



HAL
open science

Analyse des données accélérométriques pour la caractérisation de l'aléa sismique en France métropolitaine

Stéphane Drouet

► **To cite this version:**

Stéphane Drouet. Analyse des données accélérométriques pour la caractérisation de l'aléa sismique en France métropolitaine. Autre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2006. Français. NNT : . tel-00086503

HAL Id: tel-00086503

<https://theses.hal.science/tel-00086503>

Submitted on 19 Sep 2006

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.

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER
U.F.R. Sciences et Vie de la Terre

THÈSE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III
Géophysique
présentée et soutenue
par

Stéphane DROUET

le 9 mai 2006,

**ANALYSE DES DONNÉES ACCÉLÉROMÉTRIQUES POUR
LA CARACTÉRISATION DE L'ALÉA SISMIQUE EN
FRANCE MÉTROPOLITAINE.**

sous la co-direction de :

Annie SOURIAU (OMP/UPS, Toulouse)
Fabrice COTTON (LGIT/UJF, Grenoble)

devant le jury composé de :

M. Michel Cara	Rapporteur	Professeur, EOST, Strasbourg
M. Domenico Giardini	Rapporteur	Professeur, ETH, Zürich
M. Michel Rabinowicz	Examineur	Professeur des Universités, OMP, Toulouse
M. Bruno Feignier	Examineur	Ingénieur-chercheur, CEA, Paris
Mme Annie Souriau	Directeur de thèse	Directeur de recherche, OMP, Toulouse
M. Fabrice Cotton	Directeur de thèse	Professeur, LGIT, Grenoble

Financement : Bourse BDI co-financée par le Centre National de la Recherche Scientifique et le Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable

REMERCIEMENTS

Je souhaite commencer par remercier mes encadrants Annie Souriau et Fabrice Cotton, qui se sont montrés toujours disponibles au cours de ces trois années et qui m'ont apporté la passion de leur métier.

Merci aussi aux personnes avec qui j'ai collaboré, je pense à Frank Scherbaum qui m'a accueilli à l'Université de Potsdam, à l'aide précieuse de Sébastien Chevrot de Toulouse pour les méthodes d'inversion, et à Ben Edwards de Liverpool pour les comparaisons de résultats.

J'ai eu l'occasion de demander de l'aide ou des informations à de nombreuses autres personnes, Stéphane Nechtstein de l'IRSN, Françoise Courboux et Bertrand Delouis de l'Université de Nice, les collègues sismologues Catalans qui m'ont fourni des données, ainsi que François Thouvenot du réseau Sismalp.

Les autres sismologues de Toulouse : Jean-François Fels, Matthieu Sylvander et Sébastien Benahmed, ont toujours été accueillants et m'ont appris beaucoup sur les données, les capteurs, le traitement du signal... Merci à Christian Ponsolles pour les promenades vers les stations Pyrénéennes.

Je dois aussi mentionner la bonne ambiance et la bonne humeur qui règne au DTP à Toulouse. J'ai été ravi de partager ces trois ans avec Raymond Lataste, mon collègue de bureau, Michel Grégoire toujours prêt à jouer au tennis, Yves Daydou dont les conseils en informatique et en coinche m'ont été indispensables, Fredi Heuripeau et Harold Clenet pour les pauses café relaxantes... A ceci s'ajoute la gentillesse et l'efficacité de Muriel Bariot et Nathalie Dalla-Riva grâce à qui le labo fonctionne bien.

Enfin, je remercie mes parents qui ont supporté des années d'études en se demandant où cela me menait mais sans perdre patience. Et je finirai par remercier Amel, rencontrée au cours de la dernière année de thèse et qui m'a supporté malgré le temps de la rédaction du manuscrit.

RÉSUMÉ

Analyse des données accélérométriques pour la caractérisation de l'aléa sismique en France métropolitaine (magnitudes, atténuation régionale, conditions de site, et évaluation des modèles de mouvements sismiques forts).

Ce travail est consacré à l'étude des données accélérométriques de la métropole française, issues du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP), dans l'optique de fournir des éléments d'entrée aux études d'aléa sismique. Il existe de nombreux modèles de prédiction des mouvements forts issus de l'analyse des données dans des régions sismiquement très actives (USA, Japon...), et l'utilisation de ces modèles dans le contexte français nécessite des ajustements. En particulier, une échelle homogène de magnitudes issues du moment sismique est indispensable pour l'utilisation de la plupart de ces modèles. D'autre part, les stations du RAP, en cours d'installation depuis 1996, nécessitent une classification en terme de réponse au mouvement du sol. Enfin, les phénomènes d'atténuation au niveau de la France doivent être quantifiés.

Pour ce faire, nous avons, à l'aide de plusieurs méthodes d'inversion, analysé l'influence de la source sismique, de l'atténuation et des effets de site dans les spectres de Fourier en déplacement des ondes S pour des données de mouvement faible, dans l'approximation du champ lointain. Une première méthode linéaire, appliquée aux données pyrénéennes, a permis de déterminer les magnitudes de moment, qui sont 0.5 à 1 unité plus faibles que les magnitudes locales (M_{OMP} , M_{LDG} , ou M_{ReNaSS}), les effets de site, l'atténuation géométrique, approximativement en $\frac{1}{r^{1.2}}$, et une relation entre fréquence coin et magnitude. Par contre, l'atténuation anélastique est mal restituée du fait des interactions entre les fréquences coin des séismes, le facteur d'atténuation anélastique et les effets de site. Par ailleurs, l'atténuation géométrique et les magnitudes de moment sont influencées par la longueur de signal considérée pour l'onde S.

Afin de découpler les effets des fréquences coin de l'atténuation anélastique, nous avons ensuite utilisé une inversion génétique (non-linéaire) autorisant une dépendance de l'atténuation anélastique avec la fréquence ($Q(f) = Q_0 f^\alpha$). Les résultats obtenus pour les Pyrénées, les Alpes et le Fossé Rhénan indiquent une atténuation qui varie légèrement d'une région à l'autre, avec Q_0 entre 100 et 300, et α entre 0.2 et 0.6.

Puis les résultats précédents sont utilisés pour mettre en place une inversion de Newton (inversion globale linéarisée) afin de déterminer simultanément tous les paramètres impliqués, et en particulier les magnitudes de moment des séismes récents en France, et les effets de site des stations du RAP utilisées. Ces résultats permettent d'obtenir une loi unique pour la magnitude de moment sur l'ensemble de la France métropolitaine : $Mw = -0.06 + 0.80 \times M_{LDG}$, qui donne des magnitudes de moment faibles comparées aux résultats issus d'inversions de forme d'onde (USGS, ETH...), et une chute de contrainte généralement comprise entre 1 et 100 bars, non corrélée à la magnitude. Les effets de

site retrouvés sont comparables à ceux déterminés par des méthodes indépendantes, et montrent que les stations au rocher n'ont pas toutes une réponse plate en fréquence et égale à 1.

Enfin, nous avons exploité les résultats précédents (magnitudes et effets de site) pour effectuer un classement des modèles de prédiction des mouvements sismiques forts. Pour cela, nous avons sélectionné les séismes les plus importants enregistrés par le RAP, et les modèles de prédiction les plus significatifs, pour appliquer une méthode de classement proposée par Scherbaum et al. (2004, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 2164-2185), basée sur les statistiques des distributions de résidus entre observations et prédictions des modèles. Nous avons ainsi testé l'applicabilité de certains modèles pour la France (Abrahamson et Silva, 1997, *Seism. Res. Lett.* 68, 94-127 ; Lussou et al., 2001, *J. Earthquake Eng.* 5, 13-33 ; Berge-Thierry et al., 2003, *J. Earthquake Eng.* 7, 193-222), et par ailleurs vérifié la cohérence des magnitudes de moment déterminées précédemment.

Mots-clés : Aléa sismique, France, Accélérométrie, Magnitudes, Effets de site, Atténuation régionale, Modèles de prédiction du mouvement sismique, Inversion.

ABSTRACT

Analysis of the accelerometric data applied to seismic hazard assessment in France (magnitudes, regional attenuation, site effects, and selection of strong ground motion models).

This work is devoted to the analysis of the accelerometric data from the French metropolitan territory, recorded by the National Accelerometric Network (Réseau Accélérométrique Permanent, RAP), the deployment of which is under way since 1996. The main goal of this study is to provide input elements for seismic hazard studies in France, a country of moderate seismicity. A number of empirical strong ground motion models exist based on data from regions of high seismicity (USA, Japan...), and estimation of key parameters such as magnitudes and site conditions is required in order to use these models in the French context. In particular, a homogeneous magnitude scale based on seismic moments is essential to use most of these models, and the site responses of the RAP stations need to be quantified, as well as attenuation properties.

Source, propagation and site effects in the far-field S-waves displacement Fourier spectra of moderate events records are analysed using several inversion techniques. First, a linear method is applied to the Pyrenean data. It allows the determination of moment magnitudes, that are 0.5 to 1 units lower than local magnitudes (M_{OMP} , M_{LDG} , or M_{ReNaSS}), site effects, a geometrical spreading of the form $\frac{1}{r^{1.2}}$, and a relationship between corner frequencies and magnitudes. However, anelastic attenuation is poorly resolved because of its trade-off with the corner frequencies and the site effects. We also show that geometric attenuation and moment magnitudes are sensitive to the window length used to define the S-wave arrival.

In order to separate the effects due to the corner frequencies from those due to the quality factor, we apply a genetic inversion scheme (non-linear) that allows the quality factor to be frequency dependent ($Q(f) = Q_0 f^\alpha$). The results obtained for the Pyrenees, the Alps and the Rhine Graben show that the anelastic attenuation varies gently from one region to the other, with Q_0 ranging between 100 and 300, and α between 0.2 and 0.6.

The previous results are then used as input model in a Newton inversion scheme (global linearised inversion) in order to simultaneously determine all the parameters, in particular the moment magnitudes of the recent French events, and the site effects of the RAP stations used in this study. We obtain a relationship between local and moment magnitudes that is valid for the whole French metropolitan territory : $Mw = -0.06 + 0.80 \times M_{LDG}$, but which gives small moment magnitudes compared to the waveform inversion results (USGS, ETH...). The stress drops range between 1 and 100 bars, and seem uncorrelated to magnitudes. Computed site effects are similar to those retrieved from independent studies. They reveal that stations located on rock sites do not always

exhibit the expected flat response equal to unity.

Finally, we use the previous results (magnitudes and site effects) in order to rank empirical strong ground motion models. To do this, we select the largest earthquakes recorded by the RAP, and the a priori most significant empirical models, in order to apply a ranking method following Scherbaum et al. (2004, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 2164-2185), that is based on statistic properties of the differences between observations and model predictions (residuals). We show that some of the selected models successfully fit the French data (Abrahamson et Silva, 1997, *Seism. Res. Lett.* 68, 94-127; Lussou et al., 2001, *J. Earthquake Eng.* 5, 13-33; Berge-Thierry et al., 2003, *J. Earthquake Eng.* 7, 193-222). This study also validates the moment magnitudes determined previously.

Key words : Seismic Hazard, France, Accelerometric data, Magnitudes, Site Effects, Regional Attenuation, Strong Ground Motion Models, Inversion.

Table des matières

1	Problématique scientifique	3
1.1	Contexte tectonique et sismicité	3
1.1.1	La France métropolitaine	3
1.1.2	Les Antilles	8
1.2	L'aléa sismique	10
1.2.1	Les magnitudes	11
1.2.2	Les modèles de prédiction du mouvement du sol	14
1.2.3	Les effets de site	15
1.3	Organisation de la thèse	16
1.3.1	Les étapes du travail	16
1.3.2	Les données utilisées	17
2	Inversion linéaire	23
2.1	Introduction	23
2.2	Présentation de la méthode	24
2.2.1	Le spectre de Fourier en champ lointain	24
2.2.2	Etudes antérieures	28
2.3	Application aux Pyrénées : "Attenuation, seismic moments, and site effects for weak-motion events : Application to the Pyrenees", S. Drouet, A. Souriau, and F. Cotton (2005, <i>Bull. Seism. Soc. Am.</i> 95, 1731-1748)	30
2.4	Analyses complémentaires	49
2.4.1	Données	49
2.4.2	Tests sur l'amplitude des spectres	50
2.4.3	La recherche de la fréquence coin	55
2.4.4	Discussion sur les effets de site	56
2.5	Conclusion	57

3	Inversion génétique : recherche du facteur de qualité	61
3.1	Présentation de la méthode	62
3.1.1	L'algorithme génétique	62
3.1.2	Le problème à inverser	63
3.2	Application aux Pyrénées	65
3.3	Application aux Alpes	70
3.3.1	Les données	70
3.3.2	Les résultats	73
3.4	Application au Fossé Rhénan	76
3.4.1	Les données	76
3.4.2	Les résultats	77
3.5	Discussion	79
4	Inversion de Newton : comparaisons régionales	82
4.1	Présentation de la méthode	83
4.1.1	Densité de probabilité a posteriori	83
4.1.2	Relation théorique	85
4.2	Application aux Pyrénées	87
4.2.1	Inversion sans contrainte sur les paramètres	88
4.2.2	Inversion en imposant $\gamma = 1$	93
4.3	Application aux Alpes	97
4.3.1	Inversion sans contrainte sur les paramètres	101
4.3.2	Inversion en imposant $\gamma = 1$	109
4.4	Application aux données du nord-est de la France	112
4.5	Validation : Inversion des paramètres de source pour deux séismes particuliers	114
4.6	Synthèse pour la France	116
4.7	Discussion	118
5	Les mouvements forts	125
5.1	Classement des modèles de mouvements forts	126
5.1.1	Présentation et sélection des modèles	126
5.1.2	Méthode de classement	127
5.2	Application aux zones à sismicité modérée	132

5.2.1	Résultats pour les Pyrénées : "Selection and ranking of ground-motion models for seismic hazard analysis in the Pyrenees", S. Drouet, F. Scherbaum, F. Cotton and A. Souriau (2006, <i>J. Seismology, in revision</i>)	132
5.2.2	Résultats pour la France métropolitaine	154
5.3	Discussion	168
6	Conclusion et perspectives	171
	Bibliographie	175
	Liste des figures	193
	Liste des tableaux	195

Introduction

La France est un pays à sismicité modérée pour ce qui concerne le territoire métropolitain, et à sismicité forte pour ce qui concerne les Antilles. Nous ne possédons pas à ce jour d'enregistrements de séismes forts en champ proche, mais les témoignages de séismes historiques démontrent que le risque sismique ne doit pas être négligé (Lambert and Levret-Albaret, 1996; Lambert, 1997). Les derniers séismes ayant causé des victimes en France métropolitaine sont ceux du 13 août 1967 à Arette dans les Pyrénées (1 mort) et du 11 juin 1909 en Provence (46 morts). Pour les Antilles, le séisme des Saintes, au large de la Guadeloupe, du 21 novembre 2004, a causé lui aussi une victime. Avec l'urbanisation et la densité de population qui augmente, la vulnérabilité a augmenté, si bien qu'un séisme similaire à celui de 1909 ferait aujourd'hui environ 400 victimes (Lambert, 1997).

Depuis déjà de nombreuses années, la France est équipée de réseaux de sismomètres permettant de localiser la sismicité. Ce type de réseau vélocimétrique permet de détecter des événements très petits (magnitude locale de l'ordre de 1) grâce à la sensibilité des capteurs et à la densité des stations, ce qui permet de tenir à jour un catalogue de séismes. Une autre caractéristique des stations de ces réseaux est leur localisation sur des sol rocheux et à l'écart des villes ou des sources de bruit. Cependant, il est nécessaire d'avoir en parallèle un réseau accélérométrique de moins grande sensibilité mais permettant d'enregistrer de fortes accélérations sans phénomène de saturation, en particulier à courte distance. D'autre part, ces appareils sont installés au coeur des villes ou des zones sensibles en cas de séisme, et souvent dans des vallées ou sur des sols meubles afin de prendre en compte les amplifications dues à ces sols (effets de site). Enfin, les accéléromètres enregistrent des gammes de fréquences plus importantes et utiles pour le génie parasismique. C'est pourquoi sous l'impulsion du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (MEDD), un Groupement d'Intérêt scientifique (GIS) à été créé en partenariat avec plusieurs organismes : le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), le Commissariat à l'Energie Atomique (CEA), l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN), le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), l'Université Joseph Fourier (UJF, Grenoble), l'Université Louis Pasteur (ULP, Strasbourg), l'Université de Nice Sophia-Antipolis (UNSA, Nice), et l'Université Paul Sa-

batier (UPS, Toulouse). Ce GIS a pour objectif depuis 1993 de mettre en place le Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) et de valoriser les données ainsi obtenues.

Plus précisément, les objectifs d'un réseau accélérométrique sont multiples : améliorer la connaissance des paramètres contrôlant le mouvement du sol en cas de séisme, étudier la source sismique, améliorer la connaissance de la vulnérabilité du bâti, améliorer les codes parasismiques, et aider à la gestion de crise. À terme, on doit être capable d'enregistrer de forts séismes à de faibles distances et exploiter ces données pour évaluer le risque sismique en France.

Pour le moment, seuls des événements de magnitude modérée ont été enregistrés par les stations du RAP, et l'exploitation de ces données est à l'origine de cette thèse. Un des objectifs de ce travail est d'établir une échelle de magnitude homogène pour le territoire français à partir du moment sismique qui est lié à l'énergie libérée par les séismes ($E = M_0 \frac{\sigma}{\mu}$, où E est l'énergie libérée par le séisme, M_0 le moment sismique, σ la chute de contrainte, et μ le module de cisaillement). En effet, un catalogue de magnitude homogène est nécessaire en entrée des études d'aléa sismique. D'autre part, les phénomènes d'atténuation des ondes seront étudiés car il semble qu'ils ne soient pas dépendants de la magnitude du séisme et pourront directement être utilisés pour les séismes plus importants. Ces paramètres traduisent sur quelle échelle de distance les effets d'un séisme pourront être ressentis. Enfin, les effets de site pour les stations du RAP, qui traduisent la réponse du sol aux différentes fréquences, seront calculés. Depuis l'exemple de Mexico en 1985, les sismologues essaient de mieux connaître les effets de site qui peuvent conduire à des amplifications considérables du mouvement du sol.

Chapitre 1

Problématique scientifique

Sommaire

1.1	Contexte tectonique et sismicité	3
1.1.1	La France métropolitaine	3
1.1.2	Les Antilles	8
1.2	L'aléa sismique	10
1.2.1	Les magnitudes	11
1.2.2	Les modèles de prédiction du mouvement du sol	14
1.2.3	Les effets de site	15
1.3	Organisation de la thèse	16
1.3.1	Les étapes du travail	16
1.3.2	Les données utilisées	17

1.1 Contexte tectonique et sismicité

1.1.1 La France métropolitaine

Le territoire métropolitain de la France présente un contexte tectonique varié. Les principales régions sismiques sont situées en bordure du territoire. Ce sont les massifs des Alpes et des Pyrénées, et le graben du Rhin qui ont été affectés par l'orogénèse Tertiaire. Les massifs Armoricaïn et Central présentent une sismicité plus diffuse mais non négligeable. Ces deux régions sont d'âge Hercynien et furent moins affectées par l'orogénèse Tertiaire. Deux zones sont tectoniquement stables, les bassins Parisien et Aquitain, et sont entourées par les entités précédentes. La figure 1.1 présente les principales structures tectoniques de la métropole Française.

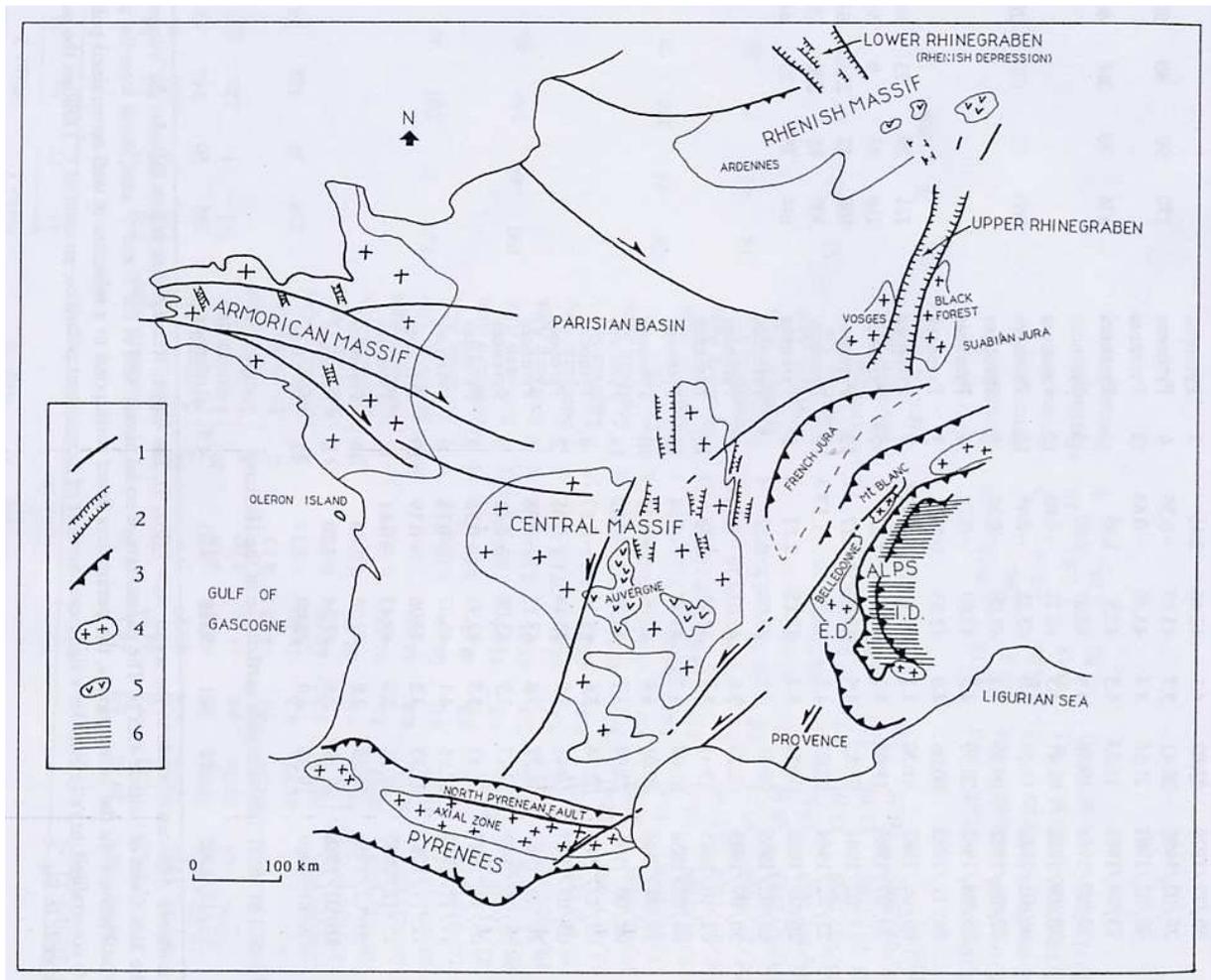


FIG. 1.1 : Principales unités tectoniques de la France métropolitaine. 1=Failles, 2=Graben, 3=Chevauchements, 4=Massifs cristallins, 5=Volcanisme Tertiaire ou Quaternaire, 6=Massifs Alpains Internes (I.D.), Externes (E.D.) (tiré de Delouis et al., 1993).

D'un point de vue global, l'activité de ces structures est due à la convergence de la plaque Africaine vers la plaque Eurasienne. La limite entre ces deux plaques est très complexe et l'existence de micro-plaques donne des structures variées, avec par exemple les plaques Ibérique et Apulienne. Le modèle Nuvel-1 (De Mets et al., 1990) donne une vitesse de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie de 5 à 8 $mm.an^{-1}$ dans une direction nord-ouest à nord-nord-ouest, mais en supposant deux plaques rigides. Les taux de déformations pour les Alpes et les Pyrénées issus d'études GPS sont, au plus, de l'ordre du $mm.an^{-1}$ (Nocquet and Calais, 2003).

En France, les données de sismicité historique sont rassemblées dans le fichier SisFrance, crée en 1979 à l'initiative de trois organismes : le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Electricité de France (EDF), et l'Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire (IRSN). Cette base de données correspond à environ 6000 séismes répertoriés sur le territoire métropolitain et les pays limitrophes, sur une période de plus de mille ans. Pour les séismes actuels, le Bureau Central Sismologique Français (BCSF) collecte les données d'intensité. La figure 1.2 présente la sismicité issue de la base SisFrance pour des événements ayant une intensité supérieure ou égale à VII. Plusieurs d'entre ces séismes ont donné lieu à d'importantes destructions, avec des intensités allant jusqu'à IX. Toutes les régions sismiques de France et limitrophes ont connu des séismes destructeurs, les plus importants ayant eu lieu à Bâle en 1356, en Catalogne en 1428 et au large de Nice en 1887 (Vogt, 1979; Lambert, 1997). Les séismes de Bagnères-de-Bigorre en 1660, ou de Lambesc en 1909, bien que moins importants, provoquèrent eux-aussi des dégâts sur des zones considérables. Les estimations de magnitude pour ces séismes varient autour de 6 suivant les auteurs (Baroux et al., 2003).

La sismicité instrumentale est donnée d'une part par le Laboratoire de Détection Géophysique du Commissariat à l'Energie Atomique (LDG), et d'autre part par le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS). La carte de sismicité instrumentale (Fig. 1.3) suit approximativement celle des événements historiques. Les deux fichiers sont complémentaires, dans le sens où la sismicité historique permet d'identifier les séismes à grandes périodes de retour mais avec une localisation peu fiable, de l'ordre de la dizaine de kilomètres au minimum. La sismicité instrumentale est localisée plus finement, et permet d'estimer la profondeur des foyers à quelques kilomètres près, donnant ainsi une image des failles susceptibles de provoquer les plus forts séismes. Les derniers séismes ayant causé des dégâts matériels en France métropolitaine sont ceux du 18 février 1996 à Saint-Paul de Fenouillet (Pyrénées), $M_L = 5.2$ (Rigo et al., 1997), et du 15 juillet 1996 à Annecy (Alpes), $M_L = 5.3$ (Thouvenot et al., 1998). La figure 1.4 montre un histogramme des magnitudes des séismes enregistrés depuis 1980 en France métropolitaine.

Ces éléments montrent que la France métropolitaine est une région à sismicité modérée, mais où l'occurrence de forts séismes est possible.

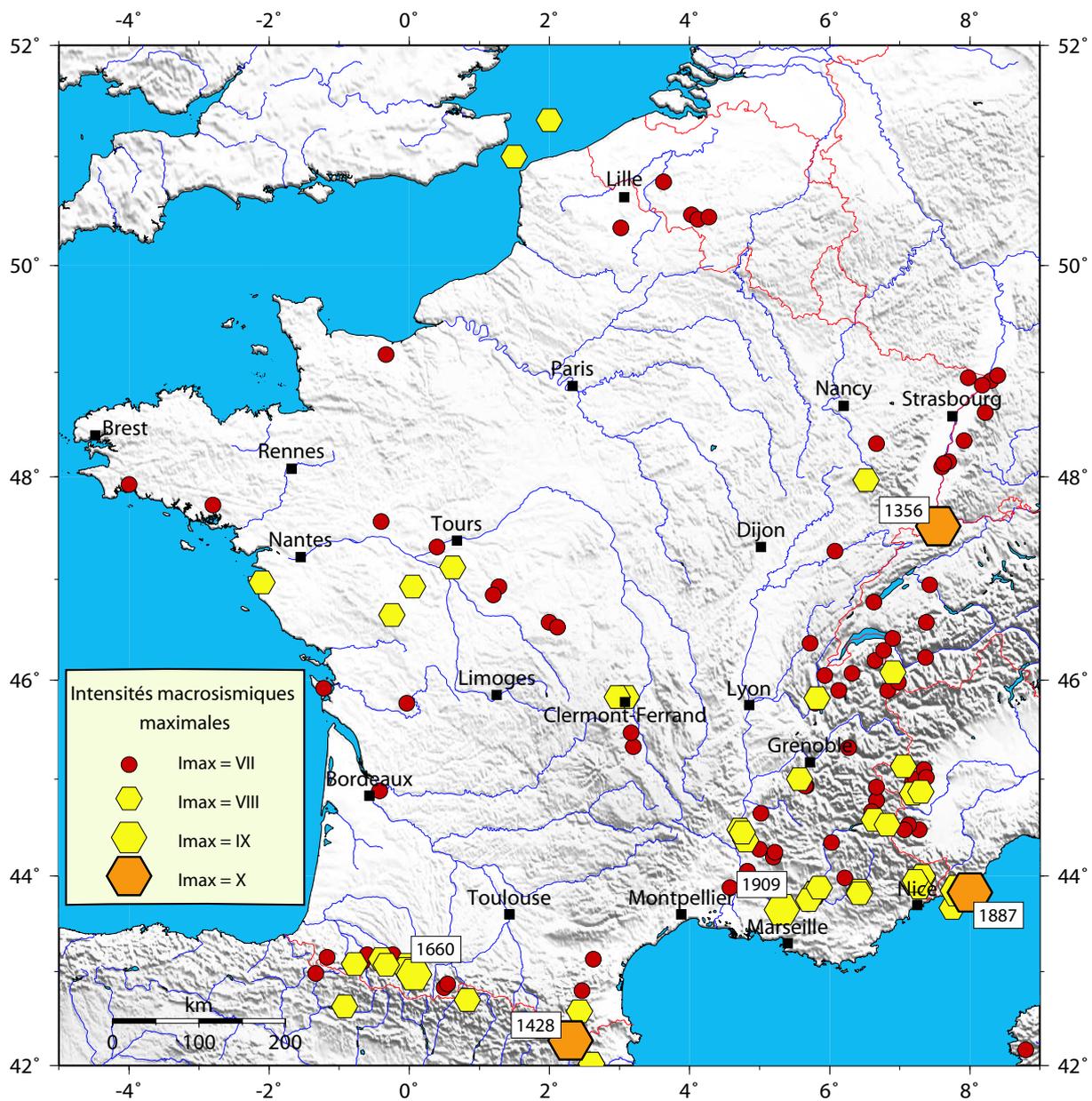


FIG. 1.2 : Sismicité historique en France issue de la base SisFrance. Les dates indiquent les séismes les plus destructeurs.

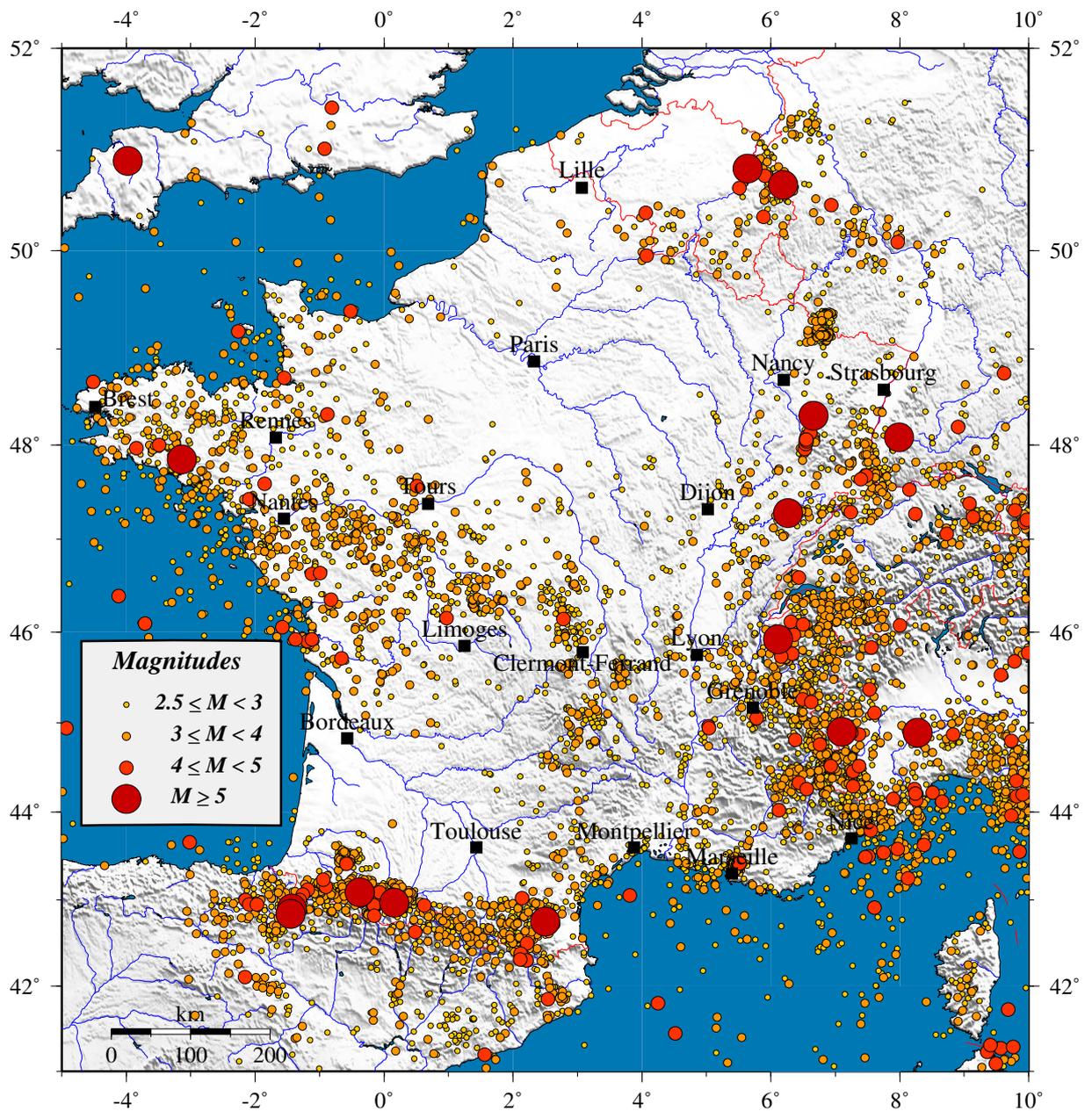


FIG. 1.3 : Sismicité instrumentale en France issue du BCSF (données RéNaSS et LDG) pour la période 1980-2004.

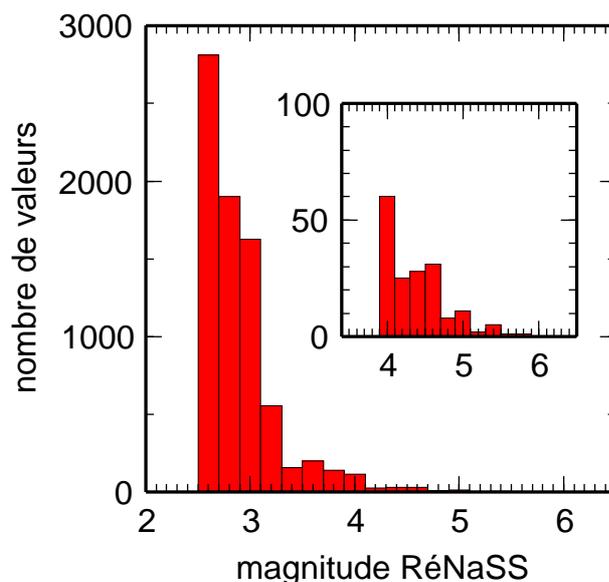


FIG. 1.4 : *Histogramme des magnitudes des séismes enregistrés entre 1980 et 2004 en France métropolitaine (source BCSF).*

1.1.2 Les Antilles

Pour ce qui concerne les pays et territoires d’outre-mer, seules la Martinique et la Guadeloupe ont été instrumentées par le RAP. Ces deux îles constituent les zones les plus actives tectoniquement, et où l’aléa sismique est le plus fort en France. La base SisFrance, présentée précédemment, contient aussi les séismes majeurs pour La Réunion, les Antilles et la Nouvelle-Calédonie.

Les Petites Antilles, dont font partie la Martinique et la Guadeloupe, forment un arc de subduction à l’est de la plaque Caraïbes. La plaque Nord-Américaine subducte sous la plaque Caraïbes à une vitesse de 2 cm/an au nord de l’arc des Petites Antilles (De Mets et al., 2000). Au nord et au sud de la plaque Caraïbes, le mouvement est accommodé par des glissements senestre et dextre, respectivement. La zone de subduction, quant à elle, est incurvée entre ces deux frontières et l’arc des Petites Antilles est situé 200 à 400 km à l’ouest de la fosse de subduction (Feuillet et al., 2002).

La distribution de la sismicité historique et instrumentale de l’arc, montre une activité importante intra- et inter-plaque (Fig. 1.5). La profondeur des foyers augmente d’est en ouest, de quelques kilomètres à environ 220 km dans la plaque subductée, la flexure de cette plaque augmentant elle aussi d’est en ouest avec un changement marqué au large des îles formant l’arc. Des séismes plus superficiels (<20-30 km) sont aussi enregistrés dans l’arc, particulièrement au nord, et présentent des mécanismes au foyer normaux ou décrochants avec des plans de faille NW-SE, NE-SW, ou E-W (Fig 1.5).

L’étude de la sismicité historique montre que des séismes très importants sont susceptibles de se produire comme par exemple le séisme du 8 février 1843, dont la magnitude

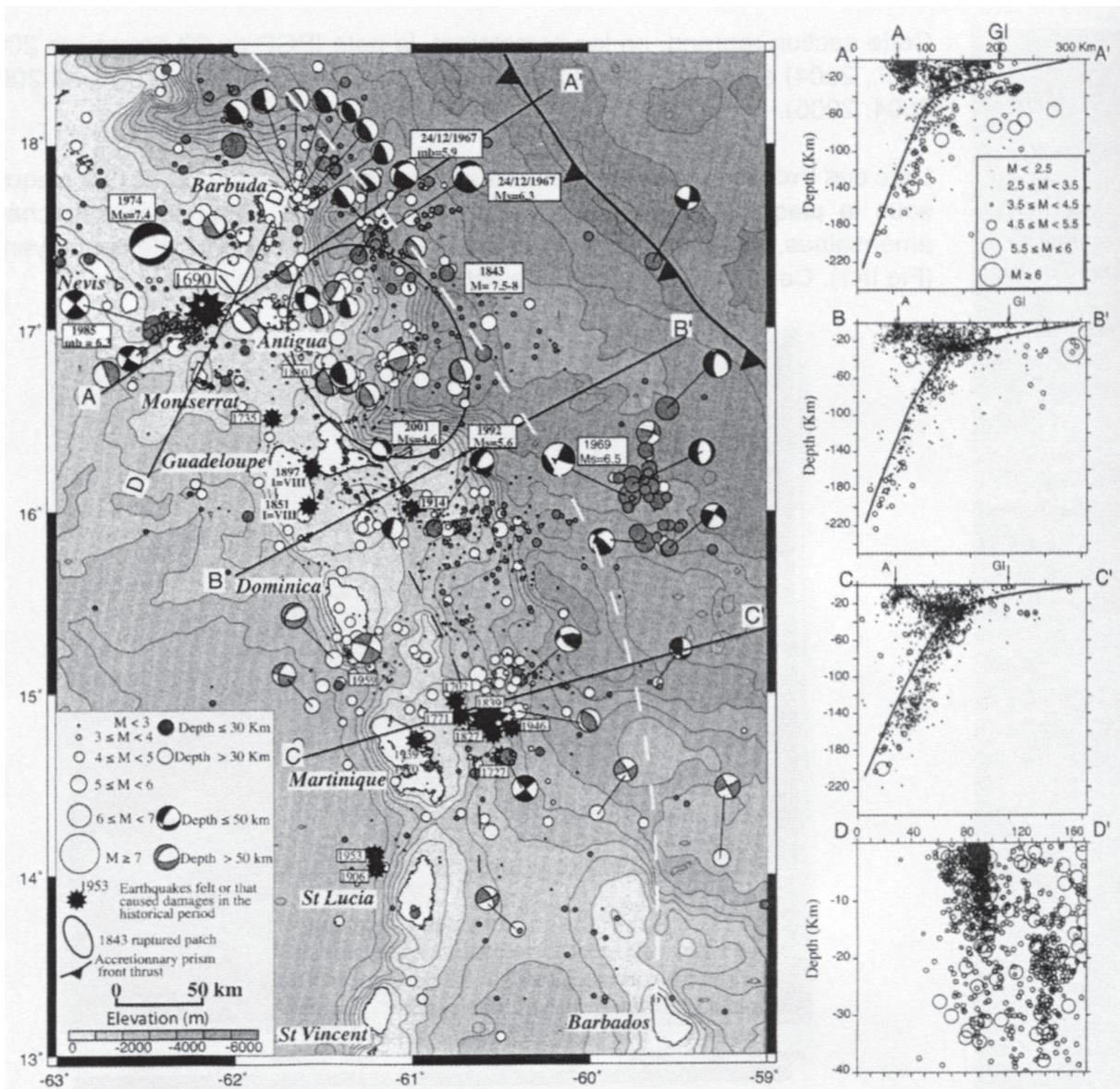


FIG. 1.5 : Carte de la sismicité des petites Antilles (tiré de Feuillet et al., 2002).

est estimée entre 7.5 et 8 (Bernard and Lambert, 1988). Ces séismes liés à la plaque subductée induisent un aléa sismique très important pour des régions comme la Martinique ou la Guadeloupe. Cependant, la sismicité plus superficielle caractérisée par des magnitudes plus faibles, mais aussi des distances plus faibles par rapport aux îles de la région ne doit pas être négligée, comme par exemple les séismes de 1851 et 1897 qui produisirent en Guadeloupe des intensités VIII. Plus récemment, le séisme des Saintes de magnitude 6.3 est le plus important s'étant produit en France depuis celui du 11 juin 1909, faisant une victime et quelques blessés.

Dans cette étude, nous ne considérerons pas cette région car le contexte tectonique est très différent de celui de la métropole. Ce contexte nécessiterait une étude spécifique.

1.2 L'aléa sismique

Estimer l'aléa sismique en un lieu, c'est estimer la probabilité de dépasser un seuil de mouvement du sol donné pendant un temps donné. En fonction de la sismicité des zones avoisinantes au site étudié, l'aléa sera plus ou moins important. Il faut distinguer l'aléa du risque sismique, le premier n'intègre que les paramètres d'ordre naturel : proximité de failles, sismicité dans la région étudiée, magnitudes, alors que le second intègre la vulnérabilité et le type de bâti concerné : constructions courantes, usines à risque...

Il existe deux grands types de méthodes permettant de calculer l'aléa sismique dans une région, ce sont les méthodes déterministes et probabilistes. Les deux méthodes reposent sur des données de base identiques (sismicité, modèles d'atténuation du mouvement du sol, zonage sismotectonique...) mais les principes de base sont très différents. Dans l'approche déterministe, l'aléa est calculé à partir d'un ou plusieurs scénarios magnitude-distance identifiés (en général basés sur la sismicité historique), mais dont on ne précise pas la probabilité d'occurrence. Cette méthode fournit un niveau unique de mouvement du sol. Dans l'approche probabiliste, les zones des sources et les fréquences des séismes sont modélisés et l'ensemble des scénarios participent au calcul, ce qui donne une probabilité pour un ensemble de niveaux de mouvement du sol. Reste alors à définir le seuil à considérer en fonction du type de construction.

Les principaux problèmes liés au calcul de l'aléa sont communs aux deux méthodes. Premièrement, la délimitation des zones sources va engendrer des différences notables dans les calculs (Betbeder-Matibet, 2003). D'autre part, la définition de la "taille" des séismes est un facteur primordial puisqu'il influence directement le mouvement du sol engendré par ce séisme. Les modèles d'atténuation utilisés posent aussi de sérieux problèmes, en particulier pour la France où il n'existe pas de modèle empirique qui définisse comment s'atténuent les mouvements forts du sol en fonction de la distance, à cause du manque de données de séismes importants, ce qui implique l'utilisation de modèles développés pour d'autres pays et donc des problèmes d'ajustement. Enfin, les effets de site, c'est-à-dire

les phénomènes très locaux, au niveau de la station d'enregistrement, qui amplifient le mouvement du sol, posent des problèmes de définition et de prise en compte.

1.2.1 Les magnitudes

Le catalogue de sismicité utilisé pour définir l'aléa sismique en France repose sur les données instrumentales et la sismicité historique. Les séismes instrumentaux couvrent les 40 dernières années depuis l'installation de réseaux d'enregistrement permanent, comme en particulier le réseau LDG (Laboratoire de Détection Géophysique). La sismicité historique remonte à environ 1000 ans et comprend surtout les séismes majeurs ayant eu lieu en France ces 500 dernières années. Ces séismes sont caractérisés par des intensités qui sont définies à partir de l'impact du séisme sur la population, les objets et les constructions; l'échelle utilisée dans la base SisFrance est la MSK 1964 pour les séismes anciens et l'échelle EMS-98 pour les plus récents. Afin de convertir ces intensités en magnitude, il existe des lois de conversion, par exemple pour la France, Levret et al. (1994) donnent une loi entre magnitude, intensité et distance du type $M = aI + b \times \log_{10}(R) + c$, ou M est la magnitude locale calculée par le LDG. Ces lois sont entachées d'une forte incertitude due au petit nombre de données, aux erreurs relatives à l'évaluation des intensités, à la prise en compte de la profondeur... Pour les séismes les plus anciens, c'est le seul moyen d'accéder à une estimation de la magnitude, mais pour des séismes plus récents comme celui de Lambesc en 1909, quelques enregistrements sont accessibles et la compilation des données disponibles permet de préciser leurs magnitudes ou le mécanisme du séisme (Baroux et al., 2003).

Pour la période instrumentale, la définition de la magnitude pose elle aussi un problème. Depuis environ 40 ans, les réseaux sismologiques se sont développés. Celui du LDG couvre toute la France et fournit des localisations et des magnitudes relativement homogènes depuis son installation (figure 1.6). Notons que le réseau a subi des modifications, en particulier un remaniement complet des stations en 1995-1996. Parallèlement se sont développés des réseaux locaux destinés à étudier la sismicité de zones plus actives sur le territoire Français. Par exemple, le réseau Sismalp (sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/sismalp.html) et le Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées (RSSP, www.omp.obs-mip.fr/rssp.html) localisent les séismes dans les Alpes et les Pyrénées, respectivement, et ont leur propre échelle de magnitude. Au niveau national, la plupart des données des sous-réseaux universitaires sont centralisées par le Réseau National de Surveillance Sismique (ReNaSS, figure 1.6) qui donne ses propres localisations et magnitudes. De manière globale les séismes instrumentaux sont caractérisés par plusieurs types de magnitudes locales : M_{LDG} , M_{ReNaSS} , M_{OMP} , $M_{SISMALP}$. Enfin, les modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol utilisent une magnitude pour décrire les données dont les deux types les plus courants sont la magnitude de surface, et la magnitude de moment qui sont généralement définies pour les séismes forts à partir des données télésismiques.

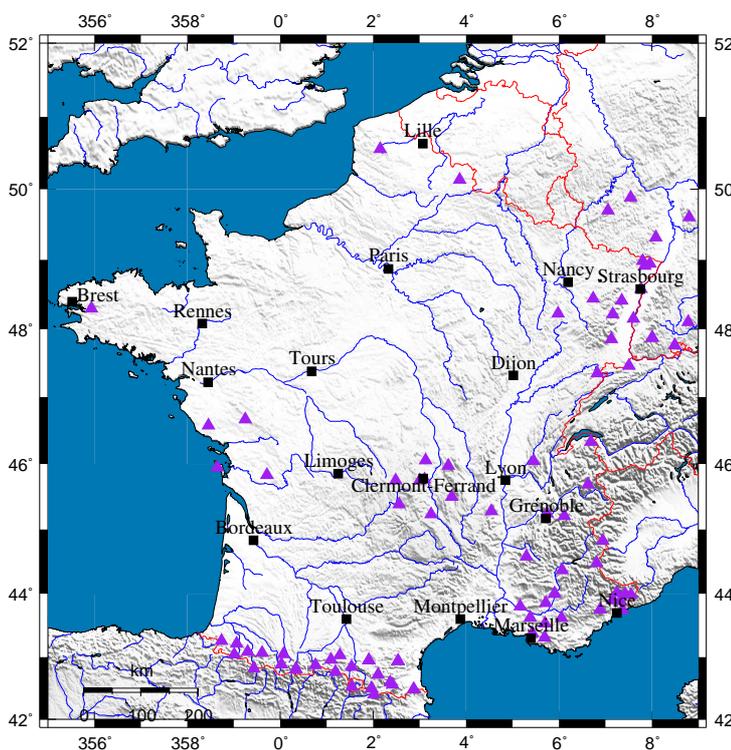
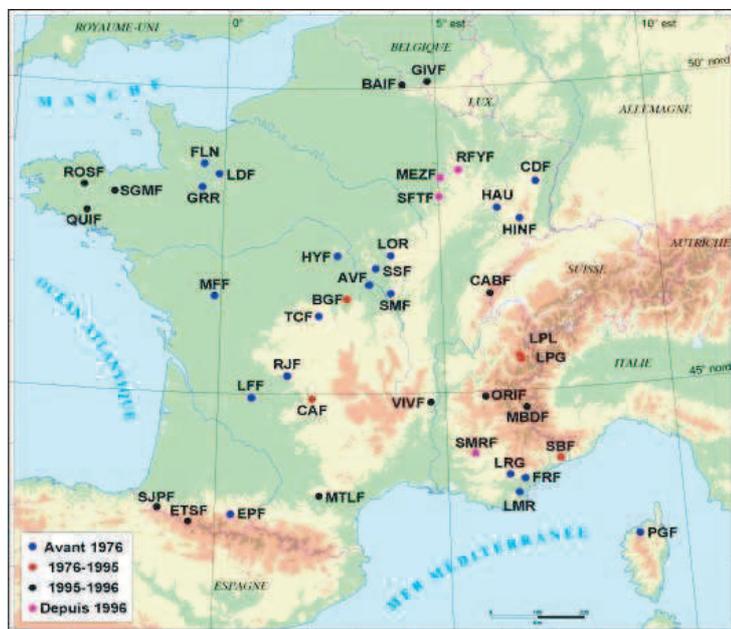


FIG. 1.6 : Carte des réseaux LDG (en haut) et RéNaSS (en bas). Situation fin 2005.

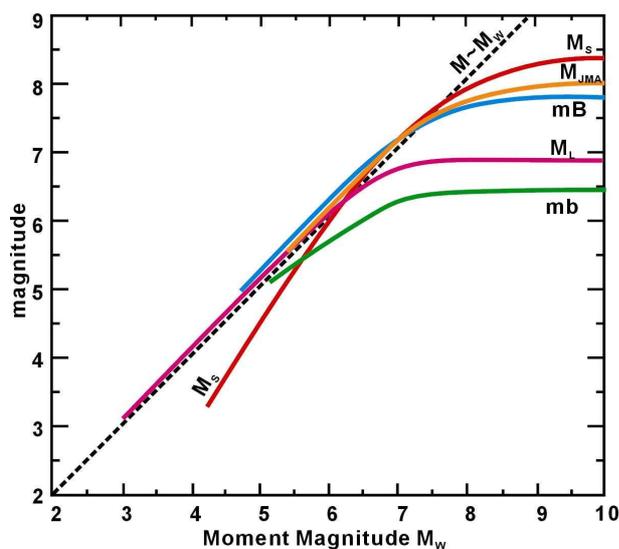


FIG. 1.7 : Comparaison des différents types de magnitudes utilisées en sismologie (tiré de Heaton et al., 1986).

Les magnitudes locales M_L sont calculées à partir de l'amplitude des ondes S et d'un modèle d'atténuation empirique. Traditionnellement, la courbe d'atténuation obtenue pour la Californie par Richter (1958) lorsqu'il a défini ce type de magnitude, est utilisée moyennant des adaptations au contexte local. Globalement cette échelle est basée sur l'amplitude maximale observée sur les sismogrammes à courte période. La magnitude de surface M_S est définie par rapport à l'amplitude des ondes de surface à une période de 20s. Un autre type de magnitude couramment utilisé est la magnitude des ondes de volume m_b (ou m_B selon le type d'appareil à partir duquel la magnitude est calculée) définie pour des périodes de 1 à 10 secondes. Toutes ces magnitudes représentent des paramètres physiques différents pour le séisme du fait de la différence des périodes observées et des distances épacentrales concernées (Kanamori, 1978). De plus ces échelles saturent pour les forts séismes, ce qui a conduit à définir une magnitude dite de moment déduite du moment sismique.

Pour résumer, la figure 1.7 compare les différents types de magnitudes utilisés en sismologie M_L , M_S , m_b , M_{JMA} , en fonction de la magnitude de moment M_w . La magnitude M_{JMA} est équivalente à une magnitude de surface, mais issue d'un institut Japonais.

La magnitude locale du LDG est utilisée pour décrire le catalogue de sismicité dans les évaluations de l'aléa sismique en France. Comme nous l'avons évoqué, les magnitudes utilisées dans les modèles empiriques de mouvements forts sont, en général, les magnitudes de moment ou de surface. Ceci implique donc que des conversions seront nécessaires entre ces types de magnitude. Jusqu'à récemment, l'égalité $M_{LDG} = M_S$ a souvent été utilisée pour les calculs d'aléa récents en France (Martin et al., 2002), mais nous verrons que cette relation n'est pas forcément valide.

1.2.2 Les modèles de prédiction du mouvement du sol

Les modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol permettent de calculer une ou plusieurs grandeurs caractérisant le mouvement du sol ("Peak Ground Acceleration", "Peak Ground Velocity", spectres de réponse...) à partir d'un nombre restreint de paramètres comme la magnitude de la source, la distance au séisme, le type de site où est située la station, et parfois le type de faille. Ces modèles sont établis pour des régions à forte sismicité comme par exemple les USA, le Japon, ou l'Italie. Un des problèmes actuels pour l'utilisation des modèles de mouvements forts est dû aux différentes définitions des magnitudes et distances utilisées dans les modèles (Abrahamson and Shedlock, 1997; Bommer et al., 2005), qui peuvent être différentes des magnitudes et distances qui composent le catalogue de sismicité de la région donnée. Comme indiqué dans le paragraphe précédent il existe beaucoup d'échelles de magnitudes. Il en va de même pour la définition des distances utilisées, et des conversions sont nécessaires pour utiliser correctement les modèles de prédiction (Scherbaum et al., 2004b). Ce problème est cependant moins crucial lorsque la source est peu étendue, ce qui est le cas des séismes faibles et modérés.

La paramétrisation utilisée pour les régressions lors de la constitution de ces modèles, ainsi que les coefficients inversés, dépendent de la région étudiée, traduisant les différences en terme de source sismique, d'atténuation des ondes et d'effet de site selon la géographie. En terme de source, la chute de contrainte est un paramètre important qui peut varier fortement d'un séisme à l'autre, mais qui en moyenne semble être lié au contexte tectonique (Scholz et al., 1986), ou au taux de déformation. D'autre part, de récentes études posent la question de la dépendance de la chute de contrainte avec la magnitude (Ide and Berroza, 2001; Kanamori and Rivera, 2004). L'atténuation géométrique va surtout dépendre du type d'onde analysé (S_n , S_g , onde de surface). A quelques centaines de kilomètres de distance, les études d'ondes S par exemple, vont en réalité contenir différentes arrivées et l'atténuation géométrique apparente peut dépendre de la distance. D'autre part, les modélisations par fonctions de Green des forts séismes comme somme de sources secondaires montrent que la superposition des différentes arrivées correspondant aux sous-événements conduit à une décroissance géométrique qui dépend de la magnitude (Anderson, 2000). La détermination de l'atténuation anélastique à partir des petits séismes nous prive du contenu basse fréquence des signaux, qui peut être utile pour définir la dépendance en fréquence de Q ($Q(f) = Q_0 f^\alpha$). Des études de mouvements faibles récentes abordent ces points (Malagnini and Herrmann, 2000; Bay et al., 2003; Marin et al., 2004), et il semble que des ajustements soient nécessaires pour prédire les mouvements forts à partir de ces résultats, en particulier, en terme de chute de contrainte (Scherbaum et al., 2004a; Bay et al., 2005).

En France, le nombre de données pour les fortes magnitudes n'est pas suffisant pour mettre au point un modèle spécifique. Le problème réside donc dans le choix des modèles de mouvements forts à utiliser dans les études d'aléa. Une méthode désormais classique

pour prendre en compte plusieurs modèles est l'analyse par arbre logique, où chaque modèle sélectionné est utilisé pour un calcul indépendant représentant une branche de l'arbre. Le résultat final prend en compte les différentes branches avec une probabilité assignée à chaque branche par l'expérimentateur (Bommer et al., 2005). Cette approche permet d'appréhender l'erreur dite épistémique, liée à la connaissance des phénomènes, par opposition à l'erreur aléatoire due à la nature stochastique de la sismicité.

Outre les problèmes de sélection des modèles empiriques appropriés pour une étude d'aléa sismique dans une région donnée, se pose le problème de la variabilité associée à ces modèles. Les paramètres de mouvements du sol (accélération maximale ou PGA, vitesse maximale ou PGV, spectres de réponse) sont supposés suivre une loi log-normale et leurs logarithmes sont définis par une valeur médiane et une déviation standard. La prise en compte de cette variabilité est nécessaire pour étudier l'aléa mais cela pose le problème de la troncature des modèles de prédiction (Beauval, 2003). La prise en compte des effets de site devrait permettre de diminuer cette variabilité. En pratique, les effets de site sont souvent modélisés comme un niveau d'amplification constante en fonction du type de sol dans les modèles de mouvements forts et ceux-ci tiennent compte des variations fréquentielles des réponses des sols en définissant un coefficient pour chaque fréquence analysée.

1.2.3 Les effets de site

Le mouvement du sol est une fonction des conditions de site où ce mouvement est enregistré comme cela a été observé lors des séismes de Kobe (Japon, 1995) ou Mexico (1985) (Bard and Riepl-Thomas, 2000). L'exemple de Mexico a fait prendre conscience à la communauté scientifique de l'importance des effets de site. En effet, le séisme de 1985, bien qu'ayant eu lieu le long de la côte Pacifique à plus de 400 km de Mexico, a pourtant engendré d'importants dégâts dans la ville. Nous savons désormais que Mexico est construite sur une épaisseur de 50 à 100 mètres de sédiments lacustres très peu consolidés, qui engendrent des amplifications allant jusqu'à 100 du mouvement sismique selon la fréquence (Ordaz and Singh, 1992, Fig. 1.8). Les vallées remplies de sédiments sont la cause d'effets de site, mais d'autres facteurs comme la topographie induisent des effets de focalisation ou défocalisation des ondes pouvant amplifier certaines fréquences (Geli et al., 1988).

L'étude des effets de site est donc un enjeu majeur en sismologie. En effet la reconnaissance géotechnique des sites nécessite de faire des forages jusqu'à quelques dizaines de mètres pour déterminer les caractéristiques physiques du sol, ce qui coûte cher. Des méthodes sismologiques permettent de calculer en partie les fréquences de résonance et les amplifications de site comme la méthode des rapports spectraux avec station de référence, la méthode des fonctions récepteurs ou la méthode de Nakamura, basées sur les rapports spectraux des voies horizontale et verticale pour du signal sismique et du bruit de fond,

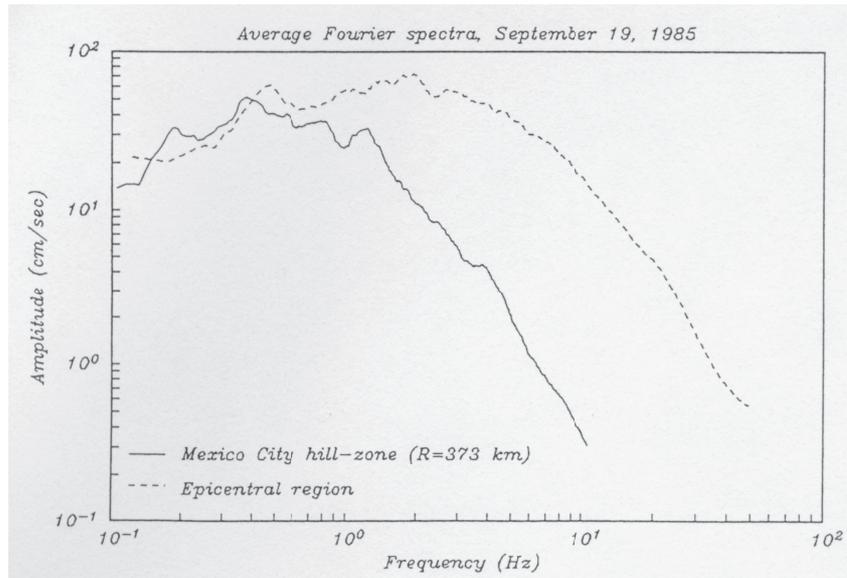


FIG. 1.8 : Comparaison de la moyenne des spectres de Fourier des ondes S dans la zone épiscopentrale (tireté) et dans la ville de Mexico à 373 km de l'épicentre (trait plein) pour le séisme du 19 septembre 1985 ($M_S = 8.1$) (tiré de Ordaz and Singh, 1992).

respectivement. La première méthode suppose que certaines stations ne présentent pas d'effet de site, ce qui pose en particulier le problème de la définition de la station de référence qui est supposée présenter une fonction de transfert plate et d'amplification égale à 1. Les stations situées au rocher présentent en général ces caractéristiques mais peuvent être affectées par de la fracturation et de l'altération (Steidl et al., 1996), ou des effets topographiques (Geli et al., 1988). Par ailleurs, les trois méthodes indiquées ne donnent pas les mêmes résultats, en particulier pour les amplitudes des réponses de site (Sato et al., 2001). Les conditions de site sont prises en compte dans les modèles de prédiction du mouvement du sol mais là encore les définitions varient d'un modèle à l'autre (Cotton et al., 2006).

1.3 Organisation de la thèse

1.3.1 Les étapes du travail

Dans les chapitres suivants, nous allons aborder les problèmes évoqués plus haut. Dans une première étude nous avons essayé de découpler les effets de source, de propagation et de site à partir des données de mouvement faible dans les Pyrénées. Cette inversion semi-globale nous a permis de déterminer les moments sismiques, les fréquences coin des séismes analysés, ainsi que les effets de site des stations accélérométriques pyrénéennes. Les paramètres d'atténuation, quant à eux, sont partiellement retrouvés; nous obtenons

une estimation fiable de l'atténuation géométrique mais le facteur de qualité reste non résolu.

Pour lever cette indétermination, nous utilisons ensuite une inversion globale non-linéaire qui autorise une dépendance de Q avec la fréquence. Les résultats sur l'atténuation anélastique sont utilisés pour construire le modèle de départ d'un autre type d'inversion linéarisée (inversion de Newton) pour calculer les mêmes paramètres que dans la première étude mais de manière plus fiable. Par ailleurs, l'inversion est réalisée de façon indépendante pour trois régions : les Pyrénées, les Alpes et le Fossé Rhénan.

Grâce aux résultats obtenus sur les magnitudes et les effets de site, nous appliquons une méthode de sélection des modèles de mouvement du sol dans le but de déterminer les modèles empiriques de prédiction des mouvements forts applicables en France, mais aussi afin de valider les estimations de magnitudes de moment que nous avons obtenues et les conversions utilisées en génie parasismique.

1.3.2 Les données utilisées

Les données utilisées dans ce travail sont issues du Réseau Accélérométrique Permanent Français (RAP, www.rap.obs.ujf-grenoble.fr). Ce réseau dont l'installation a débuté en 1996 dans les Alpes, comporte 113 stations (situation au début 2006) qui sont gérées par plusieurs laboratoires et organismes regroupés dans un Groupement d'Intérêt Scientifique. Les stations qui constituent ce réseau sont localisées sur la figure 1.9 et les stations effectivement utilisées dans ce travail sont décrites dans le tableau 1.1.

TAB. 1.1 : *Tableau des stations du RAP utilisées dans cette thèse (www.rap.obs.ujf-grenoble.fr).*

Name	Lat. (deg. N)	Lon. (deg. E)	Alt. (m)	Condition de site géologique	Date d'installation
Réseau Sud-Est - GéoScience Azur, Nice					
CALF	43.7511	6.9186	1242	rock	30/10/1995
ESCA	43.8197	7.3682	550	rock	30/10/2003
ISOL	44.1836	7.05	910	rock	17/09/2003
MENA	43.7836	7.4854	210	rock	09/02/1999
NBOR	43.6861	7.3007	191	rock	07/05/1998
NROC	43.7058	7.2868	22	sediment	07/05/1998
SAOF	43.9843	7.5511	595	rock	27/04/1995
STET	44.2532	6.9211	1200	rock	27/11/1996

Suite page suivante ...

Suite de la table 1.1

Réseau Alpes - LGIT, Grenoble					
OGAG	44.7878	6.5397	1307	rock	09/06/1995
OGAN	45.8917	6.1358	468	rock	18/02/1997
OGAP	45.9036	6.1328	467	sediment	05/02/1998
OGBL	45.6215	5.8715	192	sediment	01/09/1998
OGCA	43.7179	5.6536	400	rock	13/06/1996
OGCH	45.5852	5.9187	525	rock	01/07/1997
OGCU	45.2001	5.7699	212	sediment	18/06/1997
OGDH	45.172	5.7344	212	sediment	17/04/1996
OGDI	44.0893	6.2179	770	rock	21/04/1996
OGEP	45.9337	6.0837	490	sediment	21/03/2002
OGFB	45.2031	5.8182	220	sol	15/12/2000
OGFH	45.2031	5.8182	220	sediment	19/12/2000
OGGM	45.20	6.1036	1575	rock	11/05/1995
OGLE	45.5215	6.4679	639	rock	05/12/1997
OGMA	45.7693	5.5338	670	rock	21/04/1999
OGMB	44.9715	6.50	1460	rock	25/09/1998
OGMO	45.20	6.6715	1200	rock	07/10/1996
OGMU	45.1876	5.7202	250	rock	23/01/1997
OGPC	45.1347	5.6889	215	sediment	08/01/1998
OGSI	46.0536	6.7536	750	rock	03/05/1996
OGSR	45.1868	5.7357	212	sediment	10/07/1996
OGTB	46.3182	6.6016	860	sol	08/02/1999
OGTI	45.4875	6.9193	1796	rock	21/01/1998

Réseau Provence/Pyrénées - BRGM, Orléans					
PYAS	43.0119	0.7973	430	sediment	19/06/2002
PYBA	42.4693	3.1168	70	rock	15/04/2002
PYCA	43.0239	0.1825	701	rock	20/08/2003
PYFE	42.814	2.5025	275	rock	22/12/2000
PYFO	42.9671	1.6025	380	sediment	21/12/2000
PYLI	43.0007	1.1343	424	rock	16/04/2002
PYLS	42.8536	0.0032	770	rock	30/07/2001
PYOR	42.7724	1.5024	1030	rock	26/09/2002
PYPE	42.6689	2.8708	100	rock	08/06/2001

Suite page suivante ...

Suite de la table 1.1

PYPM	42.4058	2.4354	920	rock	20/12/2000
PYPT	43.0032	3.0226	60	rock	27/08/2001

Réseau Pyrénées - DTP, Toulouse

PYAD	43.0975	-0.4258	450	rock	02/02/2001
PYAT	43.0954	-0.7114	340	rock	24/04/2001
PYBE	42.8200	1.9524	1080	rock	04/10/2001
PYLO	43.0982	-0.0478	410	rock	24/07/2001
PYLU	42.7906	0.6014	630	sediment	14/08/2001
PYPP	43.1632	-1.2325	230	rock	15/07/2002
PYPR	42.6137	2.4294	410	rock	23/05/2001

Réseau Rhénan - EOST, Strasbourg

STBO	47.8536	7.2536	240	sediment	08/06/2000
STBR	47.7215	7.3179	250	sediment	10/03/2000
STBU	47.8839	6.8504	610	sediment	27/09/2001
STDM	48.000	6.6372	400	sediment	22/08/2002
STFL	47.0715	6.3179	910	sediment	27/04/2000
STHE	47.5715	7.5357	275	sediment	11/08/2000
STMU	48.5836	7.7554	135	sediment	18/09/2001
STSM	48.2179	7.1536	580	rock	20/12/1999
STUF	47.639	7.4372	275	sediment	03/10/2002

La figure 1.10 présente quelques statistiques sur le réseau RAP. Cette thèse a commencé en 2003, en phase active d'installation des stations, et nous pouvons remarquer que le nombre d'enregistrements a fortement augmenté depuis.

Les séismes utilisés dans les chapitres suivants ont été sélectionnés à partir de la sismicité recensée par le ReNaSS, de magnitude locale supérieure à 3 et enregistrés dans un minimum de trois stations RAP. Pour les événements pyrénéens nous avons choisi de retenir les localisations et temps origine du RSSP et pour les données alpines, celles du réseau Sismalp. Pour les séismes du nord-est de la France, nous avons conservé les données du ReNaSS.

Nous avons choisi de travailler avec les ondes S, qui sont les plus énergétiques dans la gamme de distances utiles au génie parasismique (0-100 km), et celles qui affectent le plus les constructions. Après avoir défini une fenêtre en temps qui contient ces ondes, nous avons utilisé deux types de spectres dans ce travail, les spectres de Fourier et les spectres de réponse.

Le spectre de réponse est donné par le maximum du déplacement, de la vitesse ou de l'accélération d'un oscillateur à un degré de liberté, possédant une fréquence propre

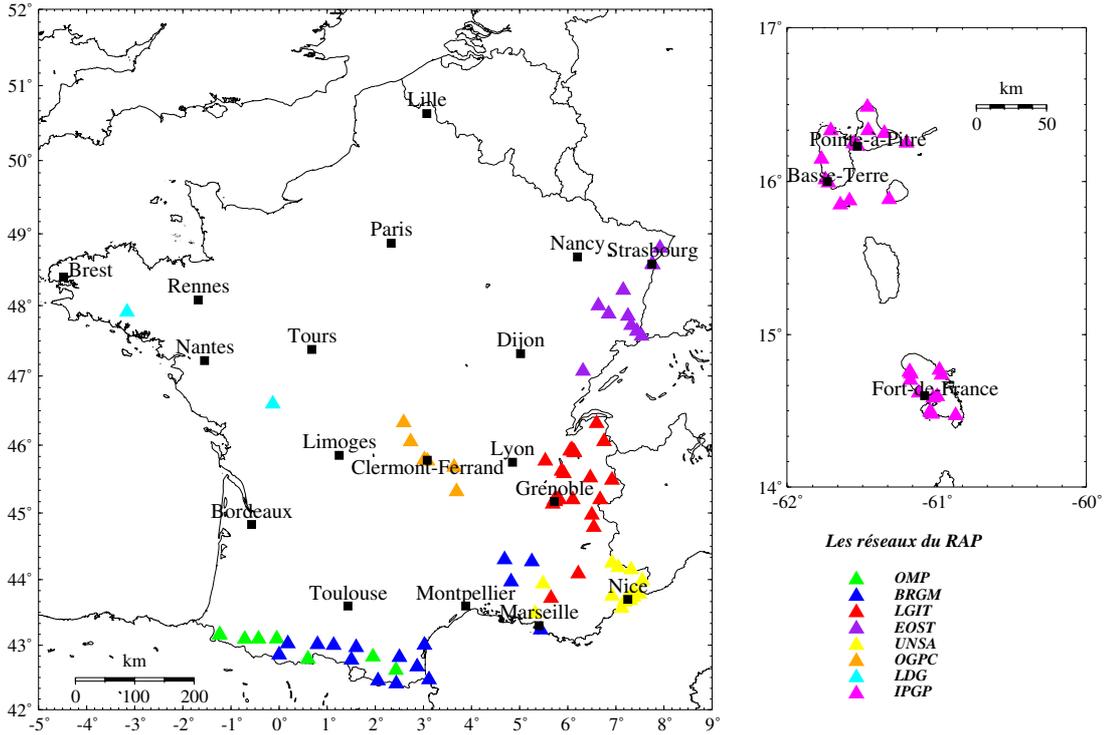


FIG. 1.9 : Stations du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) français (situation fin 2005), avec mention des organismes qui en ont la charge (www.rap.obs.ujf-grenoble.fr).

de vibration et un amortissement. L'oscillateur est modélisé par une masse (m) reliée à un ressort (de raideur k) et, en parallèle, à un amortisseur (de constante c) (Fig. 1.11). La période propre de cet oscillateur est donc $\omega_n = \sqrt{\frac{k}{m}}$, et le coefficient d'amortissement $\xi = \frac{c}{2\sqrt{km}}$. En notant $\ddot{u}_g(t)$ l'accélération du sol engendrée par le séisme, et $x(t)$, $\dot{x}(t)$ et $\ddot{x}(t)$ le déplacement, la vitesse et l'accélération relative de la masse m , nous avons :

$$x(t) = \frac{-1}{\omega_n \sqrt{1-\xi^2}} \int_0^t \ddot{u}_g(\tau) e^{-\omega_n \xi(t-\tau)} \sin(\omega_n \sqrt{1-\xi^2}(t-\tau)) d\tau$$

et les spectres de réponse sont définis comme suit :

$$\begin{aligned} S_D(\omega_n, \xi) &= \max_t |x(t)|, \\ S_V(\omega_n, \xi) &= \max_t |\dot{x}(t)|, \\ S_A(\omega_n, \xi) &= \max_t |\ddot{x}(t) + \ddot{u}_g(t)| \end{aligned}$$

Les spectres de réponse sont très utilisés en génie parasismique car ils donnent la réponse maximale d'un oscillateur à un degré de liberté à une excitation sismique donnée (Douglas, 2003). L'introduction de l'amortissement dans ces spectres constitue la principale différence avec les spectres de Fourier plus couramment utilisés en sismologie.

