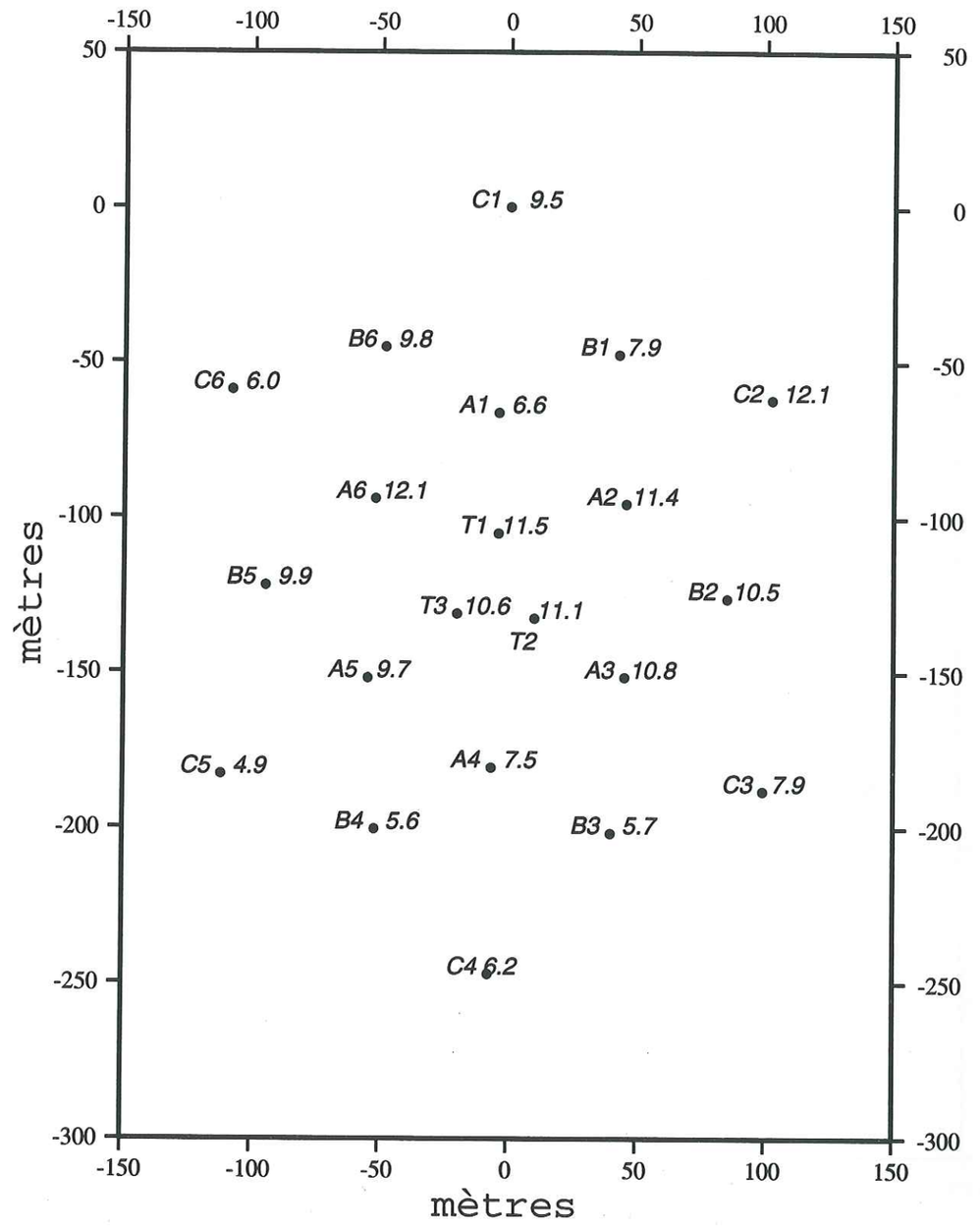

FIG. 5.1 – *Disposition du réseau pour l'expérience de Caille, et fréquences de résonance déterminées par les rapports H/V Bruit (sauf point B1, fonctions récepteurs).*

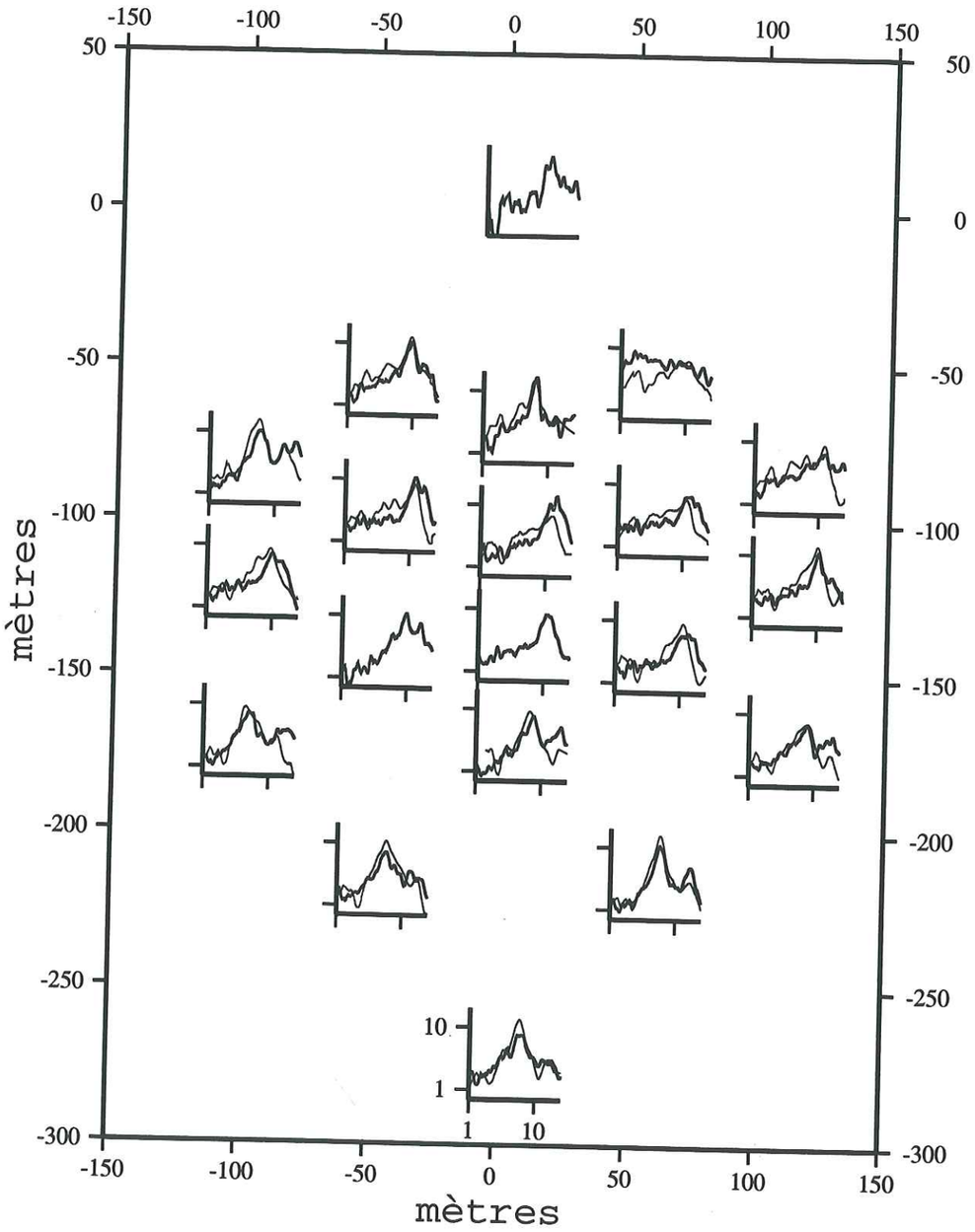

FIG. 5.2 – *Fonctions récepteurs (gras) et rapports H/V Bruit (fin) pour les 21 stations.*

seurs de dépôt lacustre de 6.5m à 12m. Sur des distances de 50m entre chaque station, cela est réaliste. Cependant, aucune connaissance géologique ne peut confirmer ou infirmer ce résultat. On peut néanmoins penser que la topographie du toit du dépôt de marne n'est pas plate et qu'il y a un bombement vers le centre du réseau qui expliquerait la baisse de la fréquence de résonance.

En conclusion de cette étude, on a pu montrer que les rapports H/V Bruit sont très différents sur des points de mesure très proches. Cette variabilité est compatible avec la variabilité des signaux sismiques enregistrés pendant l'expérience (Tressols, 1996). Cela veut dire que dans le cas de couches très minces (épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres), les fréquences de résonance peuvent varier d'un facteur 2 sur 50m. Les rapports H/V Bruit semblent pouvoir détecter ces variations. Pour confirmer ceci, il faudrait mener une expérience sur un terrain dont les caractéristiques géotechniques sont connues à la même échelle que les variations des rapports H/V Bruit.

5.3 Étude bibliographique de la méthode H/V Bruit.

Nous allons dans ce paragraphe faire une synthèse comparative de différentes expériences utilisant les rapports H/V dans différentes configurations. Cette comparaison ne sera pas quantitative, les traitements utilisés étant différents à chaque fois. Dans la mesure du possible nous corrélerons la géologie et la capacité des rapports H/V à déterminer la fréquence de résonance et l'amplitude. Nous allons nous attacher à trois problèmes distincts :

- Les rapports H/V sur un site de référence situé sur le rocher sont ils effectivement égaux à 1?
- Les rapports H/V permettent-ils de déterminer la fréquence de résonance d'une topographie?
- Les rapports H/V permettent-ils de déterminer la ou les fréquences de résonance d'une ou plusieurs couches sédimentaires?

5.3.1 Les rapports H/V et les sites de référence.

Une des hypothèses de base de la méthode est que le rapport H/V calculé à la base de la couche sédimentaire, et donc à la surface du socle, est égal à 1. On peut donc légitimement penser, mis à part les problèmes d'altération, que sur le rocher en surface ce rapport est aussi égal à 1. Donc sur les sites qui servent actuellement de référence dans les expériences d'effets de site utilisant la méthode des rapports spectraux classiques, on devrait avoir un rapport H/V de 1. Nakamura (1989) avait vérifié cela sur un site en fond de puit, nous allons essayer de voir ce qu'il en est pour les différentes expériences menées depuis.

- Field et Jacob (1995b) ont comparé plusieurs techniques de caractérisation d'effets de site dans la région d'Oakland (Californie). Pour cela, il ont utilisé un site de référence sur du "Complexe Franciscan" (Mésozoique). Le rapport H/V est pratiquement **plat et varie entre 0.5 et 2 en amplitude** sur une gamme de fréquence entre 0.4 et 20Hz.
- Lachet et al.(1996) ont mené une expérience d'effets de site à Thessalonique (Grèce). Ils ont utilisé deux stations de référence sur le rocher (gneiss). Les deux capteurs avaient des fréquences de coupures différentes, mais dans les deux cas, le rapport H/V est **plat et varie entre 0.5 et 1.5**.

- Field et al. (1995a) ont comparé les rapports H/V et les rapports spectraux sur le site de Giumri (Arménie). Ils ne montrent pas les rapports H/V pour la station de référence mais pour un site situé sur du rocher. Le rapport H/V ne montre **pas de pic notable mais n'est pas proche de 1 et varie entre 0.5 et 2**.
- Toshinawa et al. (1997) ont fait une étude à Christchurch (Nouvelle Zélande). La station de référence était située sur une roche volcanique. Le rapport H/V est **plat et inférieur à 2** pour des fréquences entre 0.25 et 5Hz. Pour les **fréquences plus élevées, le rapport H/V a des amplifications plus importantes**. Ceci peut être dû à l'altération en surface de la roche volcanique.
- Bonilla et al. (1997) ont mené une expérience dans la vallée de San Fernando en Californie. Pour les rapports spectraux classiques ils ont utilisé comme mouvement de référence, la moyenne sur 6 sites sur du rocher. Les auteurs n'ont pas utilisé la méthode H/V Bruit mais celle des fonctions récepteurs en calculant les rapports H/V sur des répliques d'un séisme. Les rapports H/V sur les stations de référence ne sont **pas plats et montrent dans certains cas des pics assez importants**.
- Théodulidis et al. (1996) ont utilisé des données de puits de Garner Valley (Californie). La encore, c'est la méthode des fonctions récepteurs qui a été choisie. Le rapport H/V sur le sismogramme en fond de puit sur du granit n'est **pas plat et montre un pic d'amplitude 4 à 10Hz**.
- Malagnini et al (1996) ont enregistré des données à San Casciano dei Bagni (Italie). La station de référence est située sur du calcaire. Le rapport H/V Bruit est **presque plat et inférieur à deux** entre 0.4 et 10Hz. La méthode des fonctions récepteurs donne une courbe moins lisse avec 3 pics visibles d'amplitude inférieure à 2.5.
- Seekins et al. (1996) à San Francisco (Californie) ont utilisé deux stations de référence. L'une sur du "Complexe Franciscan" et l'autre en fond de puit sur une géologie non précisée. Pour la station de référence en surface, le rapport H/V Bruit est **quasiment plat et inférieur à 2**. Pour la station en fond de puit, le rapport H/V Bruit est plus **instable tout en restant entre 0.5 et 3**.
- Lermo et Chavez-Garcia (1993) ont monté trois expériences au Mexique, les auteurs utilisent les séismes et non le bruit pour les calculs des rapports H/V. La station de référence

de la première expérience à Oaxaca, était sur une topographie de 200m de haut. Le rapport H/V montre un **pic à une fréquence de 5Hz**. Une étude théorique a montré que ce pic correspondait à un effet de la topographie. Nous y reviendrons dans un paragraphe ultérieur. Pour l'expérience à Acapulco, le rapport H/V à la station de référence est plat mais a une amplitude de 2. Pour Mexico, le rapport à la station de référence reste **inférieur à 2** avec une "bosse" à 0.5Hz.