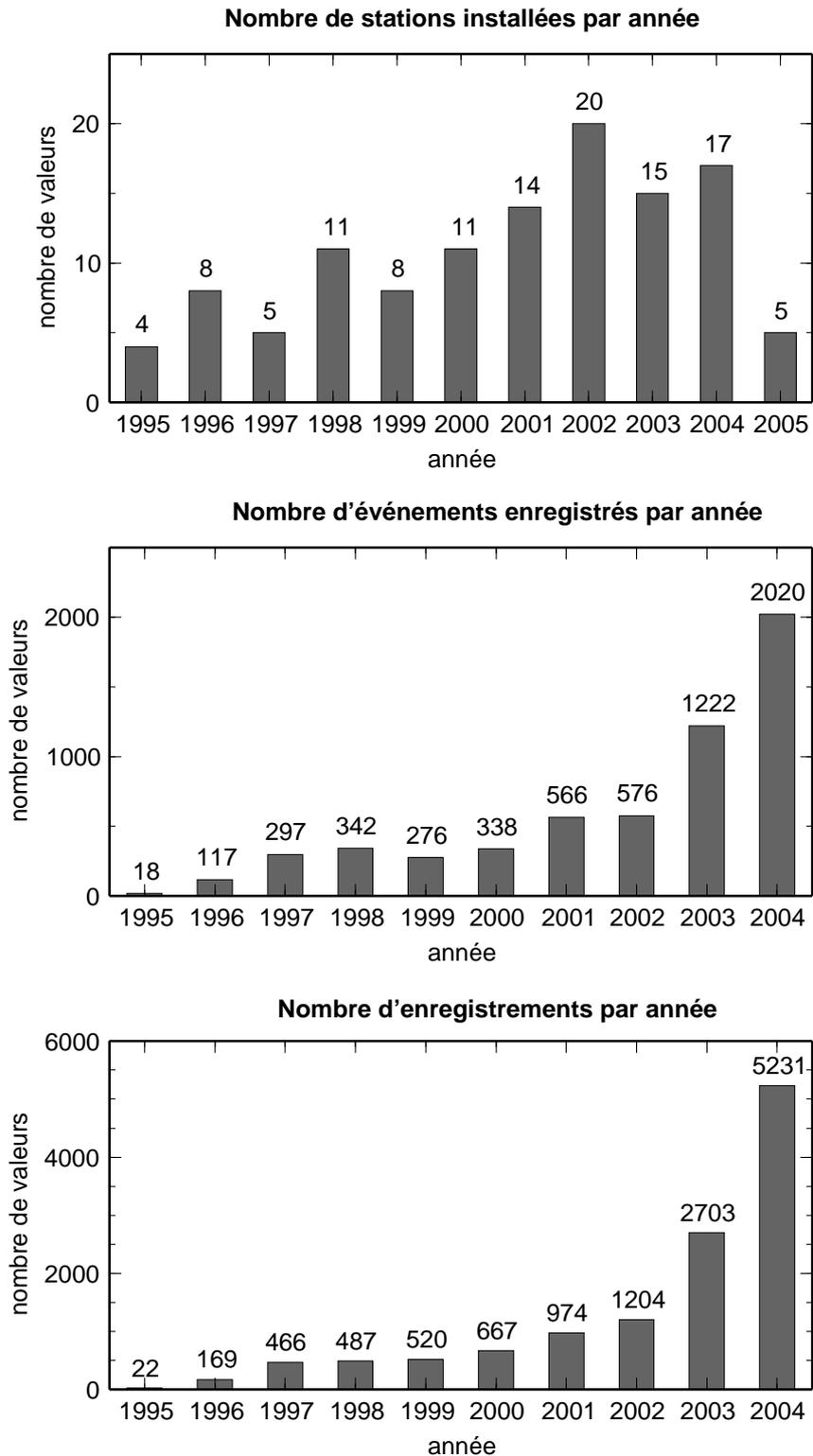


FIG. 1.10 : *Histogrammes des stations du RAP installées, des événements enregistrés, et des enregistrements recueillis par année (Philippe Gueguen, communication personnelle).*

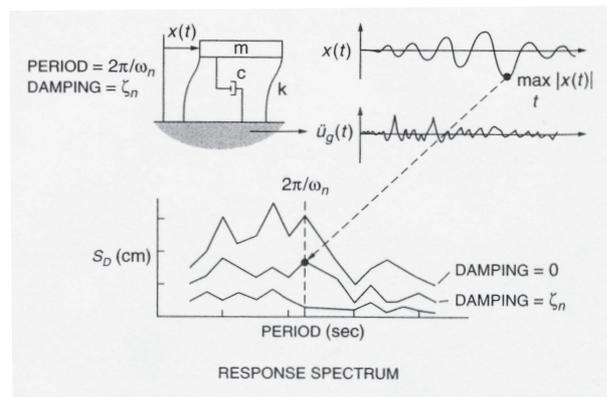


FIG. 1.11 : Schéma de l'oscillateur à un degré de liberté et spectre de réponse associé (tiré de Jennings, 2003).

Chapitre 2

Inversion linéaire

Sommaire

2.1	Introduction	23
2.2	Présentation de la méthode	24
2.2.1	Le spectre de Fourier en champ lointain	24
2.2.2	Etudes antérieures	28
2.3	Application aux Pyrénées : "Attenuation, seismic moments, and site effects for weak-motion events : Application to the Pyrenees", S. Drouet, A. Souriau, and F. Cotton (2005, <i>Bull. Seism. Soc. Am.</i> 95, 1731-1748)	30
2.4	Analyses complémentaires	49
2.4.1	Données	49
2.4.2	Tests sur l'amplitude des spectres	50
2.4.3	La recherche de la fréquence coin	55
2.4.4	Discussion sur les effets de site	56
2.5	Conclusion	57

2.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de déterminer, à l'aide de données de séismes modérés, les paramètres contrôlant la source sismique, la propagation des ondes et les effets de site. En effet, la caractérisation de ces paramètres est indispensable pour pouvoir ensuite étudier les mouvements forts. Après avoir présenté les différentes approches possibles et les études antérieures, nous présenterons une application aux Pyrénées en utilisant une inversion linéaire semi-globale de ces paramètres à partir d'enregistrements de séismes modérés ($2.7 < M_L < 5.4$) obtenus simultanément sur un ensemble de stations proches

($15 < \Delta < 200$ km). Les résultats obtenus, présentés dans un article, seront ensuite discuté à la lumière de différents tests, montrant en particulier l'influence de la fenêtre utilisée pour la sélection de l'onde S sur l'atténuation géométrique et le moment sismique.

2.2 Présentation de la méthode

2.2.1 Le spectre de Fourier en champ lointain

Aki (1967) a montré que l'amplitude spectrale du déplacement peut s'écrire comme le produit d'un terme de source multiplié par un terme de propagation, dans l'hypothèse d'un milieu élastique infini, isotrope et homogène. Le terme de propagation peut être étendu à des milieux non élastiques et non homogènes en introduisant des termes d'atténuation anélastique et de diffraction. De plus l'amplitude spectrale est modulée par les effets de site. De manière générale, nous pouvons écrire :

$$A_{ij}(r_{ij}, f) = \Omega_i(f) \times D_{ij}(r_{ij}, f) \times S_j(f) \quad (2.1)$$

où r_{ij} est la distance hypocentrale du séisme i à la station j , f la fréquence, Ω_i représente la source, D_{ij} le trajet et S_j l'effet de site.

Bien que l'équation régissant l'amplitude des spectres en déplacement des ondes S en champ lointain soit assez simple, la séparation des différents termes par une inversion est difficile. En effet, les interactions apparentes entre les différents paramètres ainsi que les limitations dues aux données rendent l'exercice difficile.

2.2.1.1 La source

La forme la plus courante adoptée pour le terme source est celle proposée par Brune (1970, 1971) : $\Omega_i(f) = \frac{m_i}{1 + \frac{f^2}{f_{c_i}^2}}$, où m_i est proportionnel au moment sismique (M_{0_i}) et f_{c_i} est la fréquence coin, caractéristique de la rupture sur le plan de faille. Cette paramétrisation de la source à partir de deux paramètres et d'une décroissance à haute fréquence en f^{-2} est bien adaptée à l'étude des petits séismes (Andrews, 1986).

Une première approche pour déterminer la fréquence coin et le moment pour un séisme consiste à déterminer les asymptotes à hautes et basses fréquences des spectres de Fourier en déplacement. La valeur à basse fréquence donne le moment et l'intersection des deux droites donne la fréquence coin. Cependant, d'autres études montrent que les paramètres ainsi retrouvés sont fortement influencés par les termes d'atténuation et d'effets de site (Frankel, 1982; Modiano and Hatzfeld, 1982; Anderson, 1986; Fletcher et al., 1986). Ces travaux montrent, en effet, que les fréquences coin et les moments sismiques sont dépendants de la station pour un même séisme.

D'autre part, de nombreuses études ont montré que la fréquence coin pour de petits séismes ($M < 3$) semble être limitée par une valeur maximale, désignée par f_{max} , au-delà de laquelle le spectre en déplacement montre une chute brutale d'amplitude, brisant la décroissance en f^{-2} et la loi de similitude proposée par Aki (1967) entre fréquence coin et magnitude (Fletcher, 1980; Aki, 1987). La figure 2.1 compare des spectres en accélération obtenus dans deux stations RAP des Pyrénées : PYAT et PYAD, et illustre l'existence de la fréquence f_{max} pour les deux stations. D'autre part, cette figure montre aussi que les effets de site peuvent masquer les fréquences coin des séismes. En effet, nous observons qu'il est possible de définir les asymptotes haute et basse fréquence pour les spectres enregistrés à la station PYAT, dont l'intersection donne une estimation de la fréquence coin. Par contre, pour la station PYAD, le spectre est très déformé, et il est seulement possible de repérer la fréquence f_{max} . L'origine de cette fréquence maximale a été débattue entre un phénomène de source ou d'atténuation sous le site d'enregistrement, et les implications de ce résultat sont nombreuses pour l'étude des hautes fréquences en sismologie : existe-t-il une différence de mécanisme de rupture entre petits et gros séismes ; quelle atténuation est engendrée par les couches superficielles à faible facteur de qualité ; comment sont générées les hautes fréquences par les forts séismes ? Plusieurs origines peuvent être invoquées pour expliquer cet effet en terme de source : la chute de contrainte et la vitesse de rupture peuvent être différentes pour les petits et les gros séismes, la rupture engendrée par de petits séismes peut aussi être limitée par une valeur critique de glissement engendrant la propagation de la rupture, en particulier dans les modèles de "Slip Weakening", ou par des barrières sur la faille (Archuleta et al., 1982; Aki, 1987). Simultanément, la question de la chute de contrainte supposée constante par le modèle de Brune est très discutée. Des études constatent que la chute de contrainte semble devenir dépendante du moment sismique pour les séismes de faible magnitude ($M < 3$) (Archuleta et al., 1982; Anderson, 1986), mais cette dépendance s'est révélée apparente et liée au phénomène f_{max} (Frankel and Wennerberg, 1989; Hutchings and Wu, 1990). Actuellement, cette question reste discutée (Ide and Beroza, 2001; Kanamori and Rivera, 2004) mais la transition entre petits et gros séismes en ce qui concerne la chute de contrainte se situerait plutôt entre les magnitudes 4 et 6 (Brodsky and Kanamori, 2001).

2.2.1.2 La propagation

Le terme de propagation met en jeu plusieurs mécanismes d'atténuation : l'atténuation anélastique, l'atténuation géométrique et l'atténuation par diffraction. Dans un milieu homogène élastique, seule l'atténuation géométrique existe et l'amplitude des ondes de volume diminue de manière inversement proportionnelle à la distance ($\frac{1}{R}$).

D'après la seconde loi de la thermodynamique, dans un milieu déformable, une fraction de l'énergie est perdue sous forme de chaleur. Les mécanismes qui en sont la cause sont complexes et sont liés à la structure atomique et moléculaire des cristaux dans les miné-

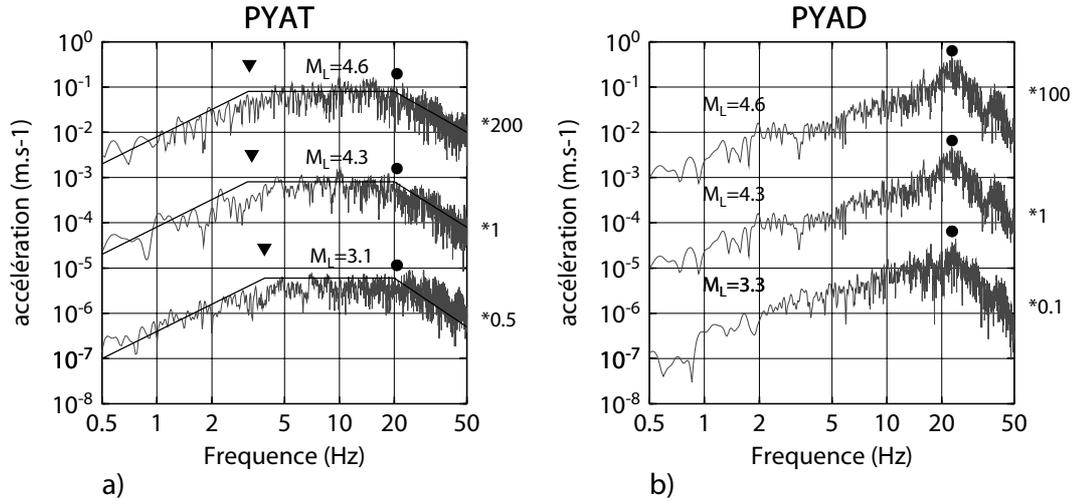


FIG. 2.1 : Exemples de spectres en accélération enregistrés dans deux stations du RAP, les séismes enregistrés ont des magnitudes comparables d'une station à l'autre. a) Station PYAT : nous observons les fréquences coin définies par l'intersection des asymptotes haute et basse fréquence (triangles), et la fréquence f_{max} qui correspond à une forte atténuation haute fréquence (ronds). b) Station PYAD : la fréquence f_{max} est toujours indiquée (ronds), par contre il est impossible de définir les asymptotes pour le spectre.

raux, ou à la présence de fractures et de fluides dans les roches. Il s'agit de frictions internes sur les plans de dislocation des minéraux ou aux joints de grains. Cette forme d'atténuation est modélisée par une exponentielle décroissante fonction du temps ($A = A_0 e^{-\frac{\omega_0 t}{2Q}}$), et est associée à un facteur de qualité Q qui représente l'énergie perdue au cours d'une oscillation pour une onde harmonique ($Q^{-1} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}$). En terme de propagation pour les ondes de volume, les effets de l'anélasticité sont souvent pris en compte par l'introduction d'un facteur multiplicatif de l'amplitude $A = A_0 e^{-\pi f t^*(f)}$, avec $t^*(f) = \int_s \frac{ds}{vQ(f)}$. Cette expression montre que, même si Q est indépendant de la fréquence, la diminution d'amplitude avec la distance dépend de la fréquence. Lorsque de nombreux processus d'atténuation se superposent, la bande d'absorption est large et approximativement plate, et Q peut être considéré comme indépendant de la fréquence (figure 2.2). Cependant pour les études crustales, une dépendance de Q avec la fréquence sous la forme $Q = Q_0 f^\alpha$ est souvent introduite pour permettre la prise en compte d'un mécanisme prédominant.

Un autre type d'atténuation est l'atténuation par diffraction. Dans la croûte terrestre qui est très hétérogène, les ondes sismiques rencontrent beaucoup d'obstacles et les multiples réflexions donnent lieu à une perte d'énergie au cours de la propagation. La coda sismique, qui est définie comme le train d'onde arrivant après les ondes S dans les enregistrements, est formée en grande partie de ces ondes diffractées qui arrivent dans toutes les directions. Le facteur de qualité associée à ces ondes contient deux contributions (anélasticité Q_a et diffraction Q_d) et, en théorie, il est possible de séparer les deux effets.

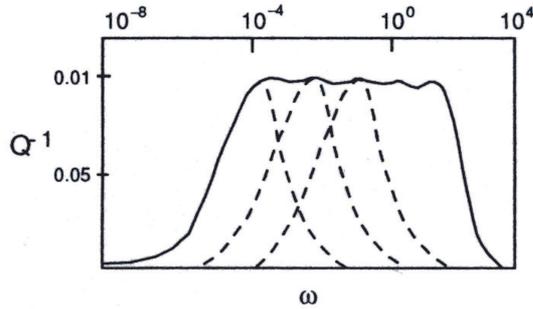


FIG. 2.2 : *Superposition de plusieurs pics de Debye représentant l'atténuation engendrée par plusieurs mécanismes (tiré de Lay and Wallace, 1995). L'enveloppe est plate sur une large bande de fréquence.*

Plusieurs modèles existent pour expliquer l'atténuation de la coda, allant de la diffusion pure, où $Q_a = Q_d$, à des modèles de simple et multiple diffraction. Le principal paramètre contrôlant la diffraction est le rapport entre la longueur d'onde et la taille des objets diffractants, l'atténuation par diffraction est donc fortement dépendante de la fréquence. Elle ne peut pas être prise en compte par un facteur de qualité similaire à celui représentant l'atténuation anélastique, dans la mesure où on ne peut pas définir une perte d'énergie par cycle. Dans les études suivantes, nous n'explicitons pas le terme de diffraction.

Dans notre cas, nous choisissons de travailler avec des ondes S directes. Mais du fait des distances utilisées (15 à 200 km), et des fenêtres de temps sur lesquelles nous travaillons, le signal est probablement pollué par des ondes S réfractées, des ondes de surface, la coda des ondes P et S. Nous choisissons donc de paramétrer l'atténuation géométrique en $\frac{1}{R^\gamma}$ pour rendre compte de cette combinaison d'ondes, et nous imposons un facteur de qualité Q (indépendant de la fréquence dans ce chapitre, et dépendant de la fréquence : $Q = Q_0 f^\alpha$ dans les suivants) qui rendra compte de l'atténuation anélastique. Cependant, pour les trajets les plus diffractants, nous pourrions craindre des perturbations de γ , Q_0 , et α par le terme diffractant.

2.2.1.3 Les effets de site

L'effet de site est une fonction de transfert dans le domaine fréquentiel, propre à chaque station, associant à chaque fréquence une amplification/dé-amplification, par rapport à l'excitation sismique due à la source et corrigée de l'atténuation. Cependant, une très forte atténuation anélastique dans les couches superficielles contribue, elle aussi, aux effets de site, si bien qu'elle est souvent modélisée par : $\exp(-\pi\kappa_j f)$ (Boore, 1983; Anderson, 1986) avec κ_j dépendant de la station. Ce terme est introduit pour prendre en compte l'effet f_{max} évoqué au paragraphe précédent. Pour simplifier notre étude, nous ne le prenons pas en compte. Après avoir inspecté les spectres de Fourier d'ondes S du jeu de données,

obtenus dans les différentes stations, nous avons remarqué que cet effet d'atténuation était limité à des fréquences supérieures à 15 Hz. Nous limitons donc nos spectres au-dessous de cette fréquence.

Les méthodes usuelles pour calculer les effets de site sont basées sur des rapports spectraux. Par exemple, les méthodes H/V (rapport entre les voies horizontale et verticale) sont appliquées sur du bruit de fond, ou du signal sismique. Ces méthodes ne donnent pas accès aux mêmes informations mais ce point est toujours discuté (Sato et al., 2001). La méthode basée sur du bruit de fond révèle la polarisation horizontale des ondes de Rayleigh selon les fréquences de résonance des bassins. Celle basée sur les ondes S directes suppose une incidence quasi-verticale à la base de la couche de sédiment analysée. Ces méthodes trouvent des fondements théoriques dans le cas d'une couche de sédiments sur un demi-espace homogène. Cependant, les observations montrent que ces méthodes donnent des fréquences de résonance comparables (surtout pour le mode fondamental de résonance du site), mais que les amplitudes ne sont pas correctement déterminées (Le Brun, 1997; Dubos, 2003). Une autre méthode classique consiste à faire le rapport des voies horizontales entre la station analysée et une station de référence. La référence doit ne pas présenter d'effet de site (station au rocher en général), et être située à proximité de la station étudiée par rapport à la distance au séisme, pour s'affranchir des effets de propagation et de radiation à la source. En génie parasismique, la classification des sites se fait sur la vitesse des ondes S sur les 30 derniers mètres sous la station. Cette méthode de classification permet d'avoir un classement plus physique que par une classification selon la géologie de surface, mais coûte cher. De plus dans des bassins sédimentaires tels que la vallée grenobloise où l'épaisseur de la couche sédimentaire atteint 300 ou 400 mètres (Le Brun, 1997), cette classification n'est pas forcément représentative de tous les effets de site.

Différents types d'inversion des paramètres mentionnés ci-dessus à partir de collections d'enregistrements ont été utilisées. Un bref rappel de ces méthodes fait l'objet de la section suivante.

2.2.2 Etudes antérieures

Andrews (1986) a été le premier à utiliser une inversion généralisée pour déconvoluer l'amplitude spectrale et séparer les termes de source et de site. Pour chaque fréquence analysée, l'amplitude spectrale est exprimée comme suit : $\log_{10}(A_{ij}) = \log_{10}(E_i) + \log_{10}(S_j)$. Dans ce cas l'amplitude spectrale a préalablement été corrigée de l'atténuation géométrique par multiplication de la distance hypocentrale. Cette formulation permet d'écrire le système sous forme matricielle $d = Gm$ et d'utiliser une inversion linéaire. Les termes de source sont ensuite comparés à ceux prédits par le modèle de Brune en calculant les intégrales, sur la fréquence, des carrés des spectres en déplacement et des spectres en vitesse. Cette étude démontre que le modèle dit en f^{-2} est bien adapté pour décrire de petits

séismes. Cependant l'atténuation anélastique n'est pas prise en compte dans ce modèle, et l'atténuation géométrique n'est pas inversée.

Boatwright et al. (1991) ont ensuite développé une méthode similaire. En introduisant explicitement le modèle de source de Brune dans le problème, on induit une non-linéarité dans l'équation qui peut être évitée par un développement limité du terme de source autour de la fréquence coin. Ils utilisent alors deux inversions successives, la première pour déterminer les termes de source et d'atténuation, et une seconde utilisant les résidus de la première pour corriger les termes de source et identifier les termes de site. Les fonctions de site sont de plus calées sur des informations géotechniques pour obtenir des amplitudes absolues. En effet, les inversions généralisées de ce type contiennent un degré de liberté, les termes de source et de site étant déterminés à un facteur multiplicatif près. Les études d'effets de site par rapports spectraux utilisent une station de référence située sur du rocher pour estimer l'effet de site dans les stations environnantes à une échelle locale (la distance entre les stations doit être négligeable par rapport à la distance au séisme pour s'affranchir des effets d'atténuation). La station au rocher est supposée sans effet de site. Dans les inversions généralisées, la référence peut être fixée par rapport à un ensemble de stations au rocher. Ce choix de la référence peut influencer la résolution du problème (c.f. chapitre 4).

Plus récemment, les études de Scherbaum (1990), Scherbaum and Wyss (1990), Haberland and Rietbrock (2001) utilisent un autre type d'inversion en deux étapes pour séparer les paramètres qui contrôlent la forme du spectre (fréquence coin, facteur de qualité) de ceux qui contrôlent son amplitude (moment sismique, atténuation géométrique). De plus, leurs inversions sont couplées à une tomographie du facteur de qualité qui permet de prendre en compte la structure 3D de l'atténuation, mais nécessite une forte densité de trajets dans la zone étudiée. Concernant l'atténuation géométrique, une façon de prendre en compte la structure 3D de la terre et les différents types d'ondes présents dans l'enregistrement est de définir une atténuation variable avec la distance (Raouf et al., 1999; Malagnini and Herrmann, 2000; Bay et al., 2003).

Toutes ces études montrent que la séparation des variables dans l'équation 2.1 est difficile, et que la paramétrisation du problème dépend du type de données utilisées. D'autre part, cette paramétrisation conditionne le type d'inversion (linéaire ou non-linéaire) à utiliser. Dans un premier temps, nous avons mis au point une méthode d'inversion semi-globale linéaire simplifiée, en deux étapes, la première fondée sur la forme du spectre, et la deuxième sur l'amplitude. Un exemple d'application est présenté dans la suite de ce chapitre. Les chapitres suivants présenteront d'autres méthodes d'inversion non-linéaires.

2.3 Application aux Pyrénées : "Attenuation, seismic moments, and site effects for weak-motion events : Application to the Pyrenees", S. Drouet, A. Souriau, and F. Cotton (2005, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 1731-1748)

L'article qui suit présente la méthode d'inversion linéaire semi-globale et son application aux données pyrénéennes accélérométriques et vélocimétriques enregistrées entre 2001 et 2003. Par semi-globale, nous entendons une analyse par séisme, par opposition aux méthodes qui travaillent sur un ensemble de séismes et d'enregistrements simultanément. La magnitude locale (OMP) est supérieure ou égale à 2.7. Cette faible magnitude est justifiée par la quantité de données accessibles qui conditionne la stabilité des résultats. Nous discuterons ensuite de la validité des résultats en présentant des tests additionnels.

Attenuation, Seismic Moments, and Site Effects for Weak-Motion Events: Application to the Pyrenees

by Stéphane Drouet, Annie Souriau, and Fabrice Cotton

Abstract We derive attenuation models, site response functions, and source parameters from small-magnitude events recorded at a regional scale. Our data set consists of 45 Pyrenean events with magnitude 2.7 to 5.4, recorded at distances from 15 to 200 km, for which about 600 displacement spectra could be computed.

We assume that the far-field displacement spectrum is the product of source, propagation, and site effects. *S*-wave displacement spectra are computed for accelerometric and velocimetric records using fast Fourier transforms by integration in the frequency domain for 0.5–15 Hz. Owing to the velocimeter response, the spectra may be unreliable below 1 Hz. A Brune-type source is assumed. Attenuation is decomposed into a frequency-dependent term (anelastic attenuation) and a non-frequency-dependent term (geometric attenuation). Adapting a process proposed by Scherbaum and Wyss (1990), we invert the data with a two-step regression. The first step recovers the geometric attenuation, the seismic moment, and a frequency-independent scaling factor. The second step gives the corner frequency, the anelastic attenuation, and a frequency-dependent site effect.

Our results show that the propagation term includes a slightly superspheric geometric attenuation that varies as $1/r^{1.2}$ and an anelastic attenuation that cannot be safely resolved with a linear approach. Computed moment magnitudes are generally 0.5 to 1 unit smaller than local magnitudes. Corner frequencies decrease linearly with magnitude, and the stress drops obtained appear to be nearly constant whatever the magnitude. Finally, robust site responses are computed that are compatible with those derived with other methods.

Introduction

Strong-motion prediction is a big challenge. In Europe, empirical strong ground motion models (e.g. Ambraseys *et al.*, 1996; Sabetta and Pugliese, 1996; Berge-Thierry *et al.*, 2003) have been built from very heterogeneous databases, which include records collected for various tectonic contexts. Moreover, these strong-motion databases are still dominated by analog instrument records, and the associated parameters (magnitude, earthquake location) have been derived using different procedures. Hardly any region in Europe can therefore be associated with a specific regional strong ground motion model, most regions having none at all. This lack of regional models is at present a weakness in the chain of seismic risk evaluation. It is caused by the fact that there are not enough strong-motion records to derive regional-specific empirical models.

However, in most European regions, large databases on small earthquakes are available. Associated parameters (magnitude, earthquake location) have been determined homogeneously. The use of such weak-motion data to derive strong-motion predictive relationships is thus a key goal of

earthquake engineering (e.g., Boore, 1983; Andrews, 1986; Boatwright *et al.*, 1991; Malagnini *et al.*, 1999; Raoof *et al.*, 1999; Bay *et al.*, 2003). In order to use these weak motions to predict strong motions, it is essential to specify the physical mechanisms that control earthquake ground motion. These mechanisms are not yet completely understood and many questions are still being discussed:

1. The geometric decay found in some weak-motion studies appears to be superspheric (e.g., Frankel *et al.*, 1990, dependence up to r^{-2}). On the other hand, in some empirical strong ground motion studies, a geometric decay in r^{-1} leads to a negative Q (e.g., Ambraseys *et al.*, 1996; Boore *et al.*, 1997; Berge-Thierry *et al.*, 2003). The superspheric amplitude decay has been ascribed to the reflection of the upgoing direct wave at the base of the layer above the focus (Frankel, 1991), and to scattering (Gagnepain-Beyneix, 1987). According to these phenomena, the geometrical decay should therefore be strongly dependent on the depth of the focus. On the other hand,

since large earthquakes are not point sources, but extended finite sources that generate seismic waves at different depths, the scaling of the geometrical spreading might not be the same for small and large earthquakes. Finally, reliable attenuation models are also needed to estimate equivalent magnitudes of historical events from macroseismic intensities, information which is important for seismic hazard evaluation.

2. Several magnitude scales are generally used to characterize small events, some of them based on record duration, others on *S*-wave amplitudes or on coda characteristics. Historical or practical reasons have governed these practices; however, only a magnitude based on a seismic moment has a physical significance and must be obtained even for small events.
3. There is still a discussion on stress-drop scaling with magnitude (e.g., Mayeda and Walter, 1996; Ide and Berroza, 2001). The question is whether this parameter, which despite valid criticism is still called stress drop (Atkinson and Beresnev, 1997), should be considered as independent of magnitude.
4. Rock site conditions have to be characterized. Velocimetric stations set up for seismic surveys are usually located on hard rock. By contrast, most of the strong-motion stations are located in urban areas on weathered sedimentary soft rock sites. As shown by Steidl *et al.* (1996), Boore *et al.* (1997), and Lussou *et al.* (2001), differences in rock site conditions strongly affect the amplitude and the frequency content of strong motions. It is thus important to quantify site responses, including rock site responses, which are often used as reference sites for spectral ratio computations.

In this article, we wish to address these questions. A large number of studies about inversion of source, path, and site effects have been published (e.g., Andrews, 1986; Boatwright *et al.*, 1991; Ordaz and Singh, 1992; Field and Jacob, 1995; Raoof *et al.*, 1999; Bay *et al.*, 2003; Rietbrock *et al.*, unpublished manuscript). We use a method based on a two-stage analysis of the seismic spectra of the *S* wave, following Scherbaum and Wyss (1990) and Rietbrock (2001). The first stage consists in determining the geometrical spreading from a regression of the low-frequency flat level of the displacement spectra versus hypocentral distance. The second consists in a regression of the displacement corrected for the source term, versus frequency; this enables recovery of the corner frequency, the anelastic attenuation, and a frequency-dependent site effect. The method is applied to Pyrenean data. The Pyrenees are one of the most seismically active regions in France and Spain, with moderate magnitude events. No specific attenuation curve is available for this area, and almost nothing is known about stress drops of Pyrenean events. Site conditions are also not characterized for the Pyrenean stations.

We have focussed on *S* waves, which provide useful information for earthquake engineering purposes. Acceler-

ometric and velocimetric stations have recorded a large number of events, providing high-quality data for such a study. For the smallest events, the velocimetric records make it possible to increase the distance range where no accelerograms are available. For such records, the amplitude of the low-frequency part of the spectra is attenuated by the instrument transfer function. Thus, the velocimetric data at frequencies significantly lower than the seismometer eigenfrequency (1 Hz) are not reliable, in spite of a rigorous deconvolution of the instrument response. Such a difficulty does not exist for the accelerometric records, which represent the largest data set at short distances.

The Pyrenean Context

The Pyrenean range has resulted from the collision of the Iberian and Eurasian plates with a low convergence rate. The suture between the two plates, the North Pyrenean fault (Fig. 1), is characterized by a sharp Moho jump. The crustal thickness increases from 30 km to the north of the range to 40–50 km to the south (Hirn *et al.*, 1980; Roure *et al.*, 1989). There is seismic activity along the whole range, with about 35 events of magnitude $m_b \geq 3.0$ each year (Souriau and Pauchet, 1998; Souriau *et al.*, 2001).

Since 1997 a seismic network of 20 three-component velocimetric stations has been operating in the French Pyrenees to survey the range. It is managed by the Observatoire Midi-Pyrénées (OMP). Twenty other stations are active on the Spanish side of the range. By combining the data from these networks, the OMP publishes yearly bulletins of the regional seismicity (www.omp.obs-mip.fr/omp/rssp/). In addition, the French Environment Ministry has decided to deploy a permanent accelerometric network in its territory. Nineteen stations were installed between 2001 and 2004 on the French side. The data are available at a central site located at the Grenoble Geophysical Observatory (www.rap.obs.ujf-grenoble.fr). The combined data from these two networks allows for good recording of earthquakes for a large range of distances and magnitudes.

Several magnitude scales are currently used. The OMP uses the classical M_L magnitude scale based on the maximum amplitude of the vertical record, with a decay curve valid for Californian data (e.g., Richter, 1958). At the national level, the Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS) at Strasbourg uses a similar approach, with a specific amplitude decay of the form $a\Delta^b$ (Δ , epicentral distance and a , b , constants), compatible with Richter's M_L scale. The Laboratoire de Détection Géophysique (LDG) of the Atomic Energy Commission uses another French magnitude scale based on the amplitude of the L_g wave at distances of 100 to 500 km, with a distance correction defined for the whole national territory. These various procedures, which are derived from those developed for other countries, are not necessarily valid for the Pyrenees, and may result in biased magnitude estimations. A magnitude computation based on a

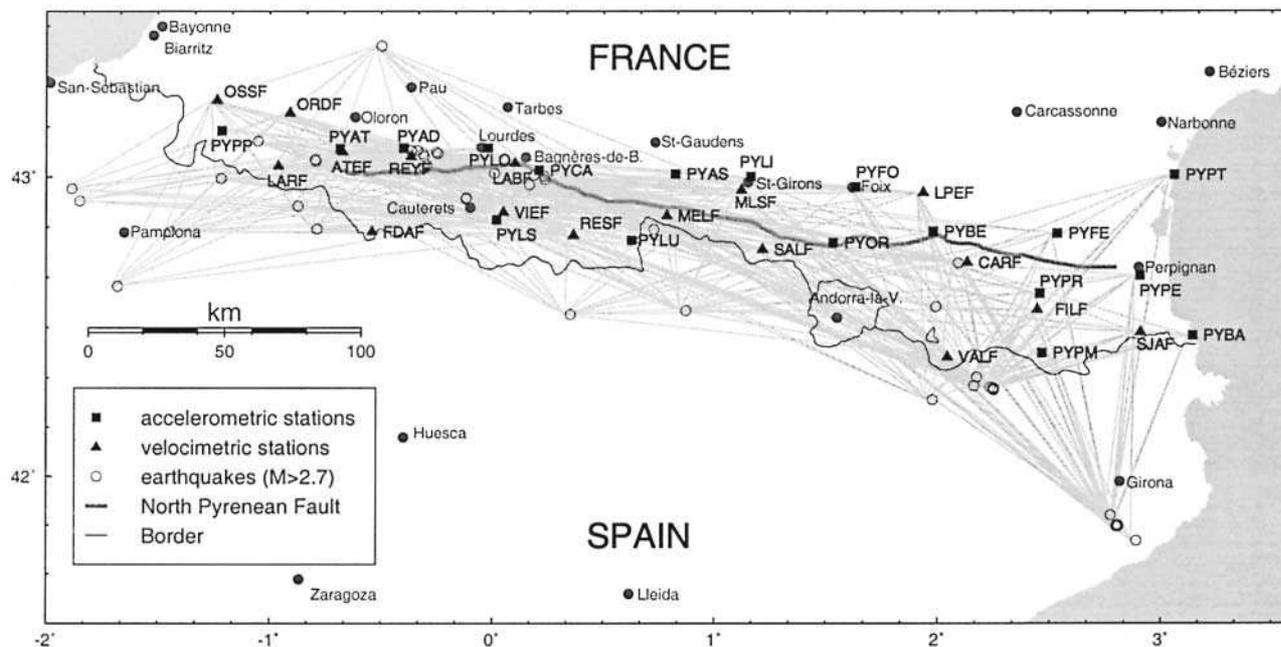


Figure 1. Map of the stations, events, and paths used in this study. Squares, accelerometers; triangles, velocimeters; open circles, epicenters. The North Pyrenean fault (hidden beneath the sediments to the west) corresponds to the boundary between Iberian and Eurasian plates and to a strong Moho jump (see text).

seismic moment with use of an appropriate amplitude decay is thus one of the goals of this study.

Numerous previous studies of crustal attenuation have been conducted in France, but most of them concern L_g -wave or S -wave coda (e.g., Campillo *et al.*, 1985; Campillo and Plantet, 1991; Chevrot and Cansi, 1996; Lacombe *et al.*, 2003). Only a few studies specifically concern the Pyrenees. Modiano and Hatzfeld (1982) used S -wave displacement spectra of local events in the western Pyrenees to estimate a frequency-independent quality factor, as well as seismic moments and stress drops. They found Q in the range of 200 to 300. In the same region, a study of coda Q (Herráiz and Mezcua, 1984) led to a mean Q -value of 400, which again is assumed to be independent of frequency. These authors also proposed an empirical relationship between the seismic moment M_0 and the local magnitude M_L . Again in the same area, Gagnepain-Beyneix (1987) analyzed coda waves and showed that scattering is the prevailing mechanism of attenuation below 10 Hz. She modeled the quality factor as $Q(f) = q_0 f^\alpha$ and observed strong variations of q_0 and α , both laterally and with depth. q_0 ranges from 30 to 140 and α from 0.7 to 1.1, low q_0 and high α being related to fractured areas in the upper crust. A very low coda- Q has also been observed in the eastern Pyrenees (Correig *et al.*, 1990). L_g waves for transpyrenean paths (Chazalon *et al.*, 1993) have been used to simultaneously invert Q and source parameters, assuming that the geometrical attenuation is known. A systematic underestimation of the moment magnitude M_w was observed, when compared to M_L . Up to now, no study is available at the scale of the whole Pyrenean range with a

single method. Moreover, simultaneous inversion of geometrical attenuation, anelastic attenuation, source parameters, and site effects has not been attempted yet.

Data Selection and Spectrum Computation

Data from 18 accelerometric stations and 17 velocimetric stations have been used (see Table 1). All of these stations are located on the French side of the range, which is also the most active one. Unfortunately, no Spanish accelerometric data were available at the time of this study. The station characteristics are given in Table 1 as well as the nature of the ground where they are set up. The sampling rate is 125 samples per second for the accelerometers and 62.5 samples per second for the velocimeters.

In the initial selection, events with fewer than three accelerometric records were removed. Owing to the progressive deployment of the accelerometric stations from 2001 to 2002, only 45 events had three or more records (see Table 2). These have local OMP-magnitudes ranging from 2.7 to 5.4. For each event, stations at epicentral distances between 15 and 200 km have been selected. As will be seen in the Method section, the far-field approximation procedure requires a minimum distance of about 15 km. The cutoff at large distance was determined by our choice to work with S_g waves, and to avoid S_n and L_g waves, which could possibly lead to different results.

Figure 1 shows the paths between earthquakes and stations investigated in this study. Figure 2 gives the distribution of the data as a function of epicentral distances and

Table 1
Stations Used in This Study

Name	Lat. (deg. N)	Long. (deg. E)	Elevation (m)	Geological Site Type
Accelerometric Stations				
PYAD	43.098	-0.426	450	rock
PYAS	43.012	0.797	430	sediment
PYAT	43.095	-0.711	340	rock
PYBA	42.474	3.117	70	rock
PYBE	42.820	1.952	1080	rock
PYCA	43.024	0.183	701	rock
PYFE	42.814	2.507	275	sediment
PYFO	42.968	1.607	380	sediment
PYLI	43.002	1.136	424	rock
PYLO	43.098	-0.048	410	rock
PYLS	42.860	-0.008	770	rock
PYLU	42.791	0.601	630	sediment
PYOR	42.783	1.507	1030	rock
PYPE	42.673	2.878	100	sediment
PYPM	42.416	2.439	920	rock
PYPP	43.156	-1.241	270	rock
PYPR	42.614	2.429	410	sediment
PYPT	43.009	3.033	60	rock
Velocimetric Stations				
ATEF	43.086	-0.700	480	rock
CARF	42.716	2.106	1220	rock
FDAF	42.819	-0.567	1230	rock
FILF	42.560	2.418	850	rock
LABF	43.048	0.074	750	rock
LARF	43.038	-0.988	670	rock
LPEF	42.949	1.908	440	rock
MELF	42.873	0.759	940	rock
MLSF	42.958	1.095	450	rock
ORDF	43.214	-0.936	270	rock
OSSF	43.256	-1.262	240	rock
RESF	42.808	0.339	1270	rock
REYF	43.070	-0.393	480	rock
SALF	42.760	1.189	900	rock
SJAF	42.485	2.882	450	rock
VALF	42.402	2.017	1580	rock
VIEF	42.884	0.024	1000	rock

magnitudes. It shows that velocimetric data allow the data set at large distances to be increased, in particular for small magnitudes.

The S -wave spectra are computed on windows that are 20 sec long, beginning 1 to 5 sec before the S_g arrival, depending on hypocentral distance. Such a short window prevents the perturbation of the S_g signal by the coda and L_g wave at large distance. The coda might influence our results if longer windows were used. At the largest distances, S_n may arrive before S_g . However, this signal is weak and difficult to identify due to the varying Moho depth across the North Pyrenean fault; thus S_g , which is more energetic, will be used at any distance for spectrum computations.

For each record, the Fourier spectrum of the signal is computed after removing the linear trend, and is then corrected for instrumental response in the spectral domain using the transfer functions of the sensors (velocimeters Mark

Products L4C [1 Hz]; accelerometers, Kinematics episensor), and the amplifications of the recorders. It is then divided by ω (where $\omega = 2\pi f$, with f the frequency) for the velocimetric data and by ω^2 for the accelerometric data, in order to obtain the displacement spectrum. The spectrum is then smoothed between 0.5 and 30 Hz for accelerometric data, between 0.5 and 15 Hz for velocimetric data, with the upper limits reflecting the different sampling rates of the two kinds of records. The smoothing is performed, for each spectrum, by computing the mean value over frequency bands of 1 Hz overlapping each other by 0.5 Hz. At low frequency ($f < 1$ Hz), windows are reduced to 0.5 Hz with 0.25 Hz overlap. This smoothing is applied in order to eliminate the very high frequency noise without eliminating the high-frequency content due to the site effects, and without over-smoothing the low frequencies. The level of smoothing remains, however, somewhat arbitrary.

The north and east components are combined in the Fourier domain to obtain a single horizontal component, such that

$$S(H) = \sqrt{\frac{S(E)^2 + S(N)^2}{2}} \quad (1)$$

This method assumes that the east and north components have no phase coherency, a hypothesis we checked in our records.

The noise spectra are computed in the same way on the signal between the beginning of the record and the P -wave arrival time. A minimum signal-to-noise ratio (S/N) of 3 is imposed for any frequency used in the inversion. The instrument correction amplifies noise at low frequency both for velocity and acceleration records. However, as the signal and noise spectra are amplified in the same way, the constraint on the S/N ratio rejects the frequencies for which the seismic signal is low. The high quality of the velocimetric sites allows the recovery of some significant signal ($S/N > 3$) for magnitude 2.7 events up to 200 km.

Figure 3 shows the two horizontal records of the acceleration for the 16 May 2002 earthquake (14h56m) at the PYFO station, the raw and smoothed Fourier displacement spectra obtained for the horizontal signal, as well as the noise spectra. As expected, our displacement spectra reveal a flat level for frequencies greater than approximately 0.3 to 0.5 Hz followed by a decay at high frequency. A strong increase is also observed at very low frequency, but this is related to the division by ω or ω^2 or to the instrumental noise. As a test of robustness of the processing, we checked that the spectra obtained for the PYAT accelerometric station and the nearby ATEF velocimetric station were similar for all the events recorded by both stations (even for a magnitude 3.3 event up to 100 km; see Fig. 3c). This confirms that the instrumental correction is valid and that accelerometric and velocimetric data can be merged. The final data set consists of 588 spectra (184 from accelerometric records

Table 2
Earthquakes Used in This Study

N	Y	M	D	h:m	Lat. (deg. N)	Long. (deg. E)	Depth (km)	Magnitudes			Number of Records	Epicentral Distance Range (km) min/max
								OMP	LDG	RéNaSS		
1	2001	6	2	23h02m	42.259	1.951	5.7	3.7	3.6	3.9	11	16.8/172.4
2	2001	6	4	19h17m	43.007	0.160	11.4	3.4	3.6	3.6	14	17.6/190.9
3	2001	9	5	4h25m	43.089	-0.393	10.1	2.8	3.0	—	9	25.0/96.8
4	2001	10	7	18h24m	43.013	-0.018	9.4	3.1	3.2	3.1	11	31.1/179.6
5	2001	12	12	12h10m	43.121	-1.079	8.4	3.1	3.3	3.5	12	15.5/189.0
6	2001	12	14	18h28m	42.828	-0.814	8.9	3.4	3.5	3.6	14	27.3/163.6
7	2002	2	21	10h21m	42.921	-1.876	5.8	4.6	4.4	4.2	8	73.4/180.9
8	2002	3	18	15h18m	42.962	-1.912	6.2	4.3	4.1	3.7	7	62.1/184.2
9	2002	4	23	18h12m	42.827	0.701	5.9	2.8	2.9	3.0	9	29.6/139.8
10	2002	5	16	14h56m	42.929	-0.146	9.5	4.6	4.8	4.8	16	20.4/185.1
11	2002	5	16	15h14m	42.932	-0.144	7.1	4.3	4.4	4.2	14	20.0/185.0
12	2002	5	19	4h44m	42.975	0.140	12.5	3.7	3.8	3.8	20	17.6/197.9
13	2002	6	11	18h56m	41.832	2.783	9.3	3.2	3.0	3.0	10	70.9/186.8
14	2002	6	13	10h42m	41.835	2.780	8.6	3.3	3.2	3.4	12	70.5/186.4
15	2002	6	21	2h26m	41.830	2.772	8.9	4.0	3.7	3.6	11	70.7/187.1
16	2002	7	8	9h46m	43.033	-0.334	8.6	3.2	3.3	2.8	13	24.3/182.6
17	2002	7	16	9h26m	43.060	-0.822	8.4	3.0	3.0	3.2	8	19.4/167.2
18	2002	7	16	9h27m	43.055	-0.820	9.2	3.3	3.2	3.3	3	20.0/166.9
19	2002	9	5	20h42m	43.089	-0.390	9.3	4.0	4.1	4.1	10	25.2/187.4
20	2002	11	10	3h27m	42.638	-1.706	9.7	4.0	3.9	3.9	7	73.6/168.1
21	2002	11	28	18h30m	41.782	2.864	8.9	3.2	2.9	2.9	6	78.1/175.5
22	2002	12	9	13h44m	43.004	0.206	11.6	3.2	3.7	3.3	14	20.0/188.6
23	2002	12	11	20h09m	43.090	-0.364	11.8	4.2	4.3	4.4	13	25.7/185.3
24	2002	12	12	17h59m	43.080	-0.272	8.8	4.6	4.9	4.6	15	18.3/197.8
25	2002	12	13	6h00m	43.085	-0.280	8.9	3.0	3.3	2.9	13	18.9/198.6
26	2002	12	16	16h20m	42.545	0.325	8.8	3.3	3.3	3.3	18	29.2/172.4
27	2002	12	18	17h58m	42.993	0.210	13.0	2.8	3.2	2.4	13	19.4/161.7
28	2003	1	1	11h01m	42.904	-0.899	5.6	2.9	2.9	2.9	10	16.5/171.0
29	2003	1	21	18h01m	43.071	-0.335	9.1	4.3	4.6	4.4	14	23.5/182.9
30	2003	2	10	6h07m	43.079	-0.340	8.6	2.9	3.1	2.5	9	29.3/129.5
31	2003	2	26	3h32m	42.301	2.208	8.1	4.4	4.4	4.1	20	19.3/191.9
32	2003	3	10	0h54m	42.300	2.220	7.3	3.0	3.1	3.0	13	20.2/164.2
33	2003	4	18	2h54m	41.869	2.748	8.6	3.5	3.2	3.6	9	81.5/197.9
34	2003	7	2	6h45m	42.570	1.965	4.2	3.1	3.3	3.3	14	19.2/163.2
35	2003	9	30	5h31m	42.996	-1.243	7.9	3.3	3.4	3.4	12	21.3/199.9
36	2003	10	3	23h40m	42.714	2.064	11.1	3.3	3.5	3.5	18	29.1/167.5
37	2003	10	13	3h28m	43.436	-0.526	12.1	3.7	4.0	3.9	12	41.3/158.2
38	2003	10	26	8h28m	41.836	2.774	7.3	3.3	3.0	3.3	8	70.2/185.9
39	2004	2	3	21h16m	42.557	0.845	11.2	3.7	3.7	3.7	24	35.8/188.4
40	2004	6	1	16h50m	42.292	2.223	7.2	4.1	4.4	4.1	15	20.9/194.8
41	2004	6	4	4h56m	42.296	2.225	7.4	3.6	3.5	3.6	13	20.8/191.7
42	2004	6	4	18h24m	43.040	-0.322	6.5	3.2	3.4	3.2	13	31.1/181.6
43	2004	9	18	12h52m	42.819	-1.470	11.6	5.4	5.2	5.3	13	46.2/185.8
44	2004	9	21	15h48m	42.335	2.148	3.7	4.9	5.1	4.8	19	33.4/187.1
45	2004	9	23	9h58m	42.306	2.136	4.3	3.9	4.0	3.9	16	36.5/187.7

and 404 from velocimetric records) for 45 earthquakes and 35 stations.

A Qualitative Examination of the Acceleration Spectra

Before analyzing the displacement spectra, we shall first discuss the information in the accelerometric spectra. Figure 4 shows the spectra of the horizontal acceleration obtained at two stations (PYAT and PYAD) for different events. The

distances are small, in the 30–60 km range, so the records are not strongly affected by anelastic attenuation. The spectra at PYAT (Fig. 4a) are typical of what is observed at most stations. At low frequency, we note an increase of acceleration with frequency, with a slope close to 2. This is characteristic of a Brune-type source (Brune, 1970, 1971). When the frequency increases, the spectra become asymptotically flat above the corner frequency f_c . This frequency, which is characteristic of the event, decreases for increasing magnitude. In the absence of attenuation, the spectra would remain

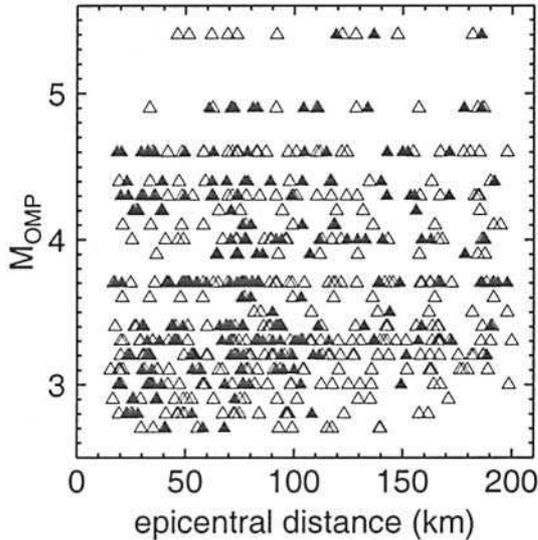


Figure 2. Magnitude versus distance for the events used in this study. Each symbol corresponds to one record, black triangles refer to accelerometers, and open triangles to velocimeters.

nearly flat up to the Nyquist frequency. However, a sharp fall-off is observed above $f_{max} = 20$ Hz. This f_{max} -value remains identical whatever the event and is characteristic of the station site (Hanks, 1982); even so, source effects have sometimes been invoked to explain it (Aki, 1987). For most of our stations, f_{max} is above 15 Hz, and the flat part of the spectra is only weakly perturbed by the site effects at lower frequency. For this reason, the frequency band 0.5–15 Hz will be used in the inversion.

Figure 4b gives an example where this is not the case. At the PYAD station, a sharp fall-off above 22 Hz is observed, but the spectra are not flat below that frequency, and

it is hardly possible to identify the corner frequency from a change of slope. The site effect remains important around 5–10 Hz, and considerably distorts the spectrum shape. As most of the earthquakes are well recorded by a large number of stations (13 records for each event on average), we may expect that spectrum distortions at a few stations will compensate for each other without introducing important biases in the final results.

Figure 5 shows the acceleration spectra of event 10 recorded at three stations with very different hypocentral distances. Taking into account the scaling factors on the right, a global attenuation by about 100 may be seen between the nearest and the most remote stations (29 km and 171 km). As will be seen in the next section, it is dominated at low frequency by the geometric attenuation. At large distances, the flat section between f_c and f_{max} does not become asymptotically horizontal as it did at a short distance. Rather, there is a decrease in amplitude with increasing frequency, which can be ascribed to anelastic attenuation. It is impossible to estimate either f_c or f_{max} visually for such large-distance spectra.

Method of Displacement Spectrum Analysis

The S -wave displacement spectrum $A_{ij}(r_{ij}, f)$ can be written as the product of a source term, a propagation term, and a station term:

$$A_{ij}(r_{ij}, f) = \Omega_i(f) \times D_{ij}(r_{ij}, f) \times S_j(f) \quad (2)$$

where r_{ij} is the hypocentral distance from earthquake i to station j , and f is the frequency. The far-field displacement spectra of a Brune's source model (Brune, 1970, 1971) have been considered. As a minimum distance of a few wavelengths is required for the far-field approximation to be valid

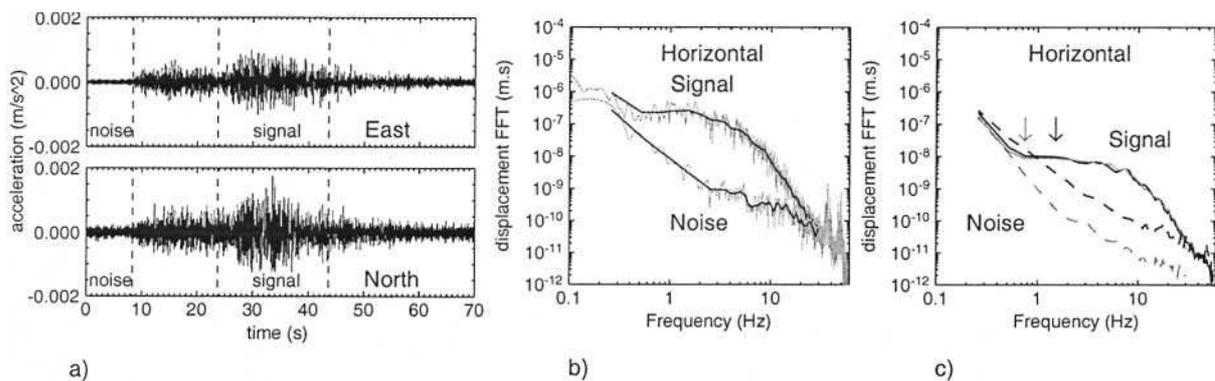


Figure 3. (a) Records of the acceleration for the horizontal components of the 16 May 2002 earthquake (14h56m) at the PYFO station. Vertical dashed lines delineate the windows used for spectrum computation of signal (between $t_S - 2$ sec and $t_S + 18$ sec) and noise. (b) Raw and smoothed Fourier spectra of the displacement (upper curve) and noise (lower curve) for this event. (c) Smoothed Fourier spectra (solid lines, signal; dashed lines, noise) of the 16 December 2002 earthquake ($M_{OMP} = 3.3$) recorded at PYAT (black) and ATEF (gray) (distance ~ 100 km). Arrows correspond to $S/N = 3$; lower frequencies are not taken into account in the inversion.

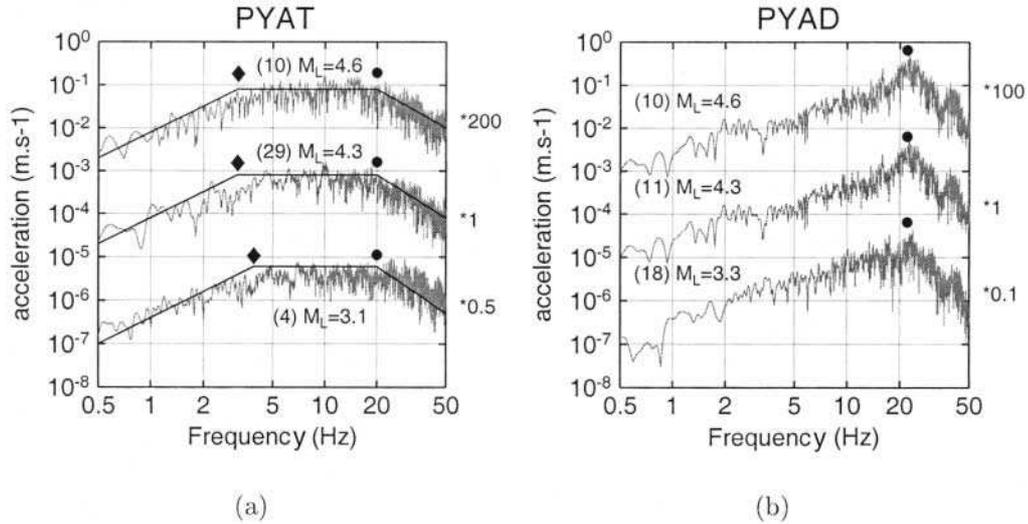


Figure 4. Examples of acceleration spectra for three events with different magnitudes recorded at two stations: (a) PYAT, which corresponds to typical spectra; (b) PYAD, where the spectra are very strongly distorted by an important site effect. The event number (in brackets) refers to Table 2. The multiplicative factor at the right of each spectrum were applied to the spectra so that they could be compared. Note, in (a) the apparent corner frequencies (diamond), and the fall-off above f_{max} (dot), a characteristic frequency of the station. In (b), the corner frequency for each event must be similar as in (a), but it is hidden by the site effect, and f_{max} is different with a stronger fall-off.

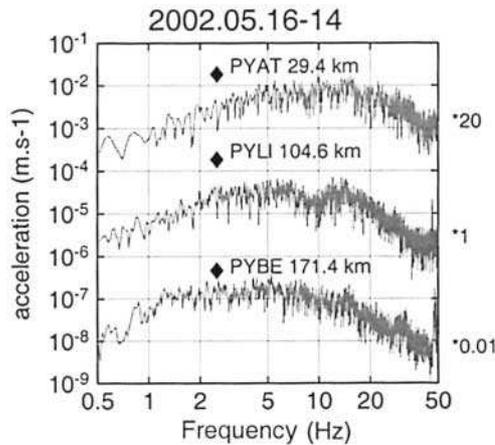


Figure 5. Acceleration spectra of event 10 at three stations with very different epicentral distances, Diamonds indicate the calculated corner frequency for this event (see Table 3). Note the change of the slope of the spectra between 3 and 20 Hz, mostly due to the anelastic attenuation.

(e.g., Aki and Richards, 2002), the use of frequencies down to 0.5 Hz (i.e., wavelengths up to 5 km) imposes a minimum hypocentral distance of about 15 km.

The attenuation along the path includes several mechanisms. First, the anelastic decay is represented by a term $\exp\left(-\frac{\pi r_{ij}}{Qv_s} f\right)$ where v_s is the average S -wave velocity along the path and Q the average quality factor, which is assumed to be frequency independent. The validity of this hypothesis

will be discussed later. Second, we will assume that the geometrical spreading is allowed to differ from the classical $\frac{1}{r_{ij}}$ form, and can be written as $\frac{1}{R_0} \left(\frac{R_0}{r_{ij}}\right)^\gamma$, where R_0 is a saturation radius below which the decay in $r_{ij}^{-\gamma}$ is no longer valid. It is introduced to avoid a singularity at the origin. The scattering term is not introduced explicitly, so it may contribute to the geometrical spreading term if it is frequency independent, or it may appear as a perturbation in the anelastic term if it is frequency dependent.

$S_j(f)$ is the site effect at station j . This term is equal to unity at each frequency in the absence of a site effect.

Equation (2) may thus be written as:

$$A_{ij}(r_{ij}, f) = \frac{m_i}{1 + \frac{f^2}{f_c^2}} \times \exp\left(-\frac{\pi r_{ij}}{Qv_s} f\right) \times \frac{1}{R_0} \left(\frac{R_0}{r_{ij}}\right)^\gamma \times SF \times S_j(f) \quad (3)$$

This leads to a system of equations where the unknowns are the m_i values (related to seismic moment) and the corner frequency f_c for each event i , the site term $S_j(f)$ for each station j , the parameters Q , γ , and R_0 , which concern the propagation, and finally a frequency-independent scaling factor (SF), which is introduced at this stage to allow for fluctuations of the mean amplitude.

In order to simplify the resolution of system (3), we have adapted a method proposed by Scherbaum and Wyss

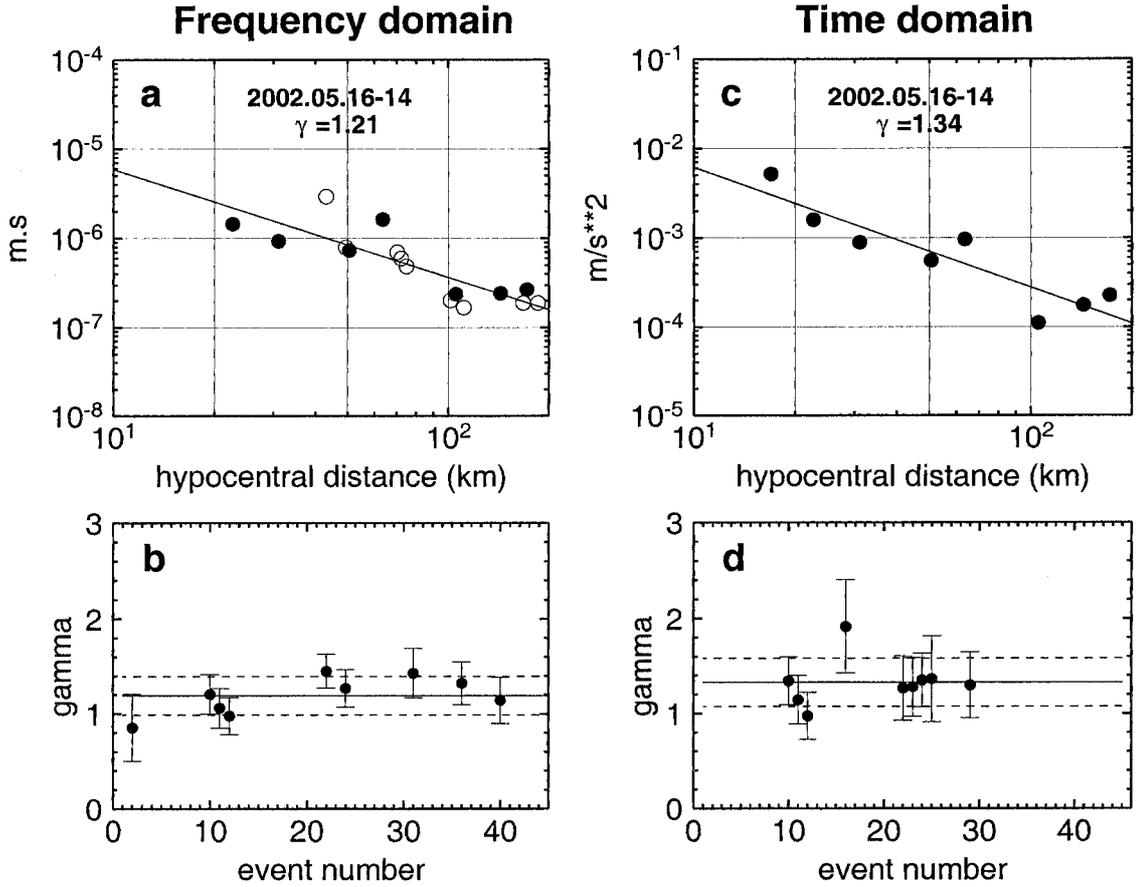


Figure 6. Determination of the geometrical spreading $1/r^\gamma$. (a) Example of event 10. Each dot gives the value of the low-frequency horizontal displacement spectrum at one station as a function of hypocentral distance. Dark symbols are for the accelerometric stations, open symbols for the velocimetric stations. The best fit (straight line) gives a slope $\gamma = 1.21$, and the distance between this line and the single values gives the station correction term, which is then averaged over all the records at the same station. (b) γ -values obtained for the best recorded events. Their mean value is $\gamma = 1.19$; dashed lines correspond to the 1σ confidence level. (c) and (d) Same as (a) and (b) determined in the time domain. (c) Peak ground acceleration of the east component records for event number 10, bandpass filtered at 0.5–2 Hz. (d) γ -values obtained for the best-recorded events.

(1990) and Rietbrock (2001). This consists in estimating separately the terms that determine the shape of the spectrum from those that depend on the distance and on the source.

Regression versus Distance at Zero Frequency:
Retrieval of γ , SF , M_{0i} , and R_0

The first step uses the expression of the displacement spectrum when the frequency becomes close to zero. By introducing the explicit expression of m_i (Brune, 1970), we get:

$$A(r_{ij}, f \rightarrow 0) = \frac{2R_{0\phi}M_{0i}}{4\pi\rho\beta^3R_0} \times SF \times \left(\frac{R_0}{r_{ij}}\right)^\gamma \quad (4)$$

where $R_{0\phi}$ is the source radiation pattern, assumed to be

constant ($R_{0\phi} = 0.63$ for S waves), M_{0i} is the seismic moment, ρ and β are the density and the S -wave velocity of the medium at the source (we assume $\beta = v_S = 3.5 \text{ km sec}^{-1}$ and $\rho = 2800 \text{ kg m}^{-3}$). The factor of 2 accounts for the free surface reflection at the station assuming a quasivertical incidence. This is exact for S_H and a convenient approximation for S_V (Modiano and Hatzfeld, 1982). Finally, R_0 is a reference distance below which the form of the attenuation is unknown. Taking the logarithm of equation (4), we find:

$$\log_{10}(A(r_{ij}, f \rightarrow 0)) = \log_{10}\left(\frac{2R_{0\phi}M_{0i}}{4\pi\rho\beta^3R_0}\right) + \log_{10}(SF) - \gamma \log_{10}\left(\frac{r_{ij}}{R_0}\right) \quad (5)$$

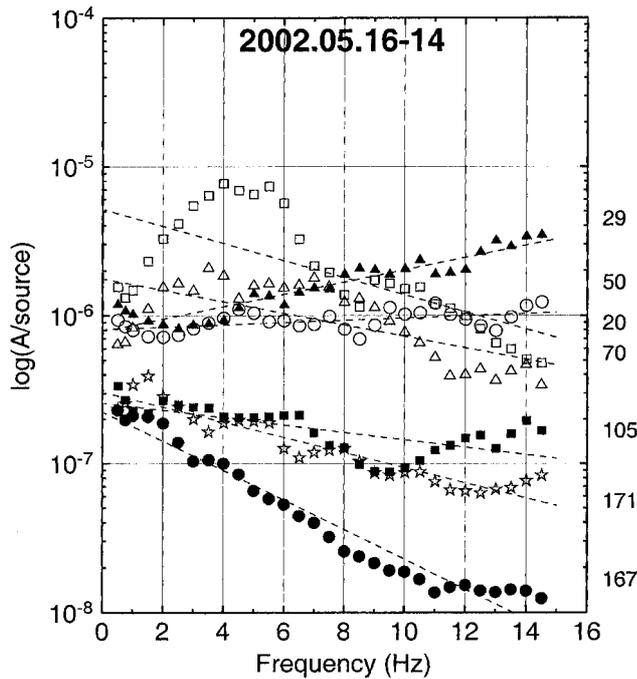


Figure 7. Determination of the anelastic attenuation from the Fourier displacement spectra (in ms), corrected for the source shape $\frac{1}{1+f^2/f_c^2}$. Example of event 10. The different symbols refer to the different stations with the epicentral distances shown (in km). Straight lines are obtained for the best-fitting corner frequency. The slopes are proportional to the ratio (distance/ Q). Note the few unexpected negative slopes for short distances.

$A(r_{ij}, f \rightarrow 0)$ represents the flat part of the displacement spectrum at low frequency. We approximate it by calculating the mean value of $A(r_{ij}, f)$ in the frequency range 0.5–2 Hz, that is, below the corner frequency, which is of the order of 2.5 Hz for a magnitude 5 event (Chevrot and Cansi, 1996).

For a particular event, the exponent of the geometric attenuation is given by the slope of $\log_{10}(A(r_{ij}, f \rightarrow 0))$ as a function of $\log_{10}\left(\frac{r_{ij}}{R_0}\right)$. Figure 6a gives the example of event 10 (2002.05.16, 14h56m) recorded at 16 stations between 22.7 and 185.4 km, which gives a slope $\gamma = 1.21$. The γ -values are computed for the best-recorded events (Fig. 6b), and the mean value is taken as the geometrical spreading exponent for all the events.

Once γ is known, a correction for the geometrical spreading is applied to the $A(r_{ij}, f \rightarrow 0)$ -values. For each event, a mean of these corrected values is computed, and the difference between the mean value (which depends on M_0 and R_0) and the corrected value gives the frequency-independent scaling factor (SF) for the particular event considered at station j . Then, the average of these values for all the events recorded at station j gives a frequency-independent scaling factor per station.

Given γ and SF , M_0 is obtained for each earthquake in the same way, by correcting the zero-frequency amplitude of each record for the geometrical spreading and for the scaling factor, and by computing the mean value. It should be noted that there is a trade-off between M_0 and R_0 , except for $\gamma = 1$ where R_0 vanishes. However R_0 remains independent of the event magnitude as long as the event is small, because an increase in M_0 by a factor of k must result in an increase in $A(r_{ij}, f \rightarrow 0)$ by the same factor of k . R_0 corresponds to a volume in which the wave behavior in the vicinity of the source cannot be specified.

Regression versus Frequency: Retrieval of f_c , Q , and $S_j(f)$

In this section, we focus on the frequency-dependent terms. Equation (3) can be written as:

$$\log_{10}\left(\frac{A(r_{ij}, f)}{\frac{1}{1+\frac{f^2}{f_c^2}}}\right) = \log_{10}(A(r_{ij}, f \rightarrow 0)) + \log_{10}(S_j(f)) - \frac{\pi r_{ij}}{2.3 Q v_S} f \quad (6)$$

In the following sections, $\frac{A(r_{ij}, f)}{1+f^2/f_c^2}$ will be referred to as $A/source$.

In order to retrieve $1/Q$ and $S_j(f)$, a linear regression is applied to the system of equation (6). However, the linear dependence in frequency of system (6) is valid only for the exact value of the corner frequencies, so we first have to determine these values. For each event i , a full range of possible corner frequencies is tested by trial and error in the range 0.5–15 Hz, with steps of 0.1 Hz. The corner frequency is that which provides the best linear fit of the system of equation (6) simultaneously for all the records obtained at the different stations j . This is found by minimizing the residuals between $\log_{10}(A/source)$ and the linear fits of equation (6), but the frequency domain is limited to $f < 15$ Hz, in order to avoid the amplitude fall-off for $f > f_{max}$. A linear relationship is found between $\log_{10}(f_c)$ and M_{OMP} . It will be used to infer the corner frequencies used below, in order to avoid instabilities.

This is illustrated in Figure 7 for the 16 May 2002 (14h56m) earthquake (event 10 in Table 2), for a selection of stations where it was recorded. The different symbols refer to the different stations, and the dashed lines are the regressions versus frequency for the final value of corner frequency. Each slope gives the Q -value for the path linking the hypocenter to the station, and the fluctuations around the straight line are linked to the frequency-dependent term of the site effect $S_j(f)$.