- Duval (1994) a traité plusieurs expériences en France et au Vénézuéla. Les résultats sur les rapports H/V sur le rocher sont contrastés. Si dans certains cas, les courbes sont plates avec une amplification inférieure à 2, certaines références, situées sur du rocher a priori sain montrent des amplifications plus importantes.

- Yamanaka et al. (1994) ont fait une étude sur les rapports H/V sur deux stations. L'une d'elle est située sur du schiste cristallin. Les courbes de la méthode H/V Bruit sont **plates, avec une amplification inférieure à 2**, pour des fréquences entre 0.1 et 5Hz. Il n'y a pas de résultats pour les fonctions récepteurs sur cette station sur le rocher.

- Nous avons montré lors de l'expérience de Grenoble que sur les stations de référence (à Grenoble) et aux endroits où il n'y a pas eu de dégâts (à Annecy), les rapports H/V Bruit sont **plats avec une amplitude inférieure à 2**.

- Chàvez-Garcìa et al. (1997) ont conduit une étude dans une vallée en Nouvelle-Zélande. Ils ont utilisé une station de référence et installé plusieurs stations sur le rocher. Les rapports spectraux classiques, comme les rapports H/V, pour les stations au rocher sont plat avec une amplitude ne dépassant pas 2.

- Fouissac (1997) sur des données acquises sur le site de Fos sur Mer dans le sud de la France obtient des rapports H/V plats avec une amplitude voisine de 1 sur toute la gamme de fréquence pour un site au rocher.

La conclusion de cette étude bibliographique sur les sites de référence montre que, en moyenne, les rapports H/V Bruit sur ces sites sont plats et compris entre 0.5 et 2. Ce résultat ne semble pas valable sur les stations en fond de puits, ni sur les stations situées sur des topographies. Ceci tendrait à prouver que ces stations ne sont pas de bonnes références. Donc, la méthode H/V Bruit est un bon moyen de vérifier très rapidement et facilement si une station

ne peut pas servir de référence dans des études nécessitant une telle station.

Par contre, la méthode des fonctions récepteurs semble donner des résultats différents, avec des courbes plus instables et des amplifications plus importantes.

Les résultats en fond de puits laissent un peu perplexes. En effets, les rapports ne sont pas égaux à un et sont même dans un cas très agités. L'hypothèse émise par Nakamura semble fausse. D'un autre côté, sur les sites rocheux le rapport H/V est plat et d'amplitude très faible.

5.3.2 Le rapport H/V Bruit et les effets topographiques.

Une des études précédentes a montré que le rapport H/V à une station de référence située sur une topographie montrait un pic à une fréquence qui correspond à la fréquence de résonance de la structure. Nous allons étudier ici d'autres cas pour confirmer ou infirmer ce résultat.

- Nous avons vu dans le paragraphe précédent que Lermo et Chavez-Garcia (1993) ont utilisé une station de référence, lors de leur expérience à Acapulco, située sur une topographie. Le rapport H/V Bruit sur cette station montre un pic à la fréquence de 5Hz. Une étude théorique sur la topographie a montré que sa fréquence de résonance était comprise entre 5 et 6.5Hz. Dans ce cas, le rapport H/V Bruit semble utile pour déterminer la fréquence de résonance de la topographie.

- Duval (1994) a calculé le rapport H/V Bruit sur plusieurs topographies. Sur les collines du château de Nice, ce rapport est amplifié d'un facteur 5 entre 2 et 4Hz, ce qui correspond sans doute à la résonance de la structure. Sur le site de la colline du Cimiez, il y a une amplification plus faible (facteur 2.5) à la fréquence de 3Hz. Sur deux sites à Monaco, les rapports H/V Bruit sont faiblement amplifiés à 3Hz et augmentent jusqu'à un rapport de 5 à haute fréquence. Cette dernière amplification semble due au trafic routier sur ces deux points. Dans le cas d'un profil topographique escarpé (Château de Piène), les rapports H/V Bruit sont amplifiés à des fréquences qui correspondent aux fréquences de résonance de la structure (déterminées par Nechtschein et al. (1995) et Pedersen (1994c)).

- Chavez-Garcia et al. (1996) ont étudié une structure topographique en Grèce. N'ayant pas de station de référence, ils ont comparé les rapports H/V Bruit avec des simulations

numériques et ont trouvé une bonne corrélation. Le niveau d'amplification était relativement faible (de l'ordre de 2-3) mais les fréquences théoriques et expérimentales étaient les mêmes.

- Lors de l'expérience à Volos (LeBrun, 1993) il ne nous a pas été possible de mettre en évidence la fréquence de résonance de la topographie par la méthode H/V.

- Nous avons vu lors de l'expérience à Corinthe que la méthode H/V Bruit pouvait permettre de déterminer la fréquence de résonance de la structure.

Les études sur les effets topographiques par la méthode de H/V Bruit donnent donc des résultats très variables. Il n'est pas possible de donner une tendance, des topographies de même forme (cylindriques ou très escarpées) donnant des résultats très différents. Ceci peut provenir du fait que l'effet topographique est faible pour des topographies cylindriques. Nous n'avons pas d'explication pour les différences obtenues entre les résultats des rapports H/V Bruit pour les cas du Château de Piène et du Saint Eynard qui sont deux topographies très escarpées. Il faut tout de même préciser que les résultats de la méthode des rapports spectraux donnent des résultats aussi différents entre les topographies, et que de manière générale, les deux méthodes sont en accord. Les différences entre les résultats des rapports H/V Bruit sont alors sans doute le reflet des différences de réponse des structures étudiées.

5.3.3 Le rapport H/V Bruit et les dépôts alluviaux et sédimentaires.

Dans la troisième partie de cette étude bibliographique nous allons regarder, dans le cas de dépôts alluviaux, si l'on peut faire une corrélation entre la géologie, les rapports spectraux, les modélisations et la présence ou non de pics sur le rapport H/V Bruit.

- Pour les 3 expériences traitées par Lermo et Chavez-Garcia (1993), il y a un très bon accord entre le rapport H/V et les rapports spectraux pour les fréquences comme pour le niveau d'amplification. Les fréquences de résonance varient entre 0.3 et 3 Hz. Quelque soit le sol (sol mou, zone du lac à Mexico ou zone de transition), la corrélation entre les deux méthodes est bonne. Les pics sur les rapports H/V sont bien marqués.

- Field et Jacob (1995b), comparent 3 sites sur des argiles molles et un site sur des alluvions quaternaires. Dans les deux cas, la fréquence de résonance est de 0.8Hz. Les rapports spectraux ont une amplitude plus importante que les rapports H/V Bruit, mais la fréquence

est bien déterminée par les deux méthodes. Par contre, les rapports spectraux montrent une deuxième amplification à une fréquence de 2Hz qui n'est pas visible sur les rapports H/V Bruit. Ces fréquences à 2Hz sont visibles sur les courbes des fonctions-récepteurs.

- L'étude de Lachet et al. (1996) à Thessalonique a permis d'instrumenter plusieurs sites. Pour les sites sur les sédiments, les contrastes de vitesses entre les différentes couches sont assez faibles. Il n'y a pas de donnée géotechnique à grande profondeur. Pour les stations situées sur les couches les plus épaisses de marne calcaire, les rapports H/V Bruit ne montrent pas de pic et les rapports spectraux ont des pics très peu marqués. Le résultat est le même pour deux stations situées sur un dépôt Holocène de faible épaisseur. Pour deux autres stations, situées sur deux formations géologiques différentes l'une de l'autre, deux pics apparaissent sur les rapports spectraux, tandis que seul le premier est visible sur les rapports H/V Bruit, avec une amplitude plus faible. Sur les deux dernières stations de l'expérience, situées aussi sur deux formations différentes, les rapports spectraux et les rapports H/V ont des courbes très similaires avec un seul pic bien marqué.

- Sur l'expérience de Field et al (1995b) à Giumri, les auteurs ont comparé les rapports spectraux avec les rapports H/V Bruit sur trois sites installés sur des sédiments. La profondeur et la nature des sédiments ne sont pas précisées. Dans les trois cas, les deux méthodes donnent la même fréquence de résonance mais pas la même amplitude (il y a un facteur 8 entre les deux avec les rapports spectraux supérieurs aux rapports H/V Bruit). Les pics sont très bien marqués.

- Gitterman et al. (1996) comparent les deux méthodes expérimentales précédentes avec des fonctions de transfert théoriques d'ondes SH à incidence verticale. Les pics sont très nets et il y a une très bonne corrélation entre les 3 méthodes, tant pour la fréquence de résonance que pour le niveau d'amplification. Les deux sites sont sur des sédiments peu consolidés déposés sur des roches volcaniques.

- Dans l'expérience de Toshinawa et al. (1997) qui s'est déroulée à Christchurch en Nouvelle Zélande, les deux sites pour lesquels des figures sont montrées correspondent à des alternances d'argiles et de gravier. Pour les deux sites, les rapports spectraux montrent un premier pic peu net à une fréquence très basse (0.2Hz), pic qui n'est pas visible sur les rapports H/V Bruit. Le deuxième pic, très net, des rapports spectraux est visible aussi par la méthode H/V Bruit mais l'amplitude est deux fois plus faible.

- Dans son expérience à San Fernando, Bonilla et al. (1997) comparent sur 15 stations les rapports H/V Bruit et les résultats d'une inversion généralisée sur les ondes S. La forme des deux courbes est la même pour toutes les stations, par contre l'amplitude diffère souvent avec les rapports H/V Bruit systématiquement inférieurs. Il n'y a pas de relation entre la géologie sous la station et la présence d'un pic marqué ou avec l'amplitude.

- Dans sa comparaison effectuée sur les données de puits à Garner Valley, Théodulidis et al. (1996) utilisent des répliques et non du bruit. Il y a une bonne corrélation pour ce qui est de la fréquence de résonance, entre les rapports spectraux, les fonctions récepteurs et les fonctions de transfert théoriques d'ondes SH. Par contre, l'amplitude diffère et, là encore, les fonctions récepteurs sont inférieures.

- Malagnini et al. (1996) montrent la comparaison entre rapports H/V Bruit et rapports spectraux sur un seul site situé sur 50 m d'argiles Pliocène. La fréquence de résonance est la même, les rapports H/V Bruit sont inférieurs en amplitude.

- Seekins et al. (1996) comparent deux stations installées sur environ 80m d'argiles molles. Dans les deux cas, il y a un pic bien marqué pour les deux méthodes à 1Hz, avec l'amplitude des rapports H/V Bruit inférieure. Sur une des stations, il y a un deuxième pic visible avec les deux méthodes avec la même amplitude.

- Sur différents profils à San Francisco, Ohmachi et al. (1991) voient une modification de la fréquence de résonance et de l'amplification avec l'épaisseur de la couche sédimentaire. Il n'y a pas de comparaison avec d'autres méthodes.

- Lors d'une expérience dans une vallée sédimentaire en Grèce, Riepl et al. (1997) comparent les rapports H/V Bruit et les rapports spectraux. Il y a plusieurs cas où les deux méthodes donnent des résultats très différents en fréquence comme en amplitude. Par contre, pour une station les deux courbes sont très similaires. Dans tous les cas, les rapports H/V Bruit permettent au mieux de déterminer la fréquence de résonance.

- Yamanaka et al. (1994) ont utilisé la méthode H/V Bruit sur plusieurs stations situées sur des sédiments tertiaires. Pour une station, ils ont comparé cette méthode avec les fonctions récepteurs. Ils trouvent que les deux méthodes permettent de déterminer la fréquence de résonance du site, mais que la courbe des fonctions récepteurs est beaucoup plus chahutée que celle du rapport H/V Bruit. Pour les 6 autres stations sur les sédiments, les auteurs

ont inversé les fréquences de résonance obtenues pour déterminer la profondeur du socle. Leur résultat est en bon accord avec des données de gravimétrie.

- Teves-Costa et al. (1996) ont effectué des mesures dans la ville de Lisbonne (Portugal). Ils ont pu comparer les résultats avec la géologie et avec la méthode des rapports spectraux. Ils trouvent un bon accord entre la fréquence de résonance observée et la fréquence théorique déduite de l'épaisseur des couches. De même, il y a un bon accord avec des rapports spectraux calculés à partir de l'enregistrement d'un tir.