Negative slopes are obtained for some stations, in particular at short distances, which are poorly affected by an-

elastic attenuation. This could be because of a trade-off between the corner frequency and the quality factor, as will be discussed later. This could also suggest that other mechanisms, such as scattering, have to be considered.

Results

Attenuation

Geometric Attenuation. As shown in Figure 6a, the γ -value obtained from the slope of $\log_{10}(A_{ij}(r_{ij}, f \rightarrow 0))$ as a function of $\log_{10}(r_{ij})$, is correctly defined only if the hypocentral distances are widely distributed over a large range. We have thus selected events with at least 15 records, among which at least three are at a distance of less than 40 km. The slopes obtained (Fig. 6b) are consistent with each other, and lead to a mean geometric attenuation coefficient of $\gamma = 1.19 \pm 0.20$ (1σ error bar). Note that the use of the frequency range 0.5–2 Hz instead of the zero-frequency for defining $A(r_{ij}, f \rightarrow 0)$ may introduce a bias in the retrieved γ -value. For $Q = 360$, $r_{ij} = 100$ km and $R_0 = 1$ km, γ is overestimated by 0.1, according to (6). This value is of the same order as the error bar found for γ .

In order to test the γ -values, we performed a similar analysis in the time domain. Accelerometric data were band-pass filtered in the range 0.5–2 Hz, and for each event the peak ground acceleration of the filtered trace was plotted as a function of epicentral distance (Fig. 6c). Only accelerometric data were used in this test, thus fewer data are available, leading to larger error bars on the γ -values (Fig. 6d). The mean γ -value ($\gamma = 1.34 \pm 0.25$) is, however, very close to that of Figure 6a. It differs slightly from the usual value, $\gamma = 1$ obtained at teleseismic distances, but it is comparable to values reported in the literature for other regional studies (Malagnini and Herrmann, 2000; Bay *et al.*, 2003; Rietbrock

et al., unpublished manuscript). The value $\gamma = 1$, commonly used, is included in the 2σ confidence domain.

Anelastic Attenuation. This parameter is clearly the most poorly constrained in our study. Although the hypothesis of a frequency-independent Q is compatible with the linear trend in Figure 7, it would also be possible to fit the data with a parabolic trend, as would be expected if Q were of the form $Q(f) = q_0 f^\alpha$. Figure 8 gives the different $1/Q$ -values obtained for each path with length greater than 50 km, as well as a histogram of these values. The shorter paths, which lead to very unstable results, have been withdrawn. For such paths, local heterogeneities have a large influence on the determination of Q , while for the long paths, an average of the Q factor is more likely to be obtained. Statistically, the most probable value of $1/Q$ is around 0.00075, leading to an unrealistic high quality factor of $Q \sim 1300$. This value is too high compared with those obtained by previous authors (Modiano and Hatzfeld, 1982; Gagnepain-Beyneix, 1987; Correig *et al.*, 1990; Chazalon *et al.*, 1993).

This result led us to suspect a trade-off between the quality factor and the corner frequency. We performed numerical tests to analyze the influence of a frequency-dependent quality factor on our linear inversion. We adopted a realistic quality factor of the form $Q(f) = 360 \times f^{0.3}$, which is rather far from the value we determined, but close to published values. Synthetic spectra were computed for the same paths as the real spectra, and the same parameters, but with this new Q -value and the corner frequencies derived previously. Our method assuming a frequency-independent Q was then applied to the synthetic data. As shown in Figure 9, it leads to erroneous corner frequencies, in particular for the smallest events, and to a $1/Q$ -value of about 0.00075, corresponding to $Q \sim 1300$. It turns out that the actual quality

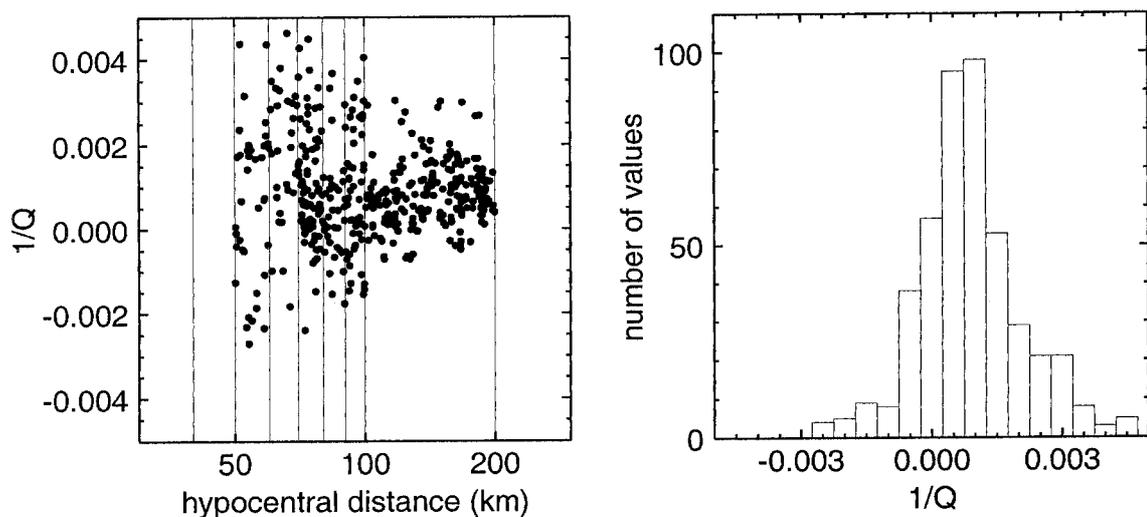


Figure 8. Anelastic attenuation $1/Q$ -values determined for each record (left) and histogram of the results (right). Note the most probable value of attenuation $1/Q \sim 7.5 \times 10^{-4}$ leads to a very high Q -value ~ 1300 .

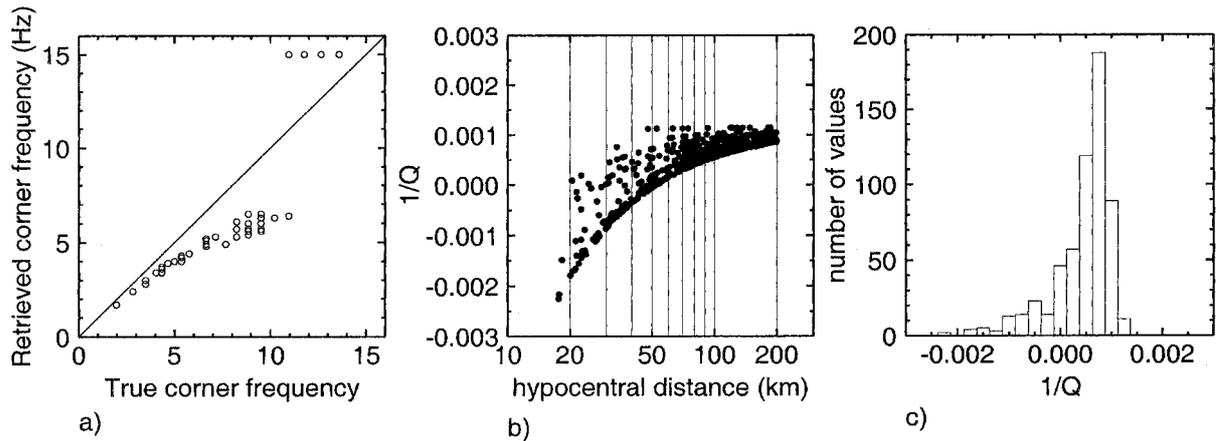


Figure 9. Numerical tests highlighting the trade-off between corner frequency and quality factor. The linear inversion has been applied to synthetic displacement spectra with $Q(f) = 360 \times f^{0.3}$, and for the same paths as in Figure 1. (a) Calculated corner frequencies versus input corner frequencies. (b) Attenuation values $1/Q$ versus hypocentral distance, and (c) histogram of these values.

factor in the Pyrenees is likely to be frequency dependent, and that a nonlinear inversion scheme is needed to resolve the Q -values. This will be developed more extensively in another article proposing a genetic inversion of the spectra.

Source Characteristics

Corner Frequency. Figure 10 shows the f_{ci} domain scanned for performing the regression versus frequency, and the final corner frequencies obtained for each earthquake (dots) as a function of magnitude. Note that for some earthquakes the corner frequency is not retrieved, as the upper limit of the search domain is reached.

Taking into account the resolved corner frequencies, we derived a linear regression between $\log_{10}(f_{ci})$ and the local magnitude M_{OMP} (solid line in Fig. 10): $\log_{10}(f_{ci}) = 1.44 (\pm 0.20) - 0.22 (\pm 0.05) M_{OMP}$. This may be compared to that obtained by Chevrot and Cansi (1996) for the French territory from L_g analysis. As they used the LDG magnitude scale, we rescaled their result to OMP magnitudes using the empirical relation: $M_{LDG} = 0.89 \times M_{OMP} + 0.5$ (Souriau and Pauchet, 1998). This gives: $\log_{10}(f_{ci}) = 1.97 - 0.31 \times M_{OMP}$ (see dotted line in Fig. 10). The agreement is good at large magnitude, for which both L_g and S give large amplitudes.

Seismic Moment and Stress Drop. The seismic moments cannot be determined independently from the reference distance R_0 . A reference distance is always assumed by the authors, at least implicitly. For example, in most teleseismic studies the displacement is usually modeled as:

$$u(r, t) = \frac{1}{4\pi\rho v_S^3} R_{\theta\phi} \frac{1}{r} M_0 \quad (7)$$

(e.g., Madariaga, 1976), which implicitly assumes that $R_0 =$

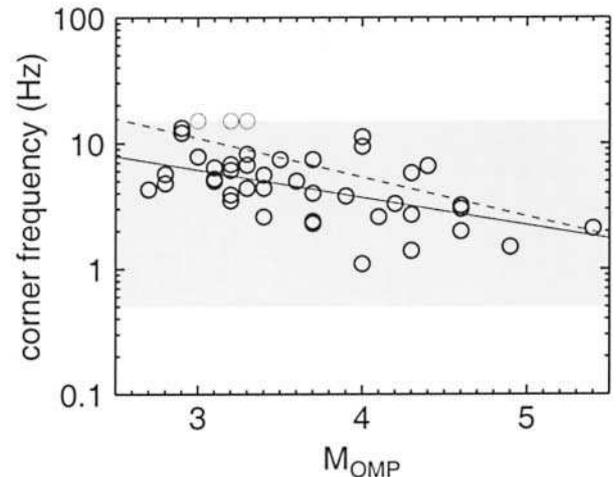


Figure 10. Corner frequency versus magnitude. The shaded area corresponds to the research domain; thick circles are the values obtained for each event from the inversion (thin circles are unresolved values), and the solid line is the best fit for the significant values. The dashed line corresponds to the values obtained by Chevrot and Cansi (1996) from L_g waves for France.

1 km (in fact, $R_0 = 1$ in arbitrary units). If the radiation pattern is disregarded, it assumes that the energy is uniformly distributed on a sphere of radius unity around the focus. Another example at a regional scale is given by Richter (1958), who assumes that a magnitude zero earthquake corresponds to an amplitude of 10^{-3} mm at 100 km on a Wood-Anderson seismometer. Malagnini and Herrmann (2000), Malagnini, Herrmann, and Di Bona (2000), and Malagnini, Herrmann, and Kosh (2000) consider a reference radius for both geometric and anelastic attenuation ranging

Table 3
Results (f_c and $\delta\sigma$ are Poorly Reliable for $M_{\text{OMP}} < 3.5$)

N	M_L		f_c (Hz)	$\gamma = 1.19 \quad R_0 = 1/\text{km}$		
	OMP	LDG		M_0 (10^{12} N m)	M_w	$\Delta\sigma$ (10^5 Pa)
1	3.7	3.6	4.0	12.6	2.67	1.88
2	3.4	3.6	2.6	11.6	2.64	0.46
3	2.8	3.0	4.8	3.2	2.27	0.66
4	3.1	3.2	5.2	3.1	2.26	0.82
5	3.1	3.3	5.0	4.7	2.38	1.11
6	3.4	3.5	4.4	12.2	2.66	1.95
7	4.6	4.4	2.0	244.9	3.53	3.95
8	4.3	4.1	1.4	136.7	3.36	0.61
9	2.8	2.9	4.3	16.1	2.74	2.57
10	4.6	4.8	3.2	146.6	3.38	8.80
11	4.3	4.4	5.8	61.6	3.13	19.53
12	3.7	3.8	2.4	22.1	2.83	0.61
13	3.2	3.0	3.9	5.1	2.40	0.56
14	3.3	3.2	5.6	3.9	2.33	1.24
15	4.0	3.7	11.2	15.8	2.73	107.62
16	3.2	3.3	6.1	4.6	2.37	2.08
17	3.0	3.0	7.8	3.2	2.27	2.96
18	3.3	3.2	6.7	5.1	2.40	2.95
19	4.0	4.1	9.4	21.8	2.83	36.51
20	4.0	3.9	1.1	69.3	3.16	0.19
21	3.2	2.9	6.8	15.1	2.72	9.16
22	3.2	3.7	3.5	6.8	2.49	0.70
23	4.2	4.3	3.3	51.0	3.07	3.06
24	4.6	4.9	3.0	177.9	3.43	10.68
25	3.0	3.3	—	18.1	2.77	—
26	3.3	3.3	—	6.0	2.45	—
27	2.8	3.2	5.7	1.9	2.13	0.69
28	2.9	2.9	13.2	2.5	2.20	9.10
29	4.3	4.6	2.7	71.4	3.17	2.53
30	2.9	3.1	12.1	10.7	2.62	40.19
31	4.4	4.4	6.6	66.2	3.15	34.97
32	3.0	3.1	—	8.2	2.54	—
33	3.5	3.2	7.4	5.9	2.45	4.84
34	3.1	3.3	6.4	3.4	2.28	2.03
35	3.3	3.4	8.2	6.3	2.47	0.60
36	3.3	3.5	—	3.8	2.32	—
37	3.7	4.0	2.3	32.3	2.94	0.69
38	3.3	3.0	4.4	7.8	2.53	1.44
39	3.7	3.7	7.4	11.3	2.64	8.15
40	4.1	4.4	2.6	30.2	2.92	0.95
41	3.6	3.5	5.0	9.6	2.59	2.14
42	3.2	3.4	—	3.3	2.28	—
43	5.4	5.2	2.1	1239.6	4.00	19.98
44	4.9	5.1	1.5	584.2	3.78	5.78
45	3.9	4.0	3.8	59.3	3.12	6.56

from 10 to 100 km. In the present study, we assume that this distance corresponds to a small sphere around the source, in which the energy is produced and outside of which the energy decays as $r^{-\gamma}$. Two distances were tested: 1 and 5 km (assuming $\gamma = 1.19$), and in each case the seismic moment was converted into moment magnitude using Kanamori's formula (Kanamori, 1977):

$$M_w = \frac{\log_{10}(M_0) - 9.1}{1.5} \quad (8)$$

with M_0 in N m (see Table 3). In order to determine the validity of the magnitude estimates, we compared them to the different local magnitudes used in France (Fig. 11). In each case, the moment magnitudes are 0.5 to 1 unit smaller than the local magnitudes, the difference increasing slightly with increasing R_0 . The misfit between moment magnitudes and local magnitudes also increased with event magnitude. As a comparison, Figure 11c shows the same results with a standard geometric attenuation, $\gamma = 1$ and $R_0 = 1$ km, as in equation (7). The results are not significantly different. Assuming $\gamma = 1.2$ and $R_0 = 1$ km, we get the relation: $M_w = 0.64 \times M_L + 0.43$. This is very close to the result of Herráiz and Mezcua (1984) for a local study around the Pyrenean stations PYAT and ATEF, which leads to: $M_w = 0.69 \times M_L + 0.49$, once M_0 has been converted into M_w using (8). These results are consistent with the theoretical prediction $M_w \sim M_L/1.5$ obtained when the stress drop is assumed to be constant, as shown by Havskov (personal comm., 2005).

Figure 12 shows the relationship between the seismic moment and the corner frequency. According to Brune (1970), the seismic moment M_0 is related to the radius of the circular source (r_s) by:

$$M_0 = \frac{16}{7} \Delta\sigma r_s^3 \quad (9)$$

where $\Delta\sigma$ is the stress drop. On the other hand, the corner frequency for S waves is also related to r_s by:

$$f_c = \frac{0.37\beta}{r_s} \quad (10)$$

Combining equations (9) and (10) leads to:

$$M_0 = \frac{16}{7} \Delta\sigma \left(\frac{0.37\beta}{f_c} \right)^3 \quad (11)$$

thus:

$$\log_{10}(M_0) = \log_{10}(0.12\beta^3\Delta\sigma) - 3 \log_{10}(f_c) \quad (12)$$

We computed independent values of seismic moments and corner frequencies; consequently stress drops could be estimated from equation (12). As f_c cannot be determined for some events (see Table 3), stress drops were not computed for these events. Figure 12 shows that the stress drops are scattered, but not dependent on seismic moments. Most of the values are between 1 and 10 bars. They are of the same order as the mean stress drop of 35 bars obtained by Modiano and Hatzfeld (1982) in the western Pyrenees, and the values of 10–30 bars obtained by Gagnepain-Beyneix (1985) in the same region. From a general point of view, the values obtained for weak motions seem to be smaller than those for strong earthquakes. For example, Kanamori and

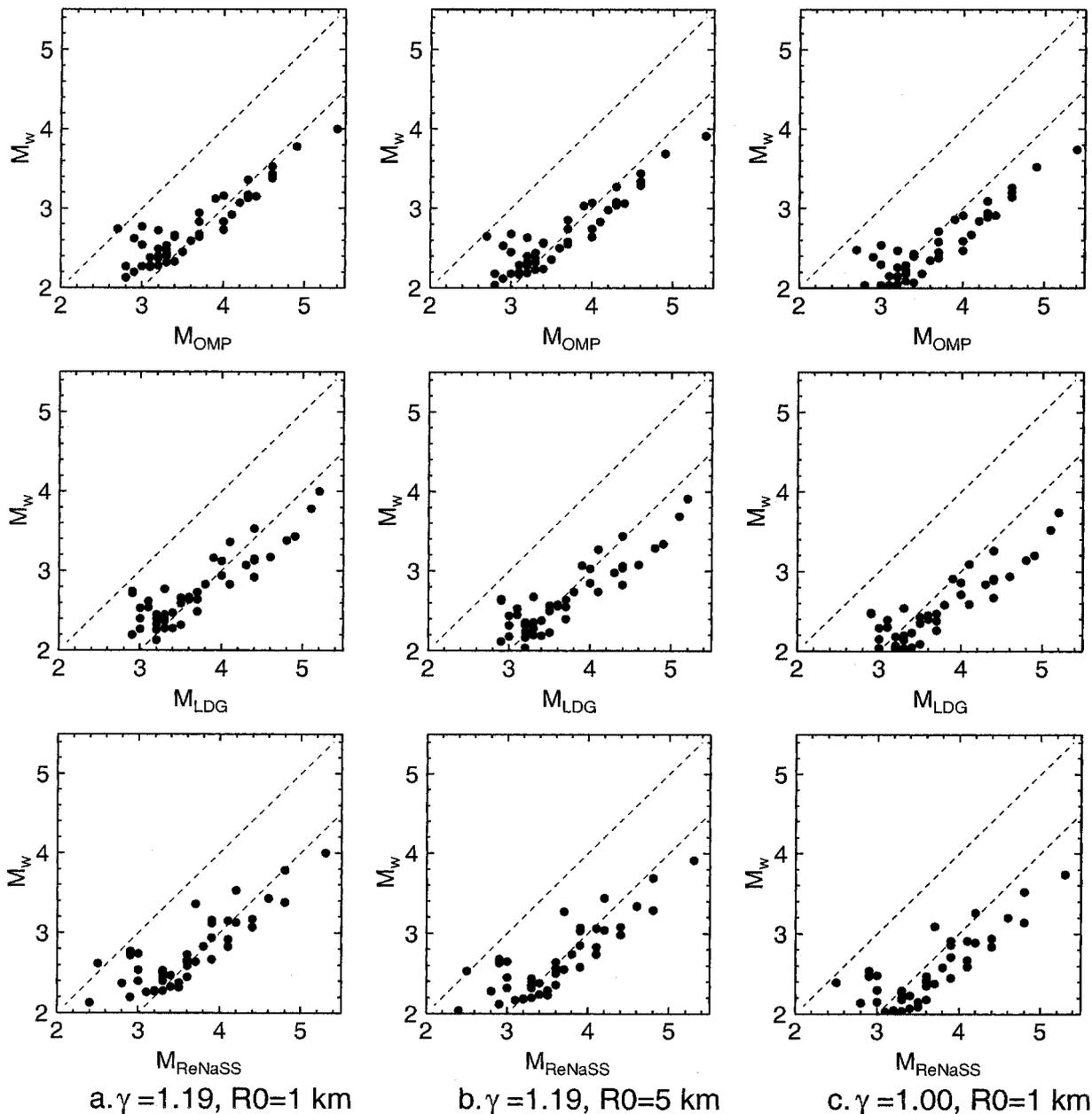


Figure 11. Moment magnitude as a function of the different magnitudes used in France (OMP, LDG, and RéNaSS) for $\gamma = 1.19$ and two values of the reference distance R_0 ([a] $R_0 = 1$ km and [b] $R_0 = 5$ km), and for $\gamma = 1$ ([c] $R_0 = 1$ km). Dashed lines indicate relations $M_w = M_L$ and $M_w = M_L - 1$.

Anderson (1975) found an average value of 100 bars for a worldwide analysis of large intraplate earthquakes.

Site Effects

As it is obtained from the difference between the observed value of $\log_{10}(A/source)$ and the linear fit predicted by equation (6), the frequency-dependent site effect will depend on both the corner frequency and the Q -value. However, tests performed with different corner frequencies and

different Q -values indicate that the frequency-dependent site effect remains stable, in spite of the trade-off outlined earlier. On the other hand, a constant term is retrieved at each station from the first step of the inversion (Fig. 13 and Table 4). However, its origin is not clear (see Field and Jacob, 1995), and it will not be discussed.

Figure 14 shows the frequency-dependent site effects derived from this study for the PYLO and PYPE stations for each earthquake (thin curves), and their mean value with one standard deviation (thick and dashed curves). Below 1 Hz,

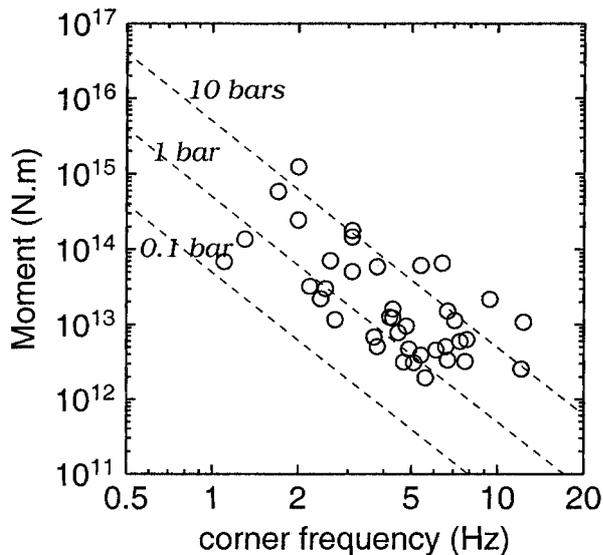


Figure 12. Seismic moment (computed with $\gamma = 1.19$ and $R_0 = 1$ km) versus corner frequency. The three dashed lines correspond to three different values of stress drop.

the results are somewhat unreliable, because the small events lack energy at low frequency. For the PYLO station there is a slight increase of the amplification from 1 to 5 Hz, followed by a strong fall-off between 5 and 7 Hz, and then a slow increase until 15 Hz. For station PYPE, there are two amplification peaks, at 2.5 and 5 Hz, and a strong increase near 15 Hz.

Following Field and Jacob (1995) and Chávez-García *et al.* (1999), it is interesting to compare site effects derived from the inversion with those from other methods. Site effects derived with the H/V noise method (Nakamura, 1989) have been calculated with the same set of data and for the same stations (see Fig. 15a and b). The general shape of the curves is in good agreement with those of Figure 14, but the amplitudes are considerably faded out. At the PYLO site, spectral ratios with reference station as well as H/V ratios were computed for a velocimetric station (CHA) located a few meters away from PYLO (Dubos *et al.*, 2003). The results are shown in Figures 15c and d. Both curves exhibit a peak between 2 and 5 Hz, as is also observed in our results. The differences in the high-frequency shape of the curves may be due to the methods used. In particular, results of Figure 15c may depend on the choice of the reference station.

Another interesting result concerns the site effects at stations located at rock sites. Figure 16 gives the responses for these sites. Most of the stations have a nearly flat response, with a mean amplification of 1. However, we can identify two stations (PYLO and PYPM) that have a more complicated response. As shown by Steidl *et al.* (1996), near-surface weathering and cracking affect the recorded ground motion, and even stations located on rock sites may have a site effect.

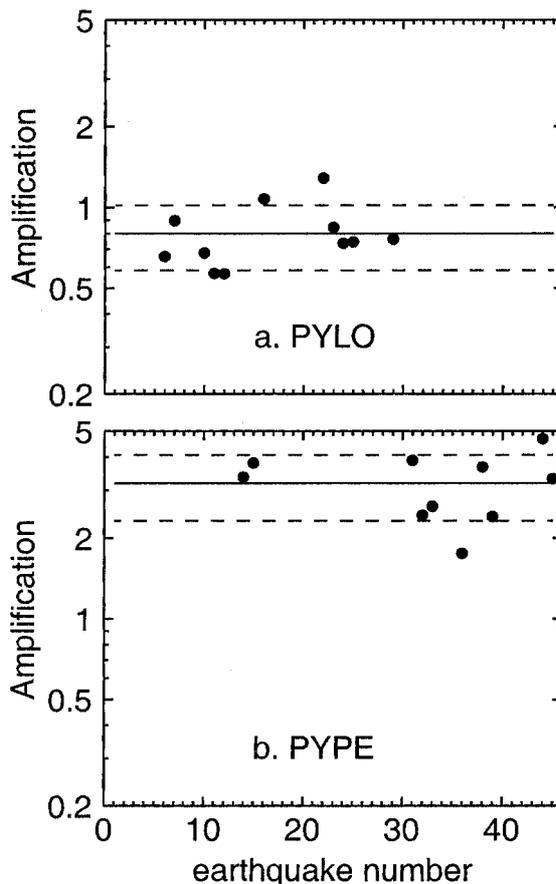


Figure 13. Scaling factor for the PYLO (a) and PYPE (b) stations, determined from the difference between the observed displacement at low frequency, and that predicted with a geometric attenuation as $1/r^{1.19}$. Note the amplification at PYPE ($\times 3.2$) and the amplitude decrease at PYLO ($\times 0.8$).

Table 4
Frequency-Independent Scaling Factors

Accelerometric Stations			Velocimetric Stations		
Name	Scaling Factor	1σ Error	Name	Scaling Factor	1σ Error
PYAD	0.82	0.26	ATEF	1.11	0.32
PYAS	0.65	0.11	CARF	0.76	0.30
PYAT	1.25	0.38	FDAF	1.68	—
PYBA	0.86	0.32	FILF	0.84	0.24
PYBE	1.11	0.34	LABF	1.46	0.87
PYCA	3.40	1.11	LARF	1.52	0.48
PYFE	1.14	0.29	LPEF	1.12	0.28
PYFO	1.06	0.19	MELF	0.82	0.21
PYLI	0.62	0.11	MLSF	0.65	0.26
PYLO	0.80	0.22	ORDF	1.19	0.37
PYLS	0.76	0.30	OSSF	0.96	0.39
PYLU	2.44	0.15	RESF	2.24	0.59
PYOR	0.68	0.17	REYF	0.90	0.37
PYPE	3.19	0.88	SALF	0.65	0.32
PYPM	1.66	1.25	SJAF	0.73	0.31
PYPP	1.68	0.68	VALF	2.25	2.57
PYPR	3.35	1.07	VIEF	0.95	0.50
PYPT	1.16	0.16			

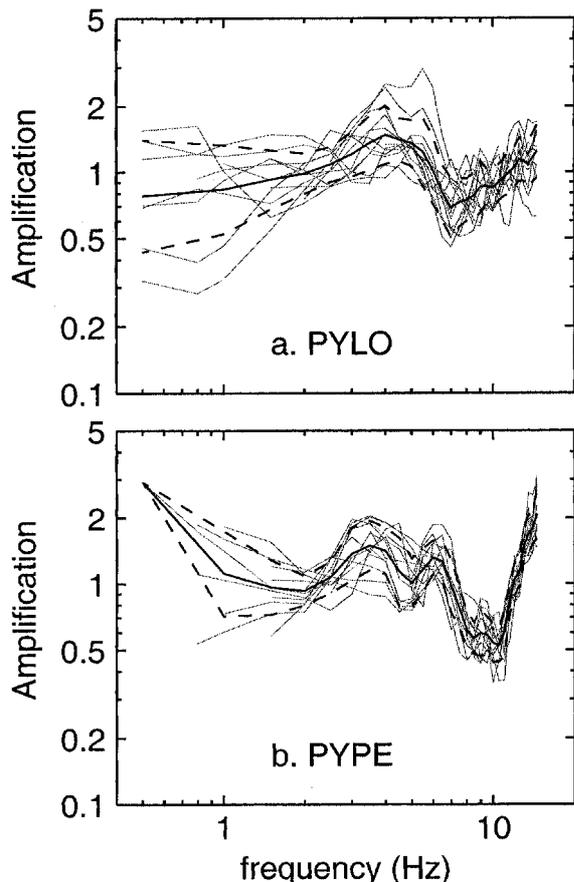


Figure 14. Frequency-dependent site effect obtained for the PYLO and PYPE stations in this study. Each thin line corresponds to one event; thick and dashed lines correspond to the mean \pm one standard deviation.

Discussion and Conclusion

One of the goals of this study was to determine an empirical attenuation model for the Pyrenean range, and to define a simple procedure for computing moment magnitudes. We have shown that a two-step inversion based on very simple assumptions has allowed us to correctly determine the geometric attenuation, the source parameters (seismic moment and stress drop), and the site effects. The main hypotheses are a Brune-type source, a geometrical attenuation of the form $\frac{1}{R_0} \left(\frac{R_0}{r}\right)^\gamma$, and the validity of the far-field approximation, which prevents the use of data at distances less than about 15 km, for the frequency range (0.5–15 Hz) we investigated. We have also assumed that the S -wave velocity is the same beneath the source (β) and along the path (v_S). We have shown, in the various steps of our analysis, that these assumptions are justified. However, the difficulty to determine the low-frequency spectrum together with the trade-off between f_c and Q make it difficult to resolve these two parameters for the smallest events.

In order to see how well the model fits the data, we computed synthetic Fourier spectra with the parameters determined in this study (i.e., corner frequencies, Q , γ -value, seismic moments, reference distance, and site effects). Figure 17 shows the residuals between observed and computed spectra as a function of frequency and distance and a histogram of these residuals for earthquakes with magnitude greater than 3.5, for which the parameters (in particular the corner frequency) are assumed to be correctly determined. One can observe that over most of the frequency range (0.5–8 Hz), the difference between the logarithms of the spectra rarely exceeds 0.5. At a higher frequency, the influence of Q , f_c , and f_{max} leads to larger residuals.

The mean Q -value we obtained ($Q \sim 1300$) is not significant, as shown by the tests on synthetic data. Its determination could be considerably improved by assuming a frequency-dependent Q and performing a nonlinear inversion, as will be shown in another article. The shape of the spectra is also influenced by the site effects, in particular the f_{max} frequency. Its effect is, however, limited here by cutting the high-frequency part of the spectra at 15 Hz, but this also probably decreases the ability to resolve Q and the corner frequencies.

The frequency-independent attenuation (geometrical spreading) is represented by the $1/r^\gamma$ term, with a mean γ -value of 1.2. Numerous weak-motion studies report an attenuation slightly steeper than the classical $1/r$ variation (Malagnini and Herrmann, 2000; Bay *et al.*, 2003; Rietbrock *et al.*, unpublished manuscript). In all these studies, the exponent of the geometrical decay is distance dependent to account for the different types of waves present in the signal. In this work, no distance dependence is observed, but our distance range is limited to 15–200 km. Moreover, the window used to compute the spectra is such that it only includes S_g . We performed some tests using a window between the S -wave arrival time and two times the S -wave arrival time, which led to a geometric attenuation of the form $1/r^2$. This γ -value of 2 is close to that obtained from a coda analysis by Gagnepain-Beyneix (1987) in the western Pyrenees. Frankel *et al.* (1990) also found a geometrical decay as $1/r^2$ for S waves using the coda normalization method in southern California. This suggests that the coda influences the signal before twice the S -wave arrival time, which is often assumed to be the beginning of the coda. However Frankel *et al.* (1990) showed that, depending on the velocity structure, geometrical spreading can be steeper than r^{-1} at short distances (<100 km). They simulated this with a source located below a layered structure, and showed that some energy is reflected downward, leading to a supercritical geometrical attenuation. If such a mechanism is valid, then γ could be dependent on focal depth. We did not observe such a dependence with our data (i.e., see Fig. 6b and Table 2; earthquakes with different depths lead to similar γ -values).

Another important result concerns the source characteristics. The Brune-type source model assuming a single corner frequency and a f^2 fall-off seems realistic for the small

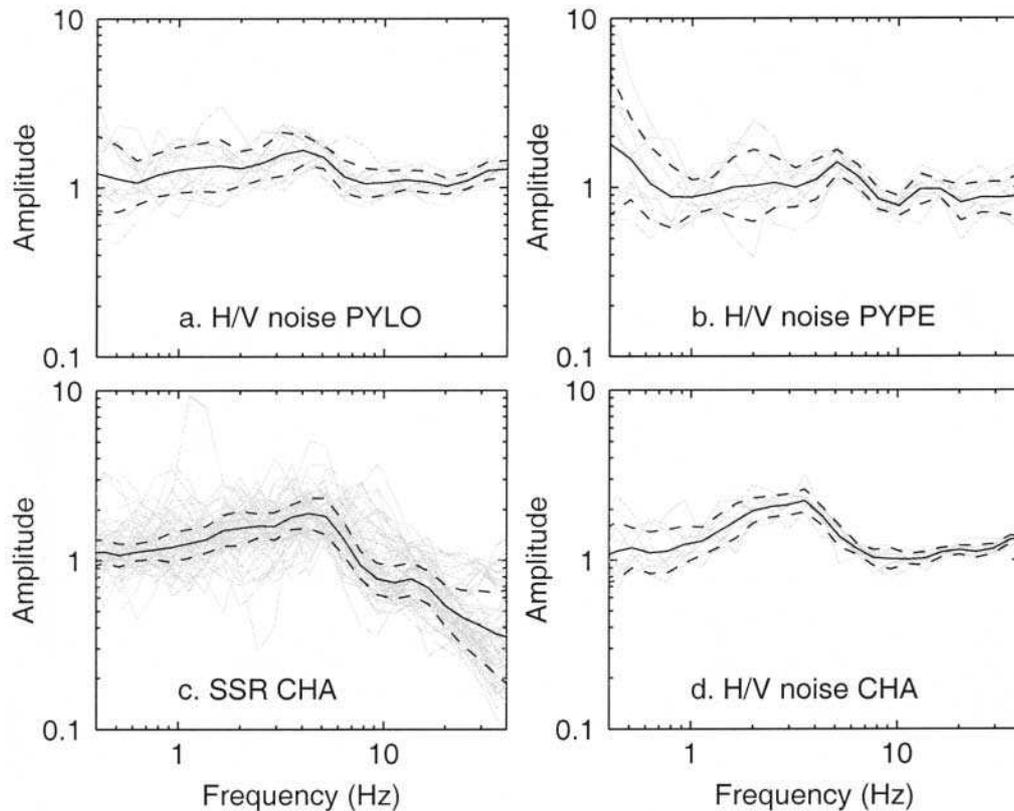


Figure 15. Site effects obtained for the PYLO and PYPE stations with other independent methods. (a) and (b), H/V noise with the same data set as in Figure 14; (c) and (d) spectral ratio with reference station and H/V noise for the CHA station located close to PYLO, from Dubos *et al.* (2003).

earthquakes analyzed here (see Fig. 7). The classical hypothesis of constant stress drop recently defended by Ide and Beroza (2001) seems to be valid for the Pyrenees in the magnitude range 2.7 to 5.4 (Fig. 12).

The magnitude computation from the flat part of the spectra leads to moment magnitudes that scale with the local magnitudes computed by the different institutions, as predicted by the theory, but they are systematically lower. The magnitude computation could certainly be improved by taking into account a 3D model for the crust, but such a model is not yet available with a sufficient definition for the whole Pyrenean range.

Finally, an interesting result of our study was the recovery of the site effects in a simple way, which gives an alternative to other methods, such as the H/V method and the spectral ratio with reference station method, based on different assumptions (no site effect on the vertical component for the former, and no site effect on the reference rock site for the latter). This study has also shown the advantage of deploying broadband velocimeters in seismic regions, as the recovery of the low-frequency part of the spectrum may be poor with short-period velocimeters and accelerometers. The low-frequency spectral component is crucial for a robust

determination of both geometrical spreading and seismic moments.

Acknowledgments

We would like to thank D. Hatzfeld and P. Gueguen for managing the RAP, M. Sylvander for making the velocimetric data available to us, and J. F. Fels and S. Chevrot for helpful discussions on data processing and magnitude computation. We thank Associate Editor F. Chávez-García for his comments, which helped improve the manuscript. This work was supported by the CNRS with funding from the French Environment Ministry. The work of one of the coauthors (F.C.) has been funded by the Interreg III B Sismovalp project. We would also like to thank the reviewers, Jens Havskov and an anonymous reviewer, for their comments, as well as M. Bouchon for his help in finalizing the manuscript.

References

- Aki, K. (1987). Magnitude-frequency relation for small earthquakes: a clue to the origin of f_{max} of large earthquakes, *J. Geophys. Res.* **92**, 1349–1355.
- Aki, K., and P. G. Richards (2002). *Quantitative Seismology*, Second ed., University Science Books, Sausalito, California.
- Ambraseys, N., K. A. Simpson, and J. J. Bommer (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe, *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* **25**, 371–400.

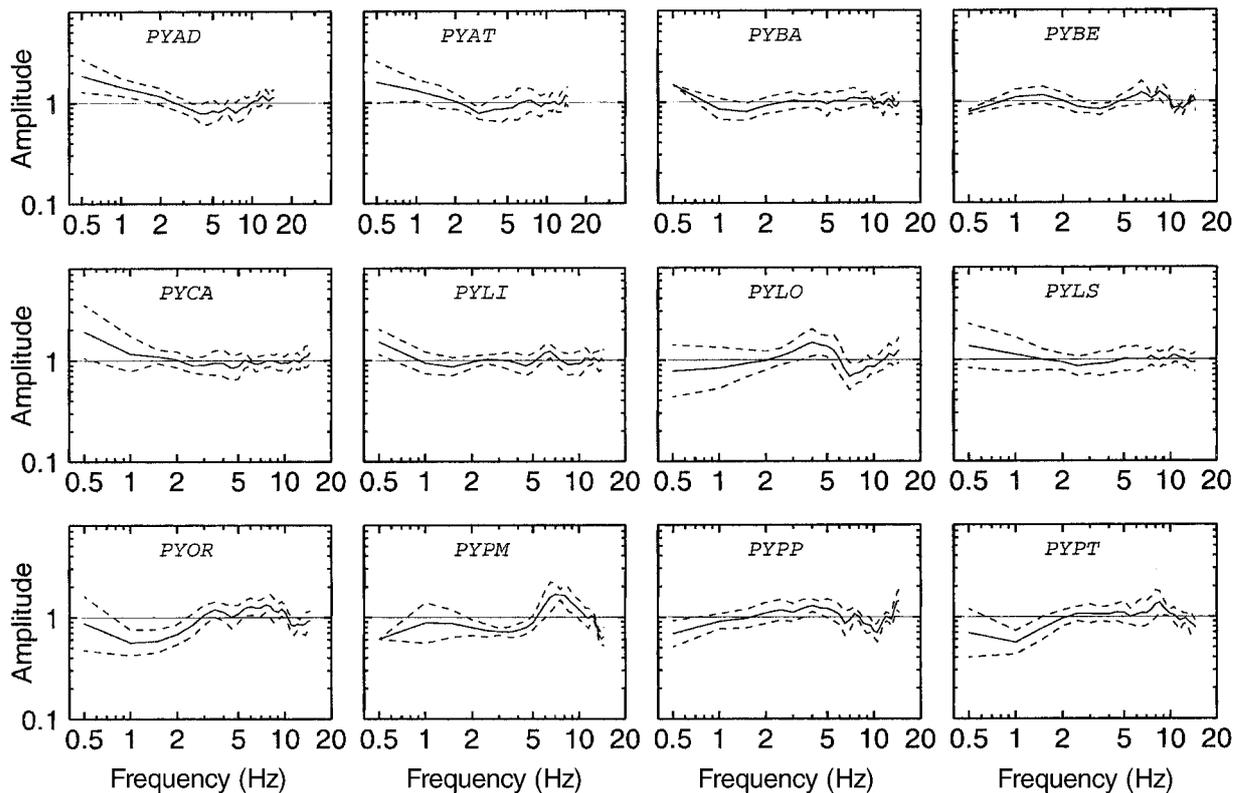


Figure 16. Site response for the stations classified as rock sites from their geological settings.

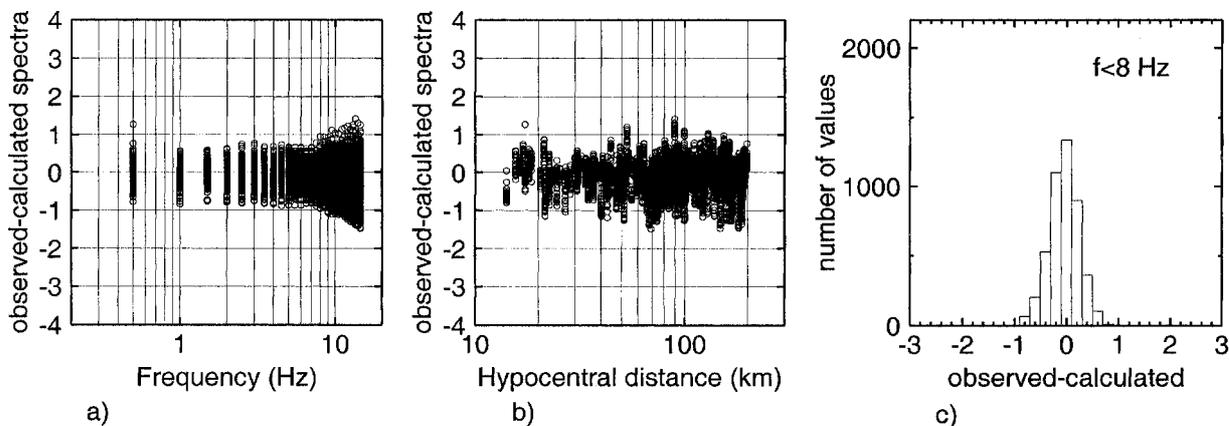


Figure 17. Differences between the decimal logarithms of the observed displacement spectra and those computed according to our model, for magnitudes $M_{OMP} < 3.5$. (c) Residuals distribution for frequencies less than 8 Hz.

Andrews, D. J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Monograph 37, 259–267.

Atkinson, G. M., and I. A. Beresnev (1997). Don't call it stress drop, *Seism. Res. Lett.* **68**, 3–4.

Bay, F., D. Fäh, L. Malagnini, and D. Giardini (2003). Spectral shear-wave ground-motion scaling in Switzerland, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 414–429.

Berge-Thierry, C., F. Cotton, O. Scotti, D. A. Griot-Pommer, and Y. Fukushima-

(2003). New empirical spectral attenuation laws for moderate European earthquakes, *J. Earthquake Eng.* **7**, 193–222.

Boatwright, J., J. B. Fletcher, and T. E. Fumal (1991). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 1754–1782.

Boore, D. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 1865–1894.

Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal (1997). Equations for esti-

- mating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: a summary of recent works, *Seism. Res. Lett.* **68**, 128–153.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997–5009.
- Brune, J. N. (1971). Correction, *J. Geophys. Res.* **76**, 5002.
- Campillo, M., and J.-L. Plantet (1991). Frequency dependence and spatial distribution of seismic attenuation in France: experimental results and possible interpretations, *Phys. Earth Planet. Interiors* **67**, 48–64.
- Campillo, M., J.-L. Plantet, and M. Bouchon (1985). Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from L_g waves: data analysis and numerical modelling, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1395–1411.
- Chávez-García, F. J., W. R. Stephenson, and M. Rodríguez (1999). Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand. A case history to compare 1D versus 2D site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 718–732.
- Chazalon, A., M. Campillo, R. Gibson, and E. Carreno (1993). Crustal wave propagation anomaly across the Pyrenean range. Comparison between observations and numerical simulations, *Geophys. J. Int.* **115**, 829–838.
- Chevrot, S., and Y. Cansi (1996). Source spectra and site-response estimates using the coda of L_g waves in Western Europe, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1605–1608.
- Correig, A. M., B. J. Mitchell, and R. Ortiz (1990). Seismicity and coda Q values in the Eastern Pyrenees: first results from the La Cerdanya seismic network, *Pageoph* **132**, 311–329.
- Dubos, N., A. Souriau, C. Ponsolles, J. F. Fels, and G. Sénéchal (2003). Etudes des effets de sites dans la ville de Lourdes (Pyrénées, France) par la méthode des rapports spectraux, *Bull. Soc. Géol. Fr.* **174**, 33–44.
- Field, E. H., and K. H. Jacob (1995). 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.
- Frankel, A. (1991). Mechanisms of seismic attenuation in the crust: scattering and anelasticity in New York State, South Africa, and southern California, *J. Geophys. Res.* **96**, 6269–6289.
- Frankel, A., A. McGarr, J. Bicknell, J. Mori, L. Seeber, and E. Cranswick (1990). Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: measurements from New York State, South Africa, and southern California, *J. Geophys. Res.* **95**, 17,441–17,457.
- Gagnepain-Beyneix, J. (1985). Variation of source parameters of small western Pyrenean earthquakes and their relation to main shock occurrence, *Ann. Geophys.* **3**, 381–394.
- Gagnepain-Beyneix, J. (1987). Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **89**, 681–704.
- Geli, 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.
- Hanks, T. C. (1982). f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1867–1879.
- Herráiz, M., and J. Mezcua (1984). Application of coda wave analysis to microearthquake analog data, *Ann. Geophys.* **2**, 545–552.
- Hirn, A., M. Daignières, J. Gallart, and M. Vadell (1980). Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho, *Geophys. Res. Lett.* **7**, 263–266.
- Ide, S., and G. C. Beroza (2001). Does apparent stress vary with earthquake size?, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3349–3352.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* **82**, 2981–2987.
- Kanamori, H., and D. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1073–1095.
- Lacombe, C., M. Campillo, A. Paul, and L. Margerin (2003). Separation of intrinsic absorption and scattering attenuation from L_g coda decay in central France using acoustic radiative transfer theory, *Geophys. J. Int.* **154**, 417–425.
- Lussou, P., Y. Fukushima, P. Y. Bard, and F. Cotton (2001). Seismic design regulation codes: contribution of Knet data to site effect evaluation, *J. Earthquake Eng.* **5**, 13–33.
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* **66**, 639–666.
- Malagnini, L., and R. B. Herrmann (2000). Ground-motion scaling in the region of the 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 1041–1051.
- Malagnini, L., R. B. Herrmann, M. Di Bona, and K. Kosh (1999). Ground motion attenuation at regional distance in Italy and Germany, *Seism. Res. Lett.* **70**, 214–225.
- Malagnini, L., R. B. Herrmann, and M. Di Bona (2000). Ground-motion scaling in the Apennines (Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 1062–1081.
- Malagnini, L., R. B. Herrmann, and K. Koch (2000). Regional ground-motion scaling in central Europe, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 1052–1061.
- Mayeda, K., and W. R. Walter (1996). Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes, *J. Geophys. Res.* **101**, 11,195–11,208.
- Modiano, T., and D. Hatzfeld (1982). Experimental study of the spectral content for shallow earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1739–1758.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface, *Q. Rep. RTRI Jpn.* **30**, 25–33.
- Ordaz, M., and S. K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 43–24.
- Raouf, M., R. B. Herrmann, and L. Malagnini (1999). Attenuation and excitation of three-component ground motion in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 888–902.
- Richter, C. F. (1958). *Elementary Seismology*, Freeman, San Francisco.
- Rietbrock, A. (2001). P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake, *J. Geophys. Res.* **106**, 4141–4154.
- Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J. A. Munoz, A. Villien, P. Mathéron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Camara, and J. Deramond (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics* **8**, 41–50.
- Sabetta, F., and A. Pugliese (1996). Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 337–352.
- Scherbaum, F., and M. Wyss (1990). Distribution of attenuation in the Koaiki, Hawaii, source volume estimated by inversion of P wave spectra, *J. Geophys. Res.* **95**, 12,439–12,448.
- Souriau, A., and H. Pauchet (1998). A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics* **290**, 221–244.
- Souriau, A., M. Sylvander, A. Rigo, J. F. Fels, J. M. Douchain, and C. Ponsolles (2001). Sismotectonique des Pyrénées: principales contraintes sismologiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.* **172**, 25–39.
- Steidl, J. H., A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta (1996). What is a reference site? *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1733–1748.

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire
Observatoire Midi-Pyrénées
14, Avenue Edouard Belin
31400 Toulouse, France
(S.D., A.S.)

Laboratoire de Géodynamique Interne et Tectonophysique
Observatoire de Grenoble
BP 53X
38041 Grenoble Cedex, France
(F.C.)

Manuscript received 8 June 2004.

2.4 Analyses complémentaires

2.4.1 Données

Les données utilisées sont issues du Réseau Accélérométrique Permanent Français (RAP) auxquelles nous avons ajouté les données vélocimétriques du Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées (RSSP). En effet, la méthode utilisée impose que chaque séisme soit enregistré à de nombreuses stations.

Les capteurs accélérométriques ne nécessitent pas de correction d'instrument sur la gamme de fréquence utilisée (0.5-15 Hz), autre que la conversion en unités SI (facteur multiplicatif). Par contre la réponse des capteurs du réseau RSSP a été prise en compte par déconvolution dans le domaine de Fourier. La figure 2.3 présente la réponse de ces vélocimètres en fonction de la fréquence.

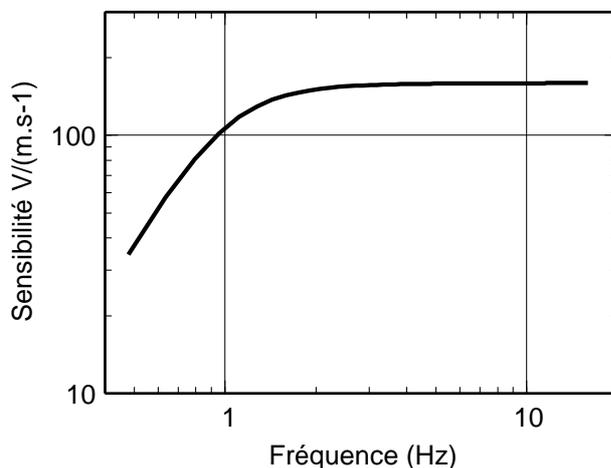


FIG. 2.3 : Réponse instrumentale, en amplitude, des capteurs du réseau vélocimétrique RSSP (Mark Products L4C-1Hz). Les paramètres pris en compte pour calculer cette réponse sont ceux fournis par le constructeur.

Pour chaque point en fréquence, les données ont été multipliées par l'inverse de cette fonction de transfert. La réponse du capteur est plate au-dessus de 3 Hz et le rapport de sensibilité vaut 1.5 entre les hautes fréquences et 1 Hz, et 4.5 entre les hautes fréquences et 0.5 Hz. Donc il est nécessaire d'effectuer cette correction pour utiliser les basses fréquences. Afin de tester la validité de cette correction, nous avons comparé les spectres de Fourier obtenus aux stations PYAT (RAP) et ATEF (RSSP) situées à proximité l'une de l'autre ($\simeq 1.4$ km). La figure 2.4 présente une comparaison des spectres obtenus à ces stations pour différents séismes. Le signal est le même aux deux stations quelle que soit la magnitude du séisme et la distance à l'épicentre, et ce pour des fréquences très basses (0.2 Hz). D'autre part le bruit présent dans les enregistrements accélérométriques est toujours supérieur à celui contenu dans les enregistrements vélocimétriques indiquant que la

PYAT (noir) vs ATEF (gris)

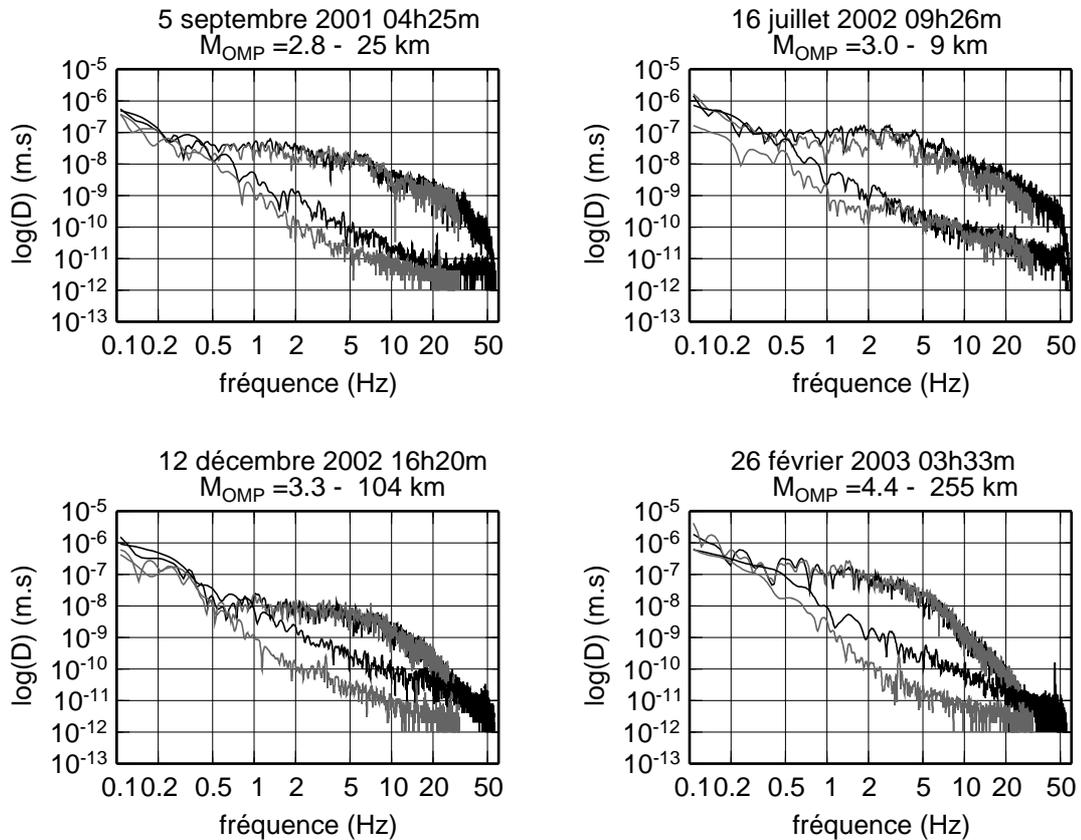


FIG. 2.4 : Comparaison des spectres de Fourier en déplacement obtenus aux stations PYAT (station accélérométrique, en noir) et ATEF (station vélocimétrique, en gris), deux stations situées à 1.4 km l'une de l'autre. Les spectres correspondants aux ondes S sont superposés aux spectres correspondants au bruit pour les deux stations.

correction instrumentale n'amplifie pas le bruit de manière incontrôlée. Ainsi l'utilisation des basses fréquences jusqu'à 0.5 Hz dans l'article précédent est justifiée.

La figure 2.5 montre la répartition en fréquence des données en fonction du rapport signal sur bruit. Les plus petits séismes montrent une sensibilité plus grande au niveau de bruit, ainsi que les données haute et basse fréquence. Le choix du rapport signal sur bruit est aussi un paramètre qui dépend de l'utilisateur, comme le niveau de lissage.

2.4.2 Tests sur l'amplitude des spectres

Dans l'article présenté ci-dessus, la détermination des paramètres d'amplitude contenu dans le spectre passait par plusieurs étapes. Tout d'abord, le coefficient d'atténuation géométrique (γ) était déterminé à partir des quelques séismes les mieux enregistrés. Pour le calcul des moments sismiques, ce paramètre était ensuite imposé, puis en fixant aussi

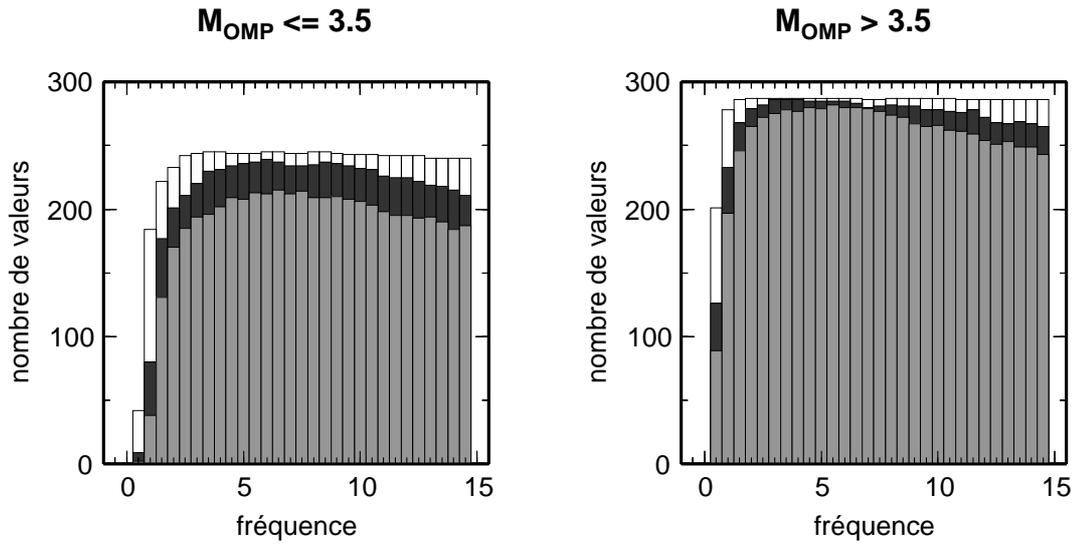


FIG. 2.5 : Répartition des données en fonction de la fréquence pour des rapports signal sur bruit différents ($S/N > 3$ en blanc, $S/N > 10$ en gris foncé et $S/N > 20$ en gris clair).

les moments, nous avons accès à des termes de correction de site à basse fréquence. Nous reviendrons sur l'interprétation physique de ces paramètres dans le chapitre 4. Dans ce paragraphe, nous mettons en évidence les biais possibles lors de la détermination des moments sismiques, en utilisant les amplitudes des spectres de Fourier à basse fréquence.

Dans la section 2.3, les spectres de Fourier des ondes S étaient calculés à partir de fenêtres temporelles de 20 s de longueur, débutant juste avant l'arrivée des ondes S. Ce choix est critiquable dans la mesure où à courte distance, les ondes S ont un caractère très impulsionnel, et donc sont limitées dans le sismogramme à des fenêtres de quelques secondes. Une première approche dans le calcul des spectres de Fourier avait consisté à sélectionner des fenêtres temporelles entre l'arrivée des ondes S et deux fois le temps d'arrivée des ondes S. En effet, d'après Rautian and Khalturin (1978), la coda des ondes S commence après deux fois le temps d'arrivée des ondes S. La figure 2.6 compare les spectres obtenus avec les fenêtres de temps décrites ci-dessus pour l'exemple du séisme du 16 mai 2002, de magnitude $M_{OMP}=4.6$. Nous pouvons remarquer que les fenêtres de 20 s englobent beaucoup plus de signal que celui correspondant au ondes S à courte distance, et à l'inverse, les fenêtres basées sur l'intervalle entre le temps d'arrivée des ondes S et deux fois ce temps sont plus longues que le signal correspondant au ondes S pour les grandes distances. Ceci se traduit dans les spectres par une amplitude faible pour les spectres calculés sur des fenêtres de longueur constante à courte distance (en rouge), et une amplitude faible pour les spectres calculés sur des fenêtres de longueur variable à grande distance (en vert). Ces variations artificielles de l'amplitude avec la distance se répercutent sur l'estimation de l'atténuation géométrique et donc dans l'estimation des moments sismiques et des magnitudes de moment. La figure 2.7 montre l'exposant d'atténuation géométrique déterminé comme dans l'article du paragraphe précédent, mais

avec les spectres calculés entre t_S et $2 \times t_S$. Dans ce cas, l'atténuation observée est proche de $1/R^2$, alors qu'avec des spectres calculés sur 20 s, nous avons une atténuation en $1/R^{1.2}$. Afin de mieux prendre en compte les ondes S dans le calcul des spectres de Fourier, nous avons choisi de travailler sur des fenêtres définies comme suit :

1. fenêtre de 5 s. pour des distances hypocentrales inférieures à 35 km.
2. fenêtre de longueur variable (entre t_S et $1.5 \times t_S$) pour des distances hypocentrales entre 35 et 105 km.
3. fenêtre de 15 s. pour des distances hypocentrales supérieures à 105 km.

Ce découpage permet d'englober au mieux les ondes S dans le calcul des spectres, et assure une continuité dans la longueur des fenêtres utilisées en fonction de la distance. Les spectres ainsi calculés sont indiqués en bleu dans la figure 2.6. Notons aussi que la forme des spectres varie très peu avec la fenêtre utilisée pour leur calcul. Par la suite, nous continuerons à utiliser les spectres calculés avec 20 s de signal dans le chapitre 3, puis avec les spectres définis ci-dessus dans le chapitre 4.

Dans une moindre mesure, les moments sismiques que nous estimons sont biaisés par le fait que nous n'avons pas accès à la fréquence nulle dans les enregistrements. En effet, les estimations de moment sismique sont basées sur les asymptotes horizontales à basse fréquence des spectres de source. Dans notre cas, nous avons fait la moyenne des amplitudes spectrales entre 0.5 et 1.5 Hz, pour définir le niveau asymptotique. La figure 2.8 compare les spectres de source synthétiques calculés à partir de la formule de Brune ($\frac{M_0}{1+(\frac{f}{f_c})^2}$) pour différentes magnitudes. Les moments sont estimés d'après la formule de Kanamori (1977) : $M_w = \frac{2}{3}(\log_{10}(M_0) - 9.1)$, en supposant $M_{OMP} = M_w$; et les fréquences coin en utilisant la formule de Chevrot and Cansi (1996) adaptée aux magnitudes OMP : $\log_{10}(f_c) = 1.97 - 0.31 \times M_{OMP}$ (c.f. section 2.3). Nous pouvons remarquer que pour les plus gros séismes, l'amplitude du terme de source à basse fréquence n'atteint pas le niveau asymptotique, d'où une possible sous-estimation du moment sismique pour les plus gros événements. Remarquons aussi que pour les plus petits séismes, l'amplitude maximale semble être atteinte sur la gamme de fréquence que nous utilisons, mais parallèlement, la courbure liée à la fréquence coin est beaucoup moins marquée, ce qui laisse présager des difficultés pour déterminer ce paramètre (c.f. paragraphe suivant). Ce résultat met aussi en valeur la nécessité de travailler sur tout le spectre pour estimer les paramètres de source de manière fiable.

Enfin, dans la section 2.3, nous avons supposé que pour les fréquences utilisées (0.5-1.5 Hz), l'atténuation anélastique est négligeable dans l'estimation des moments sismiques et l'atténuation géométrique. Cependant, comme nous l'évoquons dans la section 2.3, pour un facteur de qualité de l'ordre de 300, qui est une valeur standard pour la France d'après les études d'onde L_g (Campillo et al., 1985), nous obtenons un biais pour l'estimation de γ de l'ordre de 0.1. Il semble donc important de modéliser cette atténuation pour estimer correctement l'exposant γ et par conséquent estimer des magnitudes de moment comme

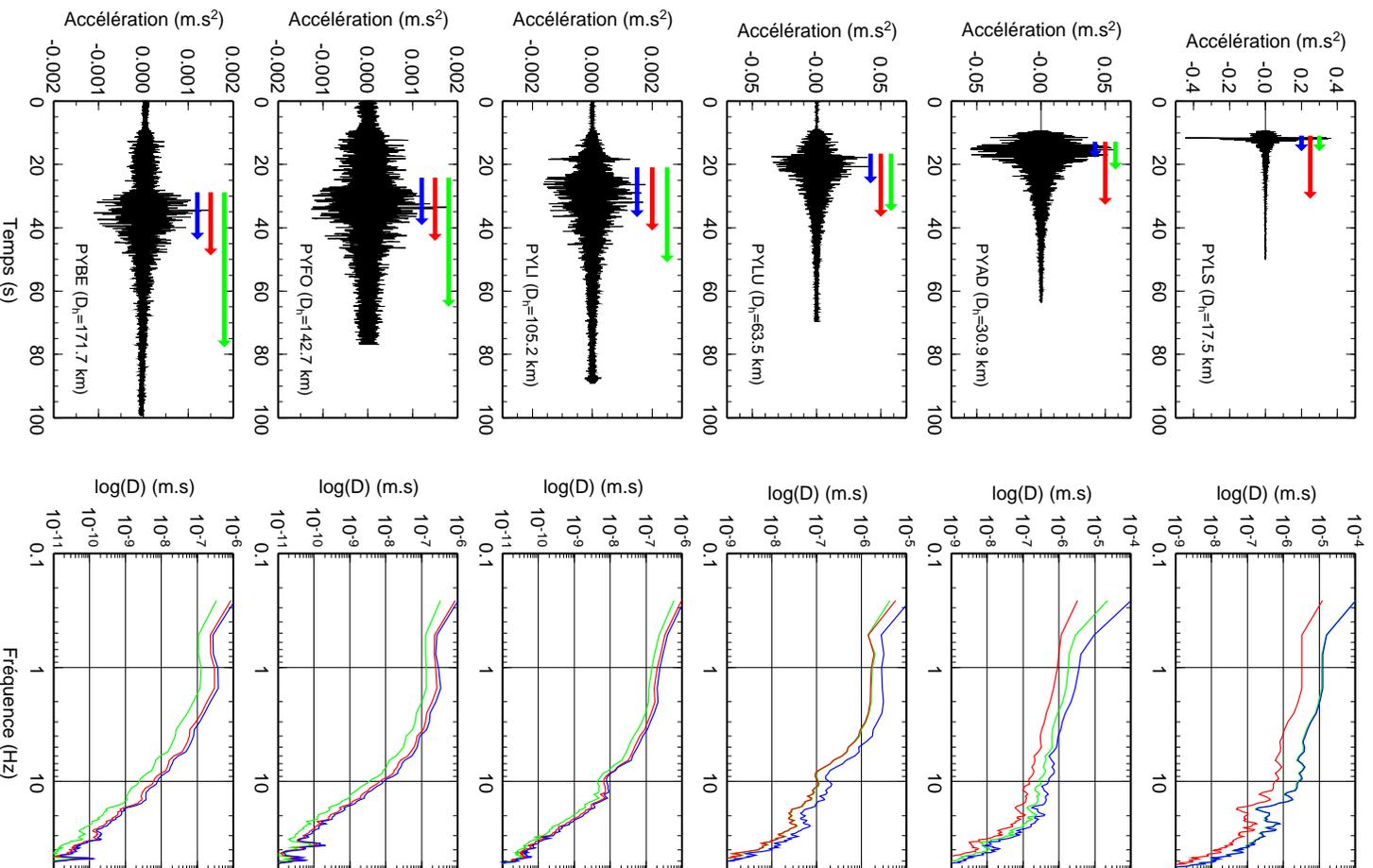


FIG. 2.6 : *Comparison des spectres de Fourier en déplacement obtenus à partir de différentes fenêtres en temps contenant les ondes S. Les spectres en rouge sont calculés sur des fenêtres de 20 s quelle que soit la distance hypocentrale ; les spectres en vert sont calculés sur des fenêtres entre le temps d'arrivée des ondes S et deux fois ce temps ; les spectres en bleu sont calculés sur des fenêtres de longueur constante à petite et grande distance et entre t_s et $1.5 \times t_s$ entre 35 et 105 km.*

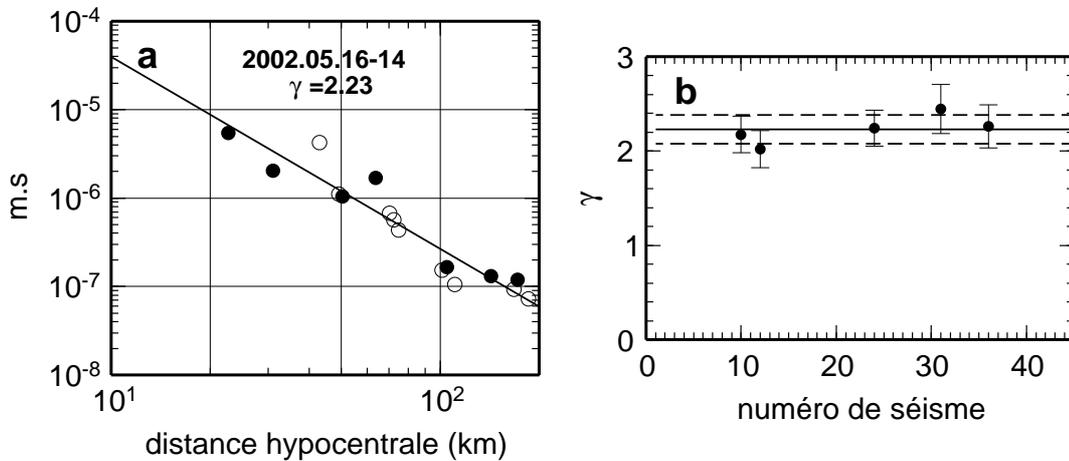


FIG. 2.7 : a) Moyenne à basse fréquence (entre 0.5 et 1.5 Hz) des amplitudes des spectres de Fourier en déplacement pour les différentes stations ayant enregistré le séisme du 16 mai 2002 (c.f. table 2 section 2.3). Les ronds pleins correspondent aux accéléromètres, et les vides aux vélocimètres. Nous obtenons une pente (exposant γ de l'atténuation géométrique) de 2.23. b) Valeurs de γ pour différents séismes bien enregistrés (au moins 15 enregistrements dont au moins deux à moins de 40 km), le numéro de séisme fait référence à la table 2 section 2.3.

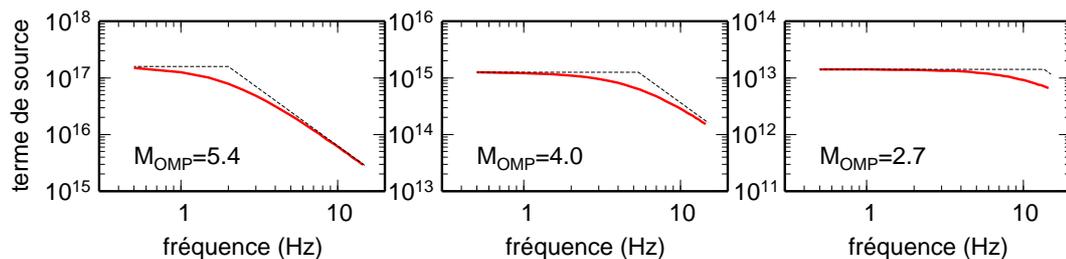


FIG. 2.8 : Spectres synthétiques calculés pour différentes magnitudes M_{OMP} (en rouge). Les moments sismiques et les fréquences coin sont déterminés par les lois de Kanamori (1977), et Chevrot and Cansi (1996) en supposant $M_{OMP} = M_w$. $M_{OMP} = 5.4$ implique $f_c = 2.0$ Hz et $M_0 = 1.58 \times 10^{17}$ N.m; $M_{OMP} = 4.0$ implique $f_c = 5.4$ Hz et $M_0 = 1.26 \times 10^{15}$ N.m; $M_{OMP} = 2.7$ implique $f_c = 13.6$ Hz et $M_0 = 1.41 \times 10^{13}$ N.m. Les droites en pointillés correspondent aux asymptotes haute et basse fréquence des spectres.

nous le verrons dans le chapitre 4.