- Fouissac (1997) a comparé les résultats des rapports H/V Bruit avec des fonctions de transfert théoriques calculées par un modèle 1D. L'auteur trouve un bon accord entre les deux méthodes pour ce qui est de la fréquence de résonance des couches superficielles.

- Nous avons montré à Annecy que les rapports H/V Bruit semblent corrélés avec la géologie. Les fréquences de résonance sont plus basses au centre du bassin qu'aux bords. Ces rapports semblent aussi être corrélés aux dégâts.

- A Grenoble, les rapports H/V Bruit varient en fonction de la distance aux bords du bassin (et donc sans doute en fonction de l'épaisseur de dépôt). Les connaissances géologiques ne sont pas suffisamment importantes pour faire une corrélation précise. En ce qui concerne l'existence d'un deuxième pic sur les rapports H/V Bruit, les résultats sont très dépendants de la station étudiée. Dans tous les cas, si ce deuxième pic est visible, l'amplitude est beaucoup plus faible que pour les rapports spectraux.

- Chàvez-Garcìa et al. (1997) sur une expérience en Nouvelle-Zélande observent un bon accord, tant sur la fréquence de résonance que sur la valeur de l'amplification, entre les rapports spectraux, la méthode H/V Bruit et l'inversion généralisée. La valeur de la fréquence de résonance est cohérente avec les données géotechniques du sol de la vallée.

Cette étude bibliographique sur des expériences menées sur des dépôts sédimentaires ou alluviaux ne permet pas de faire une relation entre les différents paramètres des rapports H/V Bruit (présence de pic marqué, amplitude, présence de deuxième pic) et la géologie. En effet, certaines expériences ont montré des résultats très différents sur des sites dont la géologie était très proche.

En reprenant certaines conclusions de l'article de Bard et al. (1997) qui comparent qualitativement les trois méthodes expérimentales présentées dans le chapitre 1 sur 7 expériences

différentes, on peut conclure que :

- La méthode H/V Bruit permet de dire si une station ne peut pas servir de référence.
- Les stations en fond de puits ont des rapports H/V Bruit qui ne sont pas plats et qui ont dans quelques cas des pics importants.
- La méthode H/V Bruit permet, de la même manière que la méthode des rapports spectraux, de déterminer la fréquence de résonance d'un site, fréquence en dessous de laquelle il n'y a pas d'amplification.
- L'amplitude à la fréquence de résonance déterminée par la méthode H/V Bruit est inférieure ou égale à celle déterminée par les rapports spectraux.
- Il ne semble pas que le fait qu'il y ait égalité ou non entre les deux amplitudes soit lié à la géologie telle que nous la connaissons.
- De même, si les rapports spectraux montrent un pic à une fréquence supérieure, ce pic n'est pas toujours visible sur les rapports H/V Bruit et le fait qu'il soit visible ne semble pas lié à la géologie.
- Les courbes des rapports spectraux et des rapports H/V Bruit ont des formes similaires en dessous de la fréquence de résonance.

5.4 Conclusions sur la méthode.

D'après ce qui précède, on peut affirmer que la méthode H/V Bruit permet de déterminer la fréquence de résonance d'un site. Les expériences de Caille, Mexico et Grenoble entre autres montrent que cette fréquence est très variable sur des petites distances (de la dizaine à la centaine de mètres). Son faible coût et sa facilité de mise en oeuvre en font donc une méthode utilisable pour les ingénieurs parasismiques ou les bureaux d'études pour les études d'aléa sismique local et de microzonage sismique. Il faut quand même noter quelques précautions lors de l'utilisation.

1. Cette méthode ne permet pas de donner l'amplitude du mouvement du sol à la fréquence de résonance.
2. Nous avons montré sur un exemple que la méthode n'est, heureusement, pas sensible au capteur utilisé, tant que l'on s'intéresse à des fréquences pour lesquelles la réponse du capteur est connue. Cependant, dans plusieurs cas, l'utilisation de capteurs accélérométriques nous a posé des problèmes pour l'interprétation des résultats. Ces capteurs étant conçus pour enregistrer des mouvements forts, nous les déconseillons lors de l'utilisation de la méthode H/V Bruit, du moins, dans des endroits calmes lorsque le bruit de fond est faible.
3. Nous avons aussi montré que la méthode est sensible aux sources de bruit très proches telles que les voitures et les piétons. Nous conseillons donc de faire les mesures dans des endroits les plus calmes possibles, voire la nuit dans les grandes villes, pour faciliter l'interprétation des résultats.
4. Il a été montré par plusieurs auteurs (Duval, 1994; Fouissac, 1997) que les rapports H/V Bruit sont stables dans le temps. Nous avons vu sur l'expérience de Grenoble que cela est vrai pour la fréquence de résonance mais pas pour l'amplitude.
5. La longueur de fenêtre utilisée doit être adaptée à la fréquence de résonance attendue. Pour éviter de mauvaises surprises, il est conseillé de prendre des fenêtres de 30s.
6. Concernant le nombre de fenêtres sur lequel les rapports spectraux sont calculés, nous avons vu sur un exemple que cela ne change pas les résultats de façon significative. Nous avons essayé de faire un compromis entre réduire le temps d'acquisition et s'assurer de la stabilité des résultats. Nous avons finalement utilisé 20 fenêtres de 30s.

Pour pouvoir appliquer cette méthode "en aveugle", il faut faire au préalable des expériences sur des sites dont les caractéristiques géotechniques sont connues avec la même précision que celle permise par la méthode. Cela a été fait sur l'Euroseistest en Grèce, et il faudrait reconduire l'expérience sur des terrains variés.

De même, il faut mener des expériences en réseau afin de mieux connaître la nature du bruit de fond en terme de composition d'ondes et de provenance. Couplées à des simulations numériques, ces expériences permettraient de mieux comprendre la méthode et les raisons pour lesquelles elle permet d'obtenir seulement la fréquence de résonance et non l'amplitude ni les modes supérieurs et les fréquences de résonance de plusieurs couches.

Conclusion générale et perspectives.

Cette thèse, par le traitement de trois expériences sur les effets de site, avait plusieurs objectifs. De façon générale, nous cherchions à comparer entre elles les méthodes expérimentales habituellement utilisées pour la recherche des effets de site, surtout la méthode dite de Nakamura. En effet, cette méthode pourrait être un moyen peu cher et rapide pour déterminer la fréquence de résonance d'un site.

Les autres objectifs de ce travail étaient de pouvoir déterminer pour chaque expérience, la réponse du sol à des sollicitations sismiques. Nous avons donc traité trois géométries différentes i) les effets d'une topographie à Corinthe ii) les effets d'une vallée alluviale profonde à Grenoble et iii) les effets d'une couche sédimentaire plus mince à Annecy. Voici les diverses conclusions que nous avons pu déduire de ces trois expériences.