2.4.3 La recherche de la fréquence coin

Afin de s'affranchir de la non-linéarité du problème introduite par la dépendance du terme de source à la fréquence coin, nous avons choisi d'effectuer une recherche systématique entre 0.5 et 15 Hz des fréquences coin. L'amplitude spectrale corrigée du terme de source dépend linéairement de la fréquence (Eq. 6 de l'article de la section 2.3).

Pour un séisme et une fréquence coin donnés, chaque enregistrement est modélisé par une droite, c.f. équation 6 de l'article présenté section 2.3, à laquelle est associé un résidu ($\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{N}$). Pour chaque fréquence coin, une moyenne des résidus sur le nombre d'enregistrements est calculée. Ainsi pour un séisme donné, nous obtenons une relation entre la fréquence coin testée et le résidu moyen qui lui est associé.

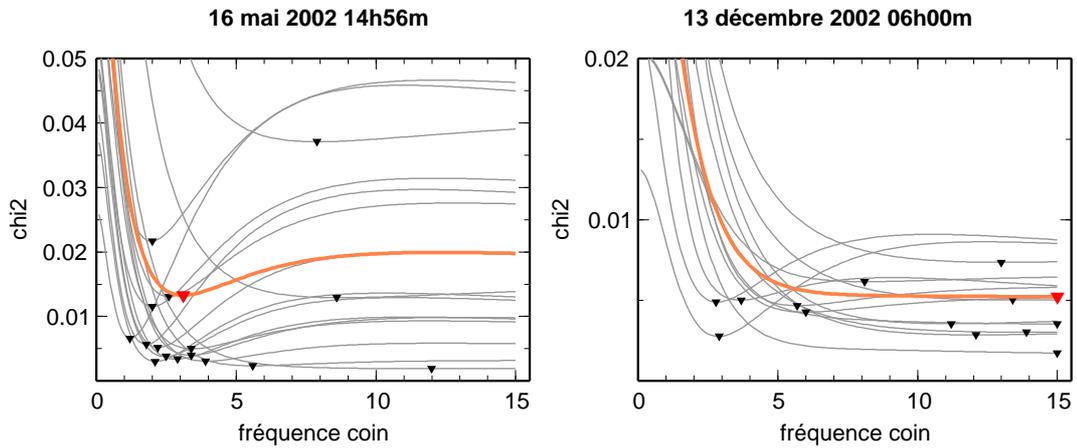


FIG. 2.9 : Evolution des résidus en fonction de la fréquence coin testée pour deux séismes différents. En gris : résidus pour chaque enregistrement, en rouge : résidus sur un calcul prenant en compte tous les enregistrements. Les minima sont indiqués par des triangles.

La figure 2.9 présente un exemple de l'évolution des résidus en fonction de la fréquence coin testée pour deux séismes distincts. Dans le cas du 16 mai 2002 ($M_{OMP} = 4.6$), la fréquence coin est résolue, alors que dans le cas du 13 décembre 2002 ($M_{OMP} = 3.0$), le minimum des résidus moyens est obtenu pour la plus grande fréquence testée (courbes et triangles rouges). L'analyse des courbes grises indique que chaque enregistrement conduit à une fréquence différente. Cependant, dans le cas du 16 mai 2002, les fréquences coins ont tendance à se regrouper entre 2 et 4 Hz. Dans l'autre cas, les différentes fréquences coin sont beaucoup plus dispersées et ne conduisent pas à une moyenne stable.

De nombreuses études ont montré l'influence des effets de site sur la détermination des paramètres de source, et notamment de la fréquence coin, pour des petits séismes

(Frankel, 1982; Anderson, 1986; Fletcher et al., 1986). En particulier, la partie haute fréquence des spectres est probablement altérée par un effet d'atténuation forte en subsurface (l'effet de " f_{max} ") (Hanks, 1982). Pour nous en préserver, nous avons choisi de limiter les spectres au-dessous de 15 Hz, après avoir estimé que l'effet " f_{max} " avait lieu à des fréquences plus hautes pour nos stations. D'autre part, plus la fréquence coin est haute, moins la correction du terme de source a d'influence sur les résidus. En effet la partie "redressée" du spectre en déplacement par le terme $\frac{1}{1+\frac{f^2}{f_c^2}}$ est limitée aux hautes fréquences (au-dessus de f_c , se référer à la figure 2.8). Enfin, plus les séismes sont petits, plus le nombre d'enregistrements et la couverture en distance sont faibles. Le cumul de ces effets limite la résolution de la fréquence coin pour les plus petits séismes.

2.4.4 Discussion sur les effets de site

Les résultats des inversions généralisées des termes de source et de site sont résolus à un degré de liberté près (Boatwright et al., 1991). C'est-à-dire que si chaque terme de source est multiplié par un facteur constant et chaque terme de site divisé par le même facteur, l'inversion donne le même résultat (Andrews, 1986). Cependant, ce degré de liberté est éliminé en imposant des contraintes sur les réponses de site (par exemple, en imposant une amplification de 1 à chaque fréquence pour une station particulière au rocher, ou pour la moyenne des stations au rocher). Bonilla et al. (1997) ont montré que si la contrainte est imposée sur une moyenne de quelques stations au rocher, l'inversion est plus stable. Dans cette partie du travail, la contrainte implicitement utilisée est que la moyenne des effets de site à chaque station et pour chaque fréquence vaut 1. La plupart des stations vélocimétriques sont situées sur du rocher, donc en moyenne nos stations sont plutôt au rocher.

Nos résultats montrent que même des stations au rocher peuvent être soumises à un effet de site. Les figures 2.10 et 2.11 comparent les résultats obtenus dans l'article ci-dessus avec les rapports H/V calculés sur du bruit de fond. La plupart des courbes présentent une similarité de forme mais avec des amplitudes différentes. La méthode des rapports H/V permet de retrouver la fréquence fondamentale de résonance d'un site, mais la partie haute fréquence est peu fiable (Field and Jacob, 1995; Bonilla et al., 1997). Nous pouvons aussi vérifier que les stations du réseau RSSP sont globalement moins affectées par les effets de site que les stations du réseau RAP, car elles sont situées au rocher. D'autre part les stations au rocher dense et peu fracturé, ont tendance à moins amplifier les ondes (c.f. PYLS, MLSF, CARF, FILF et SJAF qui sont situées sur des granitoïdes calco-alcalins), une caractéristique aussi observée par Malagnini et al. (2004), pour des stations situées dans les Alpes Italiennes. Dans les régions montagneuses, les vallées remplies de sédiments peuvent être le lieu d'effets de site importants. L'étude de Le Brun et al. (2001) pour la ville de Grenoble située à l'intersection de plusieurs vallées alpines, révèle aussi une variation spatiale à très courte échelle des fréquences de résonance et des facteurs d'amplification,

à l'intérieur de la cuvette. Dans notre cas, les stations PYPR et PYPE, situées dans la vallée de la Têt présentent des amplifications extrêmement importantes.

Un point de l'article présenté ci-dessus a été très débattu lors du processus de révision. Un terme de correction (SF) est introduit dans l'équation 4 de l'article lors de la première étape de l'inversion. L'étude séisme par séisme montre que ce paramètre est très stable pour chaque station et indépendant du séisme analysé (c.f. figure 13 de l'article). Nous avons alors proposé que cette amplification/atténuation basse fréquence était caractéristique de chaque station et que l'effet de site complet devait comprendre la partie dépendante de la fréquence multipliée par ce terme d'effet de site à basse fréquence (c.f. tableau 4 de l'article précédent). Nous verrons dans le chapitre 4 que les réponses de site doivent contenir ce terme multiplicatif, et les origines possibles de ces amplifications dans la discussion du chapitre 4.

2.5 Conclusion

Les inversions simultanées des termes de source, de propagation et de site, permettent de séparer les différentes contributions. Dans cette étude, nous avons essayé de mettre en place une méthode linéaire en deux étapes pour déterminer tous les paramètres à partir des ondes de volume de cisaillement (S).

La première des limitations imposées par cette méthode est le nombre de données nécessaires pour stabiliser l'inversion. Par exemple, nous avons essayé d'appliquer cette méthode aux données alpines accélérométriques seules (c.f. Tab. 4.6), pour lesquelles nous avons environ 6 enregistrements par séisme, et il s'avère que les résultats ne sont pas stables. D'autre part, nous avons vu que les interactions entre la fréquence coin et le facteur de qualité ne sont pas entièrement résolues, en particulier pour les petits séismes. Cependant, nous avons aussi noté la stabilité des réponses de site calculées, bien qu'elles soient également dépendantes de la fréquence coin et du facteur de qualité.

Les paramètres contrôlant l'amplitude des spectres sont aussi sujets à de fortes incertitudes. Nous avons montré en particulier que le choix de la fenêtre temporelle sur laquelle sont calculés les spectres peut avoir une influence importante sur les résultats. En particulier, cela peut biaiser la détermination de l'atténuation géométrique et par conséquent les estimations des moments sismiques et des magnitudes de moment. L'atténuation géométrique que nous obtenons, pour les ondes S, ne semble pas significativement différente de l'atténuation en $1/r$ attendue par la théorie pour des ondes de volume dans un milieu homogène. Les magnitudes de moment estimées pour les séismes pyrénéens bien que corrélées avec les magnitudes locales calculées indépendamment, sont en moyenne inférieures d'une unité à ces dernières.

Cependant, les fortes interactions entre tous les paramètres étudiés suggèrent qu'une

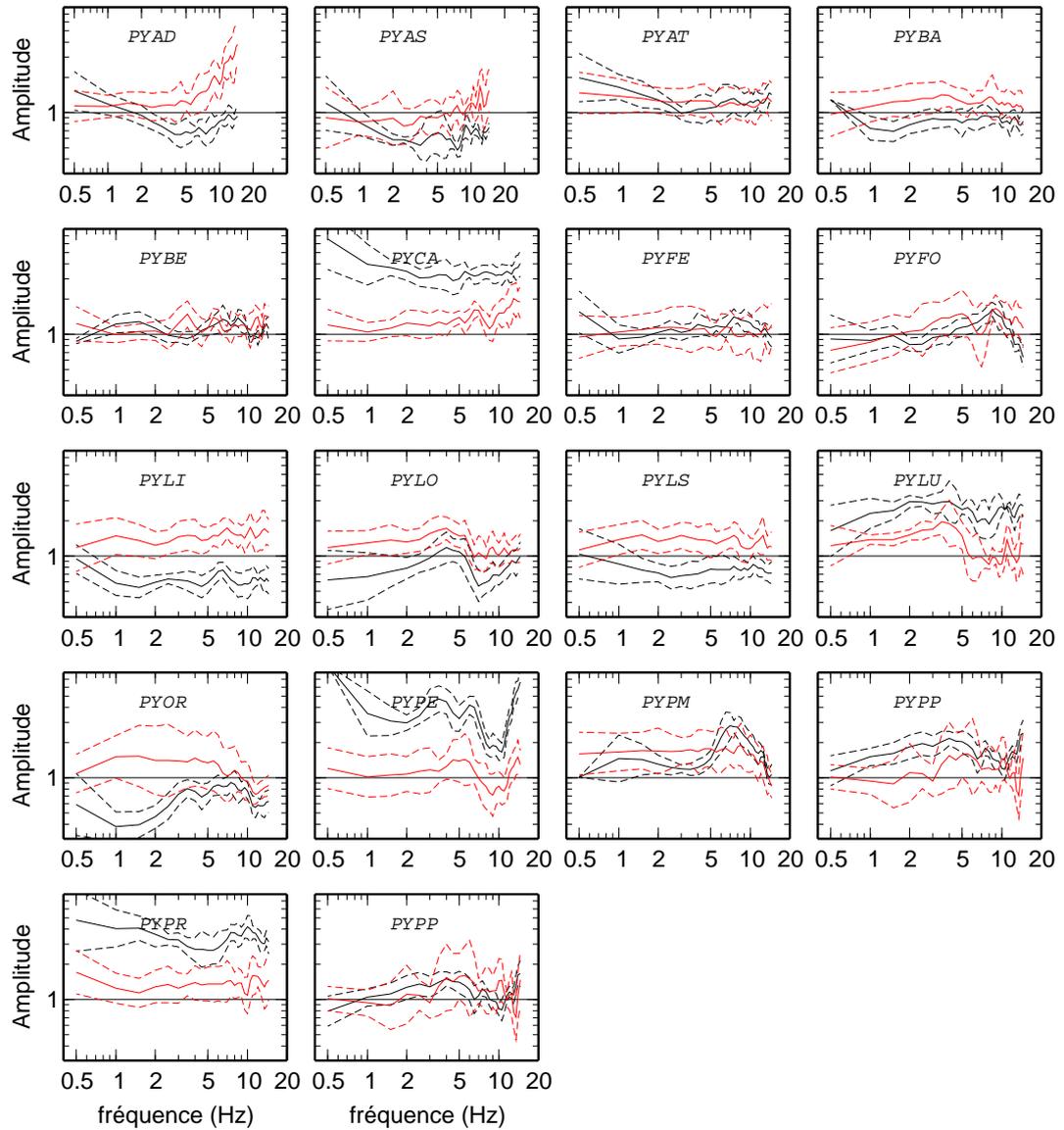


FIG. 2.10 : *Fonctions de transfert (effet de site) des stations accélérométriques des Pyrénées en fonction de la fréquence. Les courbes représentent la moyenne des effets de site plus ou moins un écart type. En noir sont représentés les résultats de l'article ci-dessus, et en rouge les rapports H/V calculés sur le bruit de fond pris sur les mêmes enregistrements.*

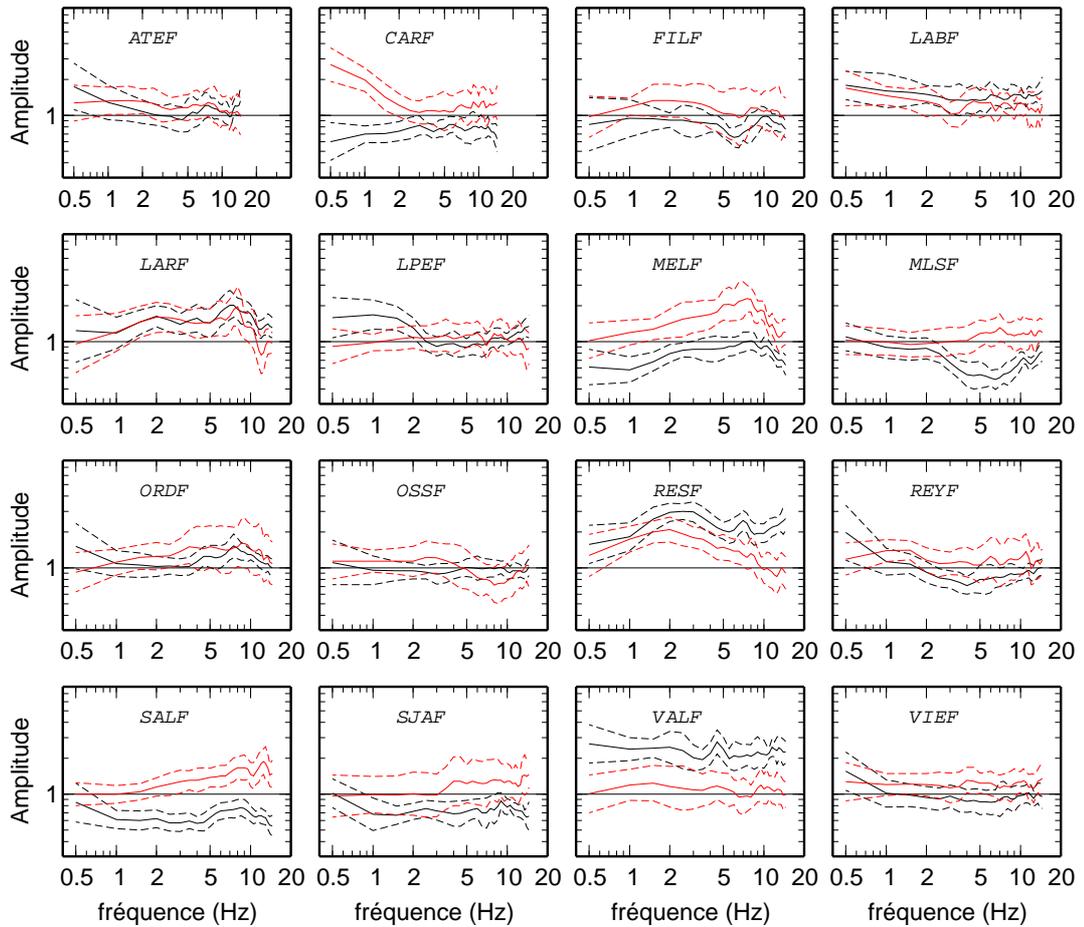


FIG. 2.11 : *Fonctions de transfert (effet de site) des stations vélocimétriques des Pyrénées en fonction de la fréquence. Les courbes représentent la moyenne des effets de site plus ou moins un écart type. En noir sont représentés les résultats de l'article ci-dessus, et en rouge les rapports H/V calculés sur le bruit de fond pris sur les mêmes enregistrements.*

approche plus globale sera plus satisfaisante. Nous reviendrons dans le chapitre 4 sur une méthode d'inversion linéarisée pour déterminer tous les paramètres simultanément. Dans le chapitre 3, nous étudierons une méthode d'inversion non-linéaire dans le but de résoudre l'interaction entre fréquence coin et facteur de qualité. Ce dernier paramètre influence aussi les magnitudes estimées avec les données basse fréquence et non à fréquence nulle. Nous essaierons de résoudre la non-unicité de la solution avec une inversion génétique dans le chapitre 3 qui permet d'explorer largement l'espace des solutions. Cette méthode sera appliquée à de nouveaux jeux de données dans le but d'identifier les particularités régionales en France.

Chapitre 3

Inversion génétique : recherche du facteur de qualité

Sommaire

3.1	Présentation de la méthode	62
3.1.1	L'algorithme génétique	62
3.1.2	Le problème à inverser	63
3.2	Application aux Pyrénées	65
3.3	Application aux Alpes	70
3.3.1	Les données	70
3.3.2	Les résultats	73
3.4	Application au Fossé Rhénan	76
3.4.1	Les données	76
3.4.2	Les résultats	77
3.5	Discussion	79

L'inversion génétique fait partie des inversions non-linéaires qui utilisent un processus aléatoire et ne nécessitent aucune information sur les dérivées du problème (pas de linéarisation). La dépendance en fréquence du spectre de Fourier des ondes S est non-linéaire. C'est pourquoi les méthodes linéaires ou utilisant une linéarisation sont sujettes aux interactions entre les paramètres (i.e. chapitre 2).

D'autre part, la méthode linéaire nécessite l'utilisation d'un grand nombre de données. Dans le cas des Pyrénées l'introduction des données vélocimétriques permettait d'obtenir en moyenne une dizaine d'enregistrements par séisme. De manière plus générale, pour les données RAP seules, le nombre d'enregistrements par événement est beaucoup plus restreint.

Nous avons observé qu'une inversion linéaire était inefficace pour retrouver les paramètres contrôlant l'atténuation anélastique. En effet, les interactions avec les fréquences coins et les effets de site ne sont pas totalement résolues. C'est pourquoi une inversion génétique est utilisée pour découpler les fréquences coins et l'atténuation anélastique.

3.1 Présentation de la méthode

3.1.1 L'algorithme génétique

C'est au début des années 1960 que John Holland de l'Université du Michigan a commencé à s'intéresser à ce qui allait devenir les algorithmes génétiques. L'idée fondamentale est la suivante : le réservoir génétique d'une population de solutions donnée contient potentiellement une solution "la meilleure" à un problème adaptatif donné. Cette solution ressortira de l'association des combinaisons génétiques de la population initiale au cours de la reproduction.

Le principe de fonctionnement d'un algorithme génétique est le suivant :

1. Codage du problème sous forme de génome (i.e. définition des gènes des individus).
2. Génération aléatoire d'une population. Celle-ci contient un réservoir génétique qui représente un ensemble de solutions possibles.
3. Calcul d'un résidu pour chaque individu qui sera fonction de sa proximité avec l'objectif.
4. Sélection des individus devant se reproduire en fonction des résidus qui leur sont associés.
5. Croisement des génomes des parents et mutations.
6. A partir de cette nouvelle population, on réitère à partir de l'étape 3.

Les algorithmes génétiques utilisent un codage des paramètres à la place des paramètres eux-mêmes. Ainsi les paramètres sont pris en compte comme des chaînes d'éléments composées de gènes. L'étape 5 s'inspire alors du fonctionnement du vivant en effectuant deux opérations : les croisements et les mutations, selon des probabilités prenant en compte le résidu associé à l'individu. La première consiste à découper les séquences de gènes des parents en un point pour les recoller deux à deux et obtenir deux nouveaux individus. La seconde consiste à modifier de manière aléatoire un gène chez un individu. Les trois étapes majeures sont donc la reproduction, ou la sélection des individus devant se reproduire, les croisements qui contrôlent le degré d'échange d'information entre les individus, et les mutations qui assurent une certaine diversité dans le réservoir.

Les principales différences entre les algorithmes génétiques et les algorithmes classiques d'optimisation sont les suivantes :

1. Utilisation des paramètres sous une forme codée.
2. Travail sur une génération de modèles et non un modèle unique.
3. Travail à partir des valeurs de la fonction à optimiser sans recours à ses dérivées ou à d'autres informations a priori.
4. Evolution des modèles basée sur des probabilités.

Il faut cependant noter que l'utilisation de ces algorithmes ne garantit pas la réussite. Il se peut, en effet, que le réservoir de départ soit trop éloigné de la solution ou qu'une convergence trop rapide bloque le processus d'évolution. La fonction à optimiser peut, en effet, posséder plusieurs minima locaux. L'avantage de la méthode génétique est sa capacité à identifier la non-unicité de la solution. Il est donc recommandé d'effectuer l'inversion avec différentes générations de départ afin d'explorer la partie adéquate de l'espace des modèles (Sen and Stoffa, 1992) et ainsi tester un grand nombre de populations qui aide à résoudre les problèmes de non-unicité de la solution. Ce problème peut aussi être évité en choisissant une probabilité de mutation importante. Il n'en reste pas moins que ces algorithmes sont très performants et que leur utilisation, originellement limitée à l'intelligence artificielle, se déploie désormais dans des domaines très variés et en particulier en géophysique (e.g. Sambridge and Drijkoningen, 1992).

Nous avons utilisé un programme d'inversion génétique mis au point par A. Lomax (Lomax and Snieder, 1994) avec des paramètres classiques :

1. La probabilité de croisement est de 0.8, et les échanges de génomes peuvent s'effectuer à n'importe quel bit du codage (dans certains cas, on n'autorise le croisement qu'à la frontière des gènes).
2. La probabilité de mutation vaut 0.01 et la localisation de la mutation est définie de manière aléatoire.

Le choix de ces probabilités est plus guidé par l'usage que par une analyse préliminaire.

Le paragraphe suivant explicite la formulation du problème que nous nous proposons de résoudre grâce à l'inversion génétique. Il s'agit d'essayer de séparer sur le spectre, les effets dus aux fréquences coin de ceux dus au facteur de qualité.

3.1.2 Le problème à inverser

La formulation générale du problème est identique à celle présentée au premier chapitre. Le spectre de Fourier des ondes S en champ lointain est composé de trois contributions dues à la source sismique, à la propagation et aux effets de site (c.f. équations 2 et 3 de l'article présenté à la section 2.3). Afin de supprimer les termes dépendant du moment sismique et de l'atténuation géométrique, nous avons choisi de normaliser les spectres avec la moyenne des trois premiers points à basse fréquence, et ce pour tous les enregistrements. De plus, nous n'avons conservé que les enregistrements pour lesquels les

points utilisés dans la normalisation correspondaient à des fréquences inférieures à 2 Hz, soit plus petites que la fréquence coin des séismes. Ainsi, nous ne travaillons que sur la forme du spectre, et nous pouvons réduire l'équation à la forme suivante :

$$\frac{A_{ijk}}{norm} = N_j \times \exp\left(-\frac{\pi r_{ij} f_k}{q_0 (f_k)^\alpha v_S}\right) \times \frac{1}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_i}}\right)^2} \quad (3.1)$$

où r_{ij} est la distance hypocentrale, i est l'indice du séisme et j celui de la station, f_k est la fréquence, et v_S est la vitesse des ondes S. D'autre part, $norm = \sqrt{\left(\frac{A_{ij1}^2 + A_{ij2}^2 + A_{ij3}^2}{3}\right)}$ est la moyenne quadratique des trois premiers points en fréquence. Les paramètres à inverser sont les termes de correction de station (N_j), les fréquences coin (f_{c_i}), et le facteur de qualité dépendant de la fréquence sous la forme : $Q(f_k) = q_0 \times (f_k)^\alpha$. Encore une fois, nous supposons que les effets de site ont, en moyenne, une influence négligeable sur la forme du spectre. Cette formulation permet donc de réduire le nombre de paramètres à un paramètre par séisme (f_{c_i}), un par station (N_j) et deux paramètres d'atténuation (q_0 et α). Dans le chapitre précédent, nous supposions que Q était indépendant de la fréquence, ici, nous ne prenons pas en compte les effets de site dans l'inversion, et il est possible que cela introduise un biais si plusieurs stations amplifient les mêmes fréquences. Afin de nous préserver de ce type de biais, nous nous plaçons encore dans les conditions $f < f_{max}$, en limitant les spectres à 15 Hz. Il faut cependant noter que le terme de station (N_j) doit être vu comme une amplification moyenne sur la gamme de fréquence analysée, il permet de réduire la variabilité dans la formule, mais ce terme ne sera pas vraiment exploité dans un calcul d'effet de site. C'est en effet le seul terme indépendant de la fréquence, et qui doit rendre compte de toute la variabilité contenue dans l'amplitude du spectre (moments, atténuation géométrique, directivité de la source, diagramme de radiation, réflexion à la surface libre...), alors que nous cherchons à résoudre les termes contrôlant la forme du spectre (i.e. fréquence coin et atténuation anélastique).

Nous avons défini le réservoir de départ comme suit : les fréquences coin sont recherchées entre 0.5 et 15 Hz, donc dans tout le domaine de fréquence analysé. Les termes dits de site sont recherchés entre 0.5 et 10 car ils doivent refléter la variabilité des hautes fréquences par rapport aux basses fréquences. Enfin, α est compris entre 0 et 1, et q_0 peut varier de 100 à 800, ce qui couvre les variations attendues pour ces termes. Pour chacun des intervalles de recherche définis ci-dessus, les paramètres peuvent prendre 2^5 valeurs distinctes, ce qui donne une résolution pour chaque paramètre de $\frac{max-min}{2^5}$. Nous avons ensuite choisi de faire varier les intervalles pour q_0 et α afin de tester la non-unicité de la solution.

Nous avons alors appliqué cette inversion à plusieurs jeux de données, en premier lieu, les données pyrénéennes présentées dans l'article à la section 2.3. Puis deux nouveaux jeux de données sont testés correspondants à la région des Alpes et au Fossé Rhénan. Dans ce chapitre, nous utilisons les spectres calculés sur des fenêtres de 20 s. Nous avons vérifié que la longueur de la fenêtre n'influait pas beaucoup la forme du spectre. Pour nous en

convaincre, nous avons testé la stabilité des résultats sur le jeu de données pyrénéennes.

3.2 Application aux Pyrénées

Les données utilisées dans cette section sont identiques à celles présentées à la section 2.3. Elles consistent en 45 séismes de magnitude locale comprise entre 2.7 et 5.4. Nous avons sélectionné les stations pour lesquelles la distance hypocentrale au foyer est comprise entre 15 et 200 km. Nous obtenons alors un ensemble de 35 stations, avec en moyenne une dizaine d'enregistrements par séismes (se reporter au tableau 1 de la section 2.3).

Comme dans la section 2.3, nous extrayons 20 secondes de signal à partir de l'arrivée des ondes S, en incluant un pré-événement. Ce signal est corrigé de sa valeur moyenne et de la dérive linéaire. Puis nous appliquons un algorithme de transformée de Fourier, et les spectres ainsi obtenus sont lissés comme présenté section 2.3. Enfin, la moyenne quadratique des composantes Nord et Est donne une seule composante horizontale (équation 1, section 2.3). La stabilité de la définition du facteur de normalisation est illustrée à la figure 3.1 qui montre l'histogramme des rapports entre le premier et le troisième point utilisés pour définir la norme (à gauche), et les spectres normalisés pour chaque enregistrement (à droite). On peut remarquer que les trois premiers points des spectres ne présentent pas la même amplitude, ce qui peut s'expliquer d'une part, par la variabilité inhérente aux données, ou encore par le fait que pour les plus gros séismes, les trois points considérés pour la normalisation ne se situent pas assez loin de la fréquence coin. La figure de droite présente les spectres normalisés pour l'ensemble du jeu de données et montre que nous obtenons des spectres comparables pour tous les séismes avec une amplitude moyenne de 1 à basse fréquence, et une décroissance dépendant du trajet emprunté par les ondes et de la fréquence coin du séisme.

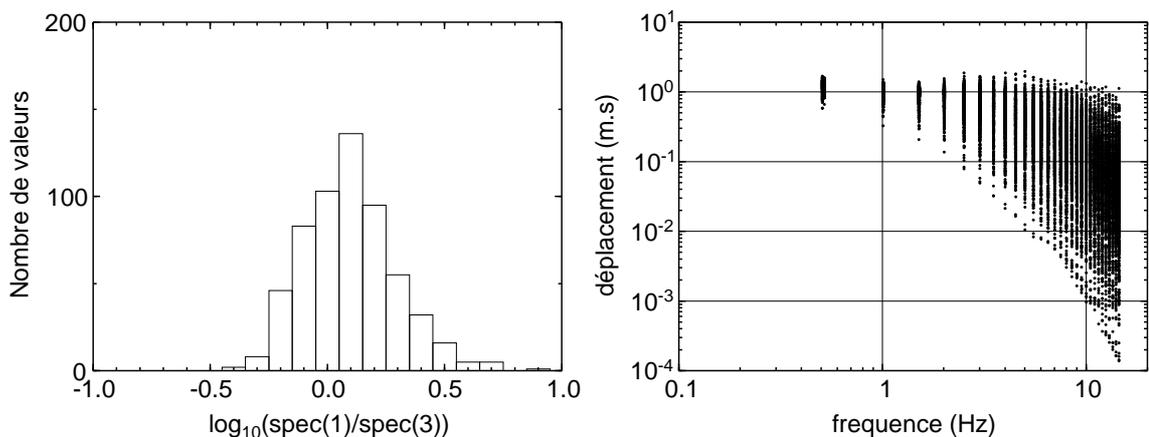


FIG. 3.1 : *Histogramme des rapports entre le premier et le troisième point utilisés pour définir la normalisation dans l'inversion génétique pour les données pyrénéennes (à gauche). Spectres normalisés pour chaque enregistrement (à droite).*

Les résidus (pour chaque enregistrement) sont définis comme la différence au carré entre les logarithmes des observables et les logarithmes des modèles, pour chaque fréquence, divisée par le nombre de points. Pour suivre l'évolution de l'erreur au cours de l'inversion génétique, nous avons tracé sur la figure 3.2 l'évolution des résidus moyen, minimum et maximum pour chaque génération testée. Globalement, tous les résidus diminuent avec le nombre de générations testées, ce qui indique que la sélection des individus les plus performants est efficace et que les croisements sélectionnent bien les gènes adaptés. Nous pouvons aussi observer que la décroissance n'est pas lisse, en particulier pour le résidu maximum, ce qui est dû aux perturbations de la population à travers les mutations qui permettent d'explorer l'espace des paramètres.

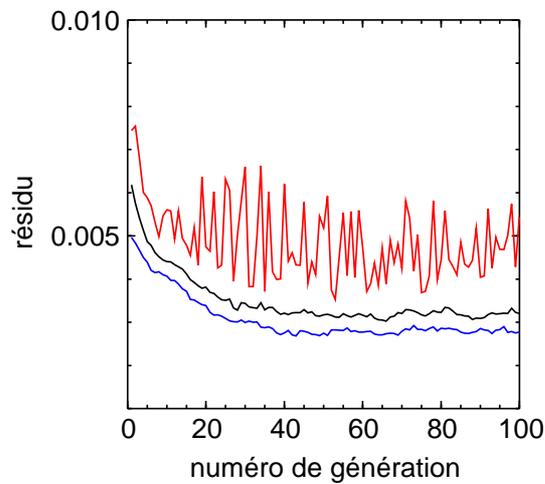


FIG. 3.2 : *Evolution des résidus moyen (en noir), minimum (en bleu) et maximum (en rouge) en fonction de la génération testée, pour le jeu de données pyrénéennes.*

Globalement, nous pouvons observer qu'à partir de 40 générations, les résidus moyens et minimum se sont stabilisés ce qui indique que nous obtenons des populations pouvant être considérées comme des solutions les meilleures. Nous avons testé l'influence du nombre de générations sur le résidu et nous en sommes arrivés à la conclusion que 100 générations sont toujours suffisantes.

L'inversion génétique produit un ensemble de familles de paramètres (des individus) auxquels est associée une valeur de résidu. Nous obtenons 100 générations, chacune composée de 50 individus classés selon la valeur du résidu qui leur est associée. Pour visualiser les résultats, nous avons tracé des histogrammes pour chaque paramètre à partir des 50 meilleurs individus obtenus. Ainsi pour les paramètres d'atténuation q_0 et α , la figure 3.3 présente les histogrammes obtenus. Nous avons aussi superposé la première génération afin de montrer la convergence du problème.

La figure 3.3 indique que ces paramètres sont bien résolus, en particulier, l'exposant α vaut 0.46 dans la quasi-totalité des meilleurs modèles. Le facteur q_0 est, lui, compris entre 145 et 160. En testant d'autres modèles de départ, nous obtenons des valeurs de q_0

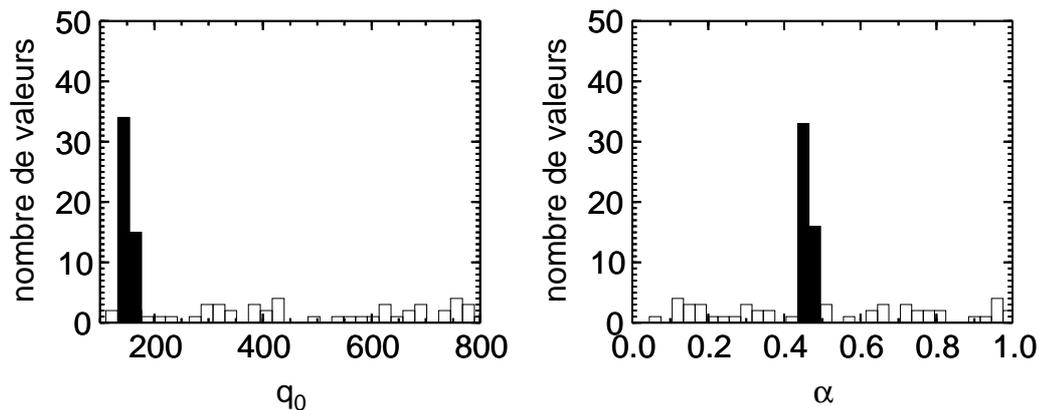


FIG. 3.3 : *Histogramme des paramètres d'atténuation obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc), pour le jeu de données pyrénéennes.*

entre 145 et 300 et de α entre 0.3 et 0.5. Enfin, une forte valeur pour q_0 est associée à une faible valeur pour α , et réciproquement, dans les différents modèles. A titre d'illustration, nous avons représenté les histogrammes pour les fréquences coin des 20 premiers séismes analysés sur la figure 3.4 et pour les termes de site des 18 stations accélérométriques sur la figure 3.5.

Les figures 3.4 et 3.5 montrent que les fréquences coin et les termes correctifs de station sont moins bien résolus que les paramètres d'atténuation. En effet, nous pouvons observer que les histogrammes présentent plusieurs valeurs probables pour un même paramètre. Les fréquences coin sont relativement bien retrouvées dans la mesure où les histogrammes présentent quelques modes assez proches. Pour les termes de station, nous observons une plus grande variabilité due à la définition même de ces termes et à la normalisation. En effet, le terme de site doit rendre compte d'une amplification/atténuation moyenne sur toute la bande de fréquence. Cependant, pour les stations ayant un pic assez bien défini (PYAD, PYAT, PYLO, PYPE), nous trouvons des résultats compatibles avec ceux du tableau 4 de la section 2.3, avec une amplification proche de 1 pour les stations au rocher, et proche de 3 pour PYPE dans le bassin de Perpignan.

La figure 3.6 compare les fréquences coin obtenues avec la méthode linéaire présentée plus haut et l'inversion génétique. Les fréquences coin présentées sont la moyenne sur les 10 meilleurs modèles des paramètres inversés, nous avons en effet remarqué que les dix meilleurs modèles donnent des résultats proches. Le graphique de gauche compare directement les fréquences coin issues des deux méthodes et montre que l'inversion linéaire sous-estimait les fréquences coin. En effet, elles étaient masquées par l'atténuation anélastique qui n'était pas résolue par cette méthode. Le facteur de qualité très grand ($Q \simeq 1300$) obtenu par la méthode linéaire imposait une atténuation anélastique très faible, ainsi les fréquences coin étaient sous-estimées. D'autre part, on peut remarquer que pour les séismes les plus importants (i.e. pour les plus petites fréquences coin), les

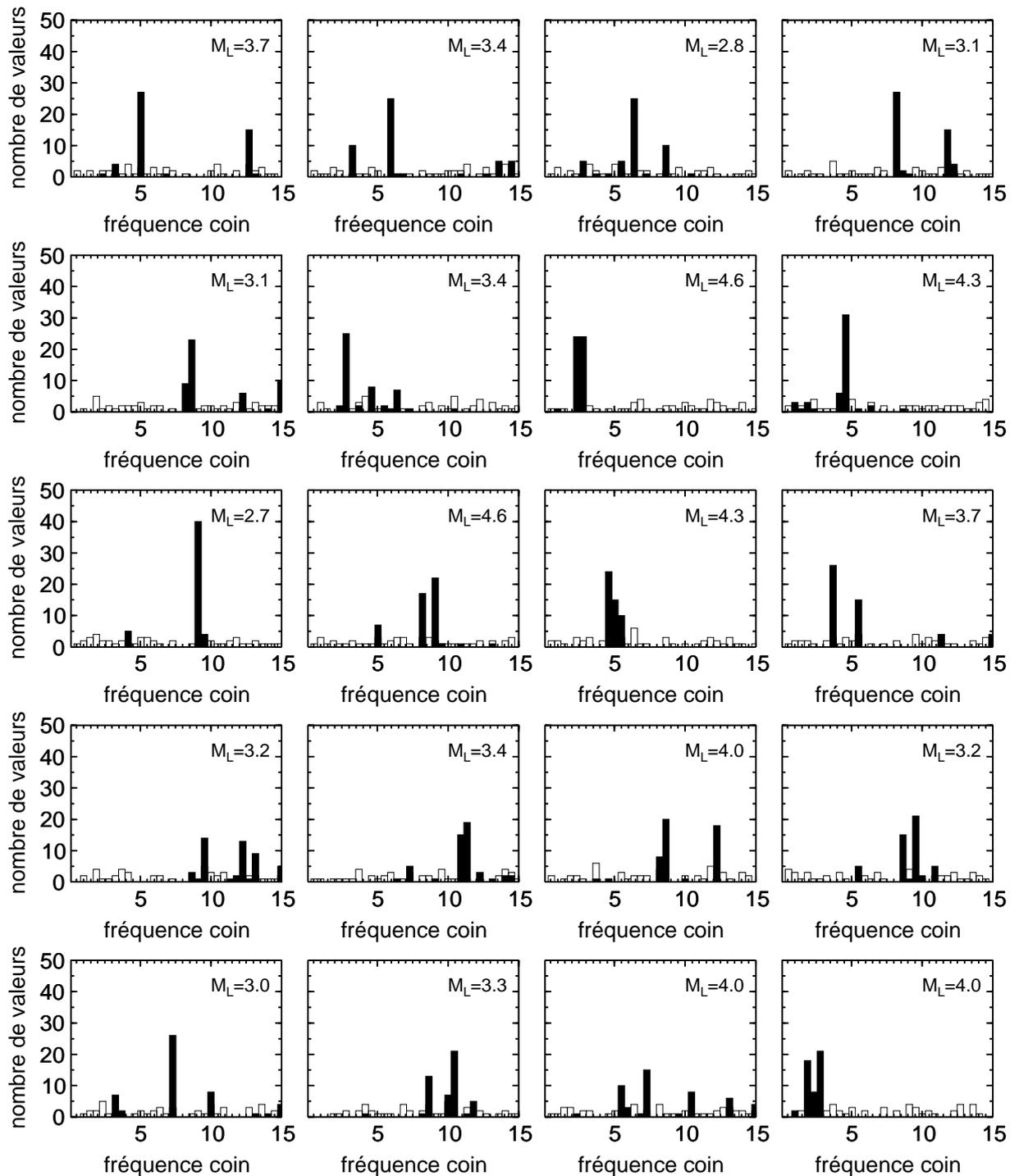


FIG. 3.4 : Histogramme des fréquences coin obtenues avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec les histogrammes correspondant à la génération de départ (en blanc) pour les 20 premiers séismes de la liste du jeu de données pyrénéennes (Table 2, section 2.3). La magnitude locale $M_L = M_{OMP}$ est indiquée dans chaque cas.

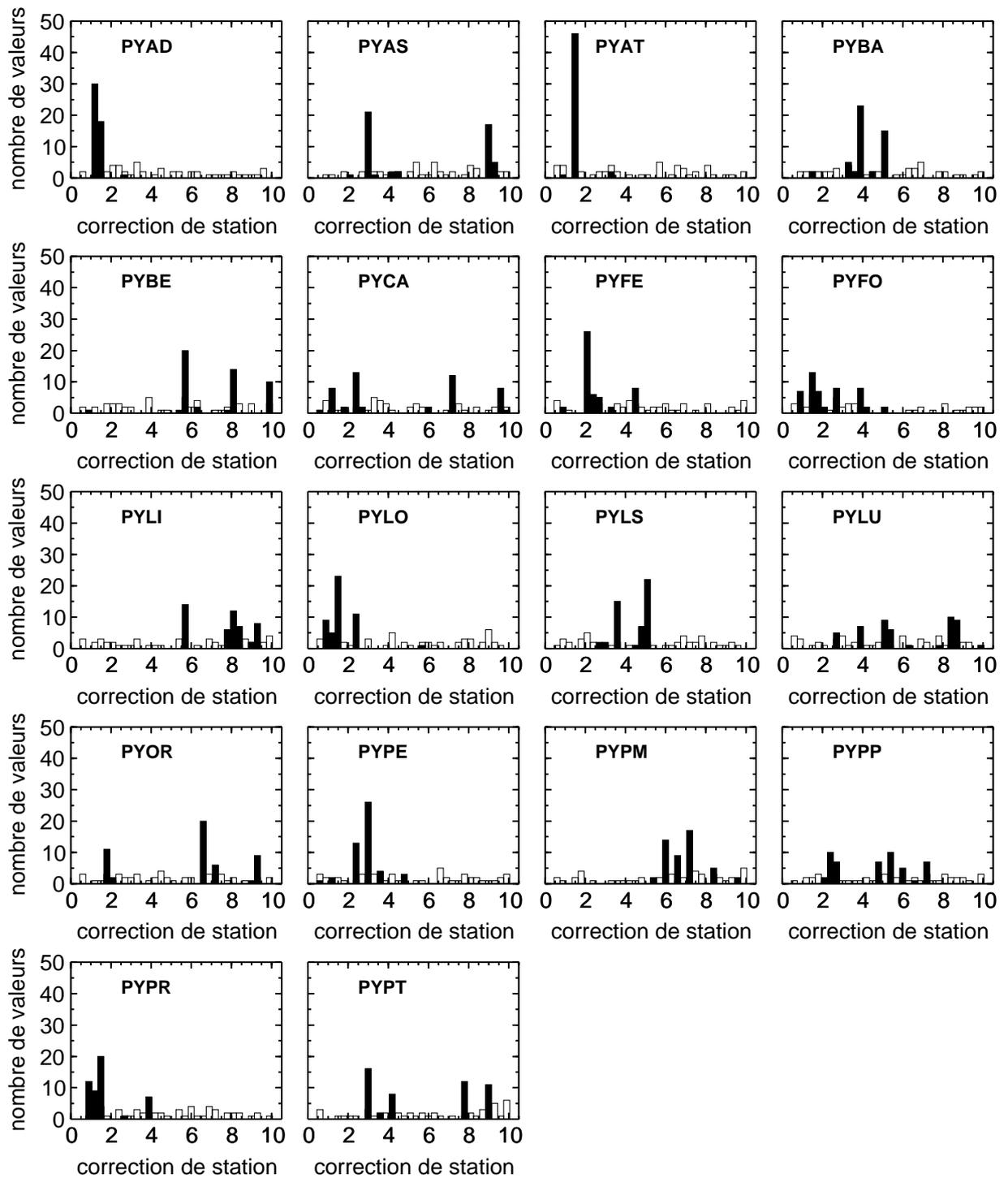


FIG. 3.5 : *Histogrammes des termes correctifs de station obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec les histogrammes correspondant à la génération de départ (en blanc) pour les 18 stations accélérométriques analysées, pour le jeu de données pyrénéennes.*

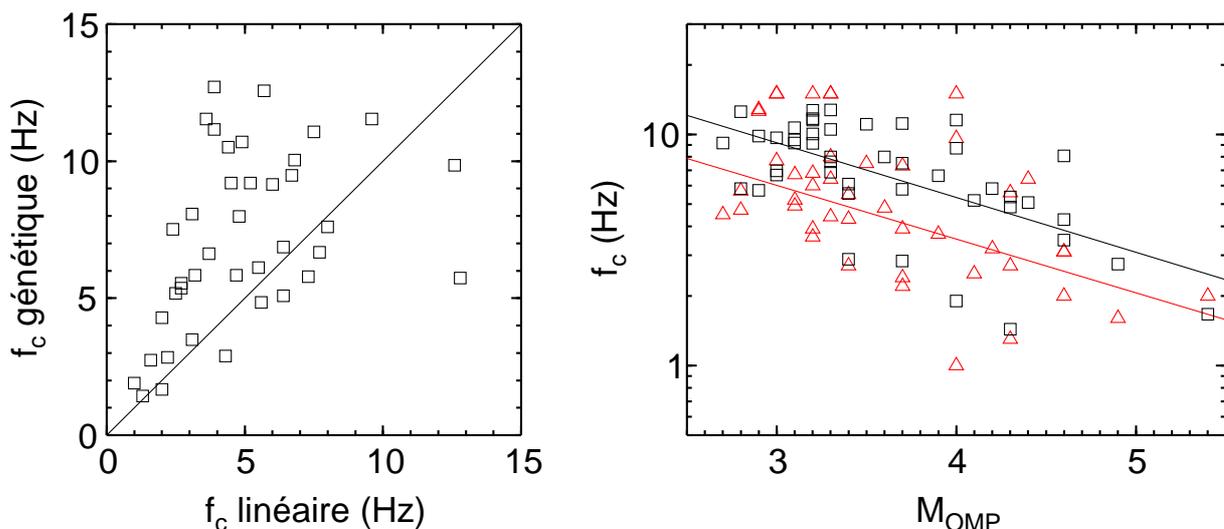


FIG. 3.6 : *Comparaison des fréquences coin obtenues avec la méthode linéaire présentée au sous-chapitre 2.3 et celles retrouvées par inversion génétique, pour le jeu de données pyrénéennes. A gauche, les fréquences coin génétiques sont tracées en fonction des fréquences coin linéaires. A droite, les fréquences coin (génétiques : carrés noirs, et linéaires : triangles rouges) sont fonction de la magnitude locale M_{OMP} .*

deux méthodes donnent des résultats comparables. Dans ce cas, l'effet de la fréquence coin, sur le spectre en déplacement, est prépondérant sur celui de l'atténuation. La comparaison en fonction de la magnitude locale indique le même résultat. Les régressions obtenues avec l'inversion génétique donnent :

$$\log_{10}(f_c) = 1.67(\pm 0.16) - 0.24(\pm 0.04) \times M_{OMP} \quad (3.2)$$

$$\log_{10}(f_c) = 1.64(\pm 0.17) - 0.22(\pm 0.05) \times M_{LDG} \quad (3.3)$$

L'inversion génétique permet donc de séparer les effets dus à l'atténuation anélastique de ceux dus aux fréquences coin. Les deux prochaines sections présentent l'application de cette méthode à deux autres jeux de données.

3.3 Application aux Alpes

3.3.1 Les données

Comme pour les données pyrénéennes, nous avons sélectionné les séismes de magnitude supérieure à 3 (magnitude RéNaSS) avec au moins trois enregistrements par séisme. Dans le cas des données alpines, le réseau RAP étant en cours d'installation depuis 1996, nous nous n'avons pas recours à l'ajout des données vélocimétriques, cependant, nous pouvons remarquer que beaucoup de séismes n'ont été enregistrés qu'à 3 ou 4 stations. Pour la

période du 18 février 1997 au 14 mai 2004, 61 séismes remplissent ces conditions. De plus le séisme du 8 septembre 2005 ($M_{RéNaSS} = 4.9$) a été ajouté pour mieux contraindre les grandes magnitudes. Les caractéristiques de ces séismes sont reportées dans la table 3.1 (les localisations et la magnitude M_{SIS} sont données par le réseau Sismalp (Thouvenot, 1996)).

TAB. 3.1 : *Tableau des séismes alpins de magnitude RéNaSS supérieure à 3, enregistrés au minimum par trois stations du RAP. Les localisations et la magnitude M_{SIS} sont données par le réseau local Sismalp. N est le Nombre d'enregistrements, Δ la distance épacentrale, et $-$ indique que la magnitude est indisponible.*

N	A	M	J	h :mn	Lat. (deg. N)	Lon. (deg. E)	Prof. (km)	Magnitudes			N	Δ (km) min/max
								SIS	LDG	RéNaSS		
1	1997	2	18	21h39mn	44.410	7.310	3.0	3.0	—	3.0	2	53.3/152.4
2	1997	5	15	0h24mn	45.210	6.686	8.4	3.0	3.8	4.1	4	48.7/94.0
3	1997	10	3	15h03mn	44.321	6.472	13.9	3.2	3.8	4.0	3	72.8/99.0
4	1997	10	31	4h23mn	44.268	6.554	6.2	4.0	4.7	4.8	10	64.5/199.2
5	1997	11	6	12h39mn	44.407	6.525	9.2	3.1	3.6	3.7	3	79.4/94.4
6	1997	11	8	1h56mn	44.070	7.890	2.0	4.1	—	4.1	4	38.6/193.6
7	1997	12	10	21h36mn	43.790	7.500	8.0	3.3	—	3.3	3	27.8/84.0
8	1998	3	30	20h49mn	46.640	7.230	10.0	3.2	—	3.2	3	75.8/163.6
9	1998	4	11	11h05mn	44.671	7.229	14.0	3.3	4.0	3.8	7	73.4/164.3
10	1998	5	6	12h02mn	44.150	6.010	10.0	3.2	—	3.2	3	58.9/117.3
11	1998	5	13	21h11mn	44.450	6.300	5.0	3.1	—	3.1	3	38.7/87.0
12	1998	12	7	13h46mn	46.111	7.526	5.4	2.7	3.4	3.5	3	59.9/137.5
13	1998	12	9	22h08mn	46.100	7.536	7.6	2.8	3.4	3.5	4	60.5/137.7
14	1999	1	11	3h36mn	45.036	5.772	0.2	3.5	4.2	4.1	14	15.4/189.3
15	1999	2	14	5h57mn	46.820	7.166	-0.2	3.9	4.7	3.8	7	70.5/184.1
16	1999	4	25	20h36mn	45.910	6.970	2.0	3.0	—	3.0	4	36.4/124.8
17	1999	4	30	20h59mn	44.010	7.970	2.0	3.2	—	3.2	3	64.7/119.0
18	1999	6	10	16h16mn	45.650	6.060	2.0	3.1	—	3.1	4	16.9/52.2
19	1999	8	28	15h03mn	45.260	6.480	2.0	3.3	—	3.3	5	31.6/66.4
20	1999	9	13	23h27mn	45.444	5.442	4.0	3.1	4.0	3.5	10	36.8/122.3
21	1999	11	1	17h22mn	43.780	7.360	4.0	3.3	—	3.3	4	17.0/130.3
22	2000	4	1	1h21mn	45.086	7.377	3.2	2.6	3.1	3.0	6	56.8/126.7
23	2000	4	5	8h38mn	45.508	4.880	8.8	2.4	3.4	3.2	5	58.5/123.7

Suite page suivante ...

Suite de la table 3.1

24	2000	5	31	7h46mn	44.814	7.219	12.9	2.9	3.5	3.2	8	54.0/146.3
25	2000	6	10	2h44mn	44.552	7.330	3.2	2.9	3.5	3.2	7	46.5/142.5
26	2000	6	26	19h29mn	44.497	6.897	4.4	3.0	3.6	3.3	9	27.2/177.3
27	2000	8	19	8h37mn	46.023	6.659	1.8	3.2	4.0	3.5	8	33.1/118.9
28	2000	12	19	14h20mn	43.743	7.393	8.8	3.3	3.7	3.4	4	29.6/134.5
29	2000	12	20	5h45mn	43.781	7.377	7.3	2.8	3.2	3.0	4	26.5/130.2
30	2001	1	25	2h17mn	46.027	6.741	3.3	2.5	3.3	3.0	9	34.1/123.2
31	2001	2	23	22h19mn	46.110	7.050	2.8	3.3	3.9	3.6	8	41.5/145.6
32	2001	2	25	1h22mn	46.101	7.036	4.9	2.8	3.5	3.2	7	41.2/144.1
33	2001	3	14	7h09mn	43.500	7.940	8.0	3.8	4.1	3.8	5	59.9/166.0
34	2001	5	30	22h43mn	45.814	6.488	6.1	2.8	3.6	3.3	11	28.6/91.8
35	2001	7	1	19h37mn	44.580	7.030	5.0	3.4	3.7	3.4	5	17.6/121.2
36	2001	7	9	22h50mn	46.110	7.633	11.1	2.8	3.4	3.3	3	111.5/166.7
37	2001	10	16	4h18mn	45.098	6.496	6.2	2.7	3.4	3.1	6	47.1/105.8
38	2002	1	26	7h35mn	44.373	7.328	12.7	2.9	3.5	3.0	4	66.7/152.3
39	2002	2	2	14h26mn	43.820	7.770	10.0	3.2	3.4	3.2	3	25.6/199.8
40	2002	3	20	14h44mn	46.185	7.593	0.9	2.8	3.4	3.2	3	114.2/165.7
41	2002	4	21	17h57mn	45.680	7.815	0.0	2.9	3.5	3.3	4	106.3/177.3
42	2002	5	6	6h42mn	44.490	7.270	5.0	3.0	3.5	3.0	5	40.8/157.8
43	2002	5	31	16h50mn	46.251	7.366	-1.1	3.1	3.6	3.5	4	103.3/151.3
44	2003	2	4	20h49mn	46.050	7.770	5.0	3.4	3.6	3.4	7	92.5/180.3
45	2003	3	10	13h25mn	44.850	7.810	10.0	3.1	3.5	3.1	5	98.1/175.5
46	2003	4	29	4h55mn	46.320	7.590	5.0	3.9	4.2	3.9	12	75.1/189.7
47	2003	5	25	23h03mn	45.120	6.500	5.0	3.6	4.0	3.6	21	16.8/170.8
48	2003	6	10	22h59mn	44.789	7.700	5.0	3.4	3.8	3.4	18	81.4/197.2
49	2003	8	17	22h31mn	44.650	6.860	5.0	3.2	3.4	3.2	5	64.3/162.2
50	2003	9	1	19h28mn	44.260	7.440	5.0	3.4	3.7	3.4	7	32.1/178.8
51	2003	10	16	16h23mn	44.620	7.010	5.0	3.1	3.4	3.1	5	47.2/120.5
52	2003	12	2	17h08mn	46.390	5.340	5.0	3.0	3.1	3.0	4	62.6/128.8
53	2003	12	9	18h03mn	45.330	6.070	5.0	3.0	3.1	3.0	11	24.4/60.9
54	2003	12	19	0h37mn	44.480	6.970	5.0	3.2	3.4	3.2	3	68.0/185.2
55	2003	12	20	3h29mn	44.490	7.210	5.0	3.3	3.6	3.3	21	38.6/196.8
56	2003	12	21	1h35mn	44.490	7.000	5.0	3.1	3.5	3.1	9	30.9/133.2
57	2004	1	28	20h09mn	45.430	5.460	5.0	3.3	3.8	3.3	15	35.7/138.7

Suite page suivante ...

Suite de la table 3.1

58	2004	2	18	14h26mn	46.630	6.910	10.0	3.3	3.5	3.3	3	98.7/141.4
59	2004	2	18	14h31mn	46.670	6.810	10.0	3.5	3.8	3.5	5	102.2/178.6
60	2004	5	8	12h38mn	44.630	7.210	7.0	3.2	3.0	3.2	4	49.3/120.8
61	2004	5	14	0h30mn	45.030	7.480	10.0	3.6	4.0	3.6	18	59.8/166.1
62	2005	9	8	11h27mn	46.024	6.938	-1.8	4.5	5.1	4.9	12	41.7/138.6

Les enregistrements à des distances épacentrales comprises entre 15 et 200 km sont conservés pour satisfaire l'hypothèse de champ lointain. Les spectres de Fourier sont calculés sur des fenêtres de 20 s après l'onde S, puis lissés et les composantes horizontales sont combinées de la même manière que pour les données pyrénéennes. Enfin, un rapport signal sur bruit supérieur à 3 est imposé pour des fréquences entre 0.5 et 15 Hz. Ceci conduit à un ensemble de 439 spectres pour 62 séismes et 42 stations. Les séismes, stations et trajets sont représentés à la figure 3.7, et les caractéristiques des stations sont données dans le chapitre 1.

3.3.2 Les résultats

Nous avons appliqué exactement la même inversion que pour les données pyrénéennes, c'est-à-dire avec le même réservoir de départ. La figure 3.8 décrit l'évolution du résidu en fonction des générations testées pour le jeu de données alpines. De la même façon que précédemment, nous observons une décroissance des résidus au court de l'inversion, puis une stabilisation après 50 générations testées. Nous pouvons aussi noter que les résidus sont légèrement plus grands que pour les données pyrénéennes, ce que nous pouvons expliquer par le fait que chaque événement est enregistré en moyenne à beaucoup moins de stations (c.f. table 2 section 2.3 et table 3.1). De plus ces stations étant majoritairement situées sur des sites sédimentaires (en particulier les stations situées dans le bassin grenoblois), la variabilité observée est donc plus grande.

La figure 3.9 montre que l'atténuation anélastique dans les Alpes est caractérisée par un facteur q_0 proche de 180, avec une faible dépendance avec la fréquence, $\alpha=0.25$. Les tests, en faisant varier les modèles de départ pour l'atténuation anélastique, donnent q_0 entre 150 et 300, et α entre 0.2 et 0.4. Enfin, la figure 3.10 décrit la variation des fréquences coin retrouvées avec les magnitudes locales calculées par les réseaux Sismalp et LDG. La magnitude LDG étant homogène sur toute la France, nous avons superposé les fréquences coin en fonction des magnitudes LDG pour les événements pyrénéens (triangles rouges) sur la figure 3.10. Nous obtenons alors les relations suivantes :

$$\log_{10}(f_c) = 1.61(\pm 0.20) - 0.27(\pm 0.07) \times M_{SIS} \quad (3.4)$$

$$\log_{10}(f_c) = 2.11(\pm 0.29) - 0.35(\pm 0.08) \times M_{LDG} \quad (3.5)$$

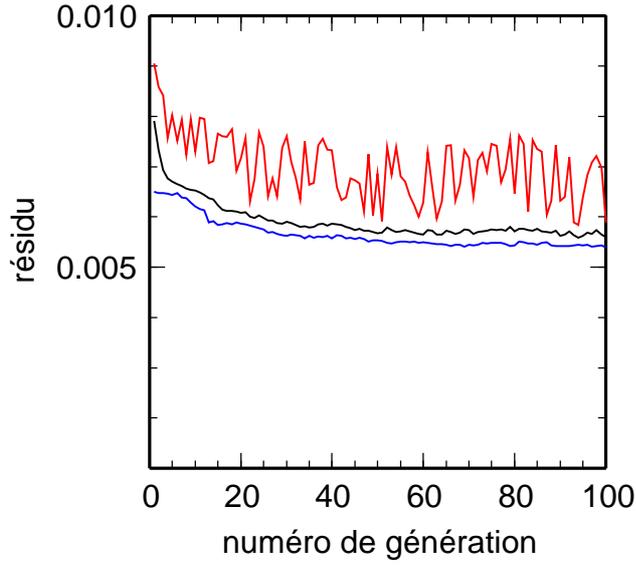


FIG. 3.8 : Evolution des résidus moyen (en noir), minimum (en bleu) et maximum (en rouge) en fonction de la génération testée, pour le jeu de données Alpes.

Et en regroupant les données des Pyrénées et des Alpes :

$$\log_{10}(f_c) = 1.79(\pm 0.16) - 0.27(\pm 0.04) \times M_{LDG} \quad (3.6)$$

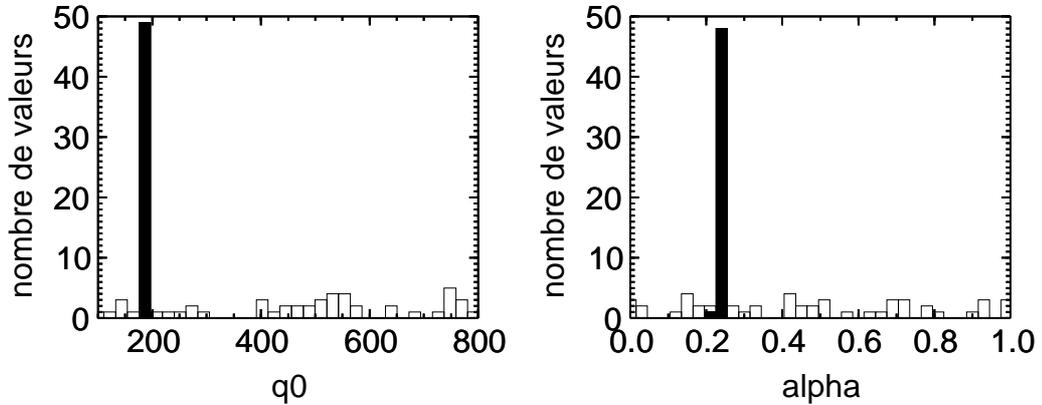


FIG. 3.9 : Histogramme des paramètres d'atténuation obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc), pour le jeu de données Alpes.

Ces résultats se rapprochent de celui de Chevrot and Cansi (1996) issu d'une inversion des termes de source après avoir corrigé de l'atténuation grâce à la coda pour le territoire français, et pour des magnitudes M_{LDG} entre 3 et 5 :

$$\log_{10}(f_c) = 2.14(\pm 0.26) - 0.35(\pm 0.06) \times M_{LDG} \quad (3.7)$$

D'autre part, la pente de cette droite se rapproche des résultats prédits par la théorie. Pour une source circulaire, le moment est proportionnel au cube du rayon de la source, et

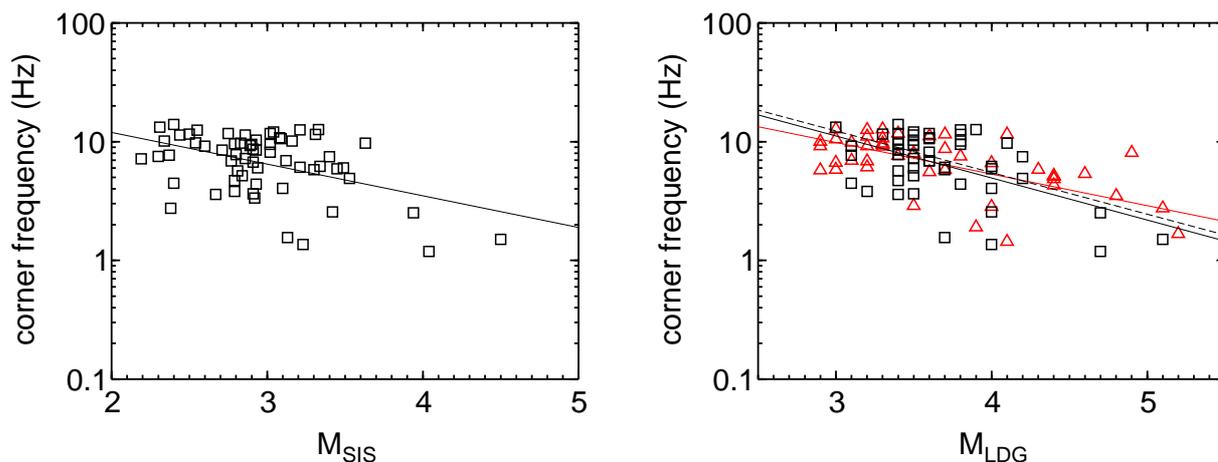


FIG. 3.10 : *Fréquences coin obtenues pour les séismes alpins (carrés noirs) en fonction des magnitudes locales : magnitude Sismalp (M_{SIS}) à gauche, et magnitude LDG (M_{LDG}) à droite, avec les régressions correspondantes (traits pleins noirs). Les fréquences coin obtenues pour les séismes pyrénéens (triangles rouges) sont superposées sur le graphique de droite, ainsi que la régression regroupant les deux jeux de données (trait plein rouge), et la relation fréquence coin- M_{LDG} de Chevrot and Cansi (1996) (pointillé).*

la fréquence coin est proportionnelle à l'inverse de cette quantité (i.e. Brune, 1970, 1971). Comme la magnitude est proportionnelle au logarithme du moment sismique, on peut écrire :

$$\log_{10}(f_c) \propto -\frac{M}{3} \quad (3.8)$$

3.4 Application au Fossé Rhénan

3.4.1 Les données

Le dernier jeu de données que nous avons sélectionné est constitué de deux séismes modérés enregistrés par le RAP en France, dits de Remiremont (à proximité d'Epinal) et de Besançon, tous deux de magnitude locale supérieure à 5, dans le nord-est de la France (numéro 1 et 3 table 3.2), ainsi que deux autres séismes ayant eu lieu en Allemagne. Dans ce cas, nous n'avons pas effectué une recherche exhaustive de tous les séismes qui se sont produits dans cette région ; ce choix est motivé par l'utilisation dans le dernier chapitre des séismes les plus importants enregistrés par le RAP, dont font partie les séismes étudiés ici. Les caractéristiques de ces séismes sont données dans la table 3.2 (localisations RéNaSS), et les trajets sont présentés dans la figure 3.11. Les caractéristiques des stations sont reportées dans la table 1.9 du chapitre 1. Les spectres de Fourier sont calculés comme précédemment.

TAB. 3.2 : *Tableau des séismes échantillonnant le nord-est de la France.*

N	A	M	J	h :mn	Lat. (deg. N)	Lon. (deg. E)	Prof. (km)	Magnitudes		N	Δ (km) min/max
								LDG	RéNaSS		
1	2003	2	22	20h41mn	48.310	6.660	10.0	5.9	5.4	8	34.5/140.1
2	2003	3	22	13h36mn	48.190	8.910	5.0	4.8	4.5	4	123.4/130.2
3	2004	2	23	17h31mn	47.290	6.270	10.0	5.5	5.1	9	24.6/181.5
4	2004	12	5	1h52mn	48.110	8.020	10.0	5.2	4.9	8	54.5/172.2

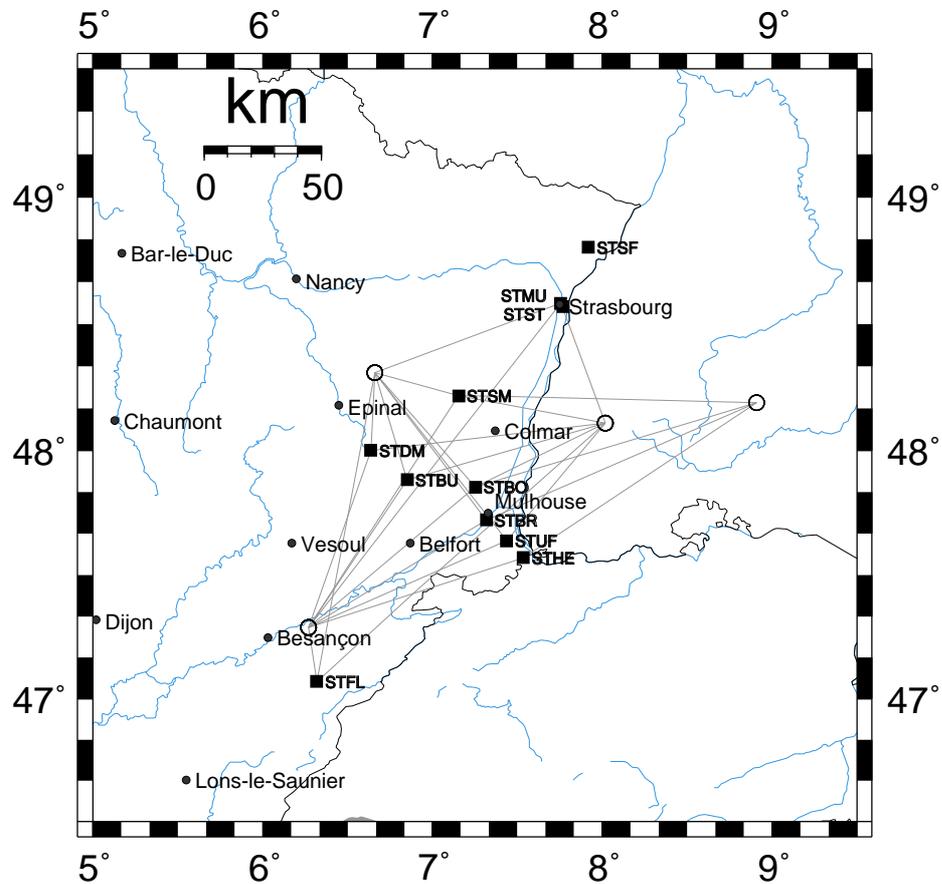


FIG. 3.11 : *Séismes, stations et trajets composant le jeu de données pour le nord-est de la France.*

3.4.2 Les résultats

Nous avons limité les variations de q_0 entre 100 et 500. Nous observons le même comportement pour le résidu (figure 3.12) que pour les autres jeux de données, malgré le

nombre réduit d'enregistrements, qui se traduit ici encore par un résidu plus important que dans les autres cas (noter le changement d'échelle par rapport aux figures 3.2 et 3.8).

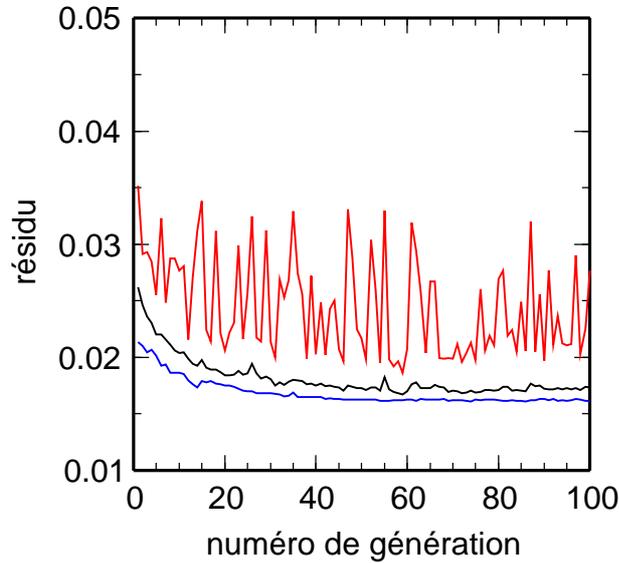


FIG. 3.12 : *Evolution des résidus moyen (en noir), minimum (en bleu) et maximum (en rouge) en fonction de la génération testée, pour les données du nord-est de la France.*

La figure 3.13 expose les résultats obtenus pour l'atténuation anélastique avec ce jeu de données. On observe que la valeur de q_0 vaut approximativement 180, pour un coefficient α entre 0.4 et 0.5. En modifiant l'espace de recherche, les résultats sont variables, les valeurs pour q_0 sont comprises entre 100 et 300, pour des valeurs de α entre 0.3 et 0.6. Les différents modèles montrent qu'une forte valeur pour q_0 est compensée par une faible valeur pour α , et réciproquement. Il est intéressant de noter que les fréquences coin semblent bien résolues (figure 3.14), ce qui est logique car le facteur dominant la forme du spectre est la fréquence coin pour ces séismes de forte magnitude.