Les effets topographiques.

Nos résultats, obtenus tant avec les méthodes expérimentales qu'avec la modélisation 3D, mis en relation avec d'autres expériences, indiquent que l'effet topographique est faible. Les seules exceptions paraissent être les topographies vraiment très escarpées. Dans ce cas, les résultats sont très dépendants du site étudié, et il faudrait pouvoir estimer les effets dus à la géométrie de la structure.

Les diverses expériences ayant utilisé la méthode Nakamura pour le calcul de l'effet topographique ont donné des résultats très contrastés. Il faudrait faire d'autres comparaisons pour confirmer ceci et surtout pour en comprendre la raison. En effet, cette méthode est basée sur la présence d'ondes de Rayleigh se propageant dans le milieu étudié. Or, il n'y a aucune raison pour qu'une topographie soit le lieu de propagation de telles ondes.

Les effets importants trouvés à l'une des stations lors de l'expérience de Corinthe ne sont pas expliqués. Nous pensons que cela vient d'un effet très local (fracturation, altération), qui n'est pas visible en surface. En effet, les différentes possibilités d'effets géométriques semblent avoir été éliminées.

Les tests faits sur la méthode des rapports spectraux ont permis de conclure que les résultats

sont indépendants de l'azimut du séisme. Nous avons aussi montré que la distance n'influençait pas les résultats, même si elle est du même ordre de grandeur que la distance entre les stations.

L'expérience d'Annecy.

Cette expérience nous a permis de comparer les résultats expérimentaux aux dégâts observés lors du séisme. Malheureusement, la carte des dégâts n'est pas exhaustive, surtout en ce qui concerne la fréquence de résonance des bâtiments touchés.

Nous avons quand même pu mettre en évidence que les sites sur lesquels les dégâts étaient faibles ont une fonction de transfert plate, contrairement aux autres sites plus touchés par le séisme. Nous avons pu vérifier ceci dans une ville située à 15km de l'épicentre mais qui a subit plus de dégâts que des villages plus proches de la zone épicentrale.

La fréquence de résonance, calculée par la méthode des rapports spectraux ou la méthode Nakamura, varie de manière importante entre des points distants de seulement 500m.

Cette fréquence de résonance semble liée à l'épaisseur de la couche sédimentaire. La fréquence est plus faible au centre, là où cette couche est épaisse, et plus élevée aux bords. Ceci a particulièrement été démontré lors d'une étude sur un profil entre le bord de la vallée et son centre.

Lors de cette expérience, nous avons pu montrer que la méthode des rapports spectraux pouvait être appliquée même si les séismes utilisés sont au milieu du réseau de stations. Ceci a été confirmé par l'utilisation de l'inversion généralisée.

L'étude sur la méthode des fonctions de Green empiriques a montré que cette méthode est très sensible aux paramètres de sources choisis surtout quand on travaille en source proche. Néanmoins, cela semble une méthode intéressante, dans des régions à faible sismicité, pour estimer l'accélération maximale et la durée du mouvement du sol lors d'un séisme important. Les données acquises à Annecy lors de la mission AFPS suite au séisme pourraient ainsi permettre une étude de sensibilité plus poussée que celle que nous avons pu faire.

De même, l'expérience de mesure de bruit de fond pourrait être affinée et les résultats comparés aux dégâts effectifs lors du séisme, ce qui permettrait la mise en relation de la fréquence de résonance du sol avec celle des bâtiments considérés et des dégâts subis par ces constructions.

L'expérience de Grenoble.

L'ensemble des données acquises à l'aide d'un réseau temporaire a montré la variabilité de la réponse du sol dans le bassin grenoblois. Sur certains sites, les rapports spectraux sont amplifiés d'un facteur 8 sur une bande de fréquence entre 0.3 et 6Hz, alors que sur d'autres sites, ils décroissent très vite après la première amplification.

Nous avons montré que la fréquence de résonance du bassin est comprise entre 0.25Hz, pour les sites les plus au centre, et 6Hz pour ceux en bordure du bassin. Cette gamme de fréquence est typique de celle des bâtiments (les tours de 30 étages de Grenoble ont une fréquence de résonance de 0.6Hz.).

La méthode Nakamura nous a permis de faire une carte des fréquences de résonance du bassin grenoblois. Cette fréquence varie très vite sur les bords et reste stable au milieu du bassin, ce qui semble cohérent avec les pentes importantes des collines bordières.

Les mesures de rapports H/V sur les hauteurs autour de Grenoble ont montré dans tous les cas une fonction de transfert plate, avec une amplification faible. Ces sites ne semblent donc pas sujets aux effets de site.

Il nous manque malheureusement des données géotechniques précises pour pouvoir corréler nos résultats à la géologie locale. Nous avons en effet des différences entre les rapports spectraux et les rapports Nakamura que nous ne pourrions expliquer que par des différences de contraste de densité, de vitesse de propagation des ondes et d'épaisseur des couches que nous ne connaissons pas.

La simulation de mouvements forts a permis de mettre en évidence qu'un séisme de magnitude supérieure à 5 proche de Grenoble pourrait avoir des conséquences importantes pour

l'agglomération. Nous avons aussi montré que les règles parasismiques PS 92, ainsi que la loi d'atténuation utilisée, ne prenaient pas assez en compte les effets locaux. Il nous semble important d'inclure ces effets dans des règles de construction.

La méthode Nakamura.

Nous avons déjà donné quelques conclusions sur cette méthode qui nous semble utilisable pour déterminer la fréquence de résonance du sol, fréquence en dessous de laquelle il n'y a pas d'amplification. La fréquence ainsi déterminée correspond la fréquence de résonance de la couche présentant le plus fort contraste d'impédance avec le milieu sur lequel elle repose.

De même, quand il y a deux couches bien distinctes dans le sol, il semble que les rapports Nakamura puissent mettre en évidence les deux fréquences de résonance. Là encore, il faudrait faire des mesures sur des sites dont la géologie est connue avec une grande précision.

Cette méthode permet la conception de carte de fréquences de résonance d'un bassin. Mais, encore une fois, les variations de cette fréquence sont importantes sur des distances très petites. Il est donc nécessaire de faire de telles expériences sur des sites dont la géologie est connue à la même échelle que les mesures faites, pour faciliter les interprétations d'expériences futures.

Cette méthode est aussi utile pour déterminer si un site ne peut pas servir de référence dans une étude utilisant les rapports spectraux. Par contre, elle ne permet pas de déterminer l'amplification du mouvement du sol.