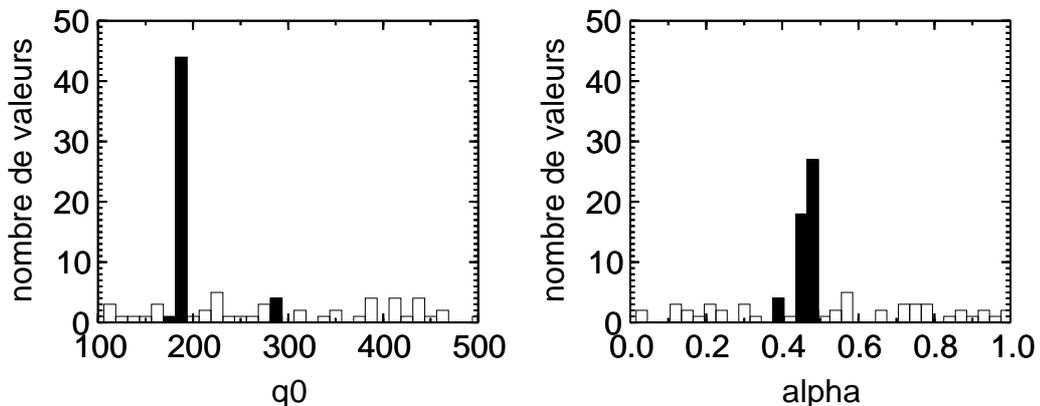


FIG. 3.13 : *Histogramme des paramètres d'atténuation obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc), pour les données du nord-est de la France.*

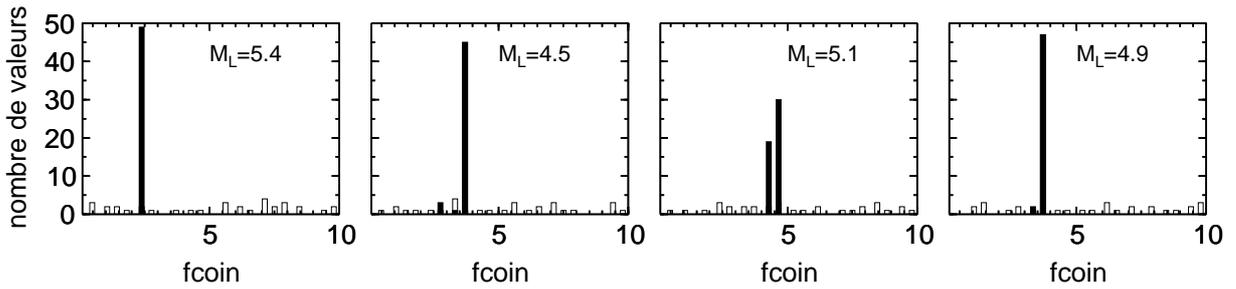


FIG. 3.14 : Histogramme des fréquences coin obtenues avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc) pour les séismes du nord-est de la France.

3.5 Discussion

L'inversion génétique semble donc en mesure de découpler les effets des paramètres contrôlant la forme du spectre. Nous retrouvons en effet des fréquences coin compatibles avec les résultats de l'inversion linéaire mais avec une meilleure définition pour les plus grandes fréquences coin, c'est-à-dire pour les plus petits séismes. D'autre part, nous avons déterminé simultanément des fréquences coin et un facteur de qualité de la forme $Q = Q_0 f^\alpha$ pour trois régions de France métropolitaine. Cependant, nous avons supposé que les effets de site avaient en moyenne une influence négligeable sur la forme du spectre. Or, cette hypothèse peut être un peu restrictive pour le cas des Alpes en particulier, où plusieurs stations situées dans le bassin de Grenoble présentent des amplifications pour des fréquences similaires (toutes les stations amplifient la même fréquence). Pour le cas de ces stations, le mode fondamental de résonance du bassin correspond à la fréquence 0.3 Hz (Le Brun, 1997), hors de notre domaine d'étude. Il n'empêche que des modes secondaires peuvent polluer nos résultats, et qu'une fréquence de résonance autour de 7 Hz due à une couche superficielle est aussi identifiée (P. Gueguen, communication personnelle). Plus généralement, notre hypothèse, selon laquelle l'effet de f_{max} est limité aux fréquences supérieures à 15 Hz, peut aussi se révéler un peu forte.

Les mécanismes d'atténuation dans la croûte terrestre sont très complexes à cause de l'hétérogénéité de cette croûte. Comme évoqué au chapitre 2, plusieurs mécanismes sont à l'origine de l'atténuation des ondes sismiques au cours de leur propagation. Dans ce chapitre nous avons éliminé l'effet de l'atténuation géométrique par la normalisation. Nous n'avons pas non plus introduit explicitement le mécanisme de diffraction dans la modélisation. Bien que nous sélectionnions les ondes S directes pour le calcul des spectres, la longueur de la fenêtre en temps imposée et la gamme de distance analysée, implique que nos données contiennent principalement des ondes S directes, mais aussi des ondes diffractées, des ondes L_g ... Le facteur Q que nous retrouvons contient donc les contributions de toutes ces ondes et correspond à une moyenne du facteur de qualité pour la croûte en France.

Pour la France, les études d'atténuation à partir des ondes L_g ou de la coda sont les plus nombreuses, les principaux résultats sont reportés dans le tableau 3.3. Les valeurs déterminées pour Q_0 sont cohérentes pour des gammes de fréquences similaires. D'autre part, les résultats pour les ondes L_g sont comparables à ceux pour des ondes S directes ce qui montre bien que l'hypothèse $Q_S = Q_{L_g}$ est vérifiée. La variabilité observée peut-être imputée aux gammes de fréquences différentes, mais aussi aux interactions entre Q_0 et α que nous avons observées. Par exemple, Gagnepain-Beyneix (1987) trouve une valeur pour Q_0 beaucoup plus faible que les autres, mais qui est compensée par une très forte dépendance en fréquence. Gagnepain-Beyneix (1987) a aussi imposé l'atténuation géométrique en $\frac{1}{R}$ pour déterminer ces valeurs, ce qui peut modifier les résultats, comme nous le verrons dans le chapitre 4, du fait des interactions entre paramètres (Nicolas et al., 1982; Campillo and Plantet, 1991) et de la forte atténuation par diffraction qui semble exister dans les Pyrénées. La dépendance en fréquence de Q est très variable d'une étude à l'autre et varie entre 0.1 et 1. A l'échelle de l'Eurasie, Mitchell et al. (1997) fournissent une tomographie pour l'atténuation anélastique qui donne pour la France un facteur Q_0 autour de 350 et un exposant α autour de 0.5, et montrent que des valeurs similaires sont obtenues dans toutes la zone active du sud de l'Eurasie, qui s'étend du sud-ouest de l'Europe à l'Himalaya.

TAB. 3.3 : *Tableau des principaux résultats sur le facteur d'atténuation anélastique $Q = Q_0 f^\alpha$, en France.*

Référence	Q_0	α	Bande de fréquence (en Hz)	Onde	Région
Herráiz and Mezcua (1984)	557		1.4 - 2.8	Coda	Pyrénées
Modiano and Hatzfeld (1982)	180 - 350		15 - 50	S_n	Pyrénées
Nicolas et al. (1982)	entre 100 et 1000 selon la fréquence	0.8	0.5 - 16	$P_n S_n P_g S_g$	France
Thouvenot (1983)	entre 180 et 1600 selon la profondeur	0.25	20 et 10 - 20 pour α	P_n	Alpes
Gagnepain-Beyneix (1987)	30 - 142	0.7 - 1.1	2 - 40	Coda	Pyrénées
Eva et al. (1991)	entre 100 et 1000 selon la fréquence		2 - 16	Coda	Alpes
Campillo et al. (1985)	290	0.5	0.5 - 10	L_g	France
Campillo and Plantet (1991)	320	0.5	0.5 - 10	L_g	France
Cette étude	150 - 300	0.3 - 0.5	0.5 - 15	S_g	Pyrénées
Cette étude	150 - 300	0.2 - 0.4	0.5 - 15	S_g	Alpes
Cette étude	100 - 300	0.3 - 0.6	0.5 - 15	S_g	nord-est France

Les résultats obtenus dans cette étude sont donc compatibles avec les résultats antérieurs. Nous disposons aussi, grâce aux résultats du chapitre 2, d'une estimation de

l'atténuation géométrique et des autres paramètres qui déterminent les spectres du déplacement, comme le moment sismique ou les effets de site. Cependant, nous avons montré que les paramètres interagissent entre eux et donc leur résolution doit se faire de manière globale. C'est pourquoi nous proposons, dans le chapitre 4, de mettre en place une inversion linéarisée qui prenne en compte tous les paramètres simultanément. Nous utiliserons un modèle de départ dont les caractéristiques seront basées sur les résultats des chapitres 2 et 3.

Chapitre 4

Inversion de Newton : comparaisons régionales

Sommaire

4.1	Présentation de la méthode	83
4.1.1	Densité de probabilité a posteriori	83
4.1.2	Relation théorique	85
4.2	Application aux Pyrénées	87
4.2.1	Inversion sans contrainte sur les paramètres	88
4.2.2	Inversion en imposant $\gamma = 1$	93
4.3	Application aux Alpes	97
4.3.1	Inversion sans contrainte sur les paramètres	101
4.3.2	Inversion en imposant $\gamma = 1$	109
4.4	Application aux données du nord-est de la France	112
4.5	Validation : Inversion des paramètres de source pour deux séismes particuliers	114
4.6	Synthèse pour la France	116
4.7	Discussion	118

Dans le premier chapitre, consacré à l'inversion linéaire, nous avons mis en évidence les interactions entre les paramètres qui contrôlent la forme et l'amplitude du spectre de Fourier des ondes S. De plus, nous avons supposé que le facteur de qualité Q était indépendant de la fréquence, et les résultats du chapitre 2 montrent que cette hypothèse est trop forte. Pour préciser ce paramètre, nous avons ensuite appliqué une méthode d'inversion génétique permettant de résoudre les problèmes non linéaires dans le chapitre 3. Cependant, dans cette deuxième étape, nous avons supposé que les effets de site avaient un effet négligeable sur le spectre en déplacement. D'autre part, la normalisation que nous

avons utilisée pour nous affranchir des paramètres définissant l'amplitude des spectres introduit aussi un biais. Dans ce chapitre, nous proposons une méthode d'inversion globale linéarisée pour inverser simultanément tous les paramètres introduits dans le chapitre 2.

L'inversion de Newton est une inversion itérative qui se base sur un modèle de départ et utilise les dérivées partielles pour approcher la fonction à minimiser par linéarisation. Pour construire le modèle de départ, nous exploiterons les résultats des chapitres précédents. Le second pré-requis est la connaissance de la forme analytique qui lie les paramètres et l'observable, ce qui est notre cas. Ce type d'inversion permet de résoudre les problèmes non-linéaires par itération (Tarantola and Valette, 1982).

4.1 Présentation de la méthode

Tarantola and Valette (1982) introduisent une nouvelle façon de poser les problèmes inverses, en tenant compte d'une information a priori sur les inconnues qui était jusque-là souvent ignorée. Pour ces auteurs un problème inverse est posé comme suit :

1. Nous disposons d'une certaine information sur les valeurs des données.
2. Nous disposons aussi d'information sur les inconnues (éventuellement aucune information).
3. Nous disposons d'une certaine information sur la relation théorique entre les données et les inconnues.
4. Nous cherchons l'information finale sur les valeurs des inconnues, résultant de la combinaison des trois autres types d'information.

4.1.1 Densité de probabilité a posteriori

En reprenant les notations de Tarantola (2004), nous notons : d un vecteur de données, m un vecteur de paramètres, et $d = g(m)$ la relation théorique qui lie les deux quantités. Une mesure réelle de d donne d_{obs} , avec des incertitudes supposées gaussiennes représentées par la matrice de covariance C_d . Le modèle a priori choisi peut être noté m_{prior} , avec des incertitudes gaussiennes représentées par la matrice de covariance C_M . La relation qui lie les données et les paramètres peut elle-aussi être entachée d'erreur, et la matrice de covariance C_T représente ces erreurs, elles aussi supposées gaussiennes. Tarantola (2004) (chapitre 1) a montré que la densité de probabilité a posteriori dans l'espace des modèles s'écrit :

$$\sigma(m) = cste \times \exp\left(-\frac{1}{2}((g(m) - d_{obs})^t C_D^{-1} (g(m) - d_{obs}) + (m - m_{prior})^t C_M^{-1} (m - m_{prior}))\right) \quad (4.1)$$

où $C_D = C_d + C_T$. De plus, si le problème direct est linéaire,

$$d^i = g^i(m) = \sum_{\alpha} G^{i\alpha} m^{\alpha} \iff d = G.m \quad (4.2)$$

où α décrit l'espace des modèles, et i l'espace des données, la probabilité a posteriori $\sigma(m)$ est elle-aussi gaussienne :

$$\sigma(m) = cste \times \exp\left(-\frac{1}{2}((m - \langle m \rangle)^t C_{M'}^{-1} (m - \langle m \rangle))\right) \quad (4.3)$$

avec

$$\langle m \rangle = m_{prior} + (G^t C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} G^t C_D^{-1} (d_{obs} - G m_{prior}) \quad (4.4)$$

et l'opérateur de covariance a posteriori s'écrit :

$$C_{M'} = (G^t C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} \quad (4.5)$$

Donc pour un problème linéaire, nous avons une expression explicite de la "solution" $\langle m \rangle$ en tant que moyenne et valeur la plus probable de la densité de probabilité $\sigma(m)$, ainsi que de la covariance a posteriori. Dans le cas d'un problème non-linéaire, et en supposant que les erreurs sur les données, sur les paramètres et sur la modélisation sont gaussiennes (les matrices de covariance sont diagonales) nous pouvons estimer la solution du problème à partir du modèle qui maximise la densité de probabilité introduite dans l'équation 4.1. En définissant une fonction coût comme suit :

$$S(m) = \frac{1}{2}((g(m) - d_{obs})^t C_D^{-1} (g(m) - d_{obs}) + (m - m_{prior})^t C_M^{-1} (m - m_{prior})) \quad (4.6)$$

et en supposant les matrices de covariance diagonales, on a :

$$S(m) = \frac{1}{2} \left(\sum_i \frac{(g^i(m) - d_{obs}^i)^2}{(\sigma_D^i)^2} + \sum_{\alpha} \frac{(m^{\alpha} - m_{prior}^{\alpha})^2}{(\sigma_M^{\alpha})^2} \right) \quad (4.7)$$

où i est l'indice des données et α l'indice des paramètres. La formule précédente justifie le nom de "moindres carrés". Tout ce qui précède n'est valable que si le problème n'est pas trop fortement non-linéaire. Si de plus la fonction $g^i(m)$ est dérivable, c'est-à-dire si $G_n^{i\alpha} = \left(\frac{\partial g^i}{\partial m^{\alpha}}\right)_{m_n}$ est connue en tout point m_n , la fonction $S(m)$ est aussi dérivable et nous pouvons utiliser la méthode de Newton pour la minimiser.

Nous pouvons montrer (Tarantola, 2004) que le gradient de S s'écrit :

$$\left(\frac{\partial S}{\partial m}\right)_n = G_n^t C_D^{-1} (g(m_n) - d_{obs}) + C_M^{-1} (m_n - m_{prior}) \quad (4.8)$$

et minimiser S implique d'annuler le gradient. Pour ce faire, nous pouvons utiliser la méthode de Newton :

$$m_{n+1} = m_n - \left(\frac{\partial^2 S}{\partial m^2}\right)_{m_n}^{-1} \left(\frac{\partial S}{\partial m}\right)_{m_n} \quad (4.9)$$

Tarantola (2004) propose aussi une approximation pour le terme $\frac{\partial^2 S}{\partial m^2}$, appelé Hessien de S :

$$\left(\frac{\partial^2 S}{\partial m^2}\right)_n \simeq G_n^t C_D^{-1} G_n + C_M^{-1} \quad (4.10)$$

En combinant les équations 4.8, 4.9 et 4.10, nous obtenons :

$$m_{n+1} = m_n + (G_n^t C_D^{-1} G_n + C_M^{-1})^{-1} (G_n^t C_D^{-1} (g(m_n) - d_{obs}) + C_M^{-1} (m_n - m_{prior})) \quad (4.11)$$

Cependant un gradient nul n'impose pas que S soit minimum, il faut donc aussi vérifier lors des itérations que la fonction $S(m)$ est décroissante. D'autre part, plusieurs modèles de départ devront être testés afin de vérifier que la solution ne correspond pas à un minimum secondaire. Dans cette optique, l'inversion génétique nous permet de définir, en particulier pour le facteur de qualité, les valeurs de départ possibles pour ce paramètre.

4.1.2 Relation théorique

Ici encore, nous nous intéressons à l'expression en champ lointain du spectre de Fourier des ondes S. Comme à la section 2.3, nous faisons les hypothèses suivantes :

1. la source est ponctuelle et du type de Brune (Brune, 1970, 1971).
2. la vitesse des ondes S à la source est égale à la vitesse le long du trajet.
3. le diagramme de radiation est supposé constant.
4. l'hypothèse de champ lointain est valable pour des distances supérieures à 15 km.
5. nous supposons que l'exposant d'atténuation géométrique est constant entre 15 et 200 km.
6. l'effet f_{max} est limité aux fréquences supérieures à 15 Hz.

Nous avons la formule suivante :

$$y_{ijk} = m_{0_i} - \log_{10}\left(1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_i}}\right)^2\right) - \gamma \log_{10}(R_{ij}) - \frac{\pi R_{ij} f_k}{\log(10) q_0 f_k^\alpha v_S} + s_{jk} \quad (4.12)$$

où $y_{ijk} = \log_{10}(A_{ijk})$, $m_{0_i} = \log_{10}(M_{0_i} \times cste)$, avec $cste = \log_{10}\left(\frac{2R_{\theta\phi}}{4\pi\rho v_S^3}\right)$ et $s_{jk} = \log_{10}(S_j(f_k))$. Les paramètres à inverser sont les logarithmes décimaux des moments sismiques multipliés par la constante (m_{0_i}), les fréquences coin (f_{c_i}), l'exposant d'atténuation géométrique (γ), les paramètres d'atténuation anélastique (q_0 et α), et enfin les logarithmes décimaux des effets de site pour chaque station et à chaque fréquence (s_{jk}).

Nous pouvons calculer analytiquement les dérivées partielles du modèle par rapport à chaque paramètre :

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial m_{0_i}} = 1 \quad (4.13)$$

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial f_{c_i}} = \frac{2f_k^2}{\log(10)f_{c_i}(f_{c_i}^2 + f_k^2)} \quad (4.14)$$

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial \gamma} = -\log_{10}(R_{ij}) \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial q_0} = \frac{\pi R_{ij} f_k^{1-\alpha}}{\log(10)v_S q_0^2} \quad (4.16)$$

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial \alpha} = \frac{\pi R_{ij} f_k^{1-\alpha} \log(f_k)}{\log(10)v_S q_0} \quad (4.17)$$

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial s_{jk}} = 1 \quad (4.18)$$

Comme nous l'avons déjà rappelé (c.f. chapitre 1), ce type d'inversion contient un degré de liberté. En effet, tous les moments peuvent être multipliés par un facteur K et tous les effets de site divisés par le même facteur (et réciproquement), sans changer les résultats de l'inversion. Pour parer à cet effet, une solution classique consiste à imposer une réponse de site à partir de la connaissance des stations (imposer qu'une station au rocher ait une réponse plate et égale à 1), ou bien imposer que la moyenne des effets de site sur toutes les stations soit égale à 1. Dans la mesure où les stations utilisées ont une réponse mal connue à l'heure actuelle, nous avons choisi la deuxième option, nous rajoutons donc pour chaque fréquence, l'équation suivante au système (ce qui donne autant d'équations que de fréquences) :

$$\sum_j s_{jk} = 0 \quad (4.19)$$

où j est l'indice des stations, et k l'indice des fréquences. Remarquons que cette condition ne serait pas valide pour des fréquences supérieures à f_{max} (forte atténuation à haute fréquence due aux couches superficielles dans la plupart des stations).

Il ne reste alors plus qu'à définir un modèle de départ et les matrices de covariance associées aux données et aux paramètres. Nous supposons, en effet, que nous n'avons pas d'erreur de modélisation.

Les erreurs sur les amplitudes spectrales sont considérées indépendantes les unes des autres et nous supposons de plus que la valeur du logarithme de l'amplitude du spectre est entachée d'une erreur de ± 0.2 , ce qui correspond à multiplier l'amplitude par $10^{\pm 0.2}$. Nous imposons une contrainte un peu plus forte pour la condition de fermeture (i.e. condition sur les effets de site), en imposant une erreur standard de 0.1. Les m_{0_i} valent 0.0 ± 2 (rappelons que ces paramètres correspondent au logarithme de la multiplication des moments par une constante), ce qui couvre la gamme de magnitudes observées, les fréquences coin sont estimées à 6.5 ± 6.0 , toujours en accord avec les magnitudes des séismes. Les logarithmes décimaux des effets de site sont initialisés à 0 ± 1 , et enfin les paramètres d'atténuation dépendent des jeux données utilisées et sont déduits des résultats de l'inversion génétique pour chaque région (Chapitre 3), mis à part γ qui vaut 1 ± 0.5 .

Le modèle de départ est résumé dans le tableau 4.1. Les matrices de covariance sur les données et les paramètres sont donc des matrices diagonales.

TAB. 4.1 : *Modèle de départ pour l'inversion de Newton.*

	Valeur de départ	Variance
m_{0_i}	0.0	2.0
f_{c_i}	6.5	6.0
s_{jk}	0.0	1.0
γ	1.0	0.5
q_0 et α	dépendent de la région	

4.2 Application aux Pyrénées

Dans cette partie, nous ne nous intéresserons qu'aux données accélérométriques du réseau RAP, et nous ne gardons que les séismes enregistrés à un minimum de trois stations, chaque enregistrement n'étant conservé que si au moins 15 points en fréquence du spectre respectent le rapport signal sur bruit supérieur à 3, ce qui assure d'avoir une plage d'au moins 7 Hz continue pour définir le spectre. Nous obtenons alors 156 spectres correspondant à 28 séismes (table 4.2) et 18 stations accélérométriques (table 1 section 2.3).

TAB. 4.2 : *Tableau des séismes pyrénéens utilisés dans cette étude. N est le nombre d'enregistrements, et Δ la distance épacentrale.*

N	A	M	J	h :mn	Lat. (deg. N)	Lon. (deg. E)	Prof. (km)	Magnitudes			N	Δ (km) min/max
								OMP	LDG	RéNaSS		
1	2001	6	4	19h17mn	43.007	0.160	11.4	3.4	3.6	3.6	3	48.7/190.2
2	2001	12	12	12h10mn	43.121	-1.079	8.4	3.1	3.3	3.5	3	30.0/91.7
3	2001	12	14	18h28mn	42.828	-0.814	8.9	3.4	3.5	3.6	4	30.8/69.2
4	2002	4	23	18h12mn	42.827	0.701	5.9	2.8	2.9	3.0	3	40.4/68.0
5	2002	5	16	14h56mn	42.929	-0.146	9.5	4.6	4.8	4.8	7	20.4/171.4
6	2002	5	16	15h14mn	42.932	-0.144	7.1	4.3	4.4	4.2	6	20.0/171.2
7	2002	5	19	4h44mn	42.975	0.140	12.5	3.7	3.8	3.8	10	17.6/197.9

Suite page suivante ...

Suite de la table 3.1

8	2002	6	11	18h56mn	41.832	2.783	9.3	3.2	3.0	3.0	4	70.9/111.5
9	2002	6	13	10h42mn	41.835	2.780	8.6	3.3	3.2	3.4	7	70.5/158.6
10	2002	6	21	2h26mn	41.830	2.772	8.9	4.0	3.7	3.6	9	70.7/187.1
11	2002	7	8	9h46mn	43.033	-0.334	8.6	3.2	3.3	2.8	3	24.3/74.3
12	2002	12	9	13h44mn	43.004	0.206	11.6	3.2	3.7	3.3	5	23.1/188.6
13	2002	12	11	20h09mn	43.090	-0.364	11.8	4.2	4.3	4.4	5	25.7/156.1
14	2002	12	12	17h59mn	43.080	-0.272	8.8	4.6	4.9	4.6	5	18.3/114.8
15	2002	12	13	6h00mn	43.085	-0.280	8.9	3.0	3.3	2.9	4	18.9/149.3
16	2002	12	16	16h20mn	42.545	0.325	8.8	3.3	3.3	3.3	5	44.4/172.4
17	2002	12	18	17h58mn	42.993	0.210	13.0	2.8	3.2	2.4	3	23.2/108.2
18	2003	1	21	18h01mn	43.071	-0.335	9.1	4.3	4.6	4.4	5	23.5/153.4
19	2003	2	26	3h32mn	42.301	2.208	8.1	4.4	4.4	4.1	11	22.9/191.9
20	2003	3	10	0h54mn	42.300	2.220	7.3	3.0	3.1	3.0	5	38.9/103.1
21	2003	7	2	6h45mn	42.570	1.965	4.2	3.1	3.3	3.3	3	75.6/99.9
22	2003	10	3	23h40mn	42.714	2.064	11.1	3.3	3.5	3.5	9	37.8/157.1
23	2004	2	3	21h16mn	42.557	0.845	11.2	3.7	3.7	3.7	10	50.7/186.4
24	2004	6	1	16h50mn	42.292	2.223	7.2	4.1	4.4	4.1	4	76.2/118.9
25	2004	6	4	4h56mn	42.296	2.225	7.4	3.6	3.5	3.6	3	75.9/103.2
26	2004	9	18	12h52mn	42.819	-1.470	11.6	5.4	5.2	5.3	3	119.2/185.8
27	2004	9	21	15h48mn	42.335	2.148	3.7	4.9	5.1	4.8	10	60.8/186.0
28	2004	9	23	9h58mn	42.306	2.136	4.3	3.9	4.0	3.9	7	64.1/178.5

4.2.1 Inversion sans contrainte sur les paramètres

Le modèle de départ pour l'atténuation anélastique représente une moyenne des résultats du chapitre 3 : $q_0 = 200 \pm 200$ et $\alpha = 0.4 \pm 0.3$. L'évolution des résidus (différence des logarithmes des amplitudes de Fourier des spectres et des modèles, divisée par le nombre de points) au cours des itérations est reproduite sur la figure 4.1 et montre que quelques itérations suffisent pour minimiser le problème, le premier pas produisant une diminution très rapide du résidu. Ce résultat indique probablement que le problème est peu non-linéaire. Après inversion nous obtenons une matrice de covariance a posteriori sur les paramètres comme indiqué par l'équation 4.5, cette matrice est présentée sur la figure 4.2 (haut). La deuxième figure (4.2 bas), qui correspond aux paramètres de source et d'atténuation, est un zoom sur le coin en bas à gauche de la première, avec la même échelle de couleur. Les paramètres sont rangés dans l'ordre suivant : 28 moments, 28 fréquences coin, γ , q_0 , α , puis viennent les effets de site pour chaque stations, de la fréquence la plus basse vers la plus haute. En tout nous avons 581 paramètres.

Globalement les corrélations entre effets de site sont plutôt faibles et positives, elles

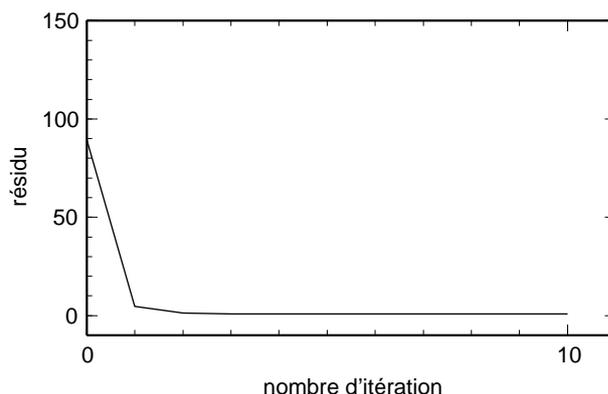


FIG. 4.1 : Evolution des résidus au cours de l'inversion de Newton pour les données pyrénéennes.

sont en partie dues à la condition de fermeture entre les effets de site. D'autre part les effets de site sont anti-corrélés avec les paramètres d'atténuation et les fréquences coin, alors que des corrélations, anti-corrélations plus complexes existent entre les effets de site et les moments. Le zoom indique que les corrélations les plus fortes existent entre les paramètres de source et les paramètres d'atténuation. Tout d'abord, nous voyons ressortir une forte corrélation entre les moments des différents séismes. Cet effet est lié à la forte corrélation avec l'exposant d'atténuation géométrique γ qui était prévisible. Les fréquences coin sont anti-corrélées avec les logarithmes des moments, ce qui traduit la relation théorique $M_0 \simeq \frac{1}{f_c^3}$ (Brune, 1970, 1971). Enfin, nous observons aussi une anti-corrélation entre les moments et q_0 et une corrélation entre les moments et α ; l'exposant γ est corrélé de la même façon aux paramètres d'atténuation anélastique. Ces résultats montrent donc que le problème à résoudre est complexe, du fait de ces corrélations importantes entre moments et paramètres d'atténuation. Parallèlement, les fréquences coin et les effets de site sont moins sensibles aux autres paramètres.

Les résultats concernant les paramètres d'atténuation donnent : $\gamma = 1.36 \pm 0.03$, $q_0 = 241 \pm 2$, et $\alpha = 0.58 \pm 0.02$. L'erreur a posteriori pour ces paramètres est très faible, en particulier pour q_0 , et la trace de la matrice de résolution est égale au nombre de paramètres, ce qui semble indiquer que tous les paramètres sont résolus. Cependant, le choix du modèle de départ influence les résultats pour les paramètres d'atténuation et par suite pour les moments sismiques. En particulier, le choix de q_0 se répercute sur les autres paramètres (Tab. 4.3). Plus la valeur de q_0 retrouvée est faible, plus l'exposant α est grand, et réciproquement. D'autre part, la valeur de q_0 contrôle l'exposant γ et donc les moments. Ces résultats étaient prévisibles au vu de la matrice de corrélation, et de la valeur très faible des dérivées partielles par rapport à q_0 comparées à celles par rapport aux paramètres avec lesquels q_0 est corrélé. Le tableau 4.3 montre aussi que tant que la valeur de départ de q_0 est inférieure à 300, la valeur retrouvée converge vers 230 à 240.

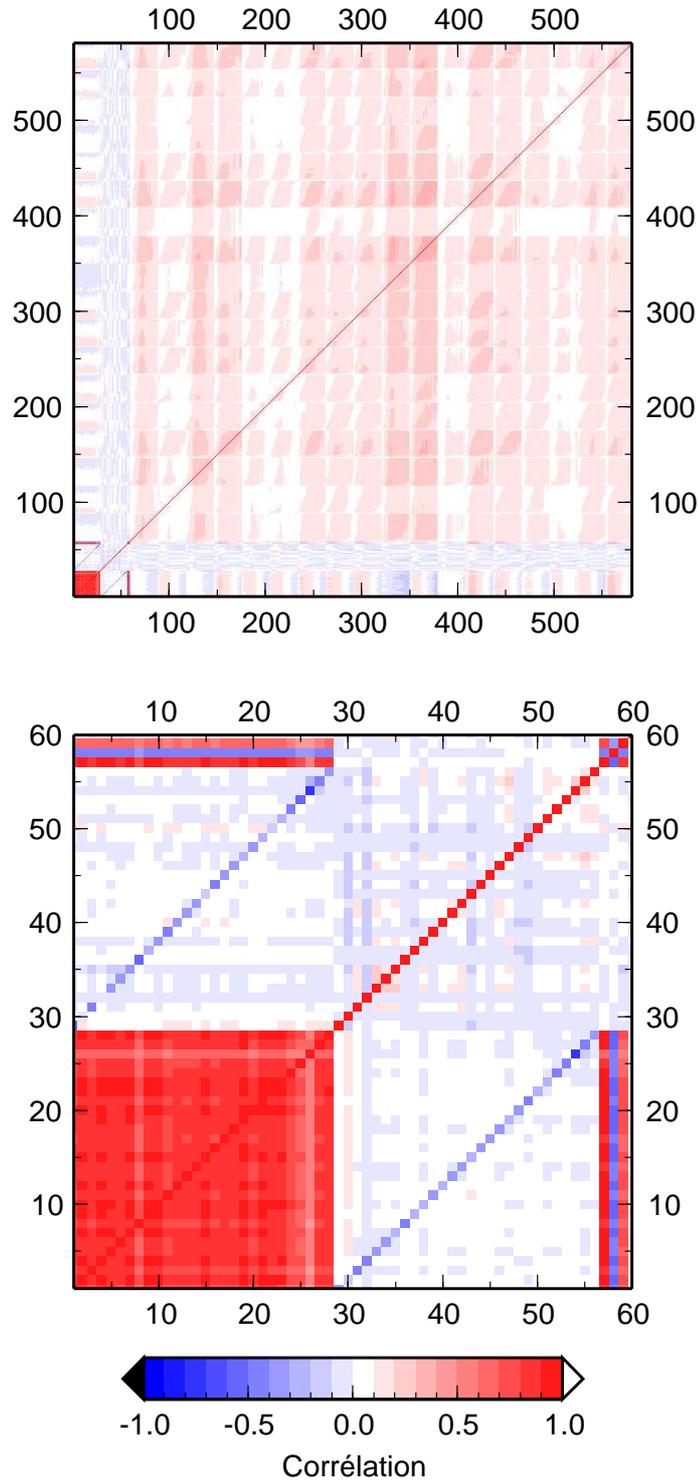


FIG. 4.2 : *Matrice de corrélation entre les différents paramètres inversés pour les données pyrénéennes, 581 paramètres correspondant aux 28 moments (indices 1 à 28), 28 fréquences coin (indices 29 à 56), γ , q_0 , α (indices 57, 58, et 59, respectivement), et aux 522 effets de site (18 stations et 29 fréquences). La matrice du bas correspond au zoom sur les moments, les fréquences coin et les paramètres d'atténuation.*

TAB. 4.3 : Résultats pour les paramètres d'atténuation avec différents modèles de départ.

Modèle de départ			Paramètres retrouvés		
γ	q_0	α	γ	q_0	α
1 ± 0.5	150 ± 200	0.4 ± 0.3	1.39	225	0.64
1 ± 0.5	200 ± 200	0.4 ± 0.3	1.36	241	0.58
1 ± 0.5	300 ± 200	0.4 ± 0.3	1.47	304	0.55
1 ± 0.5	500 ± 200	0.4 ± 0.3	1.56	497	0.39
1 ± 0.5	200 ± 200	0.3 ± 0.3	1.42	233	0.63
1 ± 0.5	200 ± 200	0.5 ± 0.3	1.41	233	0.63

Les fréquences coin retrouvées sont représentées sur la figure 4.3 en fonction des magnitudes de moment (à gauche) et des magnitudes locales M_{OMP} (à droite), nous avons aussi superposé les résultats de la méthode linéaire décrite à la section 2.3 (triangles rouges). Les barres d'erreurs sont issues du calcul de covariance a posteriori. Nous observons d'abord que les magnitudes et les logarithmes des fréquences coin ont bien une variation linéaire et que les résultats sont beaucoup moins dispersés qu'avec la méthode linéaire. Nous obtenons les relations suivantes :

$$\log_{10}(f_c) = 2.13(\pm 0.12) - 0.37(\pm 0.03) \times M_w \quad (4.20)$$

$$\log_{10}(f_c) = 1.78(\pm 0.10) - 0.30(\pm 0.03) \times M_{OMP} \quad (4.21)$$

Ici encore, nous pouvons comparer les magnitudes de moment avec les magnitudes locales calculées indépendamment (M_{OMP} , M_{LDG} , et M_{ReNaSS}), ces comparaisons apparaissent dans la figure 4.4. Les magnitudes de moment déterminées dans ce chapitre ont des valeurs comparables aux magnitudes locales, et sont donc plus fortes que celles obtenues au chapitre 2. Ceci est du à l'atténuation géométrique plus forte observée dans ce cas ($\gamma = 1.3$), et à l'atténuation anélastique mieux prise en compte. Cependant, nous observons que le coefficient directeur de la régression est plus faible que 1, donc pour les plus forts événements, les magnitudes locales ont tendance à être supérieures aux magnitudes de moment, nous retrouverons ce résultat avec les données alpines. Les relations que nous en déduisons sont :

$$M_w = 0.91(\pm 0.23) + 0.83(\pm 0.06) \times M_{OMP} \quad (4.22)$$

$$M_w = 0.77(\pm 0.25) + 0.83(\pm 0.06) \times M_{LDG} \quad (4.23)$$

$$M_w = 0.90(\pm 0.24) + 0.83(\pm 0.06) \times M_{ReNaSS} \quad (4.24)$$

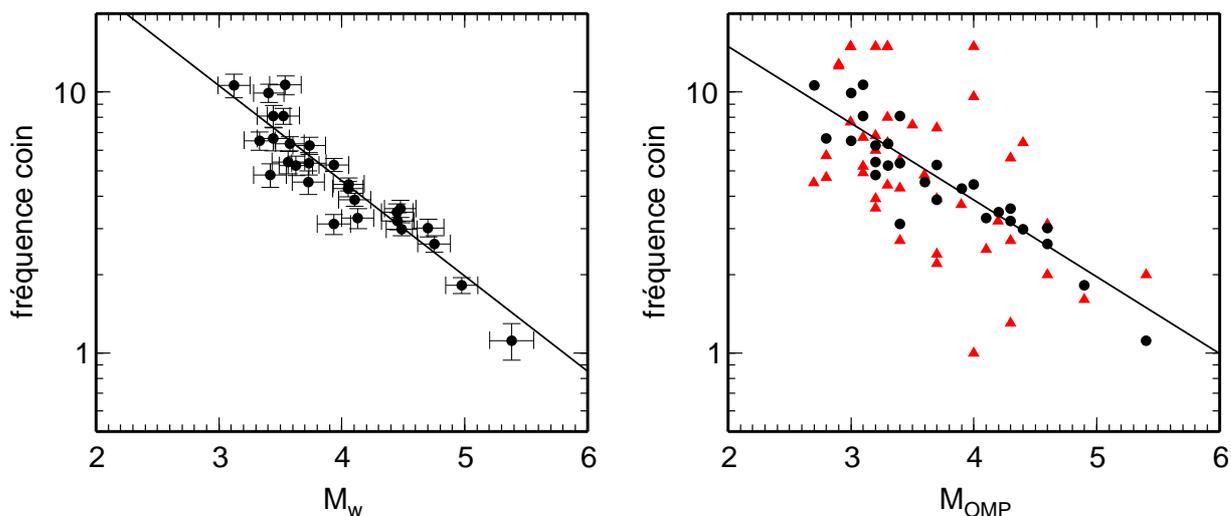


FIG. 4.3 : *Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{OMP} . Les ronds noirs correspondent à l'inversion présentée dans ce chapitre, et les triangles rouges correspondent aux résultats de l'inversion linéaire (section 2.3).*

Nous pouvons noter l'équivalence des relations entre les différentes magnitudes locales et la magnitude de moment.

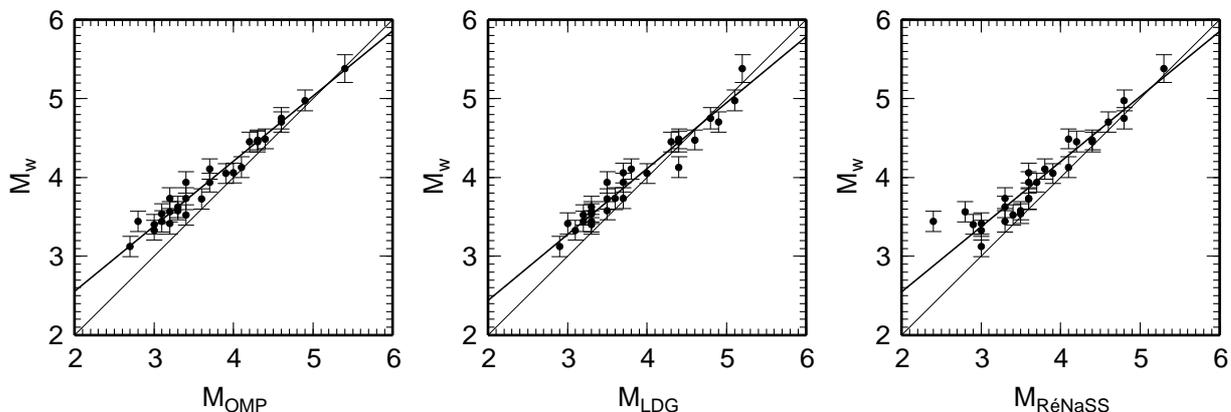


FIG. 4.4 : *Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{OMP} , M_{LDG} , M_{ReNaSS}). Le trait fin correspondrait à une pente de 1 (équivalence entre la magnitude locale et la magnitude de moment).*

Avec les estimations de fréquences coin et les moments sismiques, nous pouvons calculer une chute de contrainte pour chaque séisme grâce à la formule de Brune (1970) : $M_0 = \frac{16}{7} \Delta\sigma \left(\frac{0.37\beta}{f_c} \right)^3$ avec $\beta = 3500$ m/s. Les résultats concernant les paramètres de source (fréquence coin, moment sismique, magnitude de moment, et chute de contrainte) sont reproduits dans le tableau 4.4. Notons que les fortes valeurs de M_w , combinées avec des valeurs de f_c assez standards se traduisent par des chutes de contraintes élevées, entre 59 et 760 bars. Les fortes valeurs de M_0 et $\Delta\sigma$ sont en fait des conséquences de la forte valeur de γ trouvée dans l'inversion qui, comme nous le verrons, ne représente probablement pas

que l'atténuation géométrique, mais inclut aussi une composante de diffraction.

4.2.2 Inversion en imposant $\gamma = 1$

Dans cette partie, nous utilisons le même modèle de départ que précédemment, mis à part l'exposant d'atténuation géométrique γ que nous fixons à 1, en lui imposant une valeur de départ de 1 avec une variance très faible (0.01). En effet, les magnitudes de moment sont en général plus faibles que les magnitudes locales ; Braunmiller et al. (2005) ont montré à partir de données proches de la frontière Suisse que les magnitudes M_{LDG} sont en moyenne 0.6 unités plus faibles que les magnitudes de moment. C'est pourquoi, nous imposons dans ce paragraphe l'atténuation géométrique afin de mieux contraindre nos magnitudes de moment.

La figure 4.5 montre que les corrélations entre les paramètres d'atténuation disparaissent lors de cette nouvelle inversion et que la valeur des corrélations entre les moments sismiques diminue elle-aussi. Ces moments restent cependant fortement corrélés au paramètre γ . Pour les effets de site et les fréquences coin, nous n'observons pas de différences significatives entre les deux inversions.

Les paramètres d'atténuation anélastique retrouvés avec la contrainte sur γ sont : $q_0 = 251 \pm 4$ et $\alpha = 0.46 \pm 0.01$. Il semble donc que l'atténuation anélastique soit moins dépendante de la fréquence qu'elle ne l'était dans l'inversion précédente, ce qui est plus en accord avec les résultats du chapitre 3.

Les figures 4.6 et 4.7 présentent les résultats obtenus pour les fréquences coin et les magnitudes. Nous observons une dépendance similaire des fréquences coin avec la magnitude, par contre, les magnitudes de moment sont plus petites de 0.5 à 1 unité que les magnitudes locales, et la différence augmente lorsque la magnitude augmente. Les relations entre fréquence coin et magnitude que nous obtenons dans ce cas sont les suivantes :

$$\log_{10}(f_c) = 1.78(\pm 0.09) - 0.36(\pm 0.03) \times M_w \quad (4.25)$$

$$\log_{10}(f_c) = 1.76(\pm 0.09) - 0.28(\pm 0.02) \times M_{OMP} \quad (4.26)$$

$$M_w = 0.00(\pm 0.19) + 0.80(\pm 0.05) \times M_{OMP} \quad (4.27)$$

$$M_w = -0.12(\pm 0.21) + 0.81(\pm 0.05) \times M_{LDG} \quad (4.28)$$

$$M_w = -0.06(\pm 0.20) + 0.82(\pm 0.05) \times M_{ReNaSS} \quad (4.29)$$

Les résultats pour les paramètres de source sont reportés dans le tableau 4.5. Les moments sismiques obtenus sont inférieurs à ceux déterminés dans le paragraphe précédent alors que les fréquences coin sont du même ordre de grandeur, ce qui explique la grande

TAB. 4.4 : *Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes pyrénéens : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.2.*

N	f_c (Hz)	M_0 (N.m)	M_w	$\Delta\sigma$ (bars)
1	5.3	4.99×10^{14}	3.73	148
2	10.7	2.57×10^{14}	3.54	604
3	3.1	1.01×10^{15}	3.94	59
4	10.6	6.06×10^{13}	3.12	141
5	2.6	1.69×10^{16}	4.75	591
6	3.2	6.05×10^{15}	4.45	387
7	3.9	1.81×10^{15}	4.11	205
8	4.8	1.67×10^{14}	3.42	36
9	8.1	2.43×10^{14}	3.52	252
10	4.4	1.53×10^{15}	4.06	260
11	5.4	2.80×10^{14}	3.56	86
12	6.2	5.04×10^{14}	3.73	238
13	3.5	5.93×10^{15}	4.45	477
14	3.0	1.42×10^{16}	4.70	760
15	9.9	1.61×10^{14}	3.41	306
16	5.2	3.47×10^{14}	3.63	97
17	6.6	1.84×10^{14}	3.44	104
18	3.6	6.51×10^{15}	4.48	578
19	3.0	6.77×10^{15}	4.49	348
20	6.5	1.24×10^{14}	3.33	67
21	8.1	1.84×10^{14}	3.44	190
22	6.4	2.91×10^{14}	3.58	145
23	5.3	1.00×10^{15}	3.93	284
24	3.3	1.97×10^{15}	4.13	137
25	4.5	4.92×10^{14}	3.73	88
26	1.1	1.49×10^{17}	5.38	403
27	1.8	3.65×10^{16}	4.98	425
28	4.3	1.50×10^{15}	4.05	225

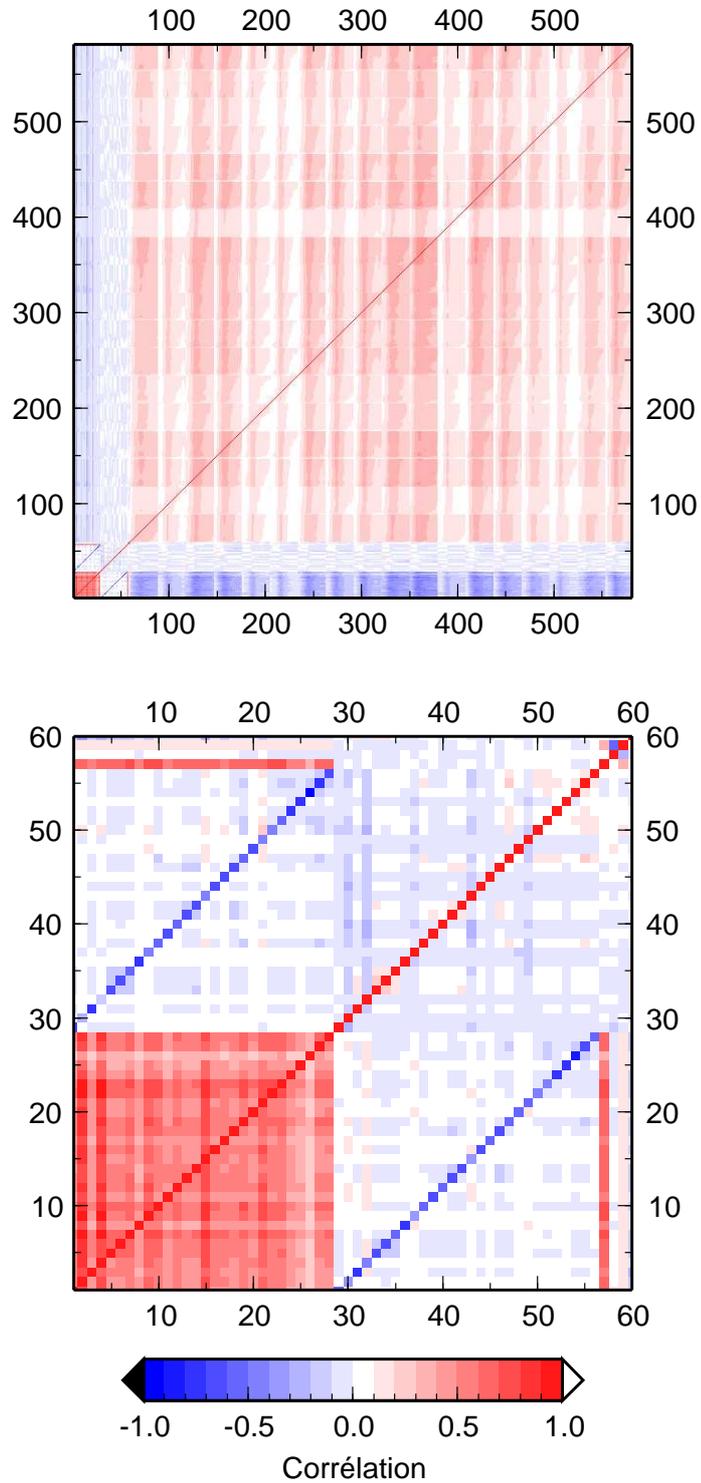


FIG. 4.5 : *Matrice de corrélation entre les différents paramètres inversés, lorsque nous imposons $\gamma = 1$ dans l'inversion. La matrice a la même forme que pour la figure 4.2.*

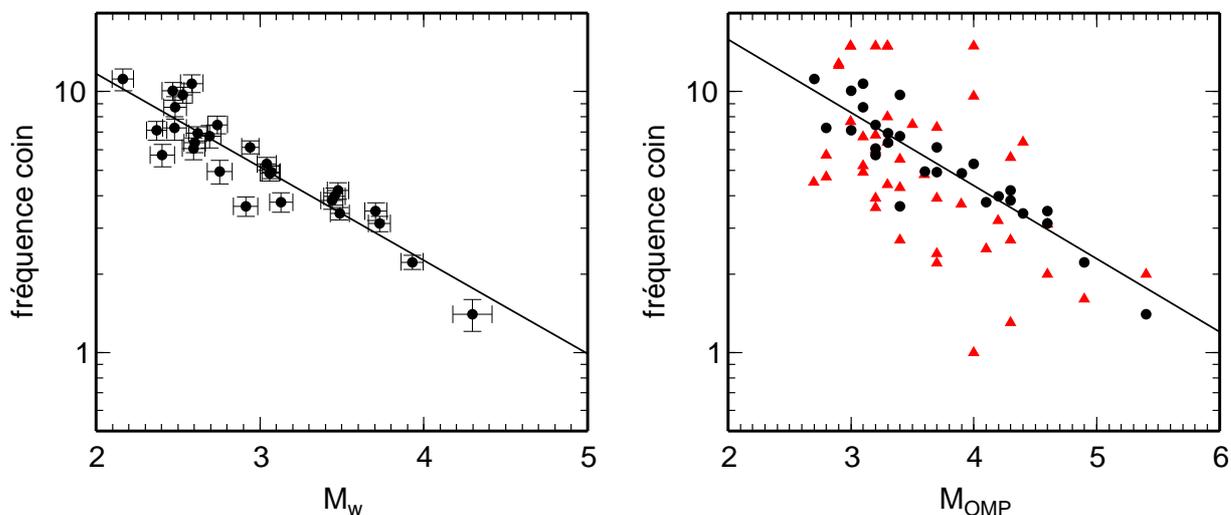


FIG. 4.6 : Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{OMP} pour l'inversion en imposant $\gamma = 1$. Les ronds noirs correspondent à l'inversion présentée dans ce chapitre, et les triangles rouges correspondent aux résultats de l'inversion linéaire (section 2.3).

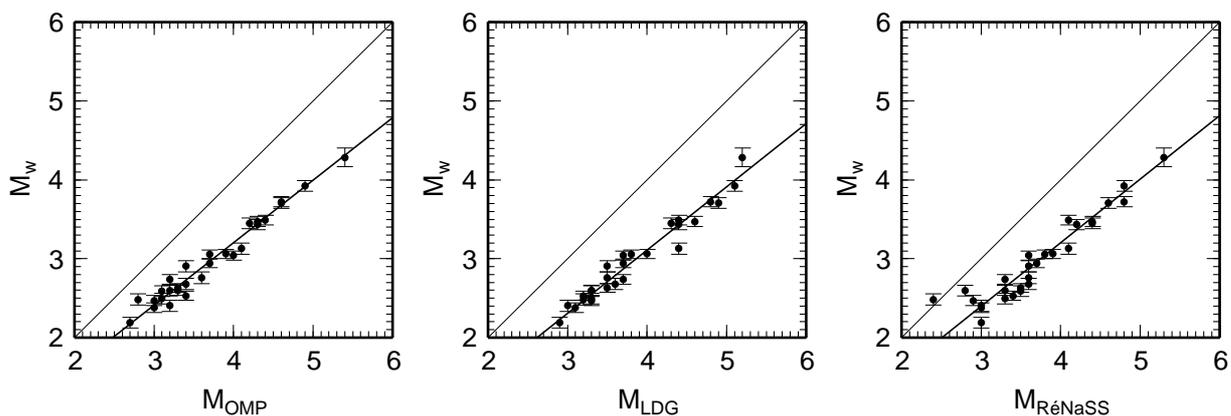


FIG. 4.7 : Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{OMP} , M_{LDG} , M_{ReNaSS}) pour les résultats avec l'inversion en imposant $\gamma = 1$. Le trait fin correspondrait à une pente de 1 (équivalence entre la magnitude locale et la magnitude de moment).

différence entre les chutes de contrainte déterminées dans les deux cas. En imposant $\gamma = 1$, les chutes de contraintes obtenues sont comprises entre 3 et 37 bars, ce qui est en accord avec les résultats de Modiano and Hatzfeld (1982) et Gagnepain-Beyneix (1987) qui obtiennent des valeurs de chute de contrainte de quelques bars à quelques dizaines de bars pour des événements pyrénéens.

Nous notons aussi que les effets de site obtenus dans les deux inversions sont identiques, ce qui s'explique par le fait qu'ils sont très peu corrélés aux autres paramètres. Les fonctions de transfert obtenues sont donc robustes. Nous pouvons comparer les effets de site obtenus par cette méthode avec ceux issus de la méthode linéaire dans la section 2.3 (figure 4.8). La forme des fonctions de site est très similaire dans les deux cas, les fréquences de résonance des sites sont bien semblables d'une méthode à l'autre. Cependant, les amplitudes sont différentes, bien que les fonctions de site issues de la méthode linéaire aient été multipliées par le facteur constant basse fréquence identifié comme un effet de site à la section 2.4.4. La condition de fermeture peut expliquer en partie ces variations de valeur moyenne. Cependant les résultats diffèrent principalement à haute et basse fréquence, ce qui s'explique par la dépendance en fréquence du facteur de qualité prise en compte dans la méthode de Newton. En particulier, les stations PYLO, PYOR, PYPE, PYPM, PYPP, et PYPR montrent des amplifications/dé-amplifications différentes à haute fréquence, et les réponses des stations PYAS, PYCA, PYLI, PYLO, PYPE diffèrent à basses fréquences. Il est intéressant de noter que les amplifications à basse fréquence obtenues à la section 2.3 sont confirmées en tant qu'effet de site par ces résultats.

Ces résultats nous permettent d'identifier les stations qui correspondent le mieux à la définition d'un site au rocher. Nous définissons une réponse au rocher comme une fonction de transfert plate et dont l'amplification est proche de 1. Au vu de la figure 4.8, nous estimons que les stations PYAT, PYBA, PYFE, PYLS, et PYPT peuvent servir de stations de référence pour les Pyrénées entre 0.5 et 15 Hz. Les stations PYAS et PYLI ont aussi une réponse plate mais ces stations "dé-amplifient" le mouvement sismique, alors qu'au contraire, la station PYCA possède une réponse plate, mais amplifie le mouvement. Nous reviendrons sur ces résultats dans la discussion du chapitre 4.

Cette méthode d'inversion semble mieux résoudre les ambiguïtés entre les paramètres que la méthode linéaire présentée au chapitre 2. D'autre part, elle nécessite moins de données, nous allons donc l'appliquer à de nouveaux jeux de données.

4.3 Application aux Alpes

Les données des séismes alpins ne permettent pas d'avoir un rapport signal sur bruit supérieur à trois pour les fréquences inférieures à 1 Hz dans la majorité des enregistrements; nous restreignons donc la bande de fréquence à 1-15 Hz. Le tableau 4.6 présente

TAB. 4.5 : *Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes pyrénéens en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.2.*

N	f_c (Hz)	M_0 (N.m)	M_w	$\Delta\sigma$ (bars)
1	6.7	1.38×10^{13}	2.69	8
2	10.8	9.48×10^{12}	2.58	23
3	3.6	2.94×10^{13}	2.91	3
4	11.2	2.22×10^{12}	2.16	6
5	3.1	4.94×10^{14}	3.73	29
6	3.8	1.81×10^{14}	3.44	20
7	4.9	5.07×10^{13}	3.07	12
8	5.7	5.09×10^{12}	2.40	2
9	9.7	7.81×10^{12}	2.53	14
10	5.3	4.59×10^{13}	3.04	13
11	6.1	9.82×10^{12}	2.59	4
12	7.5	1.63×10^{13}	2.74	13
13	4.0	1.91×10^{14}	3.45	23
14	3.5	4.58×10^{14}	3.71	37
15	10.1	6.37×10^{12}	2.47	13
16	6.4	1.01×10^{13}	2.60	5
17	7.3	6.60×10^{12}	2.48	5
18	4.2	2.07×10^{14}	3.48	29
19	3.4	2.15×10^{14}	3.49	17
20	7.1	4.52×10^{12}	2.37	3
21	8.7	6.67×10^{12}	2.48	9
22	6.9	1.07×10^{13}	2.62	7
23	6.1	3.25×10^{13}	2.94	15
24	3.8	6.22×10^{13}	3.13	6
25	4.9	1.70×10^{13}	2.75	4
26	1.4	3.51×10^{15}	4.30	19
27	2.2	9.84×10^{14}	3.93	21
28	4.9	4.87×10^{13}	3.06	11

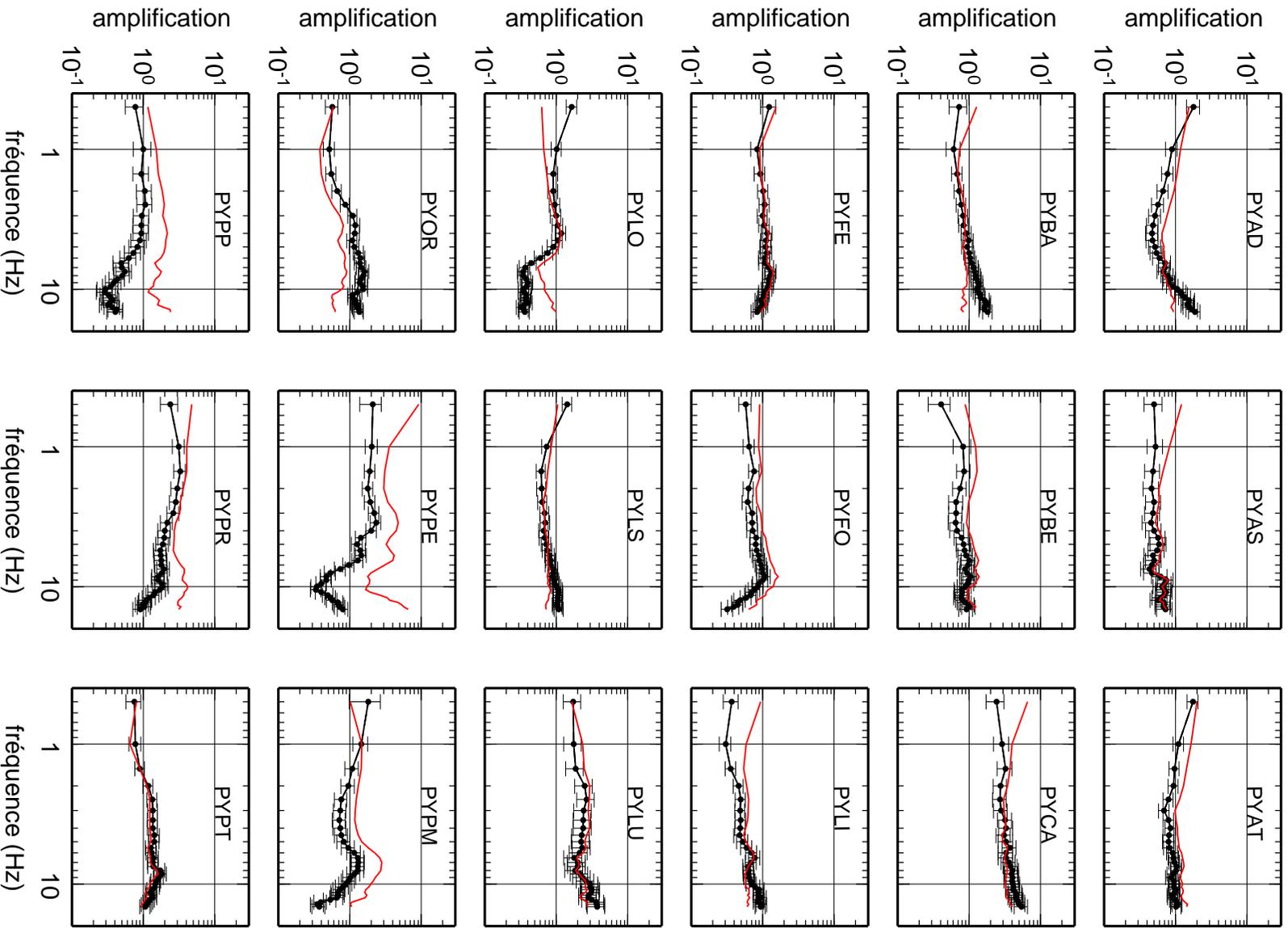


FIG. 4.8 : Effets de site calculés pour les stations accélérométriques des Pyrénées par la méthode présentée dans ce chapitre en imposant $\gamma = 1$ (en noir) et par la méthode linéaire présentée à la section 2.3 (en rouge).

les séismes remplissant les conditions suivantes : avoir une magnitude RéNaSS supérieure à 3, être enregistré à un minimum de 3 stations, chaque enregistrement devant contenir au moins 15 points entre 1 et 15 Hz tels que le rapport signal sur bruit soit supérieur à 3, afin d'utiliser des spectres définis sur au moins 7 Hz. Nous obtenons 352 spectres, correspondants à 55 séismes enregistrés dans 31 stations du RAP.

TAB. 4.6 : *Tableau des séismes alpins utilisés dans cette étude. M_{SIS} est la magnitude déterminée par le réseau local Sismalp, N est le nombre d'enregistrements, Δ la distance épacentrale, et – indique que la magnitude est indisponible.*

N	A	M	J	h :mn	Lat. (deg. N)	Lon. (deg. E)	Prof. (km)	Magnitudes			N	Δ (km) min/max
								SIS	LDG	RéNaSS		
1	1997	5	15	0h24mn	45.210	6.686	8.4	3.0	3.8	4.1	4	48.7/94.0
2	1997	10	3	15h03mn	44.321	6.472	13.9	3.2	3.8	4.0	3	72.8/99.0
3	1997	10	31	4h23mn	44.268	6.554	6.2	4.0	4.7	4.8	10	64.5/199.2
4	1997	11	6	12h39mn	44.407	6.525	9.2	3.1	3.6	3.7	3	79.4/94.4
5	1997	11	8	1h56mn	44.070	7.890	2.0	4.1	—	4.1	4	38.6/193.6
6	1997	12	10	21h36mn	43.790	7.500	8.0	3.3	—	3.3	3	27.8/84.0
7	1998	3	30	20h49mn	46.640	7.230	10.0	3.2	—	3.2	3	75.8/163.6
8	1998	4	11	11h05mn	44.671	7.229	14.0	3.3	4.0	3.8	7	73.4/164.3
9	1998	5	6	12h02mn	44.150	6.010	10.0	3.2	—	3.2	3	58.9/117.3
10	1998	5	13	21h11mn	44.450	6.300	5.0	3.1	—	3.1	3	38.7/87.0
11	1999	1	11	3h36mn	45.036	5.772	0.2	3.5	4.2	4.1	14	15.4/189.3
12	1999	2	14	5h57mn	46.820	7.166	-0.2	3.9	4.7	3.8	7	70.5/184.1
13	1999	4	25	20h36mn	45.910	6.970	2.0	3.0	—	3.0	4	36.4/124.8
14	1999	4	30	20h59mn	44.010	7.970	2.0	3.2	—	3.2	3	64.7/119.0
15	1999	6	10	16h16mn	45.650	6.060	2.0	3.1	—	3.1	4	16.9/52.2
16	1999	8	28	15h03mn	45.260	6.480	2.0	3.3	—	3.3	5	31.6/66.4
17	1999	9	13	23h27mn	45.444	5.442	4.0	3.1	4.0	3.5	10	36.8/122.3
18	1999	11	1	17h22mn	43.780	7.360	4.0	3.3	—	3.3	4	17.0/130.3
19	2000	4	1	1h21mn	45.086	7.377	3.2	2.6	3.1	3.0	6	56.8/126.7
20	2000	4	5	8h38mn	45.508	4.880	8.8	2.4	3.4	3.2	5	58.5/123.7
21	2000	5	31	7h46mn	44.814	7.219	12.9	2.9	3.5	3.2	8	54.0/146.3
22	2000	6	10	2h44mn	44.552	7.330	3.2	2.9	3.5	3.2	7	46.5/142.5
23	2000	6	26	19h29mn	44.497	6.897	4.4	3.0	3.6	3.3	9	27.2/177.3
24	2000	8	19	8h37mn	46.023	6.659	1.8	3.2	4.0	3.5	8	33.1/118.9

Suite page suivante ...

Suite de la table 3.1

25	2000	12	19	14h20mn	43.743	7.393	8.8	3.3	3.7	3.4	4	29.6/134.5
26	2000	12	20	5h45mn	43.781	7.377	7.3	2.8	3.2	3.0	4	26.5/130.2
27	2001	1	25	2h17mn	46.027	6.741	3.3	2.5	3.3	3.0	9	34.1/123.2
28	2001	2	23	22h19mn	46.110	7.050	2.8	3.3	3.9	3.6	8	41.5/145.6
29	2001	2	25	1h22mn	46.101	7.036	4.9	2.8	3.5	3.2	7	41.2/144.1
30	2001	3	14	7h09mn	43.500	7.940	8.0	3.8	4.1	3.8	5	59.9/166.0
31	2001	5	30	22h43mn	45.814	6.488	6.1	2.8	3.6	3.3	11	28.6/91.8
32	2001	7	1	19h37mn	44.580	7.030	5.0	3.4	3.7	3.4	5	17.6/121.2
33	2001	10	16	4h18mn	45.098	6.496	6.2	2.7	3.4	3.1	6	47.1/105.8
34	2002	1	26	7h35mn	44.373	7.328	12.7	2.9	3.5	3.0	4	66.7/152.3
35	2002	4	21	17h57mn	45.680	7.815	0.0	2.9	3.5	3.3	4	106.3/177.3
36	2002	5	6	6h42mn	44.490	7.270	5.0	3.0	3.5	3.0	5	40.8/157.8
37	2002	5	31	16h50mn	46.251	7.366	-1.1	3.1	3.6	3.5	4	103.3/151.3
38	2003	2	4	20h49mn	46.050	7.770	5.0	3.4	3.6	3.4	7	92.5/180.3
39	2003	3	10	13h25mn	44.850	7.810	10.0	3.1	3.5	3.1	5	98.1/175.5
40	2003	4	29	4h55mn	46.320	7.590	5.0	3.9	4.2	3.9	12	75.1/189.7
41	2003	5	25	23h03mn	45.120	6.500	5.0	3.6	4.0	3.6	21	16.8/170.8
42	2003	6	10	22h59mn	44.789	7.700	5.0	3.4	3.8	3.4	18	81.4/197.2
43	2003	8	17	22h31mn	44.650	6.860	5.0	3.2	3.4	3.2	5	64.3/162.2
44	2003	9	1	19h28mn	44.260	7.440	5.0	3.4	3.7	3.4	7	32.1/178.8
45	2003	10	16	16h23mn	44.620	7.010	5.0	3.1	3.4	3.1	5	47.2/120.5
46	2003	12	2	17h08mn	46.390	5.340	5.0	3.0	3.1	3.0	4	62.6/128.8
47	2003	12	9	18h03mn	45.330	6.070	5.0	3.0	3.1	3.0	11	24.4/60.9
48	2003	12	20	3h29mn	44.490	7.210	5.0	3.3	3.6	3.3	21	38.6/196.8
49	2003	12	21	1h35mn	44.490	7.000	5.0	3.1	3.5	3.1	9	30.9/133.2
50	2004	1	28	20h09mn	45.430	5.460	5.0	3.3	3.8	3.3	15	35.7/138.7
51	2004	2	18	14h26mn	46.630	6.910	10.0	3.3	3.5	3.3	3	98.7/141.4
52	2004	2	18	14h31mn	46.670	6.810	10.0	3.5	3.8	3.5	5	102.2/178.6
53	2004	5	8	12h38mn	44.630	7.210	7.0	3.2	3.0	3.2	4	49.3/120.8
54	2004	5	14	0h30mn	45.030	7.480	10.0	3.6	4.0	3.6	18	59.8/166.1
55	2005	9	8	11h27mn	46.024	6.938	-1.8	4.5	5.1	4.9	12	41.7/138.6

4.3.1 Inversion sans contrainte sur les paramètres

Le modèle de départ est identique à celui indiqué dans le tableau 4.1, sauf pour le modèle d'atténuation anélastique qui est estimé avec les résultats de l'inversion génétique comme suit : $q_0 = 200 \pm 200$, et $\alpha = 0.3 \pm 0.3$. La seule différence est une dépendance en

fréquence de Q une peu plus faible que dans le cas des Pyrénées. La matrice de corrélation a posteriori pour cette inversion est présentée sur la figure 4.9, elle est très semblable à celle trouvée avec les données pyrénéennes. On peut remarquer que lors de cette inversion, le nombre de paramètres est deux fois plus important que pour les Pyrénées. Nous observons les mêmes corrélations qu'avec les données pyrénéennes entre moments et paramètres d'atténuation, et entre moments et fréquences coin. La valeur des corrélations entre les effets de site et les autres paramètres est ici encore très faible.

Les effets de site retrouvés pour les stations RAP des Alpes et de Provence sont représentés sur la figure 4.10 en pointillés lorsqu'on impose la condition de fermeture sur l'ensemble des stations. Ces stations sont pour la plupart affectées d'un effet de site très important en amplitude, comme en contenu fréquentiel. En particulier, les stations grenobloise OGPU, OGDH, OGSR présentent des amplifications allant jusqu'à un facteur 10. De tels effets de site pour la ville de Grenoble avaient déjà été identifiés par Le Brun et al. (2001). D'autres stations comme ISOL, MENA, NROC, OGAP, OGBL, OGMA, OGMB, OGFB modifient l'amplitude de manière spectaculaire.

Nous voyons nettement avec ces données que les effets de site très importants rendent la condition de fermeture représentée par l'équation 4.19 inadéquate. En effet, nous supposons qu'en moyenne, et pour chaque fréquence les effets d'amplification et d'atténuation se compensent compte-tenu du nombre de stations. Cependant, la figure 4.10 indique que pour les basses fréquences, le jeu de stations amplifie fortement le mouvement sismique; en effet, les stations MENA, NROC, OGAP, OGBL, OGPU, OGDH, OGFH, et OGSR amplifient fortement le mouvement, ce qui contredit l'hypothèse évoquée ci-dessus. Nous avons alors supprimé de la condition de fermeture les stations ayant un effet de site trop important : MENA, NROC, OGAP, OGBL, OGPU, OGDH, OGFH, OGMA, et OGSR. Nous avons aussi ignoré les stations ISOL et OGFB car elles sont situées respectivement dans un forage et un tunnel et par conséquent l'hypothèse de surface libre n'est pas respectée pour ces stations ce qui pourrait en partie expliquer leurs faibles amplitudes relativement aux autres stations. Les nouvelles réponses de site sont tracées en trait plein sur la figure 4.10. Les réponses de site à basse fréquence de toutes les stations sont plus fortes que dans l'inversion précédente avec la condition de fermeture sur la moyenne des stations. Ces résultats montrent donc que la condition de fermeture peut influencer fortement l'inversion, de la même manière que le choix d'une station de référence. Cependant, nous avons pu identifier les stations dont l'effet de site est trop important pour être incluses dans notre référence. Ainsi notre nouvelle condition de fermeture est beaucoup plus pertinente.

Les résultats concernant les paramètres d'atténuation sont les suivants : $\gamma = 1.11 \pm 0.01$, $q_0 = 259 \pm 2$, et $\alpha = 0.31 \pm 0.01$. Une fois encore, q_0 n'est pas vraiment résolu dans la mesure où ce paramètre dépend fortement du modèle de départ. Nous nous fions donc aux résultats de l'inversion générique pour l'atténuation anélastique. La valeur de α est ici aussi dépendante de la valeur de q_0 , mais nous trouvons une dépendance en fréquence

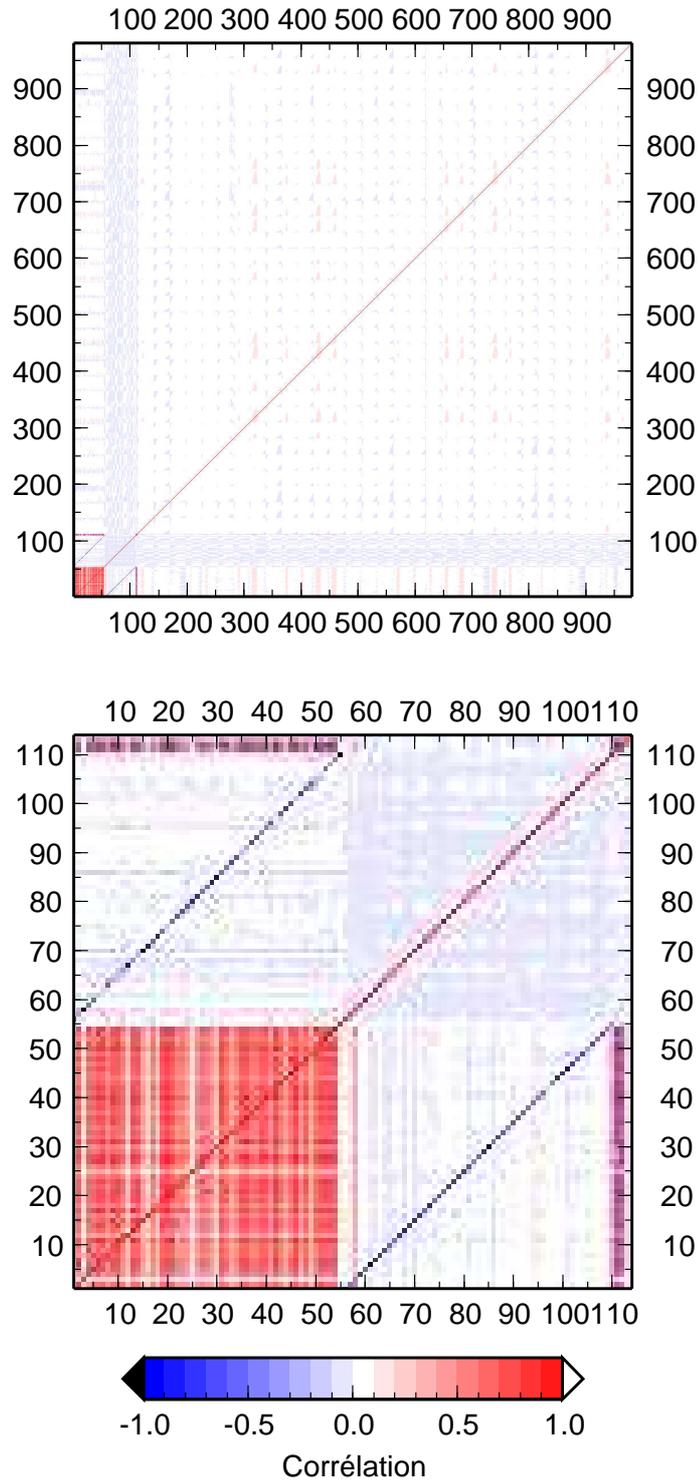
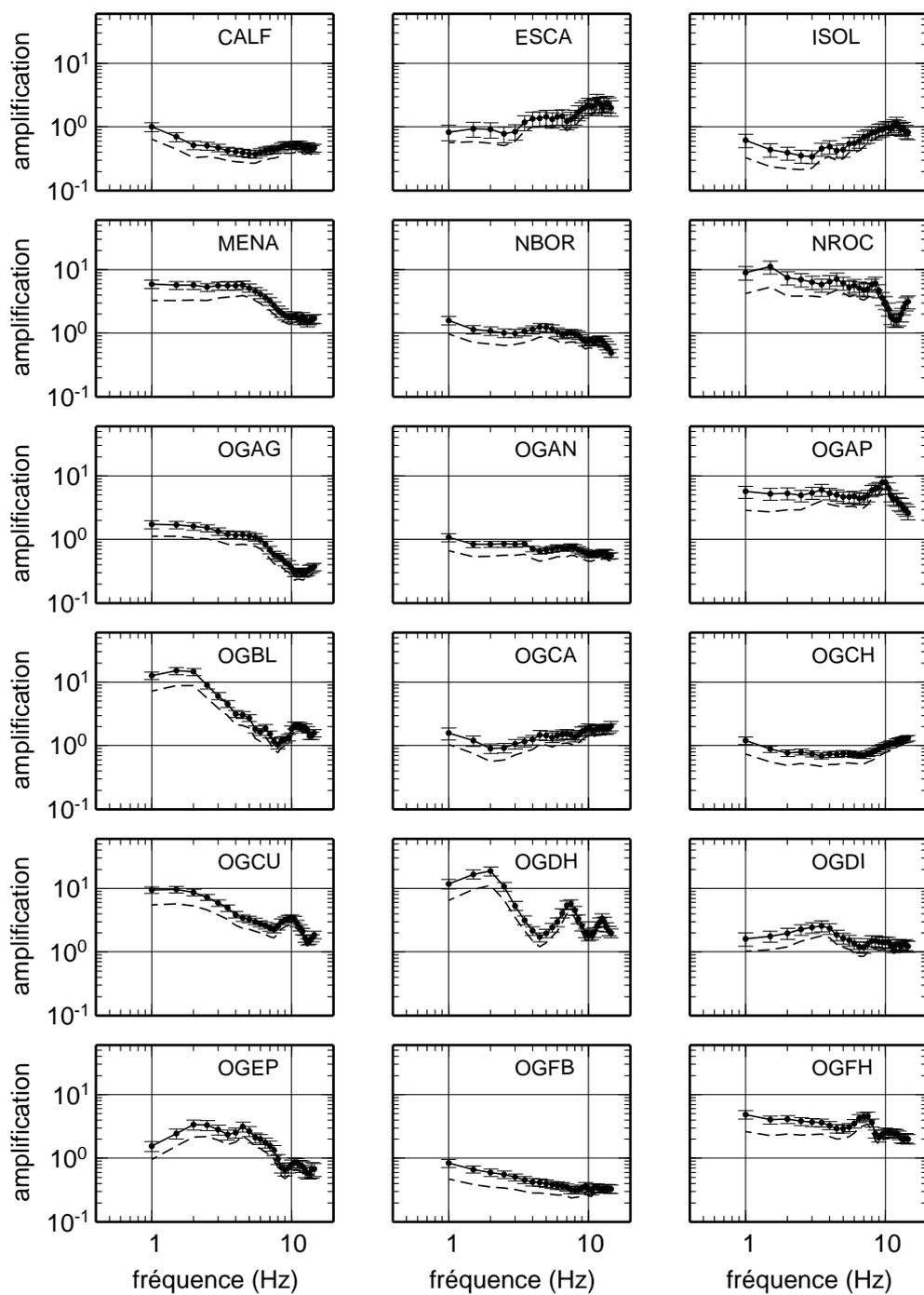
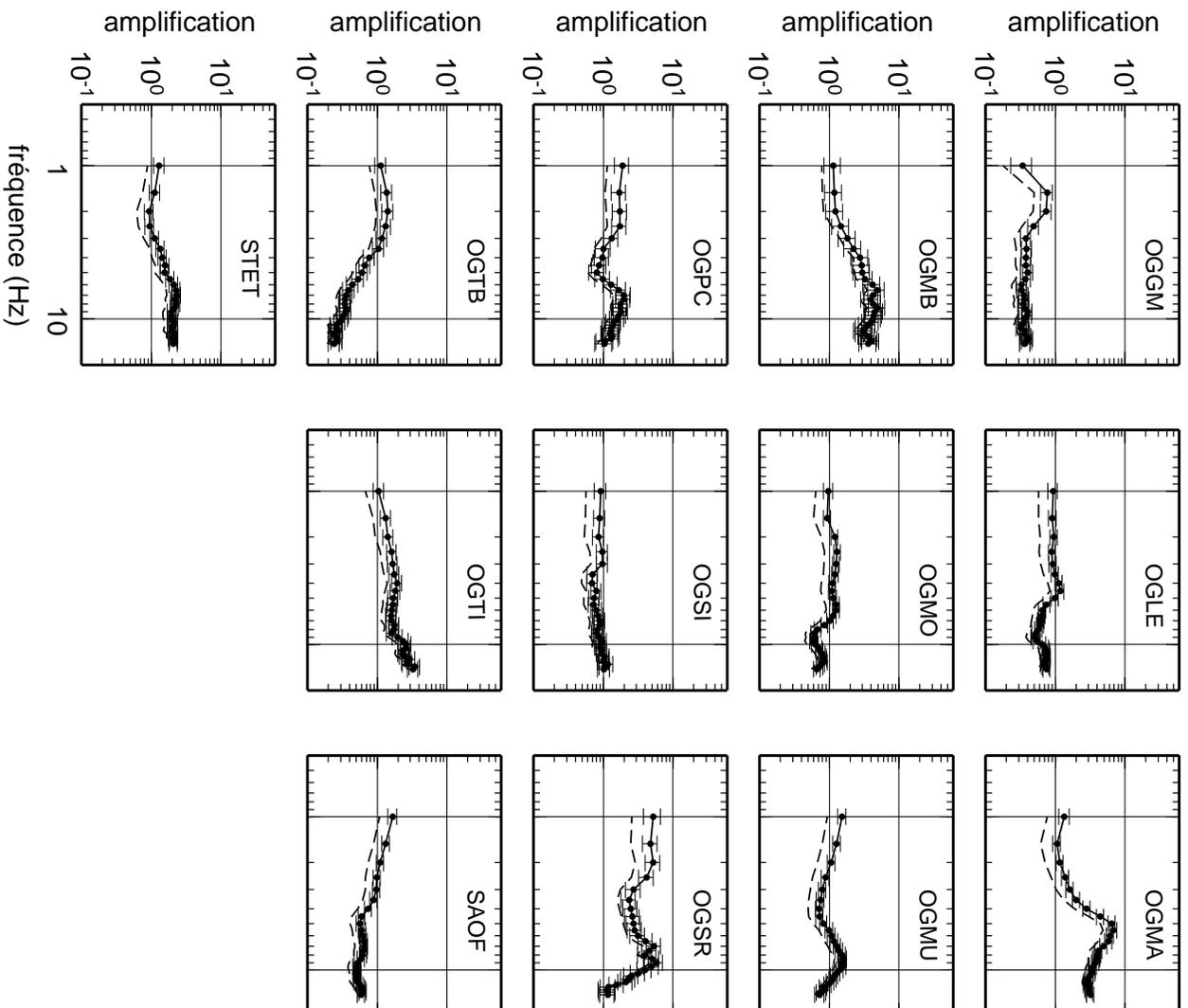


FIG. 4.9 : *Matrice de corrélation entre les différents paramètres inversés pour les données alpines. Les 981 paramètres correspondent aux 55 moments (indices 1 à 55), 55 fréquences coin (indices 56 à 110), γ , q_0 , α (indices 111, 112, et 113, respectivement) et aux 868 effets de site (31 stations et 28 fréquences). La matrice du bas correspond au zoom sur les moments, les fréquences coin et les paramètres d'atténuation.*



(a)

FIG. 4.10 : *Effets de site calculés pour les stations accélérométriques des Alpes et de la Provence par la méthode présentée dans ce chapitre. Trait pointillé : condition de fermeture sur la moyenne des stations ; trait plein : condition de fermeture sur la moyenne des stations qui ne présentent pas un effet de site trop important (se référer au texte). Suite page suivante...*



(b)

FIG. 4.10 : Suite.

similaire à celle déduite de l'inversion génétique. D'autre part, il semble que la dépendance en fréquence de l'atténuation anélastique pour les Alpes soit plus faible que pour les Pyrénées ce qui apparaissait aussi légèrement avec l'inversion génétique.

La figure 4.11 représente les fréquences coin obtenues en fonction des magnitudes de moment (M_w) et des magnitudes Sismalp (M_{SIS}), et la figure 4.12 compare les magnitudes de moment avec les magnitudes locales. Ces figures peuvent être comparées aux figures 4.3 et 4.4. Les relations entre fréquences coin et magnitudes de moment sont semblables compte tenu de la gamme de magnitude relativement restreinte pour les données alpines (la majorité des séismes ont une magnitude entre 3 et 4). Par contre, les magnitudes de moment déterminées pour les Alpes sont plus faibles que pour les Pyrénées pour une magnitude locale équivalente. Cela est dû à l'atténuation beaucoup plus forte observée dans les Pyrénées.

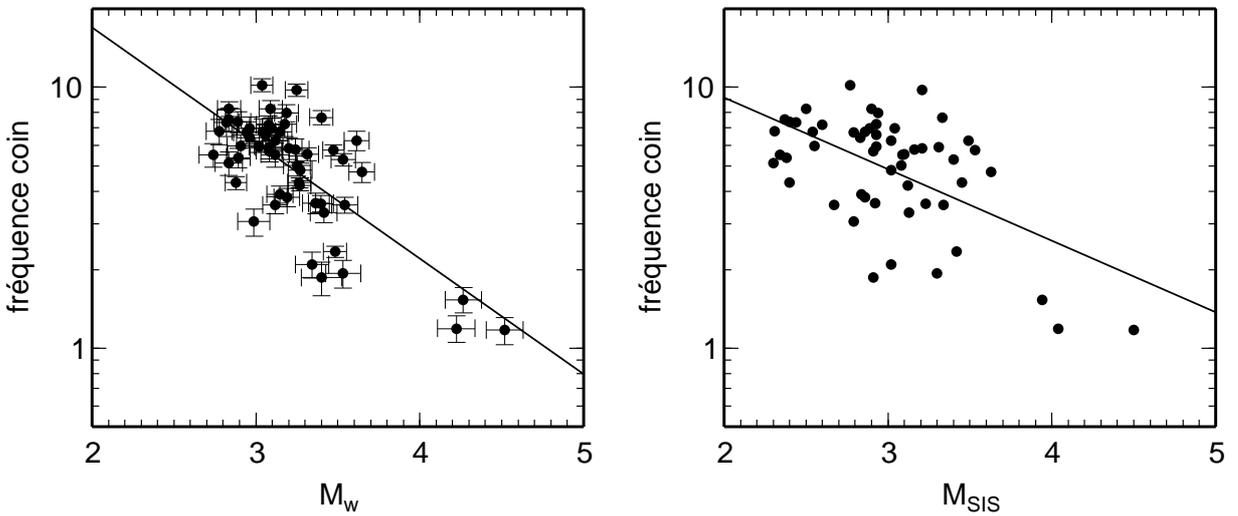


FIG. 4.11 : Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{SIS} pour les données alpines.

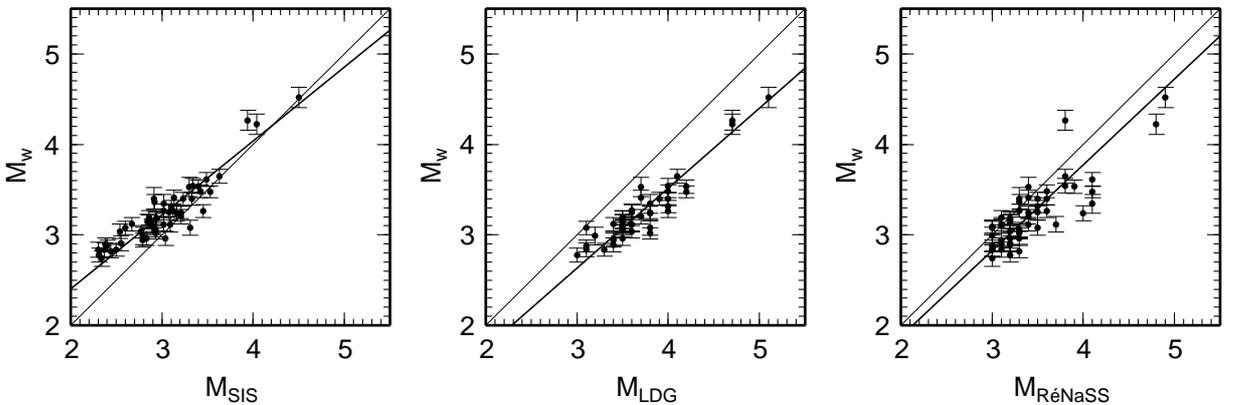


FIG. 4.12 : Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{SIS} , M_{LDG} , M_{ReNaSS}) pour les données alpines.

Les résultats des figures 4.11 et 4.12 nous donnent les relations suivantes :

$$\log_{10}(f_c) = 2.10(\pm 0.20) - 0.45(\pm 0.06) \times M_w \quad (4.30)$$

$$\log_{10}(f_c) = 1.45(\pm 0.18) - 0.26(\pm 0.06) \times M_{SIS} \quad (4.31)$$

Les régressions entre les magnitudes de moment et les différentes magnitudes locales donnent les relations :

$$M_w = 0.77(\pm 0.19) + 0.82(\pm 0.06) \times M_{SIS} \quad (4.32)$$

$$M_w = -0.02(\pm 0.28) + 0.88(\pm 0.08) \times M_{LDG} \quad (4.33)$$

$$M_w = -0.03(\pm 0.28) + 0.95(\pm 0.08) \times M_{ReNaSS} \quad (4.34)$$

La différence entre les magnitudes de moment et les magnitudes M_{LDG} et M_{ReNaSS} est importante dans le cas des données alpines, les magnitudes locales étant plus fortes que les magnitudes de moment. Nous pouvons aussi remarquer que dans tous les cas, la pente des relations entre magnitudes de moment et magnitudes locales est plus petite que 1. Les résultats pour les paramètres de source sont regroupés dans le tableau 4.7.

TAB. 4.7 : *Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes alpins : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.6.*

N	f_c (Hz)	M_0 (N.m)	M_w	$\Delta\sigma$ (bars)
1	2.1	1.30×10^{14}	3.34	2
2	5.8	9.14×10^{13}	3.24	34
3	1.2	2.72×10^{15}	4.22	9
4	5.5	5.97×10^{13}	3.12	20
5	6.2	3.32×10^{14}	3.61	157
6	7.3	2.14×10^{13}	2.82	16
7	6.8	4.57×10^{13}	3.04	27
8	3.5	2.60×10^{14}	3.54	22
9	5.9	2.88×10^{13}	2.91	12
10	5.1	2.25×10^{13}	2.83	6
11	5.7	2.05×10^{14}	3.47	76
12	1.5	3.15×10^{15}	4.27	22
13	5.5	1.62×10^{13}	2.74	5

Suite page suivante ...

Suite de la table 4.7

14	7.2	7.29×10^{13}	3.18	53
15	5.4	2.75×10^{13}	2.89	8
16	3.6	1.41×10^{14}	3.37	13
17	5.5	1.18×10^{14}	3.31	39
18	1.9	1.59×10^{14}	3.40	2
19	7.2	5.19×10^{13}	3.08	37
20	7.4	2.73×10^{13}	2.89	21
21	8.0	7.58×10^{13}	3.19	74
22	6.7	6.62×10^{13}	3.15	39
23	4.8	1.01×10^{14}	3.27	22
24	3.6	1.56×10^{14}	3.40	14
25	1.9	2.49×10^{14}	3.53	4
26	3.1	3.83×10^{13}	2.99	2
27	8.3	2.26×10^{13}	2.84	25
28	7.7	1.58×10^{14}	3.40	138
29	3.9	6.59×10^{13}	3.15	8
30	4.7	3.71×10^{14}	3.65	76
31	10.2	4.51×10^{13}	3.04	93
32	5.8	7.97×10^{13}	3.20	31
33	3.5	5.97×10^{13}	3.12	5
34	5.7	5.30×10^{13}	3.08	19
35	6.6	4.88×10^{13}	3.06	27
36	8.3	5.43×10^{13}	3.09	59
37	5.0	9.47×10^{13}	3.25	23
38	6.3	5.95×10^{13}	3.12	28
39	7.0	5.57×10^{13}	3.10	37
40	5.3	2.51×10^{14}	3.53	72
41	2.3	2.11×10^{14}	3.48	5
42	9.7	9.36×10^{13}	3.25	168
43	6.4	3.48×10^{13}	2.96	18
44	3.3	1.66×10^{14}	3.41	12
45	6.7	3.25×10^{13}	2.94	19
46	7.5	2.26×10^{13}	2.84	19
47	4.3	2.61×10^{13}	2.88	4

Suite page suivante ...

Suite de la table 4.7

48	4.2	1.00×10^{14}	3.27	14
49	3.8	7.65×10^{13}	3.19	8
50	5.9	4.24×10^{13}	3.02	17
51	7.0	3.49×10^{13}	2.96	23
52	5.9	5.26×10^{13}	3.08	21
53	6.8	1.83×10^{13}	2.77	11
54	4.3	9.91×10^{13}	3.26	15
55	1.2	7.54×10^{15}	4.52	24

4.3.2 Inversion en imposant $\gamma = 1$

Comme dans le cas des Pyrénées, nous inversons de nouveau les données en imposant $\gamma = 1$ par le biais d'une covariance très faible sur ce paramètre (0.01). Les résultats de l'inversion montrent que la matrice de corrélation présente les mêmes caractéristiques que dans le cas des données pyrénéennes, c'est-à-dire que les interactions entre paramètres d'atténuation disparaissent. D'autre part les fonctions de site sont identiques d'une inversion à l'autre.

Les paramètres d'atténuation anélastique déterminés sont les suivants : $q_0 = 246 \pm 3$ et $\alpha = 0.30 \pm 0.01$. Les figures 4.13 et 4.14 montrent les relations entre fréquences coin et magnitudes, ainsi qu'entre les différentes échelles de magnitude, résultant de l'inversion en imposant $\gamma = 1$. Les relations qui en découlent sont les suivantes :

$$\log_{10}(f_c) = 1.98(\pm 0.18) - 0.45(\pm 0.06) \times M_w \quad (4.35)$$

$$\log_{10}(f_c) = 1.43(\pm 0.18) - 0.25(\pm 0.06) \times M_{SIS} \quad (4.36)$$

$$M_w = 0.47(\pm 0.18) + 0.80(\pm 0.06) \times M_{SIS} \quad (4.37)$$

$$M_w = -0.31(\pm 0.28) + 0.87(\pm 0.07) \times M_{LDG} \quad (4.38)$$

$$M_w = -0.35(\pm 0.27) + 0.94(\pm 0.08) \times M_{ReNaSS} \quad (4.39)$$

Ici encore, la principale différence entre l'inversion en imposant γ et l'inversion sans contrainte concerne les moments sismiques et leur interaction avec le coefficient d'atténuation géométrique. Les nouvelles magnitudes obtenues sont plus faibles que celles du paragraphe précédent car le paramètre γ est imposé à une valeur plus faible (1 au lieu de 1.1). Le tableau 4.8 présente les valeurs des paramètres de source déterminés dans ce paragraphe. Globalement, comme pour les données pyrénéennes, les fréquences coin changent très peu entre les deux types d'inversion, alors que les moments sismiques sont plus petits que pour l'inversion avec les paramètres libres, ce qui implique que les chutes de

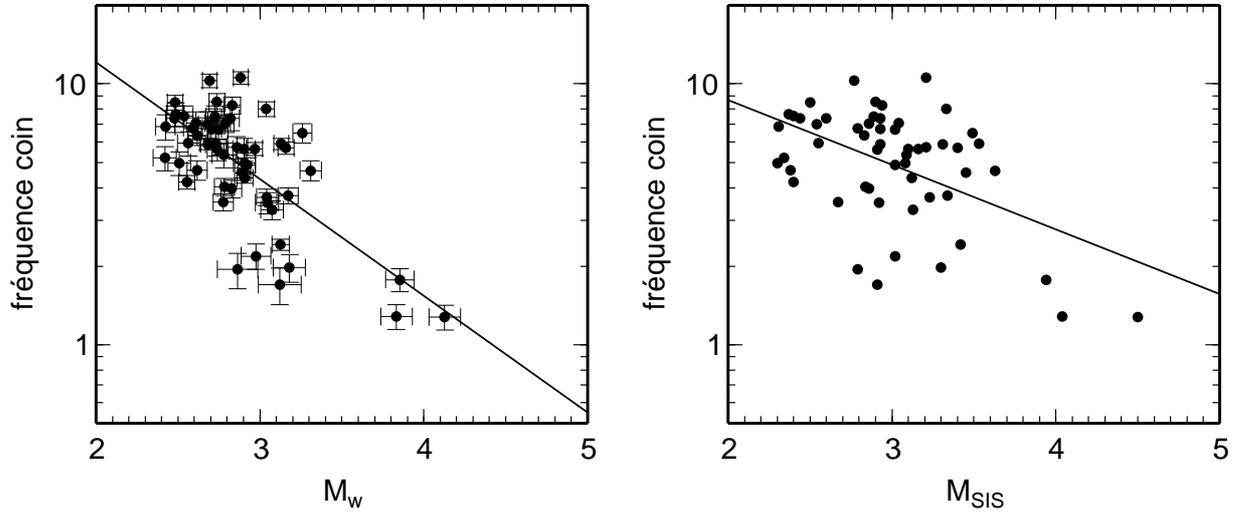


FIG. 4.13 : Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{SIS} pour les données alpines, en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion.

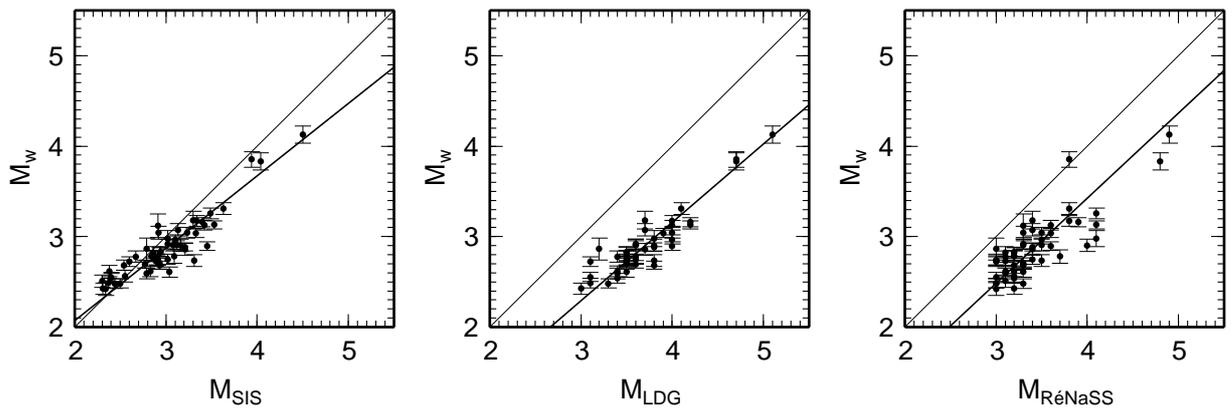


FIG. 4.14 : Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{SIS} , M_{LDG} , $M_{RéNaSS}$) pour les données alpines, en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion.

contrainte déterminées ici sont plus faibles que dans le paragraphe précédent. Cependant, la différence entre les deux inversions est moins notable que pour les données pyrénéennes.

TAB. 4.8 : *Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes alpins, en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.6.*

N	f_c (Hz)	M_0 (N.m)	M_w	$\Delta\sigma$ (bars)
1	2.2	3.68×10^{13}	2.98	1
2	5.6	2.85×10^{13}	2.90	10
3	1.3	7.08×10^{14}	3.83	3
4	5.3	1.86×10^{13}	2.78	6
5	6.5	9.73×10^{13}	3.26	52
6	7.4	6.57×10^{12}	2.48	5
7	7.0	1.34×10^{13}	2.68	9
8	3.7	7.24×10^{13}	3.17	7
9	5.9	8.83×10^{12}	2.56	4
10	5.0	7.28×10^{12}	2.51	2
11	5.9	6.23×10^{13}	3.13	25
12	1.8	7.58×10^{14}	3.85	8
13	5.2	5.36×10^{12}	2.42	1
14	7.4	2.15×10^{13}	2.82	17
15	4.7	1.06×10^{13}	2.62	2
16	3.5	4.63×10^{13}	3.04	4
17	5.6	3.57×10^{13}	2.97	12
18	1.7	6.07×10^{13}	3.12	1
19	7.4	1.53×10^{13}	2.72	12
20	7.5	8.09×10^{12}	2.54	7
21	8.3	2.22×10^{13}	2.83	24
22	7.0	1.92×10^{13}	2.79	13
23	4.9	3.02×10^{13}	2.92	7
24	3.7	4.60×10^{13}	3.04	4
25	2.0	7.42×10^{13}	3.18	1
26	1.9	2.48×10^{13}	2.86	0

Suite page suivante ...

Suite de la table 4.8

27	8.5	6.67×10^{12}	2.48	8
28	8.0	4.56×10^{13}	3.04	46
29	4.0	1.88×10^{13}	2.78	2
30	4.7	1.16×10^{14}	3.31	23
31	10.3	1.38×10^{13}	2.69	29
32	5.7	2.46×10^{13}	2.86	9
33	3.5	1.84×10^{13}	2.78	2
34	5.6	1.63×10^{13}	2.74	6
35	6.7	1.44×10^{13}	2.70	8
36	8.5	1.61×10^{13}	2.74	19
37	5.0	2.88×10^{13}	2.91	7
38	6.7	1.67×10^{13}	2.75	10
39	7.5	1.55×10^{13}	2.73	13
40	5.7	6.90×10^{13}	3.16	25
41	2.4	6.14×10^{13}	3.13	2
42	10.6	2.66×10^{13}	2.88	61
43	6.4	1.06×10^{13}	2.62	5
44	3.3	5.15×10^{13}	3.07	4
45	6.8	9.76×10^{12}	2.59	6
46	7.7	6.73×10^{12}	2.49	6
47	4.2	8.53×10^{12}	2.55	1
48	4.4	2.90×10^{13}	2.91	5
49	4.0	2.18×10^{13}	2.83	3
50	5.9	1.33×10^{13}	2.68	5
51	7.1	1.03×10^{13}	2.61	7
52	5.9	1.59×10^{13}	2.73	6
53	6.8	5.44×10^{12}	2.42	3
54	4.6	2.76×10^{13}	2.89	5
55	1.3	1.96×10^{15}	4.13	8

4.4 Application aux données du nord-est de la France

Le dernier jeu de données testé est celui du nord-est de la France qui est identique à celui utilisé à la section 3.4.1. Nous ne nous intéressons qu'à quatre séismes importants ($M_{ReNaSS} > 4.5$), enregistrés dans un ensemble de 9 stations. Le modèle de départ pour l'atténuation anélastique est : $q_0 = 200 \pm 200$, $\alpha = 0.45 \pm 0.2$, et nous avons aussi imposé que γ soit égal à 1 ± 0.5 .

Comme dans le cas des données alpines, nous avons choisi de supprimer la station STMU de la condition de fermeture car cette station présente une amplification très importante des hautes fréquences (Fig. 4.15). Les résultats pour les paramètres d'atténuation sont les suivants : $\gamma = 1.05 \pm 0.12$, $q_0 = 209 \pm 4$, et $\alpha = 0.55 \pm 0.01$. Il semble donc que les résultats du chapitre 3 soient confirmés, avec en effet une dépendance forte de l'atténuation anélastique avec la fréquence, et un facteur constant q_0 relativement faible.

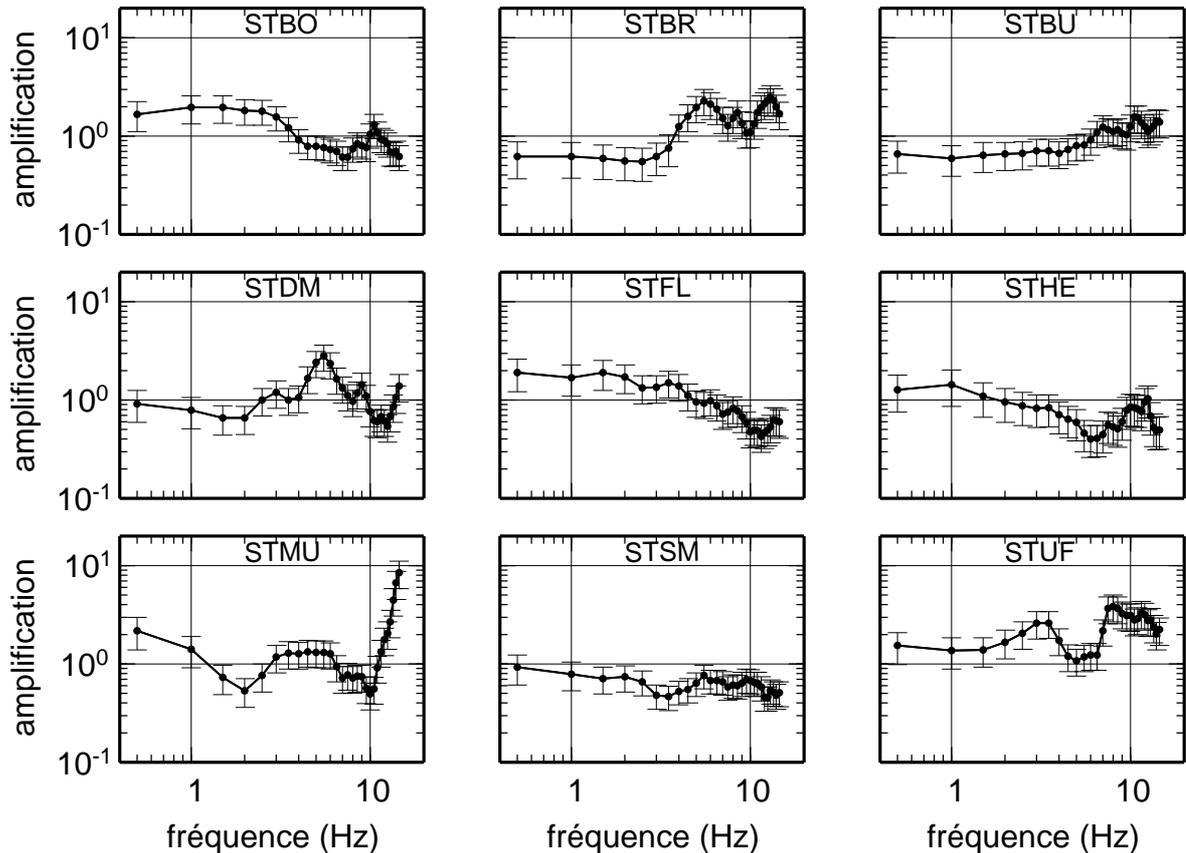


FIG. 4.15 : Fonctions de site retrouvées par inversion pour les stations RAP du nord-est de la France. La station STMU a été retirée de la condition de fermeture.

Les résultats pour les paramètres de source pour les données du nord-est de la France sont présentés dans le tableau 4.9. Dans le cas de ces quatre séismes, les fréquences coin obtenues semblent fortes compte-tenu des moments sismiques retrouvés. Ceci explique les valeurs de chutes de contrainte plus forte que dans les cas des Pyrénées et des Alpes en imposant $\gamma = 1$. Remarquons que les résultats du chapitre 3 donnaient aussi des fréquences coin relativement fortes pour ces séismes.

TAB. 4.9 : *Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes du nord-est de la France : fréquences coin (f_c), moments sismiques (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) se réfère au tableau 3.2.*

N	f_c (Hz)	M_0 (N.m)	M_w	$\Delta\sigma$ (bars)
1	1.8	6.09×10^{15}	4.46	66
2	2.4	7.91×10^{14}	3.87	22
3	4.2	1.35×10^{15}	4.02	191
4	4.3	9.54×10^{14}	3.92	147

Dans ce qui suit, nous allons utiliser les résultats précédents pour évaluer rapidement les paramètres de source des séismes, en corrigeant les spectres des autres paramètres.

4.5 Validation : Inversion des paramètres de source pour deux séismes particuliers

Afin de valider les résultats obtenus précédemment concernant l'atténuation et les effets de site, nous avons inversé les paramètres de source seuls, après avoir corrigé les données des autres effets, pour deux séismes qui ne font pas partie des données utilisées dans les inversions précédentes. Les séismes du 21 août 2000 et du 25 février 2001, de magnitude RéNaSS 5.0 et 4.5, ayant eu lieu dans les Alpes du sud Italiennes et au large de Nice sont sélectionnés (Tab. 4.10).

TAB. 4.10 : *Tableau des séismes sélectionnés pour l'inversion des termes de source, N est le nombre d'enregistrements, et Δ la distance épacentrale.*

N	A	M	J	h :mn	Lat. (deg. N)	Lon. (deg. E)	Prof. (km)	Magnitudes		N	Δ (km) min/max
								LDG	RéNaSS		
1	2000	8	21	17h14mn	44.860	8.440	10.0	5.4	5.0	3	120.3/171.1
2	2001	2	25	18h34mn	43.490	7.470	5.0	5.1	4.5	5	25.7/173.5

Le premier séisme à été enregistré dans les stations SAOF, STET, OGLE, et le deuxième dans les stations SAOF, STET, MENA, NBOR, NROC pour lesquelles nous avons calculé des réponses de site. Les spectres sont calculés comme dans les paragraphes précédents, puis corrigés des termes de propagation et de site relatifs aux données alpines. Les spectres de source ainsi obtenus pour chaque station sont tracés sur la figure 4.16 (en

rouge) pour le cas où $\gamma = 1$ est imposé, et sont moyennés pour chaque fréquence (points noirs). Nous utilisons alors le même type d'inversion que celui présenté plus haut pour inverser les magnitudes et les fréquences coin de ces deux séismes. Les corrections sont effectuées dans un premier temps avec les résultats de l'inversion sans contrainte, puis avec les résultats de l'inversion en imposant $\gamma = 1$. Les résultats obtenus pour les deux types d'inversion sont résumés dans le tableau 4.11. La modélisation en imposant $\gamma = 1$ est indiquée sur la figure 4.16 (trait plein noir).

TAB. 4.11 : *Tableau des paramètres de source déterminés pour deux séismes particuliers : fréquences coin (f_c), moments sismiques (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.10.*

N	f_c (Hz)	M_0 (N.m)	M_w	$\Delta\sigma$ (bars)
Sans contrainte sur γ				
1	0.90	1.41×10^{16}	4.70	21
2	2.40	2.92×10^{15}	4.24	81
En imposant $\gamma = 1$				
1	1.35	2.19×10^{15}	4.16	11
2	2.33	1.39×10^{15}	4.02	35

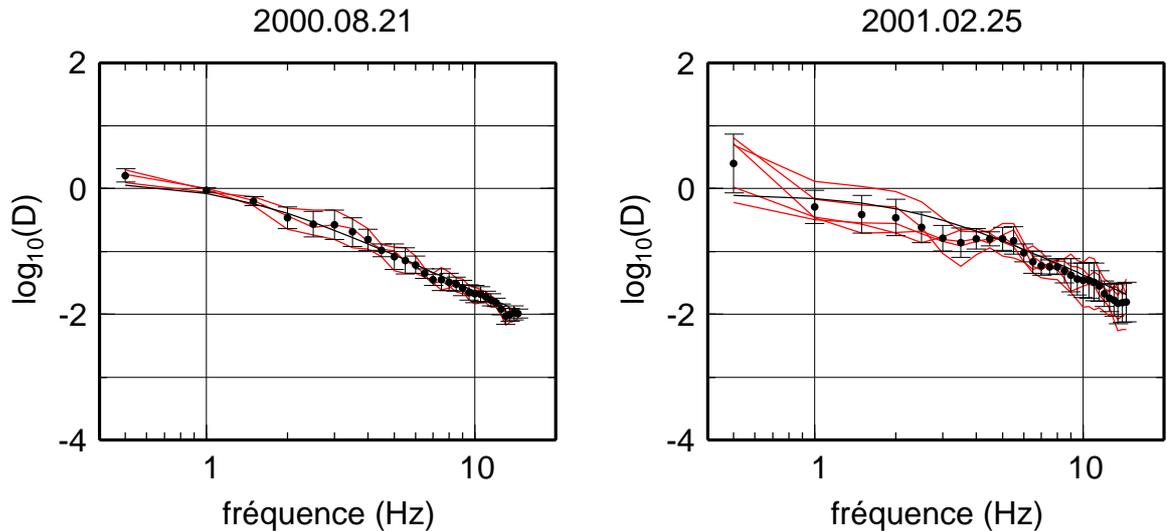


FIG. 4.16 : *Spectres corrigés des effets d'atténuation et de site, relatifs à l'inversion des données alpines en imposant $\gamma = 1$ pour les séismes du 20 août 2000 et du 21 février 2001 (en rouge). Points noirs : moyenne des spectres obtenus dans les différentes stations. Trait plein : modélisation par un spectre de Brune des données moyennées.*

Il semble donc que les résultats des inversions précédentes soient cohérents avec des données indépendantes, ce type de calcul pourrait donc être utilisé en routine pour calculer des paramètres de source, dès lors que les effets de site de toutes les stations seront disponibles.

4.6 Synthèse pour la France

Nous avons choisi de représenter les fréquences coin et magnitudes retrouvées pour tous les jeux de données sur les figures 4.17 et 4.18. Les triangles gris représentent les résultats pour les Alpes, les ronds noirs ceux pour les Pyrénées, les carrés bleus sont relatifs aux résultats pour le nord-est de la France, et les ronds rouges représentent les deux séismes de la section 4.5. Les résultats sont en bon accord lorsqu'on impose $\gamma = 1$. Dans le cas où nous n'imposons pas de contrainte sur les paramètres, nous pouvons observer une forte variabilité d'une région à l'autre, et nous ne pouvons pas déterminer de tendance générale.

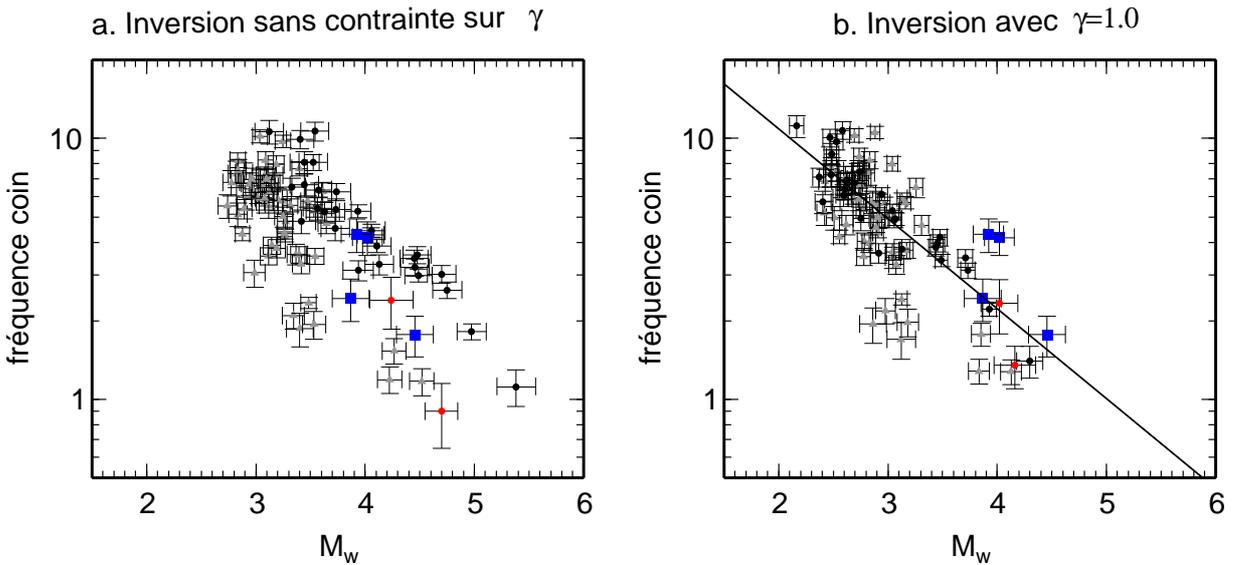


FIG. 4.17 : *Comparaison des relations entre fréquences coin et magnitudes pour les trois jeux de données inversés (triangles gris : Alpes, ronds noirs : Pyrénées, carrés bleus : nord-est de la France). Ronds rouges : résultats pour une inversion des termes de source seuls en utilisant les autres paramètres retrouvés lors des inversions pour corriger les spectres (se référer au paragraphe 4.5). a : les inversions pour les Alpes et les Pyrénées sont effectuées sans contrainte sur les paramètres ; b : l'atténuation géométrique est imposée ($\gamma = 1$).*

Les trois jeux de données donnent finalement les relations suivantes dans le cas où γ est imposé :

$$\log_{10}(f_c) = 1.73(\pm 0.03) - 0.34(\pm 0.01) \times M_w \quad (4.40)$$

$$M_w = -0.06(\pm 0.13) + 0.80(\pm 0.03) \times M_{LDG} \quad (4.41)$$

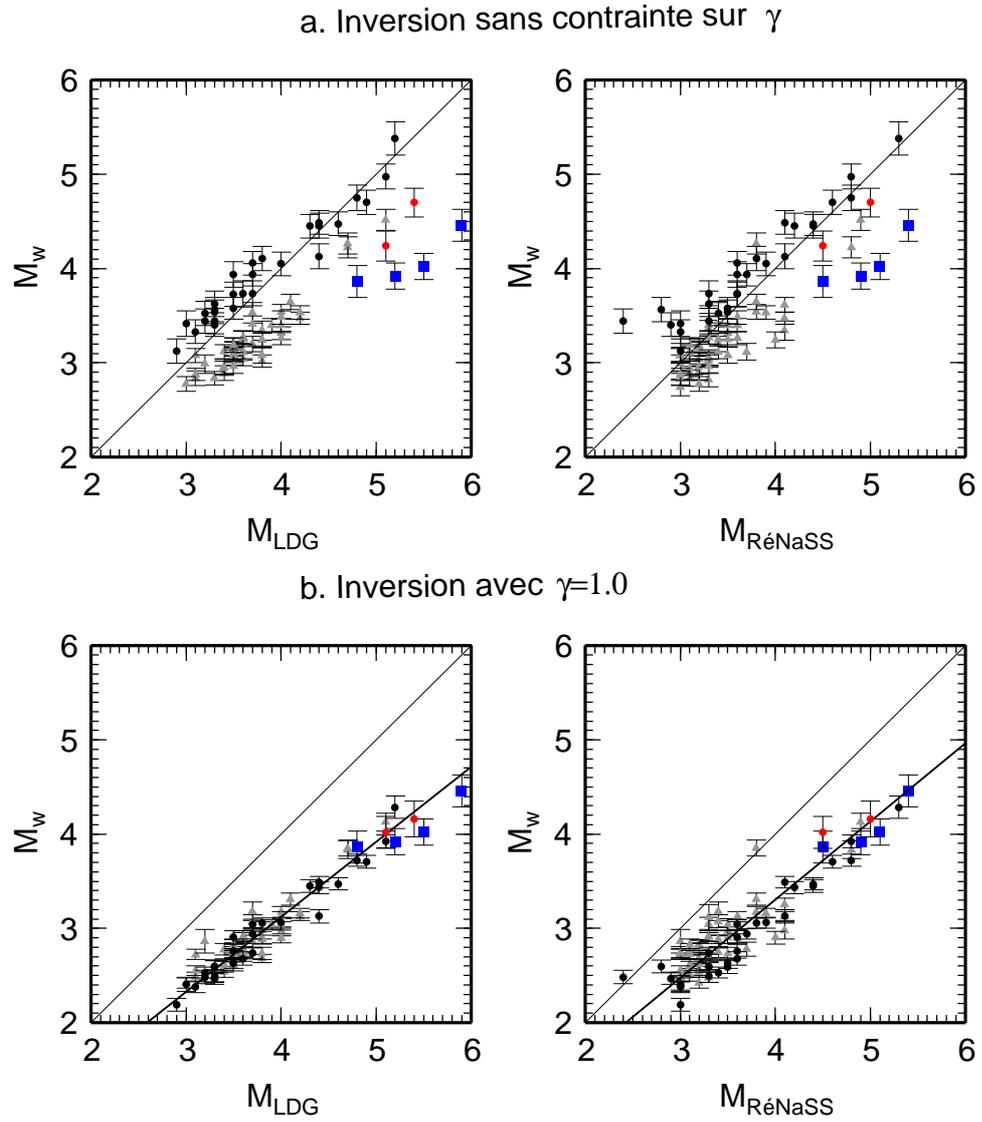


FIG. 4.18 : Comparaison des magnitudes pour les trois jeux de données inversés. Mêmes symboles que la figure 4.17.

$$M_w = -0.01(\pm 0.13) + 0.83(\pm 0.04) \times M_{ReNaSS} \quad (4.42)$$

La pente de la relation entre fréquence coin et magnitude est proche de ce qui est prédit par la théorie ($\log_{10}(f_c) \propto -\frac{M}{3}$). D'autre part, l'accord entre les résultats pour les différentes régions lorsque γ est imposé, suggère que les paramètres calculés dans ce cas sont probablement les plus représentatifs, nous y reviendrons dans la discussion.

Enfin, grâce aux moments sismiques et aux fréquences coin calculés, nous pouvons en déduire la valeur des chutes de contrainte pour chaque séisme d'après la formule de Brune (1970, 1971) (Eq. 11 section 2.3). Pour représenter les résultats, nous traçons les moments sismiques en fonction des fréquences coin sur la figure 4.19. Les chutes de contraintes déterminées sont comprises dans l'intervalle 1-100 bars dans le cas où γ est imposé, ce qui est compatible avec les études de séismes modérés en Suisse (Bay et al., 2003), ou avec les études locales dans les Pyrénées (Modiano and Hatzfeld, 1982; Gagnepain-Beyneix, 1985). Nous n'observons pas clairement de dépendance de la chute de contrainte avec le moment dans le cas où γ est imposé.

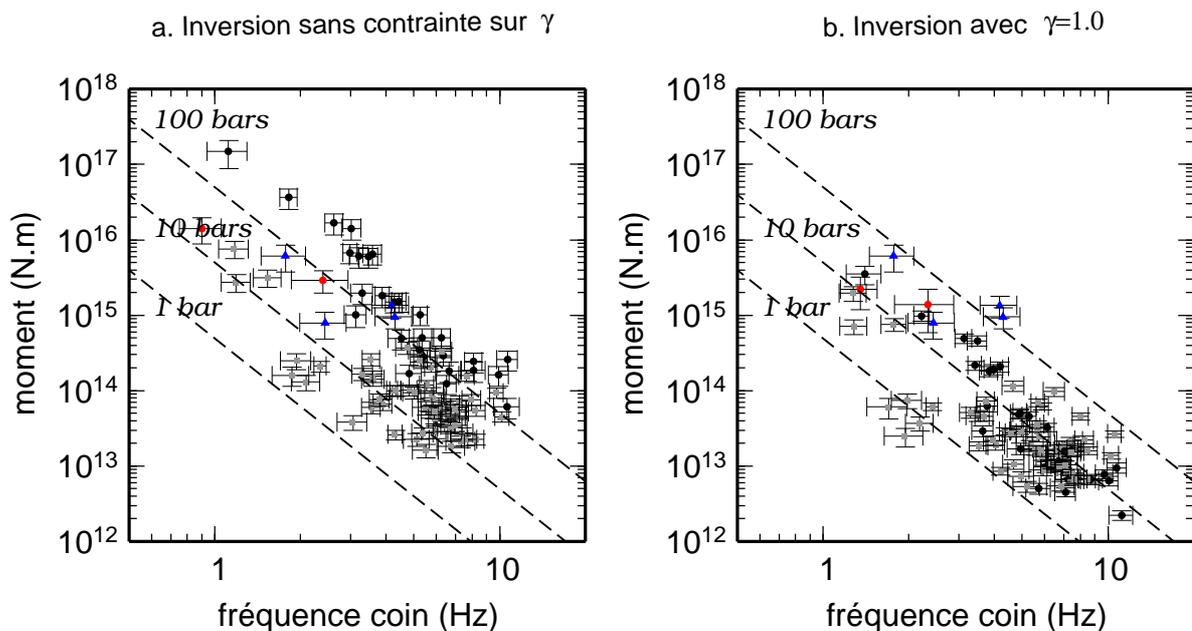


FIG. 4.19 : Comparaison des moments sismiques et des fréquences coin pour les trois jeux de données inversés, avec les indications des valeurs de chute de contrainte correspondantes. Même légende que la figure 4.17.

4.7 Discussion

Nous pouvons d'abord remarquer que l'utilisation de l'inversion de Newton se traduit par une amélioration des résultats par rapport à ceux du chapitre 2 publiés en 2005, avec la diminution de la dispersion dans les estimations de fréquences coin, de magnitudes,

et de chutes de contrainte (i.e. Fig. 4.17b., 4.18b. et 4.19b.). De plus ces résultats sont déterminés indépendamment pour trois zones géographiques en France (Alpes, Pyrénées et nord-est de la France). Cependant, nous voyons que les paramètres d'atténuation ne sont pas bien résolus du fait des interactions de ces paramètres entre eux et avec M_0 . Les résultats les plus cohérents entre les différentes régions semblent obtenus en imposant l'atténuation géométrique autour de la valeur attendue par la théorie ($\frac{1}{R}$) pour des ondes de volume dans un milieu homogène. Quant à l'atténuation anélastique, elle semble aussi mal résolue, car elle dépend beaucoup du modèle de départ. Cependant, les résultats obtenus sont en accord avec ceux du chapitre 3, avec une dépendance en fréquence du facteur de qualité plus faible pour les Alpes que pour les autres régions françaises, et une valeur de q_0 entre 200 et 270 pour la France compatible avec les estimations à partir d'ondes L_g (Campillo and Plantet, 1991).

Pourtant, l'observation des accélérogrammes montre que des différences importantes d'atténuation peuvent exister à petite échelle. La figure 4.20 compare des enregistrements obtenus dans différentes régions pour des séismes de magnitude similaire et à des distances comparables. La figure 4.20a montre deux enregistrements obtenus dans les Alpes (OGAN) et dans les Pyrénées (PYAT) ; les deux stations sont situées sur du rocher et les réponses de site que nous avons obtenues sont relativement plates. Pourtant, les deux enregistrements présentent des caractéristiques différentes, avec des arrivées d'ondes plus impulsives dans la station OGAN, et un signal plus "touffu" avec une coda importante pour la station PYAT. Ceci montre clairement l'influence de la diffraction dans le deuxième cas. Dans la figure 4.20b, les deux stations OGAN (Alpes) et PYFE (est des Pyrénées) présentent des réponses similaires ; par contre la station STSM, identifiée comme la station au rocher pour le Fossé Rhénan montre une amplitude plus importante et une coda plus développée que dans les autres stations. Le dernier exemple compare des enregistrements de deux séismes dans des stations à l'ouest (PYPP) et à l'est (PYBA) des Pyrénées, ainsi que les enregistrements de ces deux séismes dans une même station (PYLI) au centre des Pyrénées (les positions des stations et des séismes sont indiquées en haut de la figure). Nous voyons une diminution d'amplitude d'un facteur 10 et une perte des hautes fréquences à la station PYPP comparée à la station PYBA. De plus la comparaison des enregistrements à la station PYLI, montre que lors du trajet venant de l'ouest (2002.12.12) nous obtenons un enregistrement comparable à celui de la station PYAT dans le cas précédent. Il existe donc bien une zone à l'ouest des Pyrénées, dont les propriétés d'atténuation sont très différentes de l'est des Pyrénées. Il est probable que de telles zones existent aussi dans les Alpes, des études ayant montré, par exemple l'extinction des ondes L_g lors de la traversée des Alpes (Campillo et al., 1993), phénomène également observé à l'ouest des Pyrénées (Chazalon et al., 1993). Ceci montre que limiter l'atténuation à un terme d'atténuation géométrique et un terme d'atténuation anélastique est probablement insuffisant pour des milieux complexes comme les Pyrénées et les Alpes.

Les magnitudes de moment déterminées en imposant $\gamma = 1$ sont corrélées avec les

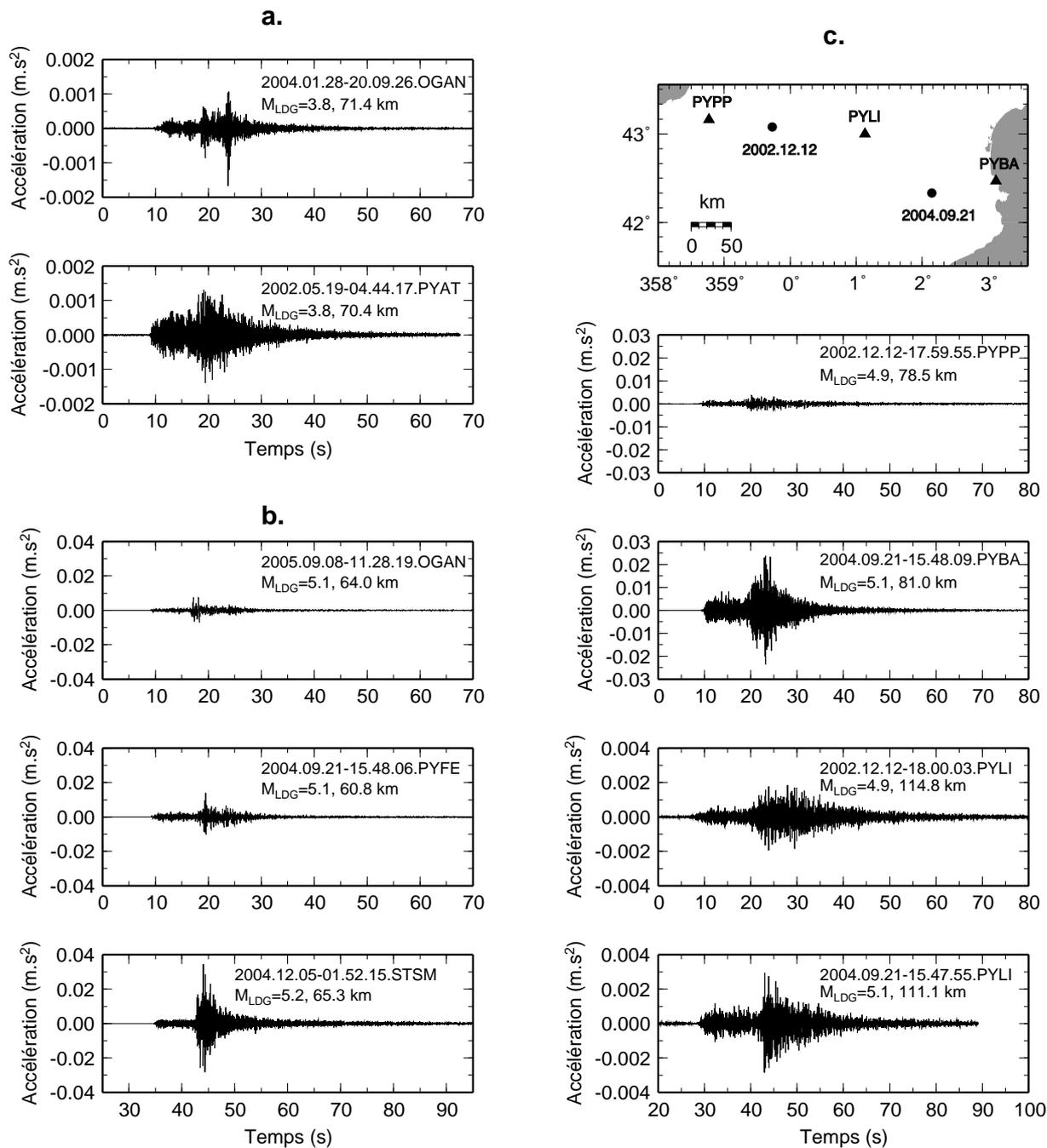


FIG. 4.20 : Comparaison d'accélérogrammes (composante Nord-Sud) de séismes de magnitude semblable, enregistrés à des distances comparables dans différentes stations en France. *a.* $M_{LDG} = 3.8$ et $D_{hypo} \approx 70$ km. *b.* $M_{LDG} \approx 5.1$, et $D_{hypo} \approx 60$ km. *c.* $M_{LDG} \approx 5.0$, et $D_{hypo} \approx 80$ et 110 km. Les stations PYxx sont situées dans les Pyrénées, OGAN et STSM sont situées, respectivement, dans les Alpes et le fossé Rhénan. Noter les fortes variations de la forme du signal suivant le trajet.

magnitudes locales et les valeurs déterminées seront testées par une approche indépendante dans le prochain chapitre. A titre de comparaison, quelques magnitudes pour des événements français ont été calculées par l'ETH Zürich (www.seismo.ethz.ch), l'USGS (<http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>), B. Delouis (communication personnelle), Rueda and Mezcua (2005) et S. Nechtschein (communication personnelle) (Tab. 4.12). Les quatre premières estimations sont basées sur des inversions de forme d'onde, et celle de S. Nechtschein sur une inversion des plateaux des spectres de Fourier avec un modèle de Terre à couches. Nos magnitudes de moment sont généralement plus faibles que celles des autres instituts de 0.1 à 1.0 unité de magnitude, selon le séisme. Enfin, Braunmiller et al. (2005) établissent des régressions entre les magnitudes de moment déterminées en Suisse et les différentes magnitudes locales disponibles. En particulier, ils proposent une relation avec la magnitude LDG française :

$$M_w = -0.37 + 0.93 \times M_{LDG} \quad (4.43)$$

Ce qui donne pour un séisme de magnitude $M_{LDG} = 3$, $M_w = 2.4$, et pour $M_{LDG} = 5$, $M_w = 4.3$ ce qui est à comparer avec la loi que nous estimons (Eq. 4.41), et qui donne pour $M_{LDG} = 3$, $M_w = 2.3$, et pour $M_{LDG} = 5$, $M_w = 3.9$. Compte-tenu des barres d'erreurs liées à notre conversion, qui sont de l'ordre de 0.2 à 0.3 unités, les deux estimations sont compatibles.

TAB. 4.12 : *Comparaison des magnitudes de moment estimées dans ce chapitre et des magnitudes de moment calculées par différents instituts.*

Séisme	ETHZ	Autre source	Cette étude
2000.08.21	5.1	4.9 USGS	4.2
2001.01.25	4.5		4.0
2002.05.16	3.9	3.6 Delouis	3.7
2002.12.12	4.3	4.0 Rueda and Mezcua (2005)	3.7
2003.02.22	4.8	5.0 USGS 4.7 Delouis 4.9 Nechtschein	4.5
2003.03.22	3.9	4.4 Delouis	3.9
2004.02.23	4.5	5.0 Nechtschein	4.0
2004.09.21	4.5		3.9
2004.12.05	4.6	4.8 USGS	3.9
2005.09.08	4.5	4.3 Delouis	4.1

Les conditions de site que nous obtenons peuvent aussi être comparées avec les résultats de méthodes indépendantes. Les stations grenobloises ont été étudiées par P. Gue-

guen (communication personnelle) en utilisant trois méthodes : les rapports H/V sur du bruit de fond, les rapports H/V avec des signaux (appelés aussi "Receiver Functions"), et enfin les rapports H/Href où ref est une station de référence. Les deux premières méthodes ne donnent souvent accès qu'à la fréquence fondamentale de résonance, ou à des résonances dues à des contrastes forts, et ne permettent pas de remonter à la valeur de l'amplification (Bard and Riepl-Thomas, 2000). Courboux et al. (2001) ont aussi calculé les rapports spectraux avec station de référence pour certaines stations niçoises. Afin de pouvoir comparer ces résultats avec les nôtres, nous avons calculé les rapports spectraux entre les fonctions de site que nous avons obtenues pour la station étudiée et la station de référence (OGMU pour les Alpes et NBOR pour Nice) (Fig. 4.10). Les résultats pour Grenoble sont présentés dans la figure 4.21 et pour Nice dans la figure 4.22. L'accord entre les méthodes avec station de référence est particulièrement bon pour les stations OGCU et OGDH, pour lesquelles les mêmes fréquences de résonance sont retrouvées, de plus les amplitudes s'accordent bien. Pour les autres stations OGFH, OGPC, OGSR et NROC, les fréquences peuvent être identifiées mais les amplitudes ne sont plus en accord. Nous pouvons aussi remarquer que les méthodes H/V donnent des résultats très plats avec une amplitude du rapport H/V autour de 1 pour les stations grenobloises. Il faut noter que la fréquence de résonance du bassin, qui est identifiée par ce type de méthode se situe autour de 0.3 Hz (Le Brun, 1997) hors de notre gamme de fréquence.

Un autre résultat intéressant concerne les réponses de site plates mais qui amplifient ou "dé-amplifient" le mouvement sismique (c.f. stations PYCA ou PYAS figure 4.8). De tels phénomènes affectant toute la gamme de fréquence peuvent être dus à des effets de focalisation, défocalisation causés par des hétérogénéités dans la croûte. En effet, les stations PYCA et PYAS sont situées au-dessus ou à proximité d'un bloc de croûte inférieure remonté à travers la croûte supérieure qui a été mis en évidence par une tomographie des Pyrénées (Souriau and Granet, 1995).

Nous allons dans le prochain chapitre exploiter les résultats concernant les magnitudes et les stations identifiées au rocher pour effectuer un classement des modèles empiriques de mouvements forts applicables en France.

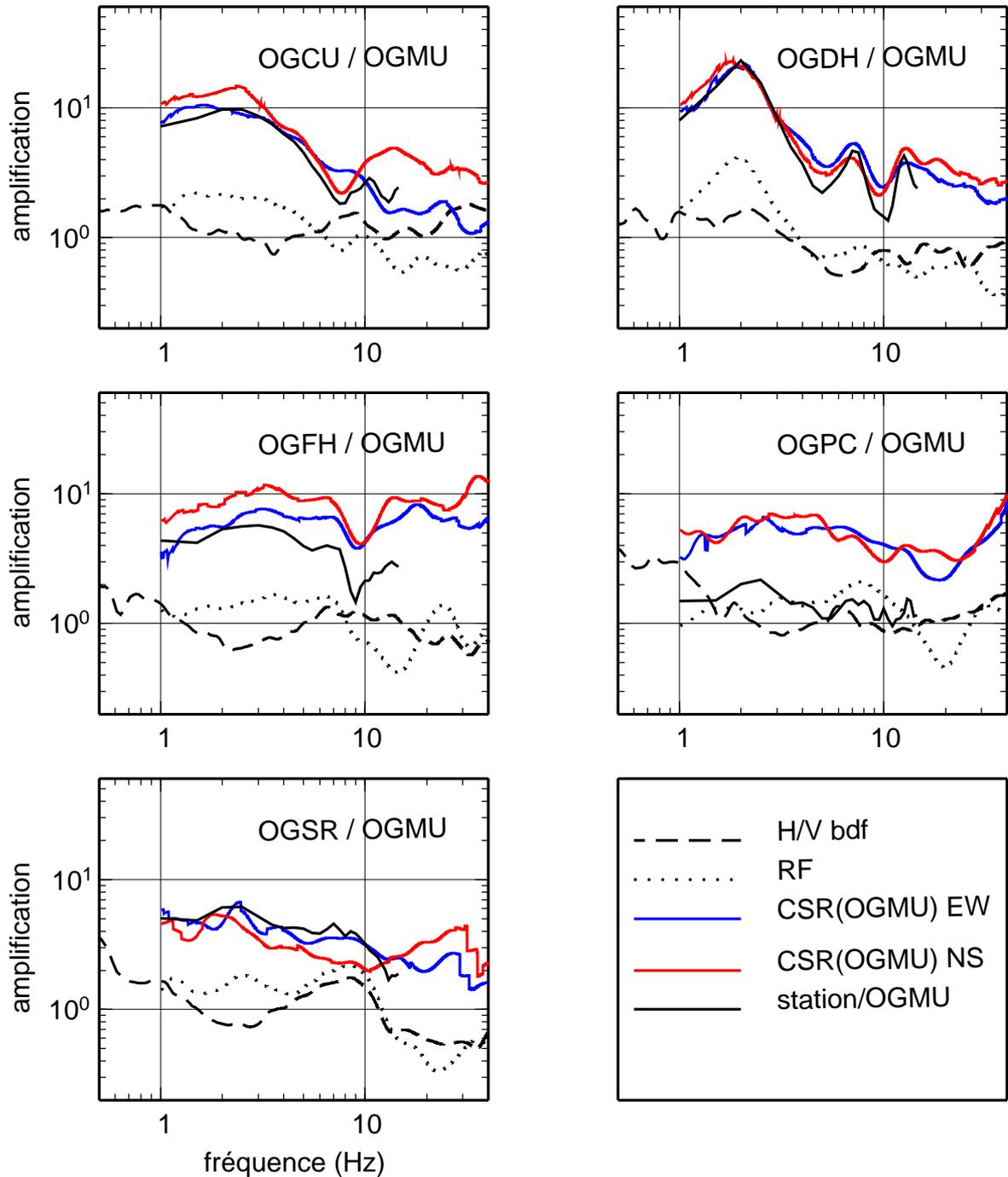


FIG. 4.21 : Comparaison des effets de site obtenus avec différentes méthodes pour les stations grenobloises. Les résultats de ce chapitre sont présentés en trait plein noir (station analysée divisée par la station de référence), les autres méthodes ont été appliquées par P. Gueguen (communication personnelle) à partir de données indépendantes. H/V bdf : rapports spectraux H/V sur le bruit de fond, RF : rapports spectraux H/V sur du signal sismique ("Receiver Functions"), CSR : rapports spectraux avec station de référence.

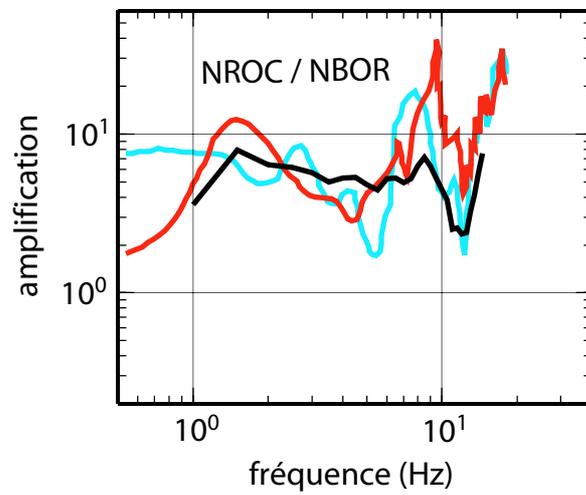


FIG. 4.22 : *Comparaison des effets de site obtenus pour la station NROC avec différentes méthodes. Les courbes rouge et bleue sont les rapports spectraux NROC/NBOR, pour les deux voies horizontales déterminés par Courboulex et al. (2001). La courbe noire est le rapport entre les effets de site déterminés dans les deux stations NBOR et NROC dans ce chapitre (Fig. 4.10).*

Chapitre 5

Les mouvements forts

Sommaire

5.1 Classement des modèles de mouvements forts	126
5.1.1 Présentation et sélection des modèles	126
5.1.2 Méthode de classement	127
5.2 Application aux zones à sismicité modérée	132
5.2.1 Résultats pour les Pyrénées : "Selection and ranking of ground-motion models for seismic hazard analysis in the Pyrenees", S. Drouet, F. Scherbaum, F. Cotton and A. Souriau (2006, <i>J. Seismology, in revision</i>)	132
5.2.2 Résultats pour la France métropolitaine	154
5.3 Discussion	168

Dans les chapitres précédents, nous avons essayé de découpler les effets de source, de propagation et de site sur les spectres de Fourier en déplacement des enregistrements de séismes modérés. Nous avons ainsi caractérisé les fonctions de site de certaines stations du RAP, et obtenu une estimation de magnitude de moment pour la plupart des séismes de magnitude RéNaSS supérieure à 3 depuis l'installation du réseau RAP (1996 pour les Alpes, 2001 pour les Pyrénées).

Dans ce chapitre, nous allons exploiter ces résultats afin de tester pour la France l'applicabilité d'un ensemble de modèles empiriques de mouvement du sol. En effet, un grand nombre de modèles de ce type ont été développés pour des régions sismiquement actives grâce aux enregistrements de mouvements forts (Douglas, 2003). Parmi ces modèles, la sélection de ceux applicables à des régions de sismicité modérée est un enjeu pour les études d'aléa (Scherbaum et al., 2004a).