Un autre problème à résoudre, à notre avis, à propos de cette méthode, est de savoir pourquoi elle permet de donner la fréquence de résonance du sol, même dans le cas d'une topographie. Pour cela, des analyses expérimentales en réseau et des études numériques et instrumentales sur les ondes de Rayleigh et ondes de volumes sont nécessaires. De telles études sont en cours et les résultats pourront permettre une meilleure utilisation de la méthode.

Références Bibliographiques.

AFNOR (1995). Règles de construction parasismiques. Règles PS applicables aux bâtiments, dites règles PS 92. AFNOR, Paris, norme française NF P 06-013.

Ambraseys, Simpson and Bommer (1996). Prediction of horizontal spectra in Europe. *Earthq. Engng. Struct. Dyn.*, 25, 371-400.

Ammon, C.J. (1991). The isolation of receivers effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.

Andrews, D.J. (1986). Objectives determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C.H. Scholz (Editor), American Geophysical Union, Washington, D. C., 259-268.

Ashford S.A. and Sitar N. (1994). Seismic response of steep natural slopes , report No. UCB/EERC 94-05, Earthquake Engineering Research Center, College of Engineering, University of California at Berkeley.

Ashford S. A., and N. Sitar (1997). Analysis of topographic amplification of inclined shear waves in a steep coastal bluff. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 692-700.

Bard, P.-Y., A.-M. Duval, B. LeBrun, C. Lachet, J. Riepl and D. Hatzfeld (1997). Reliability of the H/V technique for site effects measurement: an experimental assesment. Submitted to *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*

Bonilla, F. L., J. H. Steidl, G. T. Lindley, A. G. Tumarkin, and R. Archuleta (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, Coda, and H/V methods. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 710-730.

Boore, D. M., and W. B. Joyner (1997). Site amplifications for generic rock sites. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 327-341.

Borcherdt, R.D., and J.F. Gibbs (1970). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 467-500.

Bouchon, M., C. A. Schultz and M. N. Toksoz (1996). Effect of three-dimensional topography on seismic motion. *J. Geophys. Res.*, 101, 5835-5846.

Bour, M. and M. Cara (1997). Test of a simple empirical Green's function method on moderate-sized earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 668-683.

Brambati, A., E. Faccioli, E.B. Carulli, F. Culchi, R. Onofri, S Stefanini, and F. Ulcigrai (1980). Studio de microzonizzazione sismica dell'area di Tarcento (Friuli), Edito da Regiona Autonoma Friuli-Venezia-Giulia (en italien).

Celebi, M. (1987). Topographic and geological amplifications determined from strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1147-1167.

Chavez-Garcia, F. J., L. R. Sanchez and D. Hatzfeld (1996). Topographic site effects and HVSR. A comparison between observation and theory. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 86, 1559-1573.

Chavez Garcia, F.J., W.R. Stephenson, and M. Rodrìguez (1997). Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand. A case history to compare 1D vs 2D site effects. Submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*.

Cornou C. (1997). Étude des premières donnés du Réseau Accélérométrique Permanent. Stage de D.E.A., Université L. Pasteur, Strasbourg, 30p.

Courboulex, F., A. Deschamps, M. Cattaneo, F. Costi, J. Déverchère, J. Virieux, P. Auliera, V. Lanza and D. Spallarossa (1997). Source study and tectonics implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake (M_L=4.7). *Tectonophys., Submitted.*

Dan, K, T. Watanabe, T. Tanaka, and R. Sato (1990). Stability of earthquake ground motion synthetised by using different small-event records as empirical Green's functions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1433-1455.

Dominique, P. et J.L. Blès avec la collaboration de Deverly F., Berthier F., et Rosset P. (1996) Séisme d'Annecy (Haute-Savoie, France) du 15 juillet 1996: rapport de mission. Rapport BRGM R39029, 55p., 6 fig., 3 annexes, 63 photos.

Duval, A.M. (1994). Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: Évaluation expérimentale. Thése de Doctorat, Université P. et M. Curie, Paris.

Field, E. H., and K. H. Jacob (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophys. Res. Letters*, 20, 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, and H. A. Abramian (1995a). Earthquake site-response study in Giurmri (formerly Leninakan), Armenia, using ambiant noise observations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 349-353.

Field, E. H., and K. H. Jacob (1995b). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1127-1143.

Finn, W.D.L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation. In *Proc. Fourth Inter. Conf. on Seismic Zonation, Stanford, California*, Vol. I, 199-259. EERI, 1991.

Fouissac, D. (1997). Estimation des effets de site géotechniques par méthodes expérimentales. Validité et utilisation de la technique de Nakamura. *Rapport BRGM R39246*, 105p., 39 fig., 4 Tbl., 1 annexe.

Frankel, A. (1991). High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex ruptures, b value, and the scalling of stength on fault. *J. geophys. Res.* 96, 6291-6302.

Frankel A. (1995). Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes: the Loma Prieta mainshock as a test case. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 114-1160.

Géli, L., P.Y. Bard and B. Jullien, (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 42-63

Gitterman, Y., Y. Zaslavsky, A. Shapira, and V. Shtivleman (1996). Empirical site response evaluations: case studies in Israel. *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*, 15, 447-463.

Godefroy P., J. Lambert , A. Levret, and P. Vaskou (1990). The french macroseismic data base "SIRENE". Proc. of the XXIInd General Assembly of the European Seismological Commission, Barcelone, 17-22 sept. 1990, pp 377-382.

Hartzell, S.H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's function. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.

Hutchings, L.J., S.P. Jarpe, P.W. Kasameyer, and W. Foxall (1996). Synthetic strong ground motions for engineering design utilizing empirical Green's functions. *11th World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico.

Izutani, Y., and F. Katagiri (1992). Empirical Green's function corrected for source effect. *Earthq. Engng. Struct. Dyn.*, 21, 341-349.

Lachet, C., D. Hatzfeld, P.Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou and A. Savvaidis (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1692-1703.

Lachet, C. (1996). Observation des séismes en milieu urbain : Méthodes simples d'études des effets de site et de simulation des mouvements forts. Thése de Doctorat, Université J. Fourier, Grenoble, 245p.

Lachet, C., and P.Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations of the possibilities and limitations of the "Nakamura's" technique. *Journal of physics of the earth.* Vol. 42, 377-397.

Langston. C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic P and S waves. *J. geophys. Res.*, 84, 4749-4762.

LeBrun, B. (1993). Effets de site, étude de deux configurations particulières. Diplôme d'Ingénieur de l'École et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg. 108p.

Levret, A., C. Loup, and X. Goula (1986). The Provence earthquake of June 11th, 1909 (F rance) : New assessment of near-field effects. Proceedings of the 8th European Conference of Earthquake engineering, Lisbon, September 1986. vol. 2, 4.2.79.