L'objectif de ce chapitre est donc de comparer les spectres de réponse en accélération (c.f. section 1.3.2) des séismes les plus importants enregistrés par le RAP et les prédictions issues de quelques modèles sélectionnés au préalable. Compte tenu du grand nombre de

modèles disponibles, cette pré-sélection peut aussi être un exercice difficile pour lequel un certain nombre de critères sont à prendre en compte (Cotton et al., 2006).

5.1 Classement des modèles de mouvements forts

5.1.1 Présentation et sélection des modèles

Comme évoqué en introduction, les modèles empiriques de mouvement du sol donnent une valeur caractéristique du mouvement (PGA, PGV, spectre de réponse) en fonction d'un petit nombre de paramètres comme la distance au foyer et la magnitude du séisme. Il existe trois grands types de modèles, qui s'appliquent aux séismes superficiels dans des zones actives, ou dans les zones stables, ou encore aux séismes de subduction (qui ne seront pas utilisés dans cette étude) (Abrahamson and Shedlock, 1997). De manière générale, ces modèles peuvent s'écrire :

$$\log_{10}(Y(f)) = a(f) + b(f) \times M + c(f) \times r + d(f) \times \log_{10}(r) \quad (5.1)$$

où Y est la variable décrivant le mouvement du sol enregistré, f la fréquence, M la magnitude, et r la distance. Cette formulation rend compte de l'augmentation des mouvements du sol observés avec la magnitude du séisme ($b(f)$) et des atténuations anélastique ($c(f)$) et géométrique ($d(f)$) des ondes. Cependant, la forme de cette équation peut varier, en particulier à cause des phénomènes dits de saturation de distance et de magnitude. Les observations montrent que pour les très fortes magnitudes, les valeurs du logarithme du mouvement du sol n'augmentent plus linéairement avec la magnitude, et il en va de même pour les faibles distances (inférieures à 10 ou 20 km) pour lesquelles le mouvement du sol semble borné (Douglas, 2003). Ceci implique une dépendance avec la magnitude des coefficients b et d de l'équation 5.1. Le type de faille est parfois introduit dans l'équation 5.1 pour rendre compte des accélérations plus fortes, ou plus faibles que la moyenne pour les failles inverses, ou normales, respectivement. Dans sa revue sur ce type de modèle, Douglas (2003) montre que sur les 30 dernières années, la prise en compte de ces paramètres et la formulation de la régression dépendent fortement du nombre de données utilisées par les différents auteurs. Les conditions de site peuvent aussi être incluses dans l'équation 5.1, mais là encore leur prise en compte dépend du type de modèle, il s'agit en général d'un facteur multiplicatif qui dépend de la classification de la station, basée parfois sur la géologie de surface ou sur des paramètres plus physiques comme la vitesse des ondes S sur les 30 derniers mètres. Dans tous ces modèles, le logarithme de la variable Y est supposée suivre une loi gaussienne et les résultats sont donnés sous la forme d'une valeur médiane et d'un écart type. Cependant cette hypothèse est actuellement discutée (Bommer et al., 2004).

Pour définir l'aléa sismique, ces modèles sont utilisés pour calculer le mouvement du sol en fonction de différents scénarios faisant intervenir une source et un site dans les

approches déterministe ou probabiliste. Pour les régions à sismicité modérée comme la France, le nombre de données actuellement disponibles pour des séismes de magnitude supérieure à 5 est trop faible pour établir un modèle approprié. Nous choisirons donc de tester des modèles établis pour d'autres régions, et nous supposons qu'un succès du modèle pour les magnitudes faibles et modérées pourra être extrapolé aux magnitudes supérieures. Cependant, les études qui comparent les prédictions issues de modèles basés sur des mouvements faibles en comparaison avec des données de mouvements forts montrent que des ajustements en particulier en terme de chute de contrainte sont nécessaires (Malagnini et al., 2002; Bay et al., 2005). Afin de prendre en compte l'erreur dite épistémique, relative aux différences d'hypothèses et de modélisation entre les modèles, une approche par arbre logique est souvent utilisée en affectant une certaine probabilité aux résultats découlant des différents modèles. Ce type d'approche nécessite toutefois une sélection d'un jeu de modèles à utiliser qui soit le plus petit possible pour limiter les calculs, mais assez important pour prendre en compte cette variabilité. La notion d'indépendance entre les modèles est aussi importante dans la mesure où ils peuvent être définis à partir des mêmes données ou de choix de paramétrisation identiques. D'où la nécessité de mettre au point une méthode de sélection et de classement des modèles à utiliser.

La pré-sélection des modèles à utiliser pour une région donnée est présentée dans l'étude de Cotton et al. (2006). Au vu du nombre grandissant de modèles, dû au nombre croissant de données disponibles, créer un catalogue exhaustif de modèles valables pour un contexte tectonique donné peut s'avérer difficile. Cependant, de nombreuses études sont des mises à jour de travaux antérieurs avec de nouvelles données, et des critères tels que l'utilisation préalable de ces modèles par d'autres auteurs permettent d'identifier les modèles les plus fiables. En plus du contexte tectonique, les propriétés des sources sismiques, de l'atténuation régionale ou des conditions de site, permettent de sélectionner les modèles à utiliser. Enfin, les variables utilisées pour décrire le catalogue à étudier (magnitude, distance, classification de site) doivent être converties pour respecter les définitions utilisées dans les modèles.

Le paragraphe suivant présente la méthode utilisée pour le classement des équations, représentant les différents modèles, à partir d'un nombre restreint de données.

5.1.2 Méthode de classement

Ce paragraphe présente la méthode proposée par Scherbaum et al. (2004a) pour classer un ensemble de modèles à partir d'un petit nombre de données. Cette méthode est basée sur des tests statistiques de la distribution des résidus entre spectres d'accélération observés et spectres calculés à partir des modèles. Elle permet de déterminer dans quelle mesure la valeur médiane du modèle explique les données mais aussi dans quelle mesure la forme de la distribution est respectée, ce qui revient à tester les hypothèses sous-jacentes au modèle (choix de la paramétrisation). Afin de pouvoir comparer les prédictions issues

des différents modèles, il est nécessaire d'effectuer des conversions en ce qui concerne les variables d'entrée de ces modèles. En effet les différentes définitions de distance, de magnitude ou de catégories de site, propres à chaque modèle, ne permettent pas une comparaison directe entre les différentes prédictions. Dans notre cas, nous utilisons les magnitudes de moment et les distances hypocentrales pour décrire les données, ces valeurs sont converties pour respecter les définitions des paramètres d'entrée des modèles. Les différentes définitions de distance utilisées dans les modèles sélectionnés sont la distance hypocentrale (Rhypo), la distance épacentrale (Repi), la plus courte distance horizontale à la projection verticale de la faille (Rjb), la plus courte distance à la partie sismogène de la rupture (Rseis), et la distance la plus courte à la faille (Rrup) (figure 5.1) Les conversions de distance sont décrites par Scherbaum et al. (2004b) et mettent en jeu des fonctions de conversions complexes. Les magnitudes n'ont en général pas besoin d'être converties car la majorité des modèles utilisent la magnitude de moment. Toutefois, pour ceux qui se basent sur la magnitude d'ondes de surface, nous utilisons la conversion déterminée par Ambraseys and Free (1997) pour des données européennes. Les magnitudes M_{JMA} et M_L utilisées dans les modèles de Lussou et al. (2001) et Sabetta and Pugliese (1996), respectivement, sont supposées égales aux magnitudes de moment (Scherbaum et al., 2004a). Les composantes horizontales de mouvement du sol prises en compte varient aussi d'un modèle à l'autre, et ceci nécessite encore des ajustements (Bommer et al., 2005). Par contre, nous ne prenons pas en compte le type de faille dans les modèles car pour les séismes modérés que nous étudions, les mécanismes au foyer ne sont pas assez fiables. Enfin, nous utilisons les relations dans le cas du mouvement au rocher, mais aucune conversion de site n'est effectuée bien que la définition du rocher puisse varier légèrement d'un modèle à l'autre (Cotton et al., 2006).

Les logarithmes des paramètres de mouvement du sol sont supposés suivre des lois gaussiennes, et sont exprimés par une valeur médiane à laquelle est associée une déviation standard. La distribution des résidus entre le logarithme des données et des prédictions, normalisés par l'écart-type donné par le modèle, est calculée :

$$res = \sum_{ij} \frac{\log(data) - \log(modele)}{\sigma_{modele}} \quad (5.2)$$

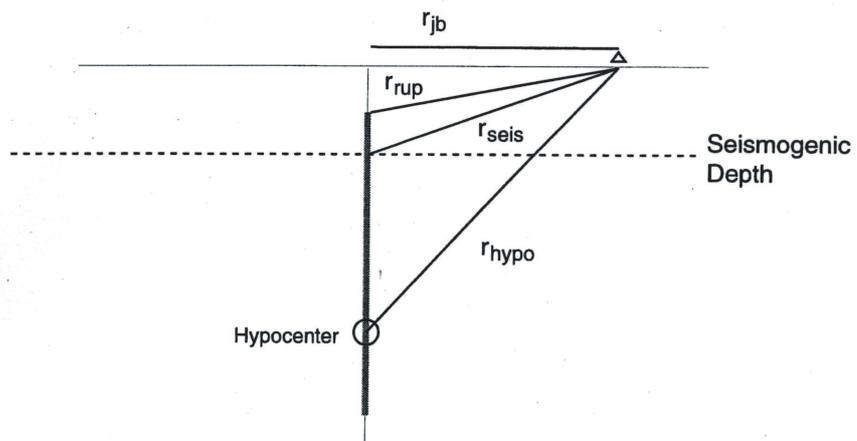
où la somme correspond à chaque fréquence i de chaque enregistrement j pour le jeu de séismes analysé. Dans l'idéal, si la distribution des données est gaussienne avec une variance égale à celle prédite par le modèle, nous obtiendrions pour les résidus une distribution gaussienne avec une variance égale à 1. Scherbaum et al. (2004a) définissent alors la quantité LH comme suit :

$$LH(|z_0|) = Erf\left(\frac{|z_0|}{\sqrt{2}}, \infty\right) = Erf(\infty) - Erf\left(\frac{|z_0|}{\sqrt{2}}\right) \quad (5.3)$$

où Erf est définie par :

$$Erf(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-t^2} dt \quad (5.4)$$

Vertical Faults



Dipping Faults

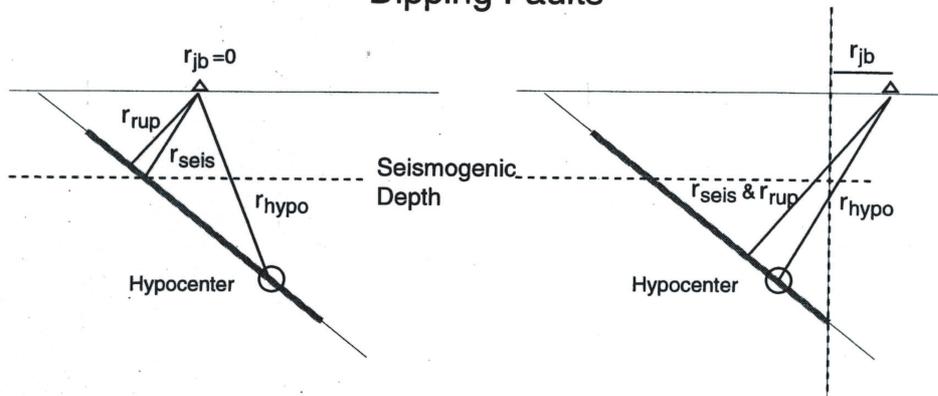


FIG. 5.1 : *Comparaison des différentes distances utilisées dans les modèles de mouvements forts (tiré de Abrahamson and Shedlock, 1997). Les définitions des distances sont données dans le texte.*

Cette valeur a les propriétés suivantes :

1. LH atteint son maximum de 1 pour une observation qui coïncide avec la valeur médiane du modèle.
2. LH décroît lorsque la distance à la médiane augmente (ce qui diminue la qualité de l'accord aux données).
3. Si les hypothèses du modèle sont remplies, c'est-à-dire si les échantillons sont distribués selon une gaussienne avec un écart-type de 1, la distribution des LH prend des valeurs régulièrement espacées entre 0 et 1.

A partir de la distribution des résidus, il est possible de construire la distribution des valeurs de LH. Dans le cas où la distribution des résidus est gaussienne avec une variance égale à 1, la distribution des LH a une valeur médiane de 0.5, et si la distribution des résidus a une valeur médiane ou une variance qui ne correspond pas à la gaussienne de référence, la valeur médiane de la distribution des LH s'écarte de 0.5. Ces propriétés sont résumées dans la figure 5.2. Cette caractérisation de l'accord entre les données observées et les prédictions des modèles à partir d'une valeur entre 0 et 1, peut servir à définir les probabilités à utiliser pour la méthode des arbres logiques de manière transparente et guidée par les données.

Pour classer les modèles, Scherbaum et al. (2004a) se basent sur la valeur médiane des distributions de LH, ainsi que sur la valeur médiane, la moyenne et l'écart-type des distributions de résidus. De plus, la variance associée à chacun de ces paramètres est estimée en supprimant du jeu de donnée soit une fréquence par spectre, soit un spectre entier, de manière aléatoire, et en reconduisant les calculs.

Finalement, trois catégories sont définies, en fonction des valeurs présentées ci-dessus qui rendent compte de l'accord entre les données et les modèles, en terme de valeur centrale et de forme de distribution. Les trois catégories ont été calibrées en utilisant 8 modèles récents de prédiction du mouvement du sol, et en calculant les différents paramètres de classement à partir des données utilisées pour définir ces modèles. Les trois catégories sont associées aux critères suivants (Scherbaum et al., 2004a) :

1. Rang A : la valeur médiane de la distribution des LH doit être supérieure à 0.4, les valeurs médiane et moyenne ainsi que les écarts-type associés à ces valeurs doivent être inférieurs à 0.25, enfin l'écart-type de la distribution des résidus doit être inférieur à 1.125.
2. Rang B : la valeur médiane de la distribution des LH doit être supérieure à 0.3, les valeurs médiane et moyenne ainsi que les écarts-type associés à ces valeurs doivent être inférieurs à 0.5, enfin l'écart-type de la distribution des résidus doit être inférieur à 1.25.
3. Rang C : la valeur médiane de la distribution des LH doit être supérieure à 0.2, les valeurs médiane et moyenne ainsi que les écarts-type associés à ces valeurs doivent

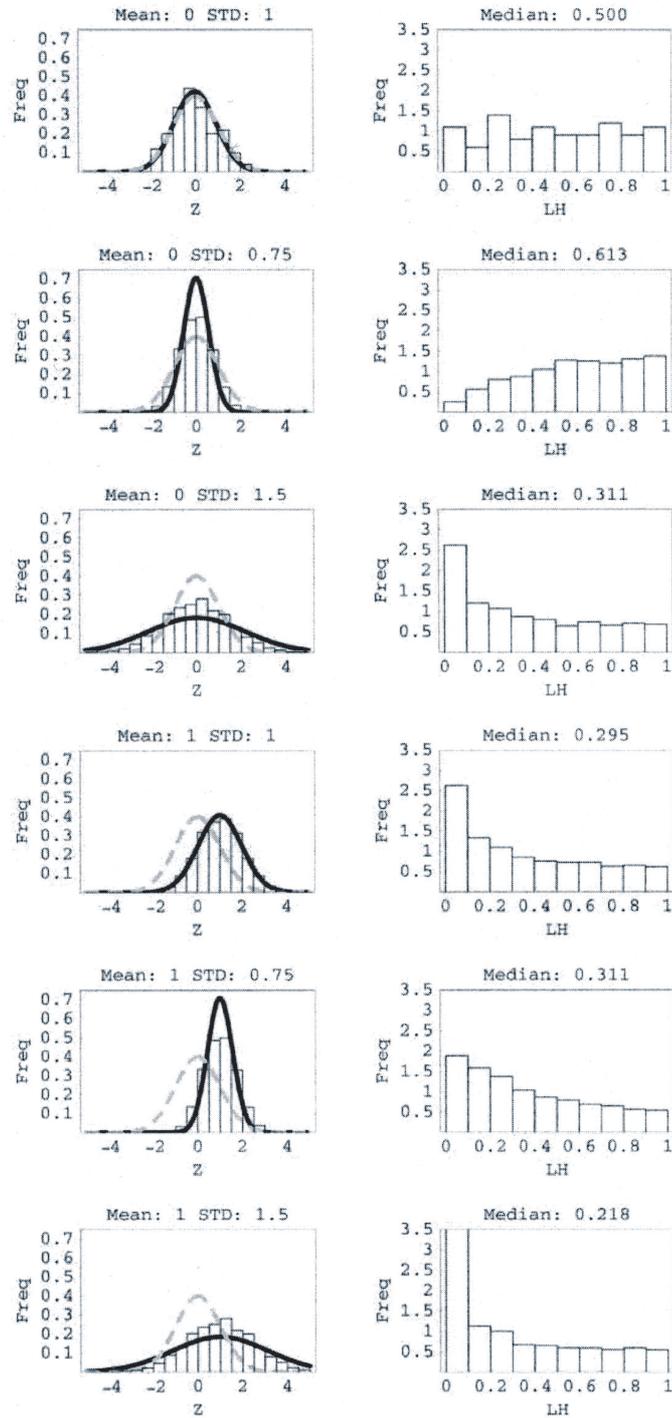


FIG. 5.2 : Propriétés de la distribution de LH (tiré de Scherbaum et al., 2004a). A chaque distribution de résidus (à gauche), correspond une distribution des LH (à droite). Les gaussiennes représentent les histogrammes des résidus (en noir) et une gaussienne centrée sur 0 avec une variance égale à 1 (en pointillés).

être inférieurs à 0.75, enfin l'écart-type de la distribution des résidus doit être inférieur à 1.5.

Tous les modèles qui ne rentrent pas dans cette classification sont jugés inacceptables et seront associés à un rang D. Il faut noter que ces valeurs de classement ont été introduites empiriquement après analyse de l'accord entre les différents modèles et les jeux de données utilisés pour construire ces modèles.

5.2 Application aux zones à sismicité modérée

5.2.1 Résultats pour les Pyrénées : "Selection and ranking of ground-motion models for seismic hazard analysis in the Pyrenees", S. Drouet, F. Scherbaum, F. Cotton and A. Souriau (2006, *J. Seismology, in revision*)

Le paragraphe suivant décrit une application de cette méthode à un petit jeu de données pyrénéennes, consistant en 3 séismes enregistrés entre 10 et 80 km. Les magnitudes de moment utilisées sont issues du chapitre 4. Par contre, les conditions de site des stations sont celles données sur le site internet du RAP. Nous essayons de montrer que l'utilisation d'une relation simple $M_L = M_w$ pour utiliser les modèles de prédiction des mouvements forts ne fonctionne pas, mais le petit nombre de données utilisées, et les conditions de site mal définies engendrent une forte incertitude.

Selection and ranking of ground-motion models for seismic hazard analysis in the Pyrenees

Stéphane Drouet¹, Frank Scherbaum², Fabrice Cotton³ and Annie Souriau¹

1. OMP/CNRS, 14 av. Edouard Belin, F-31400, Toulouse, France

2. Inst. Geowissenschaften, Universität Potsdam, P.O. Box 601553, D-14415, Potsdam, Germany

3. LGIT, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041, Grenoble, France

Abstract

The issue addressed in this paper is the objective selection of appropriate ground-motion models for seismic hazard assessment in the Pyrenees. The method of Scherbaum *et al.* (2004a) is applied in order to rank eight published ground motion models relevant to intraplate or to low deformation rate contexts. This method is based on a transparent and data-driven process which quantifies the model fit and also measures how well the underlying model assumptions are met. The method is applied to 15 accelerometric records obtained in the Pyrenees for events of local magnitude between 4.8 and 5.1, corresponding to moment magnitudes from 3.7 to 3.9. Only stations at rock sites are considered. A total of 720 spectral amplitudes are used to rank the selected ground motion models. Some control parameters of these models, such as magnitude and distance definitions, may vary from one model to the other. It is thus important to correct the selected models for their difference with respect to the magnitude and distance definitions used for the Pyrenean data. Our analysis shows that, with these corrections, some of the ground motion models successfully fit the data. These are the Lussou *et al.* (2001), and the Berge-Thierry *et al.* (2003) models. On the other hand, this analysis confirms that the local magnitudes determined for the Pyrenean events are too large with respect to the acceleration levels recorded. According to the selected ground motion models, a possible scenario of a magnitude 6 event is proposed; it predicts response spectra accelerations of 0.07 to 0.1 g at 1 Hz at a hypocentral distance of 10 km.

Keywords: seismic hazard; ground-motion models; acceleration response spectra; Pyrenees

1. Introduction

The Pyrenean range is one of the most seismically active regions in France (Souriau and Pauchet, 1998; Souriau *et al.*, 2001). In order to perform seismic hazard assessments in the Pyrenees there is a need of strong ground-motion models which predict the expected distribution of ground motions at a site due to possible earthquake scenarios (e.g. Reiter 1990; Abrahamson and Shedlock, 1997). In the best case, we would be able to derive an indigenous model. However, an accelerometric network has been deployed only recently (between 2001 and 2004 in the Pyrenees) and the existing ground motion record dataset does not allow to derive such a model, due to the lack of large earthquakes.

We therefore propose to test if the models recently developed in other regions could be appropriate for this particular target region. Unless the prerequisites for “appropriateness” are defined very carefully and the reasoning for the selection process is fully documented step by step, the selection of candidate models becomes a very subjective process. Possible selection criteria such as the tectonic environment, the stress regime, and/or the propagation properties in the target region are often hard to quantify and there is no common understanding about the relative importance of individual criteria (e.g. Cotton *et al.*, 2006).

There is an additional related problem which is easy to be overlooked. The definition of control parameters in ground-motion models such as magnitude and distance definitions are usually different between different models, which implies that users will have to correct the proposed models with their own distance metrics or magnitude definitions. There is therefore a need to not only judge the original models but also the “corrected” ones in a consistent way. A more detailed discussion of these issues is given in Bommer *et al.* (2005).

The visual comparison between the observed spectra and the model predictions provides only a qualitative evaluation of the fit between data and model predictions. Scherbaum *et al.* (2004a) provide an example for how even a rather small data set of observed ground-motion records in a region of interest (target region) can help to guide the selection of appropriate ground motion models in a systematic and comprehensible way. A key element in this method is a likelihood-based goodness-of-fit measure which has the property to quantify the model fit, and also to measure to some degree how well the underlying statistical model assumptions are met. By design, it naturally scales between 0 and 1 with a value of 0.5 for a situation in which the model perfectly matches the sample distribution both in terms of mean and standard

deviation. This data driven evaluation allows measuring the performance of the ground-motion model selection and particular conversions.

The goal of this paper is to provide new constraints on the selection of ground-motion models for seismic hazard analysis in the Pyrenees using a set of records of recent earthquakes. Since seismic hazard assessment is commonly conducted for rock site conditions, our analysis is focused on rock ground motion models. At the same time, we will show that local magnitudes cannot be used as input parameters for the models predictions, as this is sometimes done for seismic hazard assessment in France due to the lack of moment magnitudes determinations.

After a brief description of the existing rock accelerometric dataset, we perform a pre-selection of eight candidate ground motion models. For simple practical reasons, e. g. considering the large number of potential candidate models, the selection process naturally starts with the identification of candidate models adapted for the Pyrenean context. The moment magnitudes of Drouet (2006) are used to describe the Pyrenean earthquakes. Then, the candidate models are “corrected” for differences in their predictor variables in a consistent way following Bommer *et al.* (2005). Using the Scherbaum *et al.* (2004a) method categorization scheme, the “corrected” candidate ground-motion models are finally ranked into a total of three different quality classes.

2. Data selection in the Pyrenees

The Pyrenean range results from the collision between the Eurasian and the Iberian plates, the North Pyrenean fault (Fig. 1) being the suture between the two plates. According to the NUVEL-1 model (De Mets *et al.*, 1990), the convergence rate between Africa and Eurasia is 6 mm.yr^{-1} . Since however, the deformation is distributed over a large area including the whole Spain (which is not assumed as a plate in the NUVEL-1 model), the convergence across the Pyrenees is assumed to be only of the order of 1 mm.yr^{-1} . A recent study using GPS array (Nocquet & Calais, 2003) gives an actual convergence rate of even lower values.

There is a seismic activity along the whole Pyrenean range but limited to small to moderate events (Souriau and Pauchet, 1998; Souriau *et al.* 2001). Two local magnitudes are commonly used. The local magnitude computed by the Observatoire Midi-Pyrénées (M_{OMP}) is based on the maximum amplitude of the vertical record, with a decay curve adapted from the one valid for California. At a national level, the Laboratoire de Détection Géophysique of the Atomic Energy Commission uses a magnitude (M_{LDG}) based on L_g waves at distances of 100 to 500 km, with a distance correction valid for the whole French territory. On a historical time

scale, large earthquakes have been reported. From 1373 to 1967, eight earthquakes with epicentral intensity greater than VIII are reported in Lambert and Levret (1996). These earthquakes are supposed to be equivalent to magnitude 6 events (Marin *et al.*, 2004). Therefore, the earthquake hazard assessment is of great importance in this region.

Since 1996, the French Accelerometric Network is operating in France, but the eighteen Pyrenean stations have been set up only since 2001. The site classification for these stations is based on superficial geological considerations. On the Spanish side of the range, especially in Catalonia, a few more accelerometers are running. In the present study, we use the largest earthquakes recorded in the Pyrenees since 2001. In order to stay within the magnitude range of the different candidate ground motion models, we have selected earthquakes with magnitude (M_{OMP}) larger than 4.5. For these earthquakes, we only kept the records corresponding to stations located on rock sites or stiff soil sites and to hypocentral distances less than 100 km. A list of the stations together with their site characteristics is provided in Table 1. We obtained 15 records for three earthquakes (Table 2), with paths equally well distributed in Eastern and Western Pyrenees (Fig. 1). Response spectra with 5% damping have been computed between 0.5 and 24 Hz, with steps of 0.5 Hz. In order to use a single horizontal component, the geometrical mean between the east and north components has been computed. We obtained 720 data points (number of records * number of frequencies) for analysing the residuals between the data and predictions from the ground-motion models.

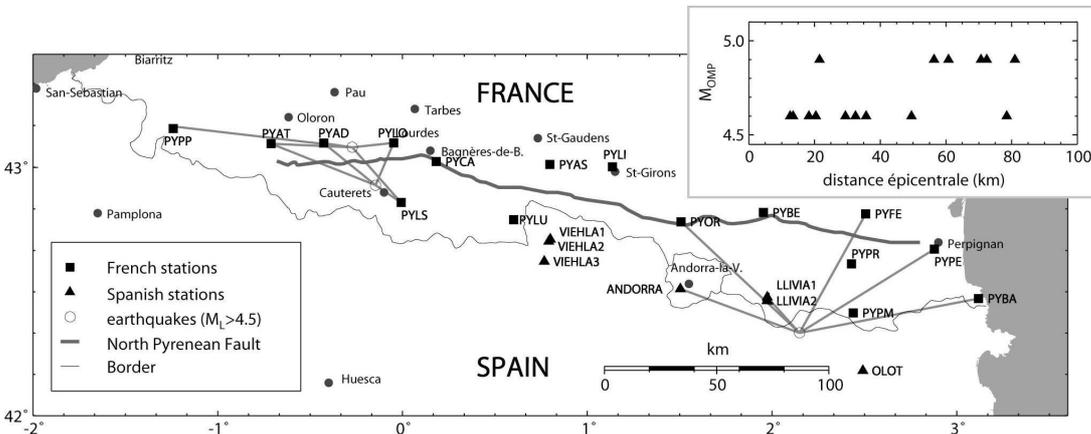


Figure 1 – Events and stations considered in this study, and paths effectively used (distance < 100km). The upper right box shows the epicentral distance versus magnitude for the records used.

Table 1 - Stations used in the present study.

French stations				
<i>Station</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Site condition</i>
PYAD	43.097°	-0.426°	450	Rock
PYAT	43.095°	-0.711°	340	Rock
PYBA	42.474°	3.117°	70	Rock
PYFE	42.814°	2.507°	280	Stiff soil
PYLO	43.098°	-0.048°	410	Rock
PYLS	42.860°	-0.009°	770	Rock
PYPE	42.673°	2.878°	100	Stiff soil
PYOR	42.783°	1.507°	230	Rock
PYPP	43.163°	-1.232°	230	Rock
Spanish stations				
Andorra	42.513°	1.504°	1078	Rock
Llivia 1	42.479°	1.974°	1413	Rock

Table 2 - Earthquakes selected for this study ($M_L > 4.5$) and number of records used (distance less than 100 km). M_{OMP} and M_{LDG} are two different local magnitudes.

<i>Earthquake</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude (positive east)</i>	<i>Depth (km)</i>	<i>M_L</i>		<i>Nb of records (distance < 100 km)</i>
				<i>M_{OMP}</i>	<i>M_{LDG}</i>	
1: 05/16/2002 14h56m	42.929°	-0.146°	9.5	4.6	4.8	4
2: 12/12/2002 17h59m	43.080°	-0.272°	8.8	4.6	4.9	5
3: 09/21/2004 15h48m	42.335°	2.148°	3.7	4.9	5.1	6

3. Pre-selection of the ground-motion models

Due to the improvement and expansion of strong-motion networks, the number of empirical ground-motion models has increased considerably in the last decade. Douglas (2003) summarizes over 120 studies that have derived equations for the estimation of peak ground acceleration and 80 studies that derived equations for the estimation of response spectra. Starting from a comprehensive list of available equations we then applied criteria for rejecting those considered as inappropriate in terms of quality, derivation or applicability

(Cotton *et al.*, 2006). Models from a clearly irrelevant tectonic regime, or not published in an international peer-reviewed journal, or with a frequency range not appropriate for engineering application have been rejected.

After this pre-selection phase, the next stage is to consider geophysical criteria regarding the degree of similarity between the host regions from where the candidate models have been derived, and the Pyrenees. This involves identifying the key geophysical parameters that characterize the host and Pyrenees regions. Slip and deformation rates in the Pyrenees area are less than 1mm/year implying very long recurrence times. According to the Scholz *et al.* (1986) classification, this area constitutes a plate boundary related area. Since regional average stress drop may increase with average recurrence time, large stress drops – and large variations in stress drops – cannot be excluded. Various source mechanisms are obtained for the Pyrenean events (Souriau, 2001). In order to cover the corresponding epistemic uncertainty, spectral attenuation relations for various types of source properties need to be used. According to Mooney *et al.* (1998) our target region belongs to the ‘orogen’ type. Lg wave studies in the Pyrenees (e.g. Campillo *et al.*, 1985; Campillo and Plantet, 1991) show that the attenuation in this region lies between the values typical of active and stable regions, as inferred by tomographic images of broad-scale variations Lg coda Q (e.g. Singh & Herrmann, 1983; Mitchell *et al.*, 1997).

Following criteria based on the tectonic environment, stress regime, and/or the propagation properties, eight models have been selected. A first set of models is provided by European ‘plate boundary related’ empirical models (Sabetta & Pugliese, 1996; Ambraseys *et al.*, 1996; Berge-Thierry *et al.*, 2003). Worldwide models or western US models are based on better data quality, near source, larger magnitude coverage or better site categorization (Abrahamson & Silva, 1997; Campbell & Bozorgnia, 2003). The Lussou *et al.* (2001) model for shallow Japanese events is also based on a large data set. Relations developed for eastern North America, notably Atkinson & Boore (1997), cannot be excluded because of low deformation rates. There is also a need to evaluate if the ground-motion from strong earthquakes can be predicted correctly by models derived from weak motion data. To this purpose, the Bay *et al.* model (2003) developed for Switzerland has been included in the ground motion selection. These 8 candidate models are described in Table 3. All these models have been previously used and tested in recent ground motion evaluations. At this stage, we ignored the fact that some of these models do not fully cover the frequency range between 0.5 and 25 Hz, the magnitude range down to 4.5 and a distance range up to 100 km.

This paper will focus on “rock” ground-motion, which is often used as reference motion in seismic hazard projects. However, the geotechnical or geophysical characterization of the so-called rock site stations is usually rather poor, and geologically defined rock can be affected by weathering (Steidl *et al.*, 1996; Boore *et al.*, 1997). All the models are used with equations corresponding to rock sites, however, the definition of “rock” used in each of the equations is different (see Table 2 of Cotton *et al.*, 2006).

Table 3. Data coverage and parameters definitions of the selected empirical models

	Magnitude definition	Horizontal component definition	Distance definition	Dataset magnitude - range	Dataset distance range	Frequency - range	Area and time coverage of dataset
Abrahamson & Silva (1997)	Mw	geom. mean	Rrup	4.4-7.4	3-150	0.2 -100	Worldwide (90% WNA) 1940-1994
Ambraseys <i>et al.</i> (1996)	Ms	larger envelope	Rjb <i>Repi</i> ($M_s < 6$)	4.0-7.0	0-260	0.5 -10	Europe Middle East 1969-1994
Atkinson & Boore (1997)	Mw	random	Rhypo	4.0-7.25	10-500	0.5 -20	ENA (point source simulations)
Bay <i>et al.</i> (2003)	Mw	Transverse component	Rhypo	2.0-5.2	10-300	0.5 -20	Europe (Germany, Switzerland) 1984-2000
Berge-Thierry <i>et al.</i> (2003)	Ms	East and North	Rhypo	4.0-7.3		0.1 -33	Europe (17%) California 1952-1997
Campbell & Bozorgnia (2003)	Mw	geom. mean	Rseis	4.7-7.7	3-60	0.25-20	Worldwide 1957-1997
Lussou <i>et al.</i> (2001)	Mjma	East and North	Rhypo	3.7-6.3	10-200	0.1-50	Japan 1996-1998
Sabetta & Pugliese (1996)	Ms and MI	larger PGA	Rjb	4.6-6.8	0.-100	0.25-25	Italy 1976-1984

Mjma = Japanese Meteorological Agency magnitude
 Rrup = rupture distance
 Rjb = “Joyner-Boore” distance
 Repi = epicentral distance
 Rhypo = hypocentral distance
 Rseis = distance to seismogenic part of the rupture
 ENA= eastern North America
 WNA = western North America

4. Magnitude and distance conversions

As magnitude and distance definitions are different between different models, we first have to correct the proposed models with our own distance metrics or magnitude definitions. We will rank both the original models and the “corrected” ones in a consistent way in order to show the impact of the corrections.

Most of the seismic hazard analyses are based on moment magnitude earthquakes catalogues. Moment magnitudes are taken from Drouet (2006) who used a simultaneous inversion of source, path and site parameters to determine these magnitudes. The earthquakes

we used have M_w in a narrow range, from 3.7 to 3.9. Since all the ground-motion models which require a conversion from moment magnitude to surface wave magnitude are “European”, we then used the Ambraseys & Free relation (without depth dependence) (Ambraseys and Free, 1997). For the conversion to JMA magnitude which is used by Lussou *et al.* (2001), we assumed a one-to-one relationship to M_w as suggested by Heaton *et al.* (1986). The same was done for the local magnitudes of Sabetta and Pugliese (1996) which according to Sabetta (pers. comm., 2002) do not require any conversion. The component conversions into a single horizontal component were based on the empirical relationships determined by Bommer *et al.* (2005).

The use of different measures of the distance from the source of seismic energy release to the location of the accelerometric station in the candidate prediction equations is probably an important incompatibility among the various models, in particular at short distances. The distance metrics used in the selected models are: the hypocentral distance (R_{hyp}), the epicentral distance (R_{epi}), the closest horizontal distance to the vertical projection of the rupture (R_{jb}), the closest distance to the seismogenic part of the rupture (R_{seis}) and the closest distance to the rupture surface (R_{rup}). The issue of obtaining compatibility amongst ground-motion prediction equations using different distance metrics has been addressed in detail by Scherbaum *et al.* (2004b), to which the reader is referred. However, in our case, as earthquakes are of moderate size and superficials, the distance conversion has only a small effect as will be shown below.

5. Ground motion model ranking

Following the approach of Scherbaum *et al.* (2004a), we use a statistical analysis of the normalized differences between data and model predictions (residuals) in order to rank the different ground-motion models. The input quantity of the study is the difference between the logarithms of the data values and logarithmic-model predictions, divided by the corresponding standard deviations of the logarithmic model. Ideally, this should result in residuals that are normally distributed with zero mean and unit variance.

This method assumes that each ground-motion model can be described by a lognormal distribution. Scherbaum *et al.* (2004a) developed a new goodness-of-fit measure that they called LH, which quantifies the model fit, as well as the underlying statistical assumptions (i.e., the lognormal distribution). A LH distribution is drawn from the residual distribution. Scherbaum *et al.* (2004a) used the median to quantify the properties of the distribution of LH values in a single number, mainly because of its stability regarding outliers. In the case in

which the residual distribution is gaussian with unit variance, the median LH equals 0.5; if the residual distribution does not match the mean or the spread of the gaussian, the mean LH value departs from 0.5.

The ranking of the different models is then based on the LH median value together with the mean, median, and standard deviation of the residuals. This allows to characterize the central tendency, as well as the spread of the distribution (which takes into account the informativeness of a model). The variance of each of the previous parameters is computed by removing from the data set either a particular frequency in each spectrum, or a whole spectrum among the 15 which are available. The square root of the sum of the variances after these two resamplings is assumed to be an estimate of the overall goodness-of-fit-measure standard deviation.

Finally, this analysis has been applied to the data sets generated with the 8 ground-motion models. The ranking scheme used is the same as the one employed by Scherbaum *et al.* (2004a):

- Class (C) (the lowest acceptable one), a median LH value of at least 0.2 is required, with the absolute value of mean and median of the normalized residuals, and their standard deviation smaller than 0.75. In addition, the normalized sample standard deviation is required to be smaller than 1.5.
- Class (B), a median LH value of at least 0.3 is required, with the absolute value of mean and median of the normalized residuals, and their standard deviation smaller than 0.5. In addition, the normalized sample standard deviation is required to be smaller than 1.25.
- Class (A), a median LH value of at least 0.4 is required, with the absolute value of mean and median of the normalized residuals, and their standard deviation smaller than 0.25. In addition, the normalized sample standard deviation is required to be smaller than 1.125.

A model that does not meet the criteria for any of these categories is ranked unacceptable or class (D).

5.1 Ranking without conversions

In a first test, we compute the ground-motion models without any magnitude or distance correction. The two local magnitudes M_{OMP} and M_{LDG} are used as input. Figure 2 shows the observed spectra together with the 8 ground-motion models computed with the magnitude M_{OMP} . The ground-motion predicted by the classical models is clearly overestimated whatever the magnitude type used (M_{OMP} or M_{LDG}), as shown by Figure 2 and

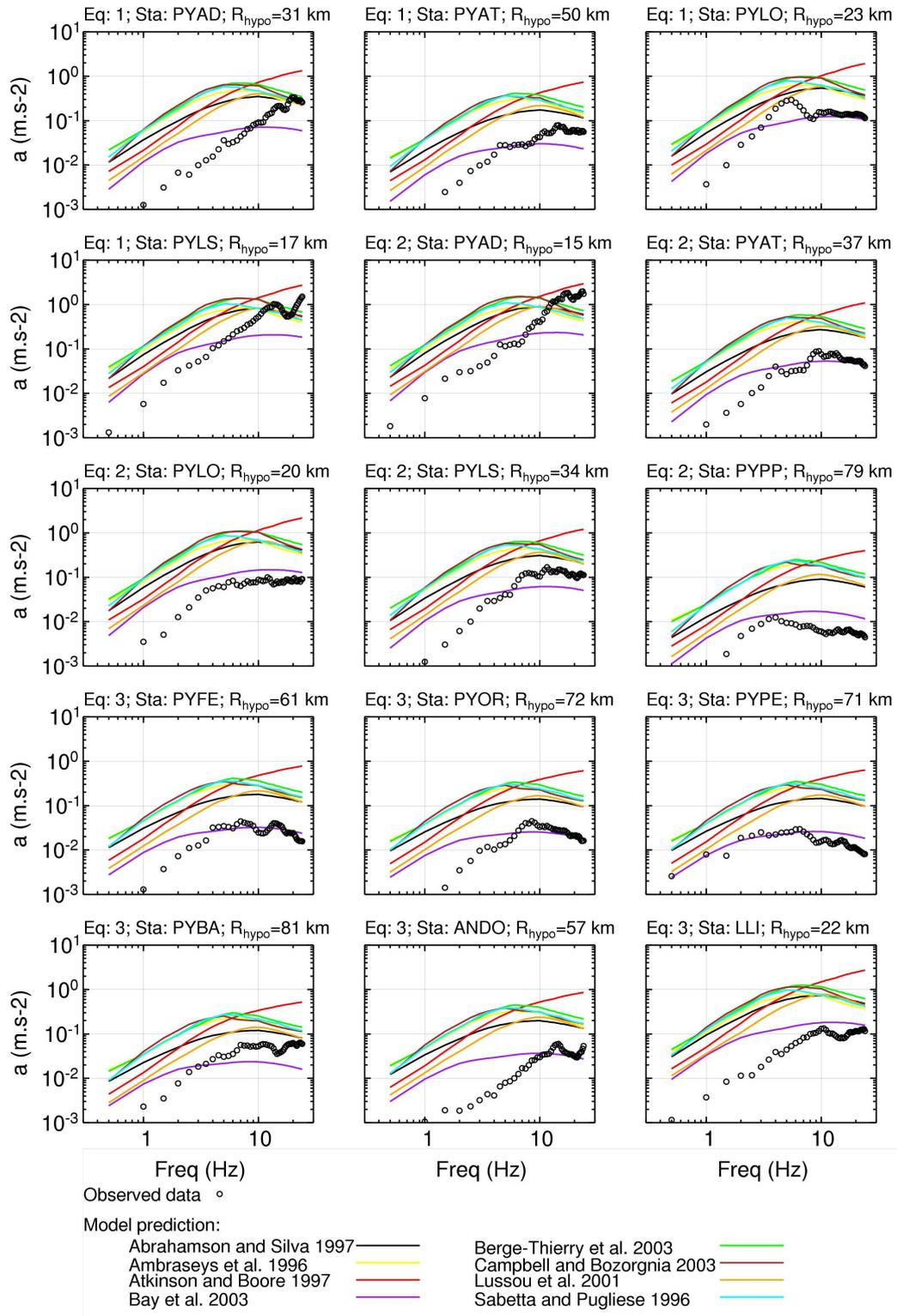


Figure 2 – Comparison of the observed spectra with the model predictions using the magnitude M_{OMP} .

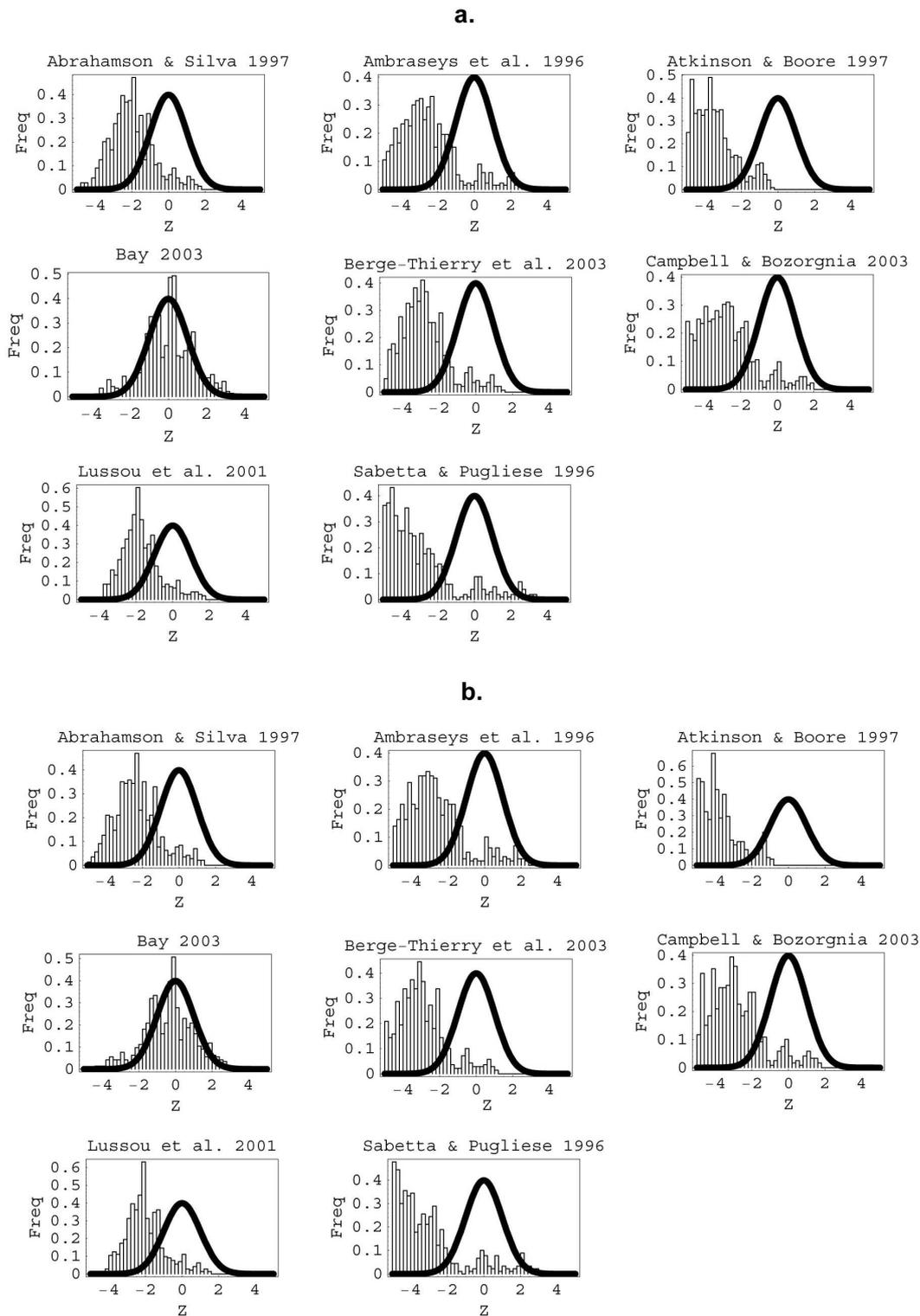


Figure 3 – Residuals (z) using two different local magnitudes: *a.* M_{OMP} , *b.* M_{LDg} , compared with a gaussian distribution with unit variance (black curve).

the residual distributions in Figure 3. The values of the LH measure (MEDLH), the median (MEDNR), the mean (MEANNR), and the standard deviation (STDNR) of the normalized residual distribution as well as the standard deviations for all these quantities are given in Table 4. The central tendency is over-estimated, indicating that the magnitude used to compute the models is also over-estimated. The only model that does not over-estimate the data is the Bay *et al.* (2003) model, which is ranked C. For this model based on data from moderate magnitude earthquakes in Switzerland, the central tendency of the residuals is close to 0. However, considering Figure 2 and the rather low LH value, we observe that the shape of the spectra is not well predicted.

5.2 Ranking after the conversions

Instead of using the local magnitudes as the input, moment magnitudes are taken using the results of Drouet (2006). The moment magnitudes for the three earthquakes are respectively 3.7, 3.7 and 3.9. As can be seen in Figures 4 and 5, the central tendency of the residual distribution tends to 0; however, these distributions are still not clearly gaussian. In our case the distance conversion has only a small effect on the results and the ranking does not change before or after the conversions, as only 3 records are at distance less than 20 km. Figure 6 shows the effect of the magnitude and distance conversions one after the other on the residuals computed with the Abrahamson and Silva (1997) model, and emphasizes the fact that the magnitude conversion has much more effect than the distance conversion in our case.

The goodness of fit is increased and some models are compatible with the observations (i.e. ranked B or C, see Table 4). The Lussou *et al.* (2001) model is ranked B, and the Berge-Thierry *et al.* (2003) model is ranked C. The latter overestimates the central tendency of the ground-motion, has a rather low LH value and a high standard deviation, indicating that the shape of the spectra is not well predicted. On the other hand, the Lussou *et al.* (2001) model also over-predicts the ground motion, but has a high LH value and a low standard deviation. One surprising feature is the poor rank obtained by models specifically derived for Europe (Berge-Thierry *et al.*, 2003; Ambraseys *et al.*, 1996).

6. Large earthquake scenario

Once the ground-motion models applicable in the Pyrenees are determined, we can use them in order to predict the ground motion in case of a large earthquake. To this end, we first have to determine a realistic earthquake scenario. We focus on the city of Lourdes which is an

important place of pilgrimage with more than five millions visitors each year. It has been damaged by earthquakes several times, in particular in 1660 and 1750 (Lambert and Levret,

Table 4 – Models ranking and statistical parameters. For each model, the three lines indicate the results using different magnitudes as input parameter for the models computations.

<i>Modelname</i>	<i>Input M</i>	<i>Rank</i>	<i>MEDLH</i>	σ	<i>MEDNR</i>	σ	<i>MEANNR</i>	σ	<i>STDNR</i>	σ
Abrahamson & Silva 1997	M _{OMP}	D	0.040	0.010	-2.06	0.100	-1.97	0.162	1.19	0.15
	M _{LDG}	D	0.016	0.005	-2.41	0.107	-2.33	0.167	1.25	0.15
	M _w	D	0.352	0.056	-0.804	0.049	-0.677	0.123	1.03	0.130
Ambraseys <i>et al.</i> 1996	M _{OMP}	D	0.004	0.003	-2.91	0.251	-2.73	0.26	1.7	0.241
	M _{LDG}	D	0.002	0.002	-3.11	0.233	-2.96	0.256	1.72	0.237
	M _w	D	0.261	0.034	-0.755	0.311	-0.556	0.236	1.56	0.222
Atkinson & Boore 1997	M _{OMP}	D	0.0001	0.0001	-3.83	0.219	-3.81	0.228	1.33	0.151
	M _{LDG}	D	0.00002	0.00003	-4.25	0.322	-4.25	0.217	1.33	0.151
	M _w	D	0.052	0.026	-1.94	0.243	-1.91	0.219	1.38	0.128
Bay <i>et al.</i> 2003	M _{OMP}	C	0.385	0.056	0.061	0.088	-0.022	0.130	1.32	0.121
	M _{LDG}	C	0.335	0.05	-0.311	0.06	-0.42	0.124	1.36	0.121
	M _w	D	0.105	0.010	1.62	0.048	1.67	0.110	1.10	0.113
Berge-Thierry <i>et al.</i> 2003	M _{OMP}	D	0.003	0.002	-2.94	0.148	-2.8	0.194	1.32	0.191
	M _{LDG}	D	0.002	0.001	-3.17	0.162	-3.03	0.19	1.33	0.188
	M _w	C	0.333	0.046	-0.667	0.199	-0.505	0.199	1.30	0.193
Campbell & Bozorgnia 2003	M _{OMP}	D	0.002	0.002	-3.11	0.242	-3.01	0.215	1.63	0.203
	M _{LDG}	D	0.001	0.001	-3.36	0.246	-3.32	0.218	1.71	0.206
	M _w	D	0.032	0.012	-2.11	0.163	-2.01	0.177	1.38	0.188
Lussou <i>et al.</i> 2001	M _{OMP}	D	0.059	0.016	-1.89	0.115	-1.74	0.161	1.05	0.15
	M _{LDG}	D	0.034	0.007	-2.13	0.087	-2.0	0.156	1.07	0.147
	M _w	B	0.475	0.045	-0.5	0.129	-0.375	0.159	1.04	0.142
Sabetta & Pugliese 1996	M _{OMP}	D	0.00002	0.00005	-4.21	0.407	-3.86	0.353	2.2	0.347
	M _{LDG}	D	0.000006	0.00001	-4.51	0.367	-4.19	0.347	2.2	0.342
	M _w	D	0.002	0.002	-3.02	0.302	-2.75	0.301	2.09	0.314
Ranking values	A	>0.4		<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<1.125		
	B	>0.3		<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<1.25		
	C	>0.2		<0.75	<0.75	<0.75	<0.75	<1.5		
	D			UNACCEPTABLE						

MEDLH = median LH value
 MEDNR = median of the residual distribution
 MEANNR = mean of the residual distribution
 STDNR = standard deviation of the residual distribution

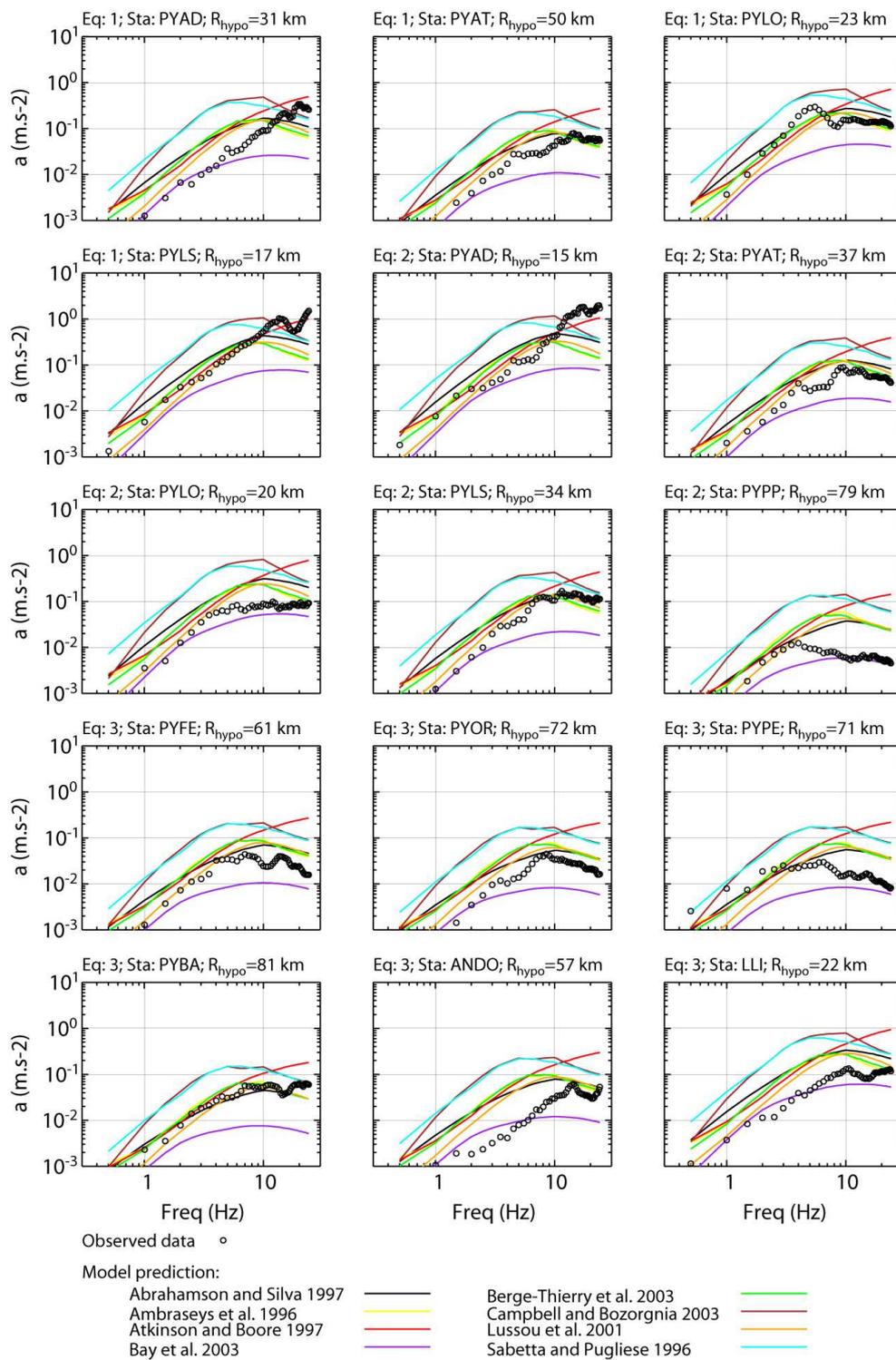


Figure 4 - Comparison of the observed spectra with the model predictions using the moment magnitude M_w .

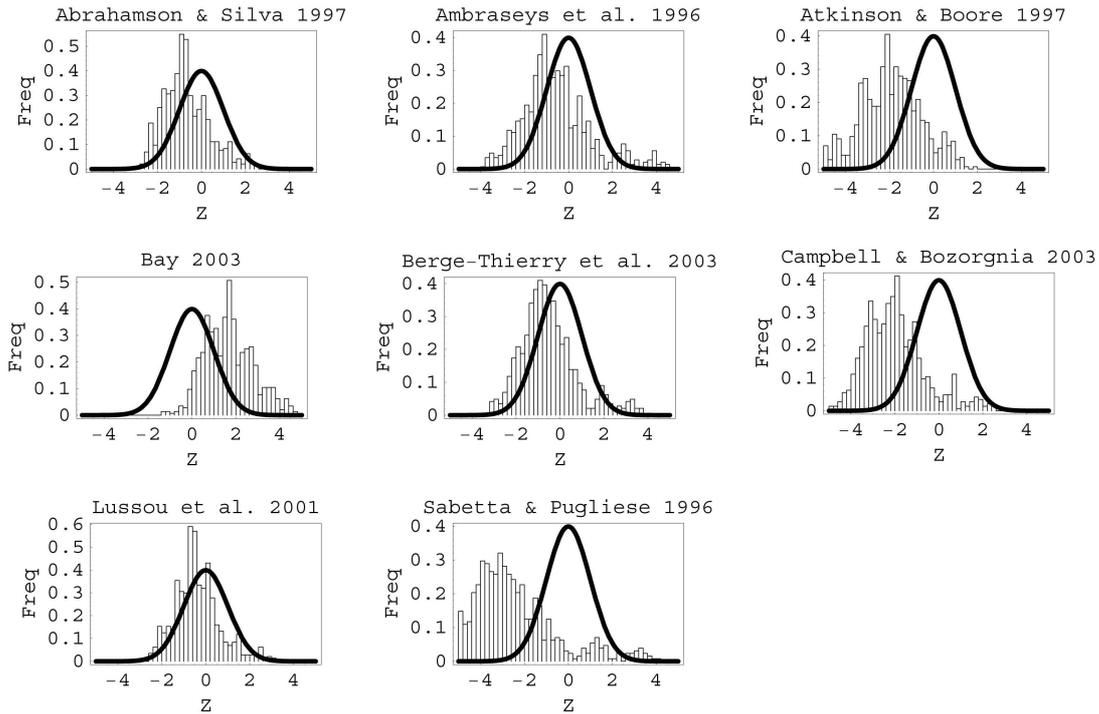


Figure 5 – Residuals (z) using the moment magnitude M_w , compared with a gaussian distribution with unit variance (black curve).

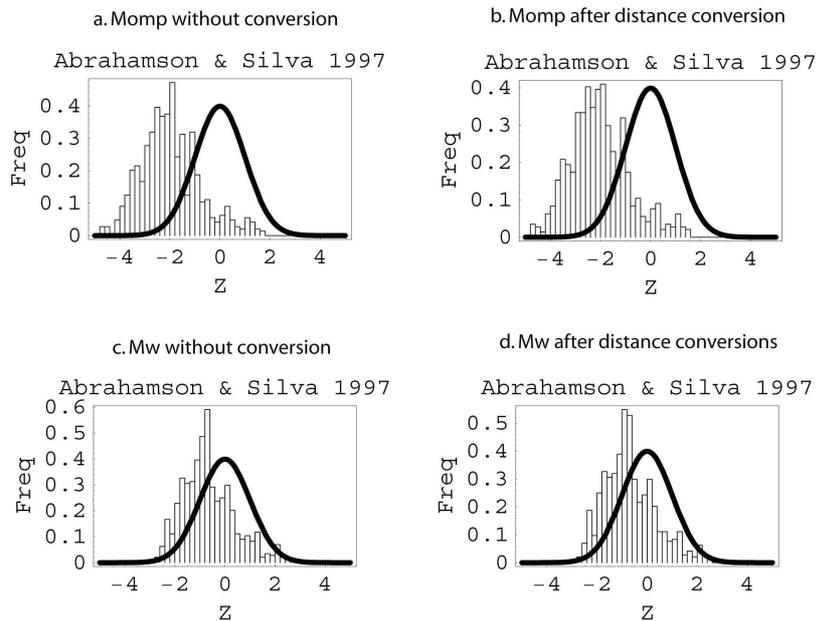


Figure 6 – Influence of the distance conversion on the residuals computed with the Abrahamson and Silva (1997) model. a. and b. residuals using M_{OMP} , without and with distance conversion, respectively. c. and d. residuals using M_w , without and with distance conversion, respectively. b. and d. are identical to the residual distributions in Figures 3 and 5.

1996). These two events occurred within 5 to 20 km from the city with MSK intensities IX and VIII, respectively, corresponding to a maximum magnitude of 6 (Marin *et al.*, 2004). Thus we adopt as a probable scenario an earthquake with moment magnitude 6 at a hypocentral distance of 10 km. We must keep in mind that our selection of “best models” was made from events with much lower M_w values. However, this simulation may give an estimate of the expected ground motion, which will have to be refined when larger events will have been recorded.

We compute the response spectra predicted by the models which were ranked as acceptable in the previous section (i.e. Lussou *et al.* 2001; Berge *et al.*, 2003), taking into account the magnitude and distance conversions. We also add the Ambraseys *et al.* (1996) model because it is used as well as the Berge *et al.* (2003) model in the seismic hazard studies in France. The results displayed in Figure 7, show that the best ranked models in the above selection give different results in term of median value. However, all the models lay within the domain defined by the standard deviation associated with the Berge-Thierry *et al.* (2003) model. This suggests that even with a small data set, one can reduce the epistemic uncertainty (associated with the models). At a period of 0.1 s (10 Hz), the ground motion on rock sites may reach 0.3 to 0.7g (where g is the Earth gravitational acceleration), and at a period of 1 s (1 Hz) we obtain accelerations between 0.07g and 0.1g. This result is consistent with the study of Dubos *et al.* (2004) who come to an horizontal acceleration of 0.1g in the frequency range 1-5 Hz for a similar scenario.

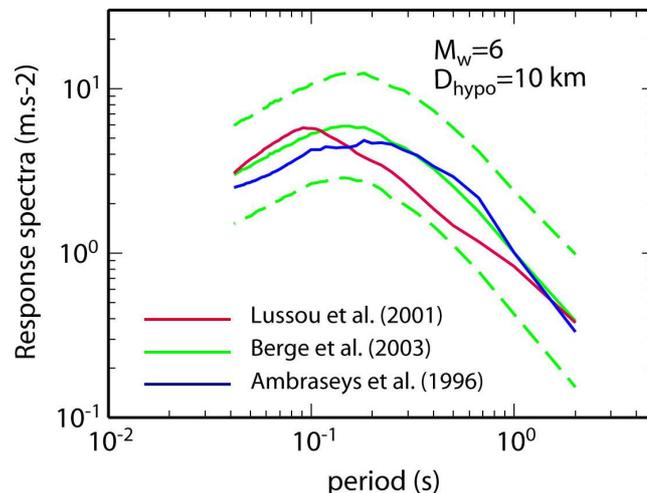


Figure 7 – Response spectra predicted for a realistic large earthquake scenario ($M_w=6$, $D_{hypo}=10$ km) using the ground-motion models (median values) relevant for the Pyrenees. Distance conversions have been applied to compute the response spectra. The dashed lines indicate the standard deviation associated with the Berge-Thierry *et al.* (2003) model.

7. Discussion and conclusions

The study carried out in this paper is aimed at the determination of ground-motion models applicable for the Pyrenean region. For a model to be applicable, it has to predict the central tendency of the ground-motion, as well as the internal variability of ground-motion. One of the limitations of this study is the number of data, only 15 records for three earthquakes were available. Moreover, the magnitude range is very limited ($M_w=3.7$ to 3.9). However, as we consider the residuals between data and models at each frequency, the number of data points (residuals) is equal to 720. Even in the absence of strong ground motion records, the method of Scherbaum *et al.* (2004) allows the use of a small number of data to test the applicability of some ground motion models.

This study confirms that local magnitudes are too high to be used with the ground-motion models, in other words, the relationship $M_L=M_w$ should not be used, as it is sometimes done in France due to the lack of moment magnitudes determinations. Braunmiller *et al.* (2005) also observed from Swiss data that the LDG magnitude is higher than moment magnitudes by about 0.6 units.

We obtain two models that meet the criteria to explain the currently existing moderately strong ground-motion in the Pyrenees. These are: Lussou *et al.* (2001), and Berge-Thierry *et al.* (2003). The other ground-motion models always over-predict the observed records. A similar effect has been observed for the Atkinson and Boore (1997), Bay *et al.* (2003), and Sabetta and Pugliese (1996) models after the Saint-Dié earthquake (Scherbaum *et al.*, 2004a). The Atkinson and Boore (1997) intraplate model derived for eastern North America does not seem appropriate, which is not surprising as the Pyrenees constitute a plate boundary. The high magnitude range used in the Campbell and Bozorgnia (2003) and the Sabetta and Pugliese (1996) models compared to the magnitude of our data can explain the low rank for these models. One surprising result is the poor fit obtained with the Ambraseys *et al.* (1996) and the Bay *et al.* (2003) models specifically derived for Europe, and the good fit obtained by the “Japanese” Lussou *et al.* (2001) model. However, these conclusions are seen as preliminary, since in this study we could only consider earthquakes with rather low magnitudes ($M_w \leq 4$), partially outside the validity range of the candidate models. Only the Lussou *et al.* (2001) and Bay *et al.* (2003) models cover the magnitude range of the observations.

The record variability seems to be higher than the one predicted by the ground motion models, but our data set is too small to make a very reliable analysis of variability. However,

considering Figure 4, stations PYPP and PYPE seem to attenuate the high frequency content of ground-motion, while PYAD and PYLS may amplify the same frequencies. There is also an amplification of low frequencies at PYPE, while an attenuation is observed at ANDO. This suggests a site effect for these stations and/or that rock site classification needs to be refined in the Pyrenees. Some studies are in progress concerning site characterization in France, based on the global inversion of weak-motion data (see Drouet, 2005, for the Pyrenees) or using spectral ratio methods.

Finally, we compare the prediction of the best ranked models in this study and the models used for seismic hazard assessment in France, for a large earthquake scenario. On the basis of the seismicity in the Pyrenees, an event with $M_w=6$ at a hypocentral distance of 10 km is considered. This leads to maximum response spectra accelerations of the order of 0.3 to 0.7g at a period of 0.1 s and 0.07 to 0.1g at a period of 1 s, some information which may be useful for the future urban development in the Pyrenees.

Acknowledgements

Authors wish to thank the reviewers for their comments and many helpful suggestions. We thank the RAP teams of BRGM and OMP for making the data available, as well as Mar Tapia and Teresa Susagna from the Institut Cartografic de Catalunya (Barcelona, Spain). Esther Hintersberger and Helmut Staedtker helped us a lot at the University of Potsdam (Germany). This work was supported by the CNRS with funding from the French Environment Ministry.

References

- Abrahamson, N.A. and Shedlock, K.M., 1997, Overview, *Seism. Res. Lett.* **68**, 9-23.
- Abrahamson, N.A. and Silva, W.J., 1997, Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **68**, 94-127.
- Ambraseys, N.N. and Free, M.W., 1997, Surface-wave magnitude calibration for European region earthquakes, *J. Earthquake Eng.* **1**, 1-22.
- Ambraseys, N., Simpson, K.A. and Bommer, J.J., 1996, Prediction of horizontal response spectra in Europe, *Int. J. Earthquake Eng. Struct. Dyn.* **25**, 371-400.
- Atkinson, G.M. and Boore, D.M., 1997, Some comparison between recent ground-motion relations, *Seism. Res. Lett.* **68**, 24-40.
- Bay, F., Fäh, D., Malagnini, L., and Giardini, D., 2003, Spectral shear-wave ground-motion scaling in Switzerland, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 414-429.

- Berge-Thierry, C., Cotton, F., Scotti, O., Griot-Pommer, D.A. and Fukushima, Y., 2003, New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes, *J. Earthquake Eng.* **7**, 193-222.
- Bommer, J., Scherbaum, F., Bungum, H., Cotton, F., Sabetta, F. and Abrahamson, N.A., 2005, On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 377-389.
- Boore, D.M., Joyner, W.B. and Fumal, T.E., 1997, Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: a summary of recent work, *Seism. Res. Lett.* **68**, 128-153.
- Braunmiller, J., Deichmann, N., Giardini, D., Wiemer, S., and the SED Magnitude Working Group, 2005, Homogeneous moment-magnitude calibration in Switzerland, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 58-74.
- Campbell, W. and Bozorgnia, Y., 2003, Updated near source ground motion relations for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity and pseudo-absolute acceleration response spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 314-331, Errata: vol. 93 p. 1413, vol. 94. p. 2417.
- Campillo, M., Plantet, J.L. and Bouchon, M., 1985, Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from Lg waves: data analysis and numerical modelling, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1395-1411.
- Campillo, M. and Plantet, J.L., 1991, Frequency dependence and spatial distribution of seismic attenuation in France: experimental results and possible interpretations, *Phys. Earth Planet. Int.* **67**, 48-64.
- Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer, J., Bungum, H. and Sabetta, F., 2006, Criteria for selecting and adapting ground-motion models for specific target regions Application to Central Europe and rock sites, *J. Seism.*, in Press.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Int.* **101**, 425-478.
- Douglas, J., 2003, Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectra ordinates, *Earth Sci. Rev.* **61**, 43-104.
- Drouet, S., Souriau, A. and Cotton, F., 2005, Attenuation, seismic moment, and site effects from accelerometric data. Application to the Pyrenees, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, in press.

- Drouet, S., 2006, Analyse des données accélérométriques pour la caractérisation de l'aléa sismique en France métropolitaine, PhD thesis, Université de Toulouse, France.
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, S., Fels, J.F., Benahmed, S., 2004, Analysis of the May 2002 earthquake sequence in the central Pyrenees, consequences for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, France, *Geophys. J. Int.* 156, 527-540.
- Heaton, T., Tajima, F. and Mori, A.W., 1986, Estimating ground motions using recorded accelerograms, *Surveys in Geophys.* 8, 25-83.
- Lambert, J. and Levret-Albaret, A., 1996, *Mille ans de séismes en France*, Ouest Editions, Presses Académiques, 80 pp.
- Lussou, P., Fukushima, Y., Bard, P.Y. and Cotton, F., 2001, Seismic design regulation codes: contribution of Knet data to site effect evaluation, *J. Earthquake Eng.* 5, 13-33.
- Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M. and Schlupp, A., 2004, A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 2137-2163.
- Mitchell, B.J., Pan, Y.P., Xie, J. and Cong, L., 1997, Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution, *J. Geophys. Res.* 102, 22767-22779.
- Mooney, W.D., Laske, G. and Masters, T.G., 1998, CRUST 5.1: a global crustal model at 5° x 5°, *J. Geophys. Res.* 103, 727-747.
- Nocquet, J.M. and Calais, E., 2003, Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001, *Geophys. J. Int.* 154, 72-88.
- Reiter, L., 1990, *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*, Columbia University Press, New York, 254 pp.
- Sabetta, F. and Pugliese, A., 1996, Estimation of ground motion and simulation of Nonstationary earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 337-352.
- Scherbaum, F., Cotton, F. and Smit, P., 2004a, On the use of response spectral reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic hazard analysis in regions of moderate seismicity: the case of rock motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 1-22.
- Scherbaum, F., Schmedes, J. and Cotton, F., 2004b, On the conversion of source-to-site distance measures for extended earthquake source model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 1053-1059.
- Scholz, C.H., Aviles, C.A. and Wesnousky, S.G., 1986, Scaling differences between large intraplate and interplate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 65-70.
- Singh, S.K. and Herrmann, R.B., 1983, Regionalization of crustal coda Q in the continental United States, *J. Geophys. Res.* 88, 527-538.

- Souriau, A. and Pauchet, H., 1998, A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics* 290, 221-244.
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.-F., Douchain, J.-M. and Ponsolles, C., 2001, Sismotectonique des Pyrénées: principales contraintes sismologiques, *Bull. Soc. Géol. France* 172, 25-39.
- Steidl, J.H., Tumarkin, A.G. and Archuleta, R.J., 1996, What is a reference site?, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1733-1748.
- Toro, G.R., Abrahamson, N.A. and Schneider, J.F., 1997, Model of strong ground motions for earthquakes in central and eastern North America, *Seism. Res. Lett.* 68, 41-57.