Lermo, J., and F.-J. Chávez-Garcìa (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1574-1594.

Madariaga R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 639-666.

Madariaga, R. and G. Perrier (1991). Les tremblements de terre. *Presses du CNRS*, 210p.

Malagnini, L., P. Tricarico, A. Rovelli, R.B. Herrmann, S. Opice, G. Biella, and R. de Franco (1996). Explosion, earthquake, and ambient noise recordings in a Pliocene sediment-filled valley: inferences on seismic response properties by reference and non-reference site techniques. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 670-682.

Mangino, S.G., G. Zandt, and C.J. Ammon (1993). The receiver structure beneath Mina, Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 542-569.

Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Report*, Vol 30, No 1, RTRI, Japan.

Nechtschein S., P. Y. Bard, J.C. Gariel, J.P. Ménéroud, P. Dervin, M. Cushing, C. Gaubert, S. Vidal and A.M. Duval (1995). A topographic effect study in the Nice region, Proceedings of the fifth international conference on seismic zonation, Nice, October 1995. vol. 2, 1067-1074.

Nogoshi M., and T. Igarashi (1971). On the propagation characteristics of microtremors. *Jour. Seism. Soc. Japan.* Vol 23, 264-280.

Ohmachi, T., Y. Nakamura, and T. Toshinawa (1991). Ground motion characteristics of the San Fransisco Bay area detected by microtremors measurements. *Second International Conference on Recent Advanced in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, St Louis, Missouri, 1643-1648.

Pavic, R. (1997). Méthode des fonctions de Green empiriques. Etude de sensibilité en vue d'une application en ingénierie. Diplôme d'Ingénieur de l'École et Observatoire des Sciences de la Terre. 90p.

Pedersen H., F.J. Sanchez-Sesma and M. Campillo (1994a). Three-dimensional scattering by two-dimensional topographies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1169-1183.

Pedersen H., Le Brun B., Hatzfeld D., Campillo M., Bard P.Y. (1994b). Ground-motion ampl itude across ridges. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1786-1800.

Pedersen H.A. (1994c). Étude de la diffraction tridimensionnelle des ondes sismiques dans les structures à géométrie bidimensionnelle. Développement théorique et applications. hèse de l'université J. Fourier, Grenoble.

Riepl, J., P.-Y. Bard, D. Hatzfeld, C. Papaioannou and S. Nechtschein (1997). Detailed evaluation of site response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (Euro-seistest). Submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*.

Seekins, L.C., L. Wennerberg, L. Margheriti, and H.-P. Liu (1996). Site amplification at five locations in San Fransisco, California: a comparison of S waves, Coda and microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 627-635.

Spudich, P., M. Hellweg, and W.H.K. Lee (1996). Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake : implications for main shock motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86 S193-S208.

Steidl J. H., A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta (1996). What is a reference site?. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86 1733-1748.

Teves Costa, P., L. Matias and P.-Y. Bard (1996). Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. *Soil Dyn. and earthq. Eng.*, 15, 201-209.

Théodulidis, N., P.-Y. Bard, R. Archuleta and M. Bouchon (1996). Horizontal-to-Vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 306-319.

Toshinawa, T., J. J. Taber, and J. B. Berril (1997). Distribution of ground motion intensity inferred form questionnaire survey earthquake recordings, and microtremors measurements-A case study in Christchurch, New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 356-369.

Thouvenot, F., J. Fréchet, P. Tapponnier, J.-C. Thomas, B. LeBrun, G. Ménard, R. Lacassin, L. Jenatton, J.-R. Grasso, O. Coutant, A. Paul, and D. Hatzfeld (1997). The M_L-5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 15 july 1996: a long-awaited event on the Vuache fault. submitted to *Geophys. J. Int.*.

Tressols, F. (1996). Détermination de l'évolution temporelle des vecteurs d'onde pour la détection d'arrivées multiples : L'analyse temps-fréquence-vecteur d'onde. Thèse de doctorat, Université de Nice Sophia-Antipolis. 165p.

Vallon, M., F. Bonnaffé, X. Janson, M.C. Mieulet, L. Reynaud, E. Téssais (1996). Carte des isopaches du remplissage quaternaire de la cuvette grenobloise déduite des anomalies gravimétriques. *Rapport interne du Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'environnement.*

Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida, and M. Niwa (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 6, 1831-1841.

Zeng, Y., J.G. Anderson and G. Yu. (1994). A composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions. *Geophys. Res. Let.* 21, 725-728r.

Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier Grenoble I

Titre de l'ouvrage :

Les effets de site : étude expérimentale et simulation de trois configurations.

Auteur: Benoit Le Brun

Établissement: Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique.

Résumé

Les conditions locales de sol sont un des facteurs influençant le mouvement du sol lors d'un séisme. Cette thèse se propose de déterminer l'effet de ces conditions locales dans le cas de topographies et de vallées sédimentaires. Nous avons ainsi utilisé trois jeux de données acquis dans des contextes différents, que nous avons analysé par des méthodes expérimentales : les rapports spectraux par rapport à une station de référence, les rapports spectraux entre les composantes horizontales et verticales calculés sur des enregistrements sismiques et sur le bruit de fond. Nous avons aussi utilisé la méthode des fonctions de Green empiriques pour simuler le mouvement du sol lors d'un séisme majeur ainsi que des méthodes numériques pour calculer les fonctions de transfert des sites et les comparer aux résultats expérimentaux. Nous avons traité d'une part les effets d'une topographie de grandes dimensions sur les mouvements sismiques, à partir d'une expérience qui s'est déroulée à Corinthe en 1993. Cette étude a montré que l'effet de topographies lisses et cylindriques sur le mouvement du sol est faible et que les fortes amplifications qui peuvent être constatées sont dues à des hétérogénéités de la géologie. D'autre part nous avons étudié les effets d'une couche sédimentaire à partir de deux expériences à Grenoble en 1995 et à Annecy en 1996. L'expérience de Grenoble a montré que le mouvement du sol dans la vallée est amplifié sur une bande de fréquence de 0.5Hz à 5Hz avec des amplifications de 10. L'étude fine de microzonage a pu mettre en évidence une variation de la fréquence de résonance avec l'emplacement de la station. La simulation de mouvements forts a montré que des séismes de magnitude 6.4 à des distances supérieures à 80km pouvaient amener des accélérations de l'ordre de 5% de g. L'étude à Annecy, suite au séisme d'Epagny du 15 juillet 1996, a montré une corrélation entre les résultats des méthodes expérimentales et les dégâts observés lors du choc principal.

Mots clés:

Risque sismique - Effets de site - Rapports spectraux - Microzonage - Fonctions de Green - Simulation - Vallée alluviale - Topographie