5.2.2 Résultats pour la France métropolitaine

Dans le chapitre 4, nous avons déterminé des magnitudes de moment pour les principaux séismes enregistrés par le RAP, les caractéristiques de ces séismes sont reportées dans la table 5.1. Ce jeu de données n'est pas totalement indépendant de celui utilisé dans la section 5.2.1 car il comprend aussi les séismes pyrénéens (numéro 4, 5 et 9 Table 5.1). Cependant, nous nous sommes basés sur les résultats du chapitre 4 pour définir les stations au rocher, et non sur le classement à partir des observations géologiques de surface données par le réseau RAP, ce qui entraîne une diminution du nombre d'enregistrements pour ces séismes par rapport à la section précédente. Les séismes alpins (numéro 1, 2, 3, et 11 Table 5.1) représentent une contribution importante aux données avec 12 enregistrements. Les séismes du nord-est de la France, bien que de magnitude supérieure, influencent un peu moins le jeu de données car nous n'avons sélectionné que les enregistrements au rocher d'après les réponses de site obtenues dans le chapitre 4, donc pour ces séismes, seules les stations STBU et STSM sont considérées (figure 4.15). Par rapport à l'étude précédente, nous avons une plus grande hétérogénéité des trajets, mais aussi un plus grand domaine de magnitude analysé, ce qui est crucial pour tester la validité des modèles. Quatre valeurs de magnitude sont indiquées : la magnitude locale M_{LDG} , et les magnitudes de moment M_{w1} issues des inversions du chapitre 4, M_{w2} issues de la conversion M_{LDG} vers M_w déterminée dans le chapitre 4 (équation 4.41), et M_{w3} déterminées par l'Eidgenössische Technische Hochschule Zürich (www.seismo.ethz.ch).

TAB. 5.1 : *Tableau des séismes utilisés pour le classement des modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol pour la France. Les estimations de magnitude de moment sont les suivantes : M_{w1} magnitude issue de l'inversion du chapitre 4, M_{w2} magnitude issue de la conversion M_{LDG} vers M_w issue du chapitre 4, et M_{w3} magnitude déterminée par l'ETH Zürich (www.seismo.ethz.ch). N est le nombre d'enregistrements par séisme, et R la distance hypocentrale (valeurs minimale et maximale).*

N	A	M	J	h :mn	Lat.	Lon.	Prof. (km)	Magnitudes				N	R (km)
								M_{LDG}	M_{w1}	M_{w2}	M_{w3}		
1	1997	10	31	4h23mn	44.260	6.570	2	4.7	3.8	3.7	—	3	84.1/104.8
2	2000	8	21	17h14mn	44.860	8.440	10	5.4	4.2	4.3	5.1	2	120.7/138.4
3	2001	1	25	18h34mn	43.390	7.470	5	5.1	4.0	4.0	4.5	4	26.2/120.7
4	2002	5	16	14h56mn	42.929	-0.146	9.5	4.8	3.7	3.8	3.9	2	17.6/50.5
5	2002	12	12	17h59mn	43.110	-0.280	10	4.9	3.7	3.9	4.3	2	36.5/38.0
6	2003	2	22	20h41mn	48.310	6.660	10	5.9	4.5	4.7	4.8	2	39.2/50.4
7	2003	3	22	13h36mn	48.190	8.910	5	4.8	3.9	3.8	3.9	1	130.3
8	2004	2	23	17h31mn	47.290	6.270	10	5.5	4.0	4.3	4.5	2	79.7/122.9
9	2004	9	21	15h48mn	42.280	1.980	5	5.1	3.9	4.0	4.5	4	67.5/117.3
10	2004	12	5	1h52mn	48.110	8.020	10	5.2	3.9	4.1	4.6	2	66.2/91.2
11	2005	9	8	11h27mn	46.024	6.938	5	5.1	4.1	4.0	4.5	3	14.7/92.9

Nous restreignons l'étude aux stations situées au rocher. Celles-ci sont définies d'après les figures 4.8, 4.10, et 4.15, en ne conservant que les stations avec un effet de site dans l'in-

tervalle $1 \times 10^{\pm 0.3}$, et qui présentent une fonction de transfert relativement plate. Pour les séismes considérés, cela correspond aux stations OGAN, OGCA, OGCH, OGDI, OGMO, OGSi, NBOR, PYAT, PYBA, PYFE, PYLS, PYOR, PYPT, SAOF, STET, STBU et STSM. Notons que les réponses de site que nous avons calculées sont définies sur l'intervalle 0.5-15 Hz, et que nous utilisons dans ce chapitre des spectres de réponse entre 0.5 et 24.5 Hz. Donc pour les plus hautes fréquences, nous ne sommes pas assurés que les effets de site sont faibles. Une carte des séismes, stations et trajets utilisés dans cette étude est présentée sur la figure 5.3, elle montre que les trajets échantillonnent avec une densité comparable le fossé Rhénan, les Alpes et les Pyrénées. Les spectres de réponse sont calculés comme dans la sous-section précédente entre 0.5 et 24 Hz, par pas de 0.5 Hz. Ce choix du pas en fréquence est classiquement utilisé dans les modèles et assure que les points du spectre utilisés sont indépendants les uns des autres.

Nous utilisons dans cette partie les mêmes modèles que ceux utilisés dans la sous-section précédente, car nous les avons pré-sélectionnés pour une étude de zone à sismicité modérée, ce qui est le cas pour la France métropolitaine dans son ensemble. Nous avons effectué la pré-sélection en gardant un jeu de modèles valables pour des contextes tectoniques différents mais pouvant présenter des similarités avec les zones étudiées ici. Les Pyrénées et les Alpes sont des formations liées à des sutures de plaques convergentes (Eurasie/Ibérie et Eurasie/plaque Apulienne, respectivement), associées à de faibles taux de déformation. Le fossé Rhénan est une structure en extension, consécutive à l'orogénèse alpine, et à laquelle est associée une sismicité non-négligeable, mais ici encore, les taux de déformation sont faibles. Nous avons donc conservé les 8 modèles testés dans la section 5.2.1, et leurs caractéristiques sont présentées dans la table 3 de la section 5.2.1.

Les calculs sont effectués successivement avec les trois magnitudes de moment en entrée, les conversions de distance étant effectuées, ainsi que les conversions de magnitudes de moment en magnitudes de surface pour respecter les définitions utilisées dans les modèles. Les résultats sont présentés sur les figures 5.4 et 5.5, pour la magnitude M_{w1} , sur les figures 5.6 et 5.7, pour M_{w2} , et enfin sur les figures 5.8 et 5.9, pour M_{w3} . Remarquons que dans le troisième cas, avec M_{w3} , nous ne disposons pas de la magnitude du séisme du 31 octobre 1997, donc les graphiques sont décalés de 3 enregistrements dans la figure 5.8, comparé aux figures 5.4 et 5.6. Ces figures montrent que les spectres de réponse observés et calculés sont en accord ce qui indique que les magnitudes utilisées en entrée sont bien représentatives du mouvement du sol observé à différentes distances. Les résultats obtenus ne présentent pas de différence majeure en fonction de la magnitude utilisée, bien que les estimations de magnitude puissent être très différentes selon le séisme (Table 5.1). Nous observons aussi une forte variabilité d'un enregistrement à l'autre, cependant les histogrammes des figures 5.5, 5.7, et 5.9 montrent que selon les modèles, nous obtenons des distributions de résidus qui se rapprochent d'une distribution gaussienne. Les deux principales différences entre les calculs effectués dans cette section, et ceux de la section précédente sont la prise en compte de stations au rocher, dans le sens où leur fonction

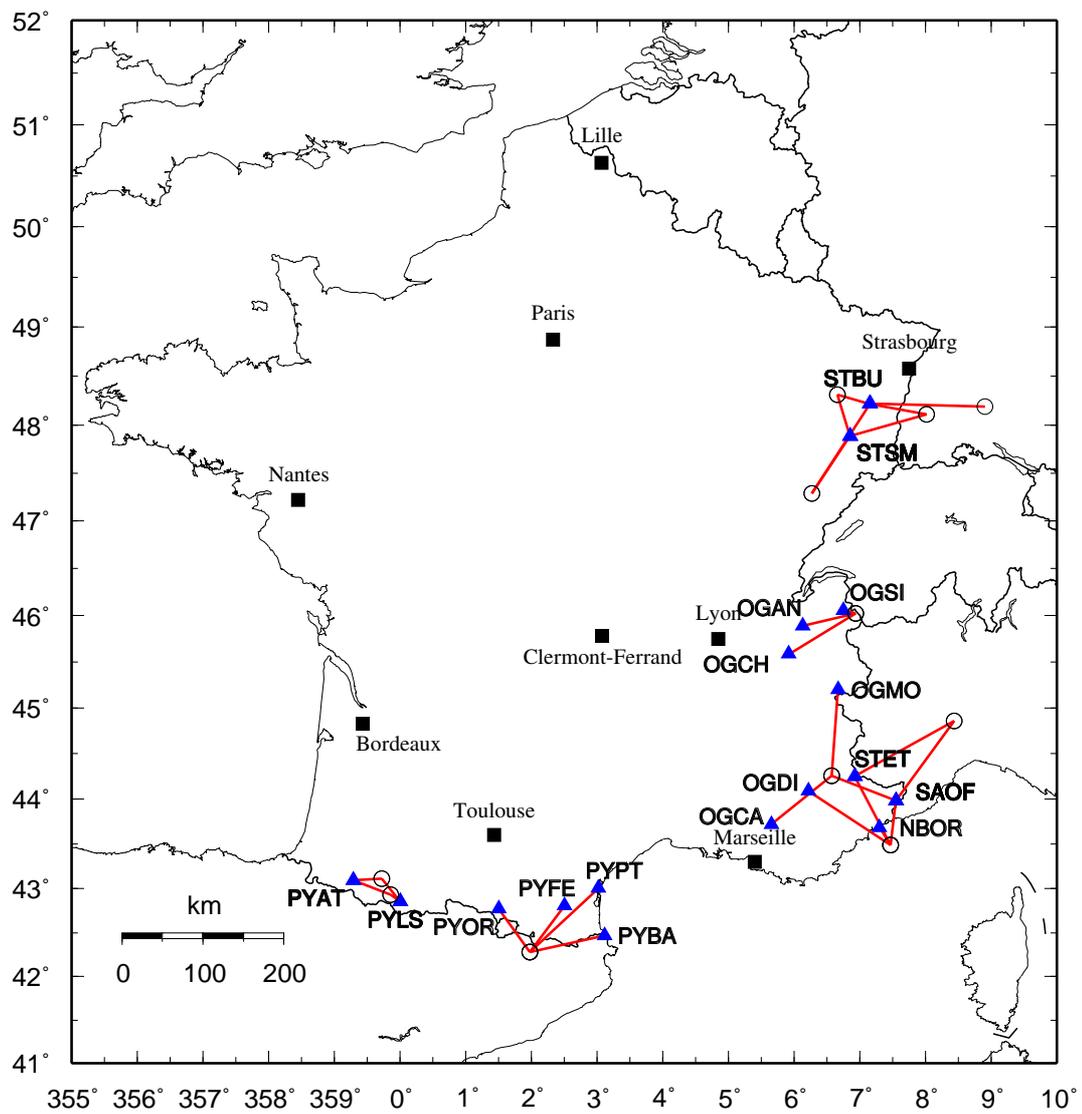
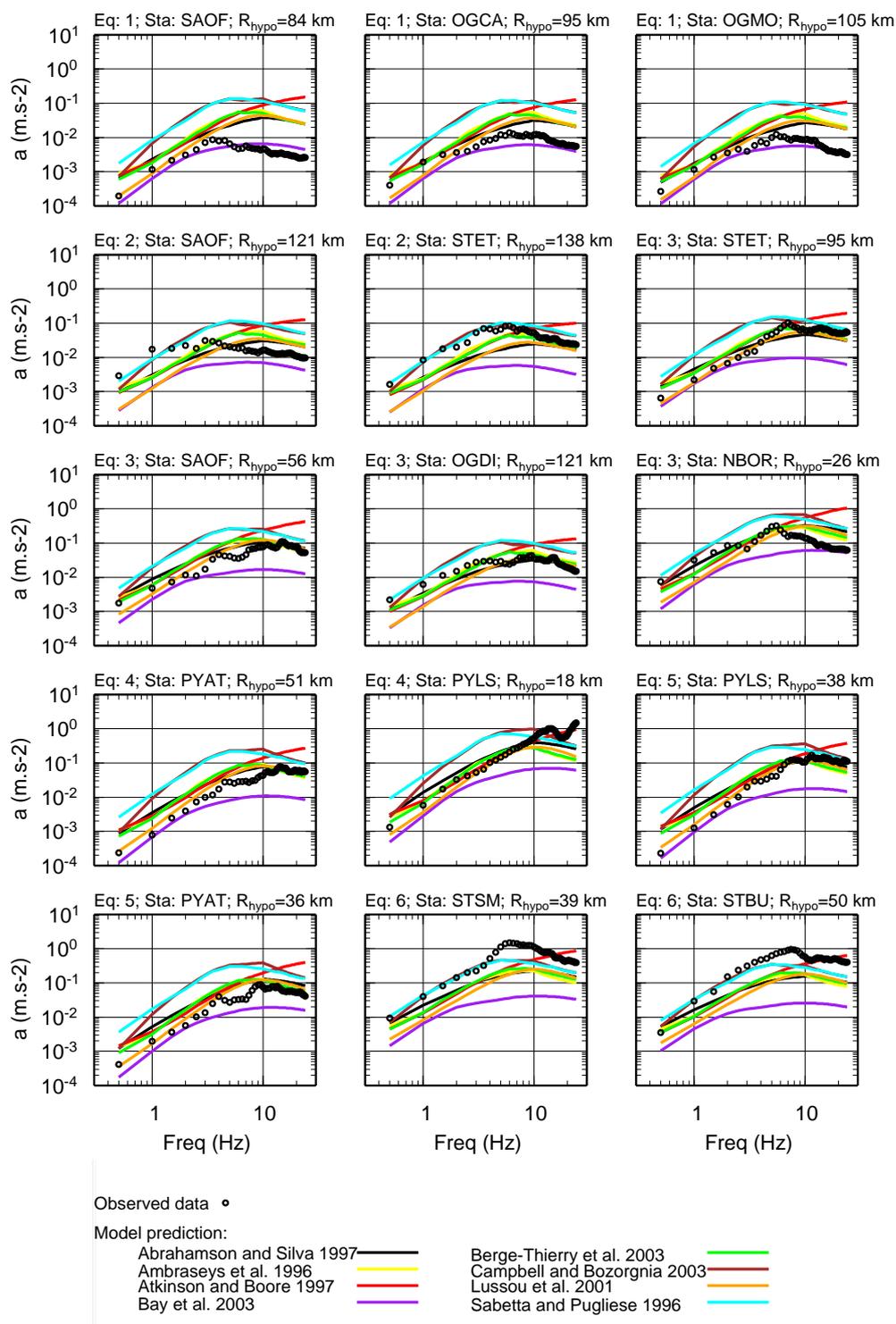


FIG. 5.3 : *Carte des séismes, stations et trajets utilisés pour le classement des modèles de mouvements forts pour la France métropolitaine.*

de transfert ne modifie pas l'amplitude de plus d'un facteur 2, et le nombre de données utilisées. Remarquons enfin que la conversion des magnitudes M_{LDG} en magnitudes de moment définie par l'équation 4.41 semble donner un aussi bon accord que les autres magnitudes.

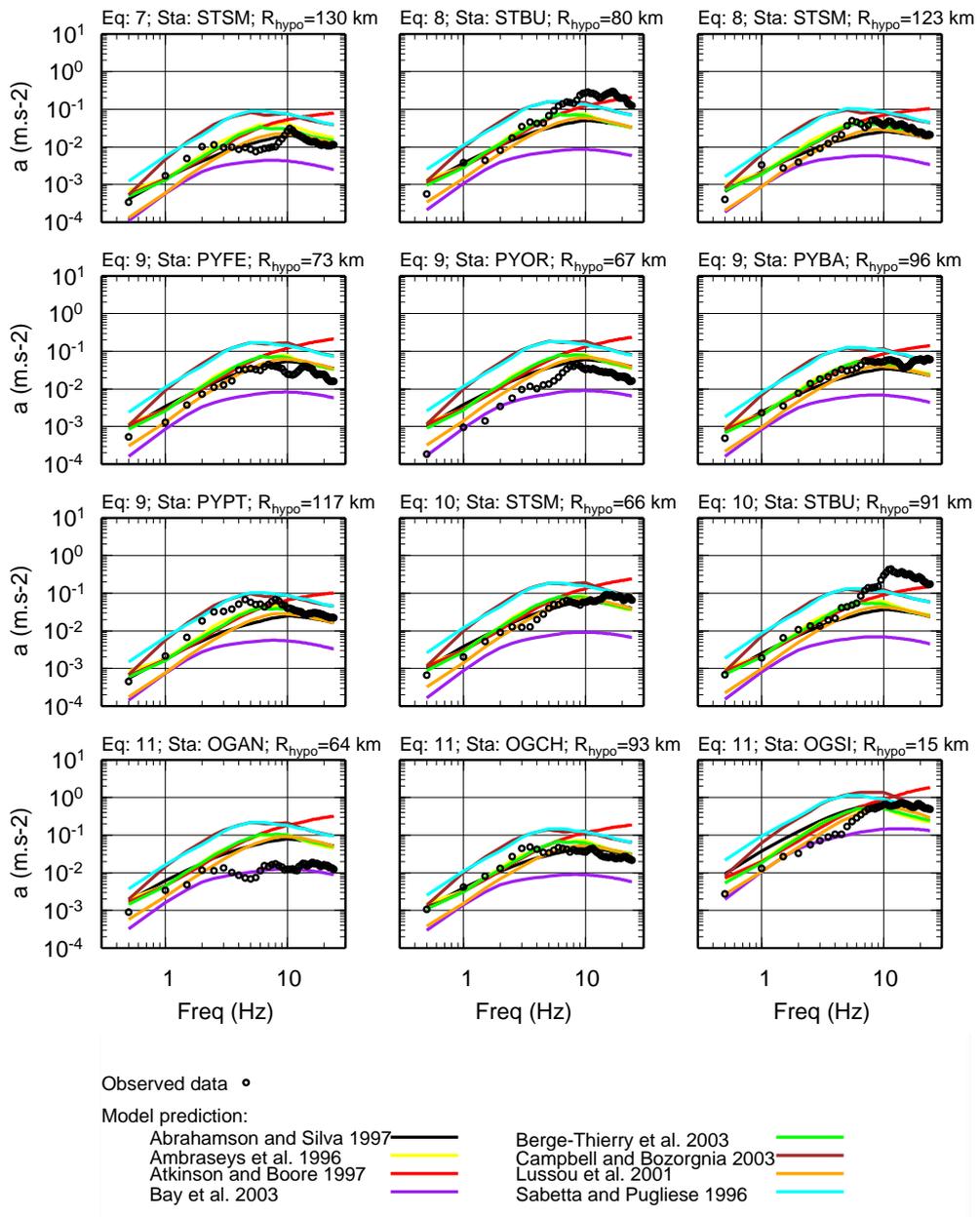
Les résultats concernant le classement sur les critères définis par Scherbaum et al. (2004a) sont présentés dans le tableau 5.2. Nous rappelons que le classement se base sur la valeur médiane de la fonction LH, qui traduit l'accord entre les valeurs moyennes de mouvement du sol observées et prédites, et l'accord entre les formes des spectres observés et prédits. Le classement se base aussi sur les propriétés de la distribution des résidus : valeur médiane, moyenne, et déviation standard. Nous remarquons que quelle que soit la magnitude utilisée, les modèles qui expliquent le mieux les données sont ceux de Lussou et al. (2001), Abrahamson and Silva (1997) et Berge-Thierry et al. (2003). Nous retrouvons donc les deux modèles classés à partir des données pyrénéennes seules. Cependant les rangs du classement diffèrent selon la magnitude utilisée. L'utilisation de la régression à partir des magnitudes locales pour calculer les magnitudes de moment (M_{w2}) semble donner de meilleurs résultats qu'avec les magnitudes inversées (M_{w1}), ou qu'avec les magnitudes déterminées par l'ETH Zürich (M_{w3}). Notons que les estimations de magnitudes issues de l'ETH Zürich provoquent une légère sur-estimation du mouvement du sol prédit par les modèles par rapport aux données ; en effet, les valeurs médiane et centrale des distributions de résidu sont toujours plus grandes que dans les autres cas. D'autre part, les histogrammes de la figure 5.9 présentent dans la majorité des cas un aspect bi-modal. Ce deuxième mode correspond à des résidus positifs, donc à des données plus grandes que les prédictions des modèles. La figure 5.9 indique que ces résidus sont associés au séisme 6 pour les stations STSM et STBU, et aux séismes 8 et 10 pour la station STBU. Les magnitudes de l'ETH Zürich (M_{w3}) sont calculées par inversion de forme d'onde et correspondent donc à des données à des fréquences plus basses (de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-1} Hz) que celles utilisées dans notre cas (0.5 à 15 Hz, c.f. chapitre 4).

Enfin, le tableau 5.2 montre que la variabilité présente dans les données est toujours supérieure à celle prédite par les modèles (c.f. $STDNR > 1$). Ceci indique que le nombre de données utilisées est peut-être encore trop faible pour avoir une estimation fiable de cette variabilité. Le jeu de données se résume en effet à 27 enregistrements pour 10 séismes et 17 stations. D'autre part, les résultats des chapitres précédents laissent supposer que l'atténuation présente des particularités régionales, et que l'utilisation d'un modèle unique ne peut pas expliquer les données issues des Pyrénées, des Alpes et du fossé Rhénan simultanément. Nous remarquons par exemple que la station SAOF atténue les hautes fréquences d'un facteur 10 par rapport aux modèles pour les séismes 1 et 2 (c.f. figure 5.4), notons que cette caractéristique n'apparaît pas pour l'enregistrement du séisme 3 à cette même station. D'après les résultats du chapitre 4 concernant les réponses de site de chaque station (Fig. 4.10), la station SAOF montre effectivement des amplitudes plus faibles pour les hautes fréquences que les autres stations, mais ne modifie pas l'amplitude



(a)

FIG. 5.4 : *Comparaison des spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_w1 (se référer au texte). Suite page suivante...*



(b)

FIG. 5.4 : Suite.

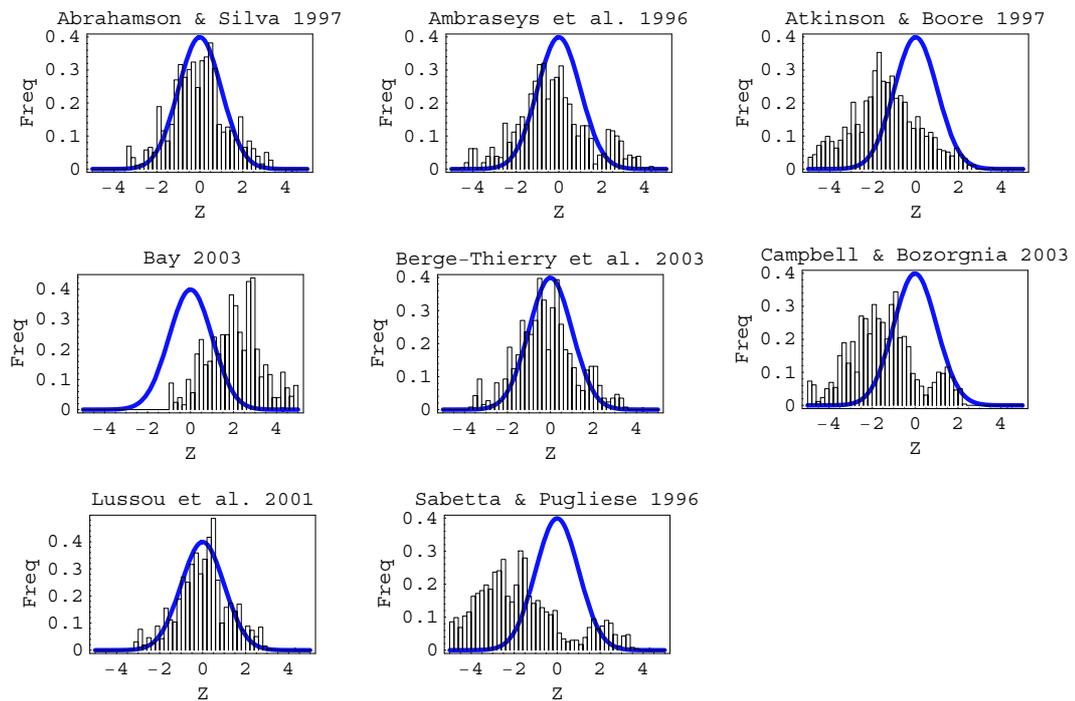
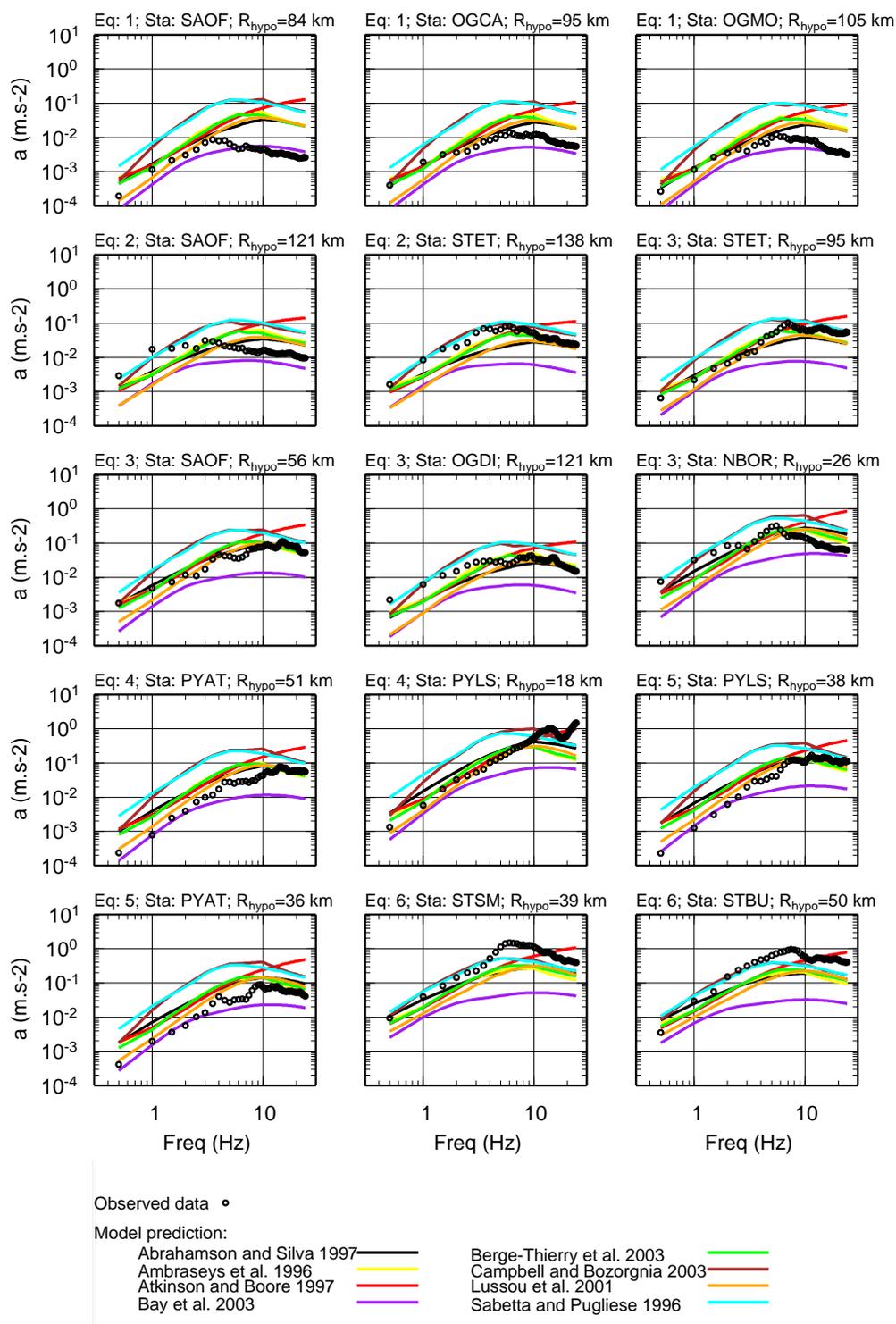
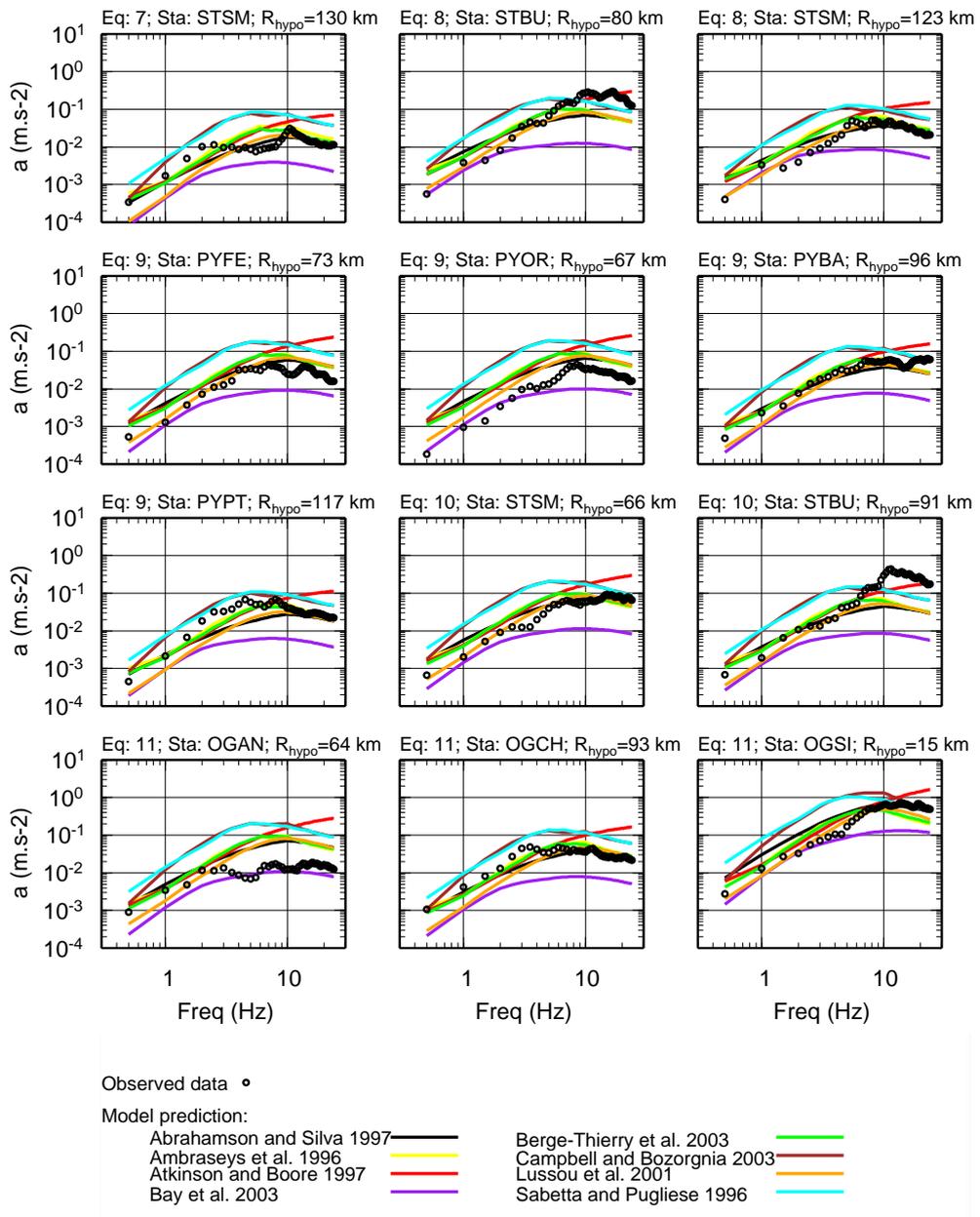


FIG. 5.5 : *Histogrammes des résidus entre spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w1} (se référer au texte).*



(a)

FIG. 5.6 : *Comparaison des spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_w2 (se référer au texte). Suite page suivante...*



(b)

FIG. 5.6 : Suite.

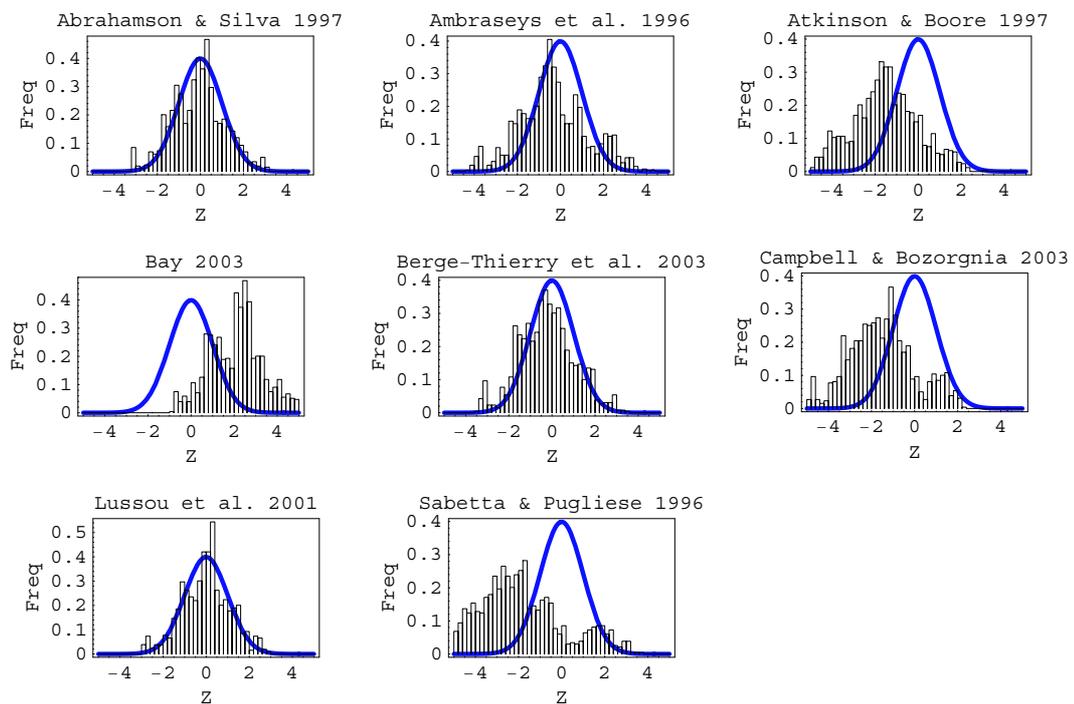
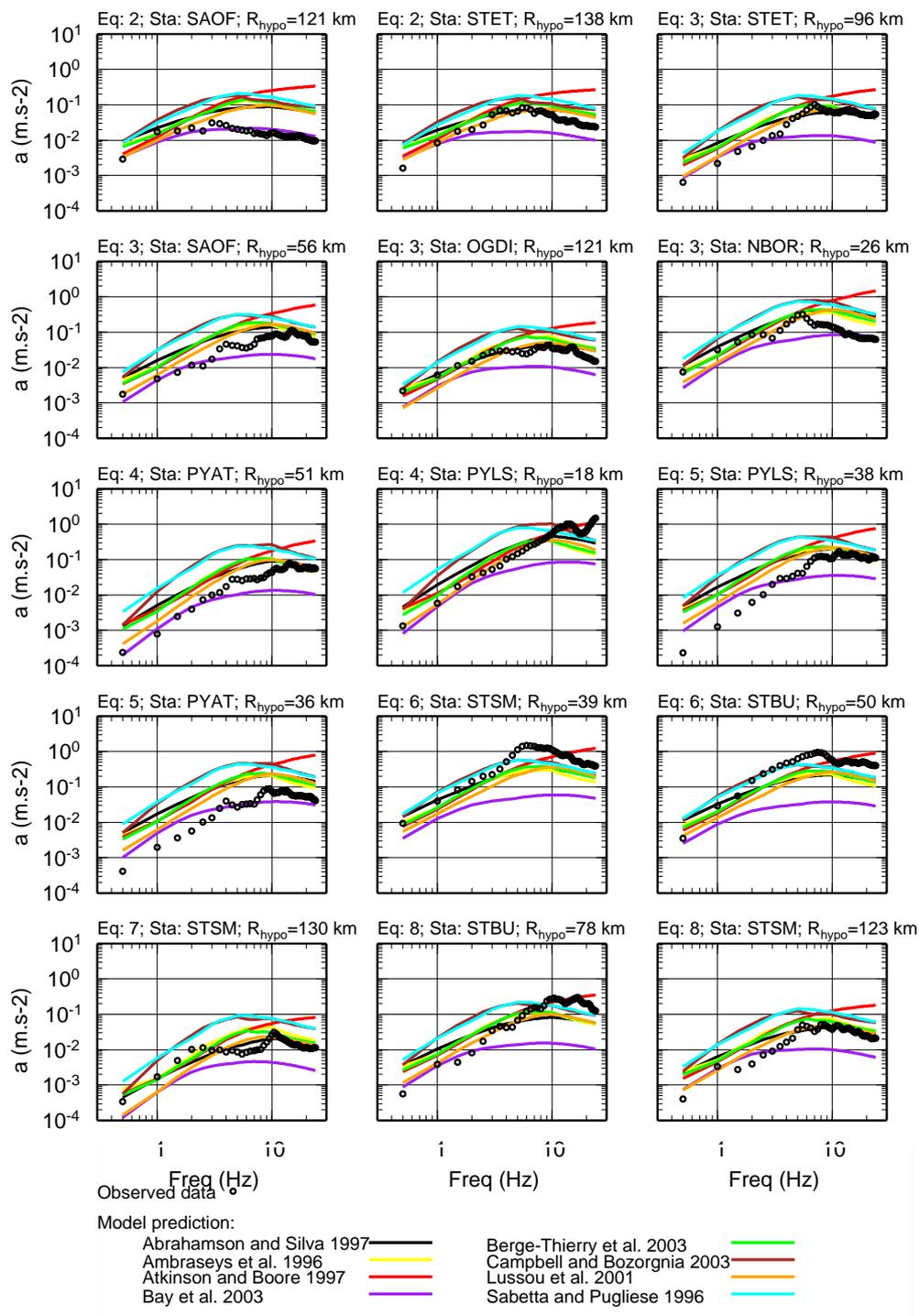
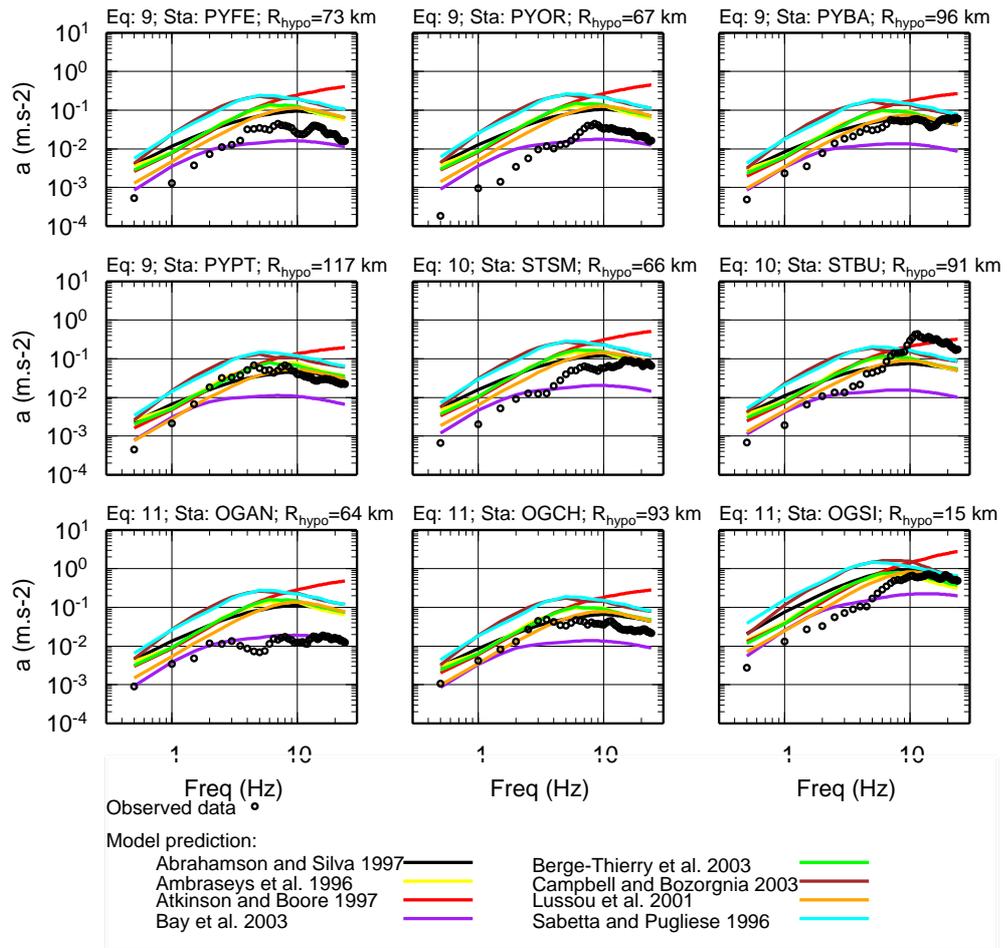


FIG. 5.7 : *Histogrammes des résidus entre spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w2} (se référer au texte).*



(a)

FIG. 5.8 : *Comparaison des spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_w3 (se référer au texte). Suite page suivante...*



(b)

FIG. 5.8 : Suite.

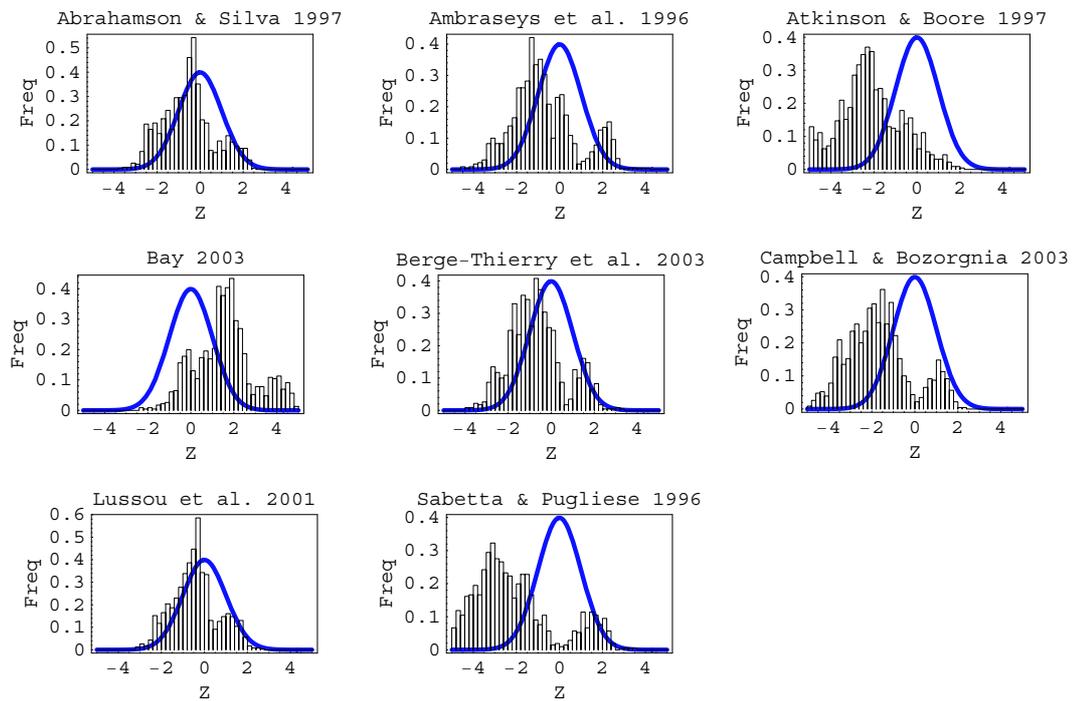


FIG. 5.9 : *Histogrammes des résidus entre spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w1} (se référer au texte).*

TAB. 5.2 : Résultats du classement des modèles empiriques de mouvements forts. Les différents types de magnitudes de moment utilisés sont définis dans le texte. MEDLH est la valeur médiane de la distribution des LH, MEDNR, MEANNR, et STDNR sont les valeurs médiane, moyenne et la déviation standard des distributions de résidus.

Modèle	M_w	Rang	MEDLH	σ	MEDNR	σ	MEANNR	σ	STDNR	σ
Abrahamson and Silva (1997)	M_{w1}	C	0.424	0.035	-0.052	0.178	-0.052	0.134	1.31	0.101
	M_{w2}	B	0.393	0.051	-0.065	0.123	-0.099	0.124	1.21	0.084
	M_{w3}	C	0.353	0.066	-0.500	0.102	-0.555	0.123	1.22	0.067
Lussou et al. (2001)	M_{w1}	B	0.486	0.058	0.095	0.128	0.035	0.111	1.22	0.078
	M_{w2}	A	0.455	0.042	0.037	0.144	-0.009	0.103	1.12	0.061
	M_{w3}	B	0.411	0.058	-0.433	0.071	-0.430	0.121	1.08	0.076
Berge-Thierry et al. (2003)	M_{w1}	C	0.374	0.043	-0.294	0.128	-0.186	0.119	1.44	0.099
	M_{w2}	C	0.372	0.049	-0.260	0.140	-0.233	0.108	1.28	0.081
	M_{w3}	C	0.245	0.032	-0.742	0.101	-0.676	0.135	1.28	0.091
Ambraseys et al. (1996)	M_{w1}	D	0.281	0.045	-0.371	0.123	-0.269	0.141	1.69	0.117
	M_{w2}	D	0.319	0.045	-0.440	0.093	-0.317	0.128	1.58	0.099
	M_{w3}	D	0.176	0.033	-0.955	0.130	-0.702	0.15	1.54	0.101
Atkinson and Boore (1997)	M_{w1}	D	0.098	0.012	-1.520	0.154	-1.530	0.136	1.72	0.083
	M_{w2}	D	0.102	0.019	-1.550	0.156	-1.590	0.123	1.60	0.061
	M_{w3}	D	0.023	0.006	-2.28	0.104	-2.19	0.156	1.5	0.087
Campbell and Bozorgnia (2003c)	M_{w1}	D	0.097	0.022	-1.55	0.153	-1.47	0.143	1.56	0.109
	M_{w2}	D	0.101	0.031	-1.53	0.198	-1.49	0.138	1.52	0.102
	M_{w3}	D	0.072	0.025	-1.75	0.179	-1.66	0.129	1.51	0.078
Sabetta and Pugliese (1996)	M_{w1}	D	0.013	0.004	-2.29	0.329	-2.14	0.210	2.37	0.17
	M_{w2}	D	0.016	0.008	-2.30	0.242	-2.18	0.199	2.26	0.153
	M_{w3}	D	0.007	0.004	-2.70	0.189	-2.35	0.191	2.07	0.123
Bay et al. (2003)	M_{w1}	D	0.032	0.012	2.14	0.146	2.19	0.141	1.40	0.12
	M_{w2}	D	0.028	0.007	2.20	0.094	2.13	0.126	1.28	0.102
	M_{w3}	D	0.109	0.031	1.59	0.157	1.59	0.119	1.37	0.057

de plus d'un facteur 2 (ces résultats sont valables jusqu'à 15 Hz, donc pour les fréquences entre 15 et 24.5 Hz, l'amplification peut dépasser 2). Cette forte atténuation, qui apparaît au-dessus de 5 Hz, ne semble donc pas entièrement due aux effets de site. D'autre part la figure 5.10 compare les spectres de réponse obtenus pour des séismes de magnitude similaire enregistrés à des distances similaires, avec en bleu le séisme 3 enregistré à STET (Alpes), en vert le séisme 9 enregistré à PYBA (Pyrénées), en violet le séisme 10 enregistré à STBU (fossé Rhéna), et en noir le séisme 11 enregistré à OGCH (Alpes) ; ces quatre trajets échantillonnent donc les trois régions françaises étudiées (Alpes, Pyrénées et fossé Rhéna). Cette figure montre la grande variabilité des enregistrements, en particulier à haute fréquence (à partir de 7 ou 8 Hz), avec des différences d'amplitude allant jusqu'à un facteur 10. Ces effets sont donc imputables à des effets d'atténuation locaux (phénomène f_{max}) ou régionaux, au diagramme de rayonnement à la source ou à des effets de site résiduels. D'après la dépendance fréquentielle du facteur de qualité obtenue dans les chapitre 3 et 4, la région du fossé Rhéna serait la zone la moins atténuante, puis viendraient les Pyrénées et enfin les Alpes. Remarquons que la figure 5.10 montre que le spectre obtenu à la station STBU (fossé Rhéna) présente une amplitude beaucoup plus forte que les autres, ce qui corrobore les résultats impliquant une atténuation plus faible.

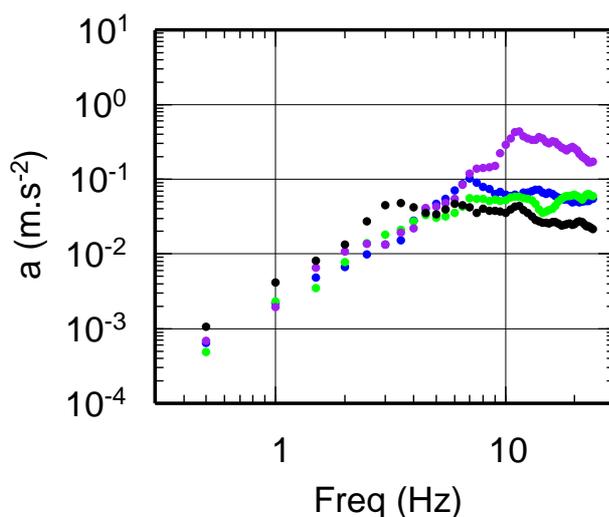


FIG. 5.10 : *Comparaison des spectres de réponse en accélération obtenus pour les séismes 3, 9, 10, et 11 (Table 5.1), de magnitude similaire ($M_{LDG} \approx 5.1$) et pour des distances entre 90.6 et 95.7 km (ce sont les mêmes données que dans les figures précédentes).*

5.3 Discussion

Dans ce chapitre, nous avons appliqué une méthode de sélection des modèles de mouvements forts, qui à partir d'un petit nombre de données permet de tester l'accord entre les spectres de réponse observés et prédits (Scherbaum et al., 2004a). Nous avons tout

d'abord utilisé 15 enregistrements au rocher de 3 séismes pyrénéens, l'appellation "rocher" étant basée sur des observations géologiques de surface. Cette étape a d'abord permis de montrer que l'utilisation d'une relation $M_L = M_w$ est inadaptée pour ces données, car aucun modèle classique de mouvement fort ne permet d'expliquer les données de manière satisfaisante. Un résultat surprenant dans ce cas, est l'accord entre les données et l'utilisation conjointe des magnitudes locales et du modèle de Bay et al. (2003) (Table 3 de la section 5.2.1) développé pour la Suisse avec des données de séismes modérés, mais à partir de magnitudes de moment. Ce modèle permet d'expliquer la valeur moyenne de mouvement du sol, mais n'explique pas correctement la forme des spectres, ni la variabilité présente dans les données. D'un autre côté, en utilisant les magnitudes de moment déterminées dans le chapitre 4, nous observons un meilleur accord entre certains modèles (Lussou et al., 2001; Berge-Thierry et al., 2003) et les données. Dans ce cas, les formes des spectres sont relativement bien expliquées, en particulier par le modèle de Lussou et al. (2001), par contre, les valeurs de mouvement du sol prédites sont légèrement sur-estimées par rapport aux données. Ce résultat est aussi surprenant dans la mesure où le modèle de Lussou et al. (2001) est issu de données Japonaises, et que le modèle de Berge-Thierry et al. (2003) spécifique à l'Europe donne des résultats moins bons. De la même manière, le modèle "Européen" de Ambraseys et al. (1996) sur-estime fortement le mouvement du sol. Les résultats devront être confirmés par les données futures car le jeu de données couvre une petite gamme de magnitudes ($M_w=3.7$ à 3.9), le nombre d'enregistrement est limité à 15 et surtout, les stations que nous avons utilisées ne sont probablement pas toutes exemptes d'effet de site.

Dans un deuxième temps, nous avons choisi d'élargir l'étude au territoire métropolitain, avec 11 séismes de magnitude LDG supérieure à 4.7. De plus, nous avons sélectionné un ensemble de stations au rocher en se basant sur les résultats du chapitre 4. Nous obtenons alors un ensemble de 27 enregistrements. Pour ces données, les modèles les mieux classés par la méthode sont ceux de Lussou et al. (2001), Abrahamson and Silva (1997), et Berge-Thierry et al. (2003). La qualité des prédictions par rapport aux données est bien meilleure que pour les seules données pyrénéennes. Encore une fois, les autres modèles ne sont pas du tout compatible avec les données utilisées. Les modèles de Atkinson and Boore (1997), Bay et al. (2003), Sabetta and Pugliese (1996) avaient déjà été montrés incompatibles avec des données du séisme de Rambervillers (numéro 6, Tableau 5.1) par Scherbaum et al. (2004a). Par contre, le modèle "Européen" de Ambraseys et al. (1996) donnait de bons résultats comparativement aux notres. Cependant, nous avons montré que l'utilisation de la conversion définie par l'équation 4.41 combinée à l'utilisation des trois modèles classés précédemment permet d'anticiper des scénarios de mouvements forts pour la France métropolitaine. Les résultats montrent aussi que les magnitudes de moment déterminées au chapitre 4 semblent plus adaptées à l'utilisation des modèles de mouvements forts que les magnitudes de moment déterminées par l'ETH Zürich pour les quelques séismes que nous avons considérés, dans la mesure où les magnitudes ETH

Zürich engendrent une prédiction du mouvement du sol supérieure aux données.

Cependant, nous resterons prudents sur les conclusions de ce chapitre. En effet, le nombre de données utilisées, même dans le deuxième cas, reste faible, et la variabilité contenue dans les données est toujours très importante, bien que la sélection des stations au rocher soit basée sur les fonctions de transfert de ces stations. D'autre part, nous avons noté au cours des chapitres précédents que les phénomènes d'atténuation présentent probablement des particularités régionales. Ainsi, l'utilisation d'un modèle unique pour expliquer simultanément toutes les données françaises conduit à une grande variabilité. Enfin, une autre source d'incompatibilité entre les modèles et les données concerne les gammes de magnitude. En effet, les études actuelles montrent que les modèles issus des données de mouvements modérés sont compatibles avec des données de mouvements forts moyennant des ajustements en terme de chute de contrainte (Malagnini et al., 2002; Bay et al., 2005). A l'inverse, les données que nous avons utilisées concernent des magnitudes qui correspondent à la limite inférieure des domaines de définition des modèles. Un classement plus robuste des modèles de mouvements forts pourra sans doute être établi lorsqu'on disposera d'une base de données avec un large échantillonnage de magnitudes modérées à fortes et de distances d'enregistrements.

Chapitre 6

Conclusion et perspectives

Cette thèse fait partie des premiers travaux utilisant la base de données accélérométriques française (RAP). Ce travail a tout d'abord permis de montrer la grande qualité et l'homogénéité de ces données, qui sont en accès libre via internet. D'autre part, les interactions avec l'équipe en charge du réseau et des données, en particulier avec P. Gueguen, ont aidé à résoudre un certain nombre de problèmes techniques liés aux données, contribuant ainsi à l'augmentation de la fiabilité de ces données au fur et à mesure qu'elles étaient acquises et intégrées à la base de données du RAP.

Nous n'avons pas du tout pris en compte les données des Antilles dans ce travail, d'une part parce que le contexte tectonique des Antilles est très différent de celui de la métropole et d'autre part parce que les données n'étaient pas accessibles au début de cette thèse. Pourtant le séisme des Saintes du 21 novembre 2004, de magnitude 6.3, rappelle l'importance du risque sismique dans cette région qui est la plus sismique de France, ce qui justifie que des études y soient prioritairement menées.

Le but de cette thèse était de déterminer des moments sismiques à partir des données du RAP de séismes modérés, permettant ainsi de définir des magnitudes de moment pour ces événements. D'autre part, les stations du RAP nécessitent une caractérisation en terme de réponse de site pour compléter les observations géologiques de surface. Enfin, les études d'aléa sismique passent par l'utilisation de modèles de prédiction du mouvement du sol. Les données de mouvements forts du RAP n'étant pas suffisantes pour établir un modèle spécifique pour la France, une méthode de sélection de modèles applicables en France est utilisée.

Une grande partie de cette étude a porté sur l'analyse des termes de source, de propagation et de site, extraits des spectres de Fourier en déplacement des ondes S en champ lointain, pour les séismes faibles à modérés. Pour isoler ces différents termes, nous avons utilisé trois types d'inversion qui présentent chacune des avantages et des inconvénients. Elles sont basées sur des hypothèses différentes et ne donnent pas accès aux mêmes paramètres, ou y donnent accès avec des résolutions différentes. Les hypothèses communes

aux trois méthodes sont les suivantes :

1. La source est de type Brune (Brune, 1970, 1971), avec une décroissance en f^{-2} à haute fréquence.
2. Le diagramme de radiation à la source est supposé homogène et isotrope, l'amplitude est donc supposée indépendante de l'azimut et du paramètre des rais.
3. L'hypothèse de champ lointain est valable à partir de trois fois la longueur d'onde, c'est-à-dire trois fois la taille de la faille maximale ($\approx 5km$ pour un séisme de magnitude 5), soit 15 km.
4. La vitesse des ondes S est la même à la source et le long du trajet.
5. L'atténuation due à la diffraction n'est pas prise en compte explicitement.
6. La fréquence f_{max} (qui correspond à une diminution brutale de l'amplitude des spectres pour des fréquence supérieure à f_{max}) est supposée supérieure à 15 Hz pour toutes les stations.

Les données utilisées dans les trois inversions sont les spectres de Fourier calculés sur des fenêtres temporelles contenant les ondes S, entre les fréquences 0.5 et 15 Hz.

La première méthode testée (chapitre 2) est une inversion linéaire en deux étapes, basées sur l'amplitude et la forme du spectre, respectivement, qui est appliquée aux données pyrénéennes. Dans ce cas, le facteur Q est supposé indépendant de la fréquence. Nous avons observé que le facteur Q n'est pas résolu, que les fréquences coin obtenues sont comparables à celles issues d'une étude indépendante pour la France (basée sur l'analyse de la coda et de plus grandes distances), et que les effets de site sont bien restitués par cette méthode. Les paramètres d'amplitude (coefficient d'atténuation géométrique et moments sismiques) sont très dépendants les uns des autres, du facteur Q, et de la fenêtre utilisée pour définir les ondes S.

Ces résultats nous ont conduit à tester une inversion génétique (inversion non-linéaire) afin de prendre en compte un facteur de qualité dépendant de la fréquence sous la forme $Q = q_0 \times f^\alpha$ (chapitre 3). Pour cette inversion, les données sont normalisées par les premiers points de chaque spectre afin de s'affranchir des contributions de l'atténuation géométrique (exposant γ) et du moment sismique (M_0), et les effets de site sont négligés. Nous avons alors pu montrer que les fréquences coin et les paramètres d'atténuation anélastique peuvent être découplés. D'autre part, des spécificités régionales sont apparues. Par exemple, l'atténuation anélastique est moins dépendante de la fréquence dans les Alpes, que dans les Pyrénées ou le fossé Rhénan.

En nous basant sur les résultats de ces deux méthodes, nous avons construit un modèle de départ pour une inversion linéarisée de Newton (chapitre 4) afin de déterminer simultanément tous les paramètres influençant les spectres. Dans ce cas, nous avons une mauvaise résolution de l'atténuation géométrique que nous avons finalement imposée à la valeur attendue pour des ondes de volume dans un milieu homogène ($\frac{1}{R}$). Les paramètres d'atténuation anélastique sont très sensibles au modèle de départ, et nous avons

choisi de rester proche des résultats obtenus dans le chapitre 3. Les effets de site sont très peu dépendants des autres paramètres et bien restitués, mais le choix de la condition de fermeture, c'est-à-dire la référence par rapport à laquelle ils sont calculés peut influencer les résultats. Les moments sismiques et les magnitudes de moment sont cohérents d'une région à l'autre, et ici encore, l'atténuation anélastique semble varier d'une région à l'autre.

Les résultats les plus stables concernent les effets de site, qui, comme nous l'avons dit, dépendent peu des autres paramètres. Les résultats de la méthode linéaire et ceux de la méthode de Newton sont comparables, et compatible avec les résultats d'autres méthodes (rapport spectraux avec station de référence, méthode de Nakamura). Nous avons ainsi identifié les stations du RAP qui peuvent être considérées comme des stations au rocher en France, c'est-à-dire ayant une réponse relativement plate et des amplifications comprises entre 0.5 et 2. Ces stations sont pour les Alpes : NBOR, OGAN, SAOF, OGCA, OGCH, OGD, OGLE, OGMO, OGMU, OGS, STET, pour les Pyrénées : PYAS, PYAT, PYBA, PYBE, PYFE, PYLS, PYOR, PYPT, et pour le fossé Rhéna : STBU et STSM. Des questions restent cependant ouvertes comme par exemple les amplifications ou dé-amplifications obtenues sur toute la gamme de fréquence dans certaines stations. Les paramètres d'atténuation sont vraisemblablement les plus difficiles à obtenir, que se soit l'atténuation anélastique ou géométrique, et les interactions entre ces paramètres et les moments sismiques sont fortes, ce qui nous a poussé à imposer $\gamma = 1$ (atténuation géométrique en $\frac{1}{R}$) pour stabiliser les résultats. De plus, ces paramètres semblent varier régionalement, et l'influence de la diffraction, en particulier dans les Pyrénées, peut polluer les résultats. Les atténuations anélastiques que nous obtenons sont :

$$\begin{aligned} Q &= 246 \times f^{0.30} \text{ dans les Alpes} \\ Q &= 251 \times f^{0.46} \text{ dans les Pyrénées} \\ Q &= 209 \times f^{0.55} \text{ dans le fossé Rhéna} \end{aligned}$$

Nous avons aussi déterminé les relations suivantes entre les les magnitudes de moment et les magnitudes locales pour la France métropolitaine :

$$\begin{aligned} M_w &= -0.06(\pm 0.13) + 0.80(\pm 0.03) \times M_{LDG} \\ M_w &= -0.01(\pm 0.13) + 0.83(\pm 0.04) \times M_{ReNaSS} \end{aligned}$$

la fréquence coin est reliée à la magnitude de moment par :

$$\log_{10}(f_c) = 1.73(\pm 0.03) - 0.34(\pm 0.01) \times M_w$$

La valeur de la pente de la relation est en accord avec la relation théorique entre le moment sismique et la fréquence coin ($M_0 \propto \frac{1}{f_c^3}$). Ces relations sont valables pour des magnitudes

M_{LDG} comprises entre 2.9 et 5.9 et des magnitudes RéNaSS entre 2.4 et 5.4. D'autre part les chutes de contraintes associées à chaque séisme sont comprises entre 1 et 100 bars, et ne dépendent pas du moment sismique. Enfin, tous ces résultats ont été obtenus pour des distances entre 15 et 200 km, et des fréquences entre 0.5 et 15 Hz.

Les principaux problèmes liés aux inversions présentées ci-dessus concernent en premier lieu les interactions fortes entre les différents paramètres. Ceux qui contrôlent la forme du spectre semblent relativement bien résolus, par contre ceux qui contrôlent l'amplitude du spectre sont plus difficiles à déterminer. En ce qui concerne l'analyse des données, la fenêtre de temps utilisée pour définir les ondes S influence aussi l'amplitude des spectres de Fourier, par contre leur forme ne dépend presque pas de ce choix. Les limites en distance et en fréquence imposées font aussi partie des limitations de cette étude. En particulier, la distance minimale de 15 km peut être trop faible pour respecter l'hypothèse de champ lointain pour les plus gros séismes ($M_w > 4.5$). La limite inférieure à 0.5 Hz empêche elle-aussi l'étude des plus gros séismes dont la fréquence coin se rapproche de cette limite ($M_w = 4.5 \Rightarrow f_c = 1.6$). Enfin, la limite à 15 Hz est imposée pour s'affranchir de l'effet de la fréquence f_{max} , pourtant l'utilisation de fréquences plus hautes pourrait aider à mieux déterminer les fréquences coin des plus petits séismes ainsi que l'atténuation anélastique.

Dans le chapitre 5, nous avons utilisé les séismes les plus importants enregistrés par le RAP pour tester divers modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, avec l'idée d'anticiper les mouvements attendus en cas de gros séisme en France. Les séismes à notre disposition restent de magnitude modérée et ne permettent pas d'établir un modèle spécifique pour la France. Pour cette raison, nous avons classé les modèles existant en fonction de la façon dont ils expliquent les données françaises. En se basant sur la conversion des magnitudes M_{LDG} en magnitudes de moment M_w donnée plus haut, et sur les stations identifiées au rocher dans le chapitre 4, certains modèles permettent d'expliquer les données françaises ; ce sont les modèles de Lussou et al. (2001), Abrahamson and Silva (1997), et Berge-Thierry et al. (2003). Nous avons aussi montré l'inadéquation de l'utilisation des magnitudes locales en entrée de ces modèles. L'utilisation combinée de ces modèles et des conversions de magnitudes locales en magnitudes de moment données ci-dessus permet d'anticiper des scénarios de mouvement forts. Nous avons aussi noté la variabilité présente dans les données qui peut provenir des réponses de site, de variations régionales d'atténuation, de variations dans les chutes de contrainte... Notons tout de même que nous manquons de données pour bien contraindre la variabilité de manière statistique.

Cette thèse a débuté alors que le réseau RAP était toujours en cours d'installation, le nombre de données disponibles n'était donc pas optimum pour faire une étude de la sismicité sur l'ensemble du territoire français. Par exemple, le séisme de Lorient du 30 septembre 2002, de magnitude RéNaSS 5.4, n'a pas été enregistré par le RAP. Depuis 2003, des stations ont été installées dans de nouvelles zones du territoire métropolitain comme par exemple l'ouest de la France, ou le Massif Central. Les nouvelles données qui

seront obtenues permettront d'analyser plus spécifiquement les phénomènes d'atténuation dans des régions ayant des contextes tectoniques différents, et peut-être aussi de mettre en évidence des types de source différents d'une région à l'autre (par exemple impliquant une variabilité de la chute de contrainte). L'augmentation du nombre de données permettra aussi à terme d'envisager des tomographies du facteur de qualité pour pouvoir accéder à la structure 3D de l'atténuation anélastique.

D'autre part, il serait important de continuer à calculer les fonctions de site dans les stations qui n'ont pas été prises en compte dans cette étude, ainsi que dans les stations nouvellement installées, au fur et à mesure que de nouvelles données seront accessibles. Les réponses des stations devraient aussi être étudiées plus en détail, avec en particulier la reconnaissance de la fréquence f_{max} pour chaque site qui permettra d'étendre la gamme de fréquence pour le type d'étude menée dans cette thèse.

Nous avons vu l'intérêt de conserver les petits séismes pour vérifier que les lois d'échelles sont aussi valables pour des événements avec des magnitudes inférieure à 3. Dans le futur, l'archivage des données devrait peut-être être restreint à des séismes de magnitude supérieure à 3. Par contre, les durées d'enregistrement seront étendues afin de pouvoir étudier de manière plus systématique la coda des enregistrements, qui peut aider à mieux comprendre les phénomènes d'atténuation. La diffraction semble en effet jouer un rôle important, en particulier dans les Pyrénées. De plus l'installation d'un réseau large bande semble essentielle, les données ainsi recueillies associées à celle du RAP permettront sans doute de mieux contraindre les basses fréquences et déterminer des paramètres de source (moment sismique et chute de contrainte) plus fiables.

Bibliographie

- Abrahamson, N. A. and Shedlock, K. M. (1997). Overview. *Seism. Res. Lett.*, 68(1) :9–23.
- Abrahamson, N. A. and Silva, W. J. (1997). Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seism. Res. Lett.*, 68(1) :94–127.
- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72(4) :1217–1231.
- Aki, K. (1987). Magnitude-frequency relation for small earthquakes : a clue to the origin of f_{max} of large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 92 :1349–1355.
- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative Seismology, second edition*. University Science Books, Sausalito, California.
- Ambraseys, N. and Free, M. W. (1997). Surface-wave magnitude calibration for European region earthquakes. *J. Earthquake Eng.*, 1 :1–22.
- Ambraseys, N., Simpson, K. A., and Bommer, J. J. (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 25 :371–400.
- Anderson, J. G. (1986). Implication of attenuation for studies of the earthquake source. *Earthquake Source Mechanics, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Monograph 37*, pages 311–318.
- Anderson, J. G. (2000). Expected shape of regressions for ground-motion parameters on rock. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(6B) :S43–S52.
- Andrews, D. J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *Earthquake Source Mechanics, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Monograph 37*, pages 259–267.
- Archuleta, R. J., Cranswick, E., Mueller, C., and Spudich, P. (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 87(B6) :4595–4607.
- Atkinson, G. M. and Beresnev, I. A. (1997). Don't call it stress drop. *Seism. Res. Lett.*, 68 :3–4.

- Atkinson, G. M. and Boore, D. M. (1997). Some comparisons between recent ground-motion relations. *Seism. Res. Lett.*, 68(1) :24–40.
- Bard, P.-Y. and Riepl-Thomas, J. (2000). *Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion*. Wave Motion in Earthquake Engineering, E. Kausel and G. Manolis (Editors), WIT Press, Southampton, Great Britain.
- Baroux, E., Pino, N. A., Valensise, G., Scotti, O., and Cushing, M. E. (2003). Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake : A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. *J. Geophys. Res.*, 108(B9) :2454,doi :10.1029/2002JB002348.
- Bay, F., Fäh, D., Malagnini, L., and Giardini, D. (2003). Spectral shear-wave ground-motion scaling in Switzerland. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(1) :414–429.
- Bay, F., Wiemer, S., Fäh, D., and Giardini, D. (2005). Predictive ground motion scaling in Switzerland : Best estimates and uncertainties. *J. Seismology*, 9 :223–240.
- Beauval, C. (2003). *Analyse des incertitudes dans une estimation probabiliste de l'aléa sismique, exemple de la France*. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble I.
- Berge-Thierry, C., Cotton, F., Scotti, O., Griot-Pommer, D. A., and Fukushima, Y. (2003). New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes. *J. Earthquake Eng.*, 7(2) :193–222.
- Bernard, P. and Lambert, J. (1988). Subduction and seismic hazard in the northern lesser Antilles : revision of the historical seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78(6) :1965–1983.
- Betbeder-Matibet, J. (2003). *Génie parasismique, Risques et aléas sismiques (volume 2)*. Hermes Science Publication, Paris.
- Boatwright, J., Fletcher, J. B., and Fumal, T. E. (1991). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81(5) :1754–1782.
- Bommer, J. J., Abrahamson, N. A., Strasser, F. O., Pecker, A., Bard, P.-Y., Bungum, H., Cotton, F., Fäh, D., Sabetta, F., and Scherbaum, F. (2004). The challenge of defining upper bounds on earthquake ground motions. *Seism. Res. Lett.*, 75(1) :82–95.
- Bommer, J. J., Scherbaum, F., Bungum, H., Cotton, F., Sabetta, F., and Abrahamson, N. A. (2005). On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic-hazard analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(2) :377–389.
- Bonilla, L. F., Steidl, J. H., Lindley, G. T., Tumarkin, A. G., and Archuleta, R. J. (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(3) :710–730.

- Boore, D. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73(6) :1865–1894.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E. (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes : a summary of recent works. *Seism. Res. Lett.*, 68(1) :128–153.
- Braunmiller, J., Deichmann, N., Giardini, D., Wiemer, S., and the SED Magnitude Working Group (2005). Homogeneous moment-magnitude calibration in Switzerland. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(1) :doi : 10.1785/0120030245.
- Brodsky, E. E. and Kanamori, H. (2001). Elastohydrodynamic lubrication of faults. *J. Geophys. Res.*, 106(B8) :16357–16374.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75(26) :4997–5009.
- Brune, J. N. (1971). Correction. *J. Geophys. Res.*, 76(20) :5002.
- Campbell, W. and Bozorgnia, Y. (2003a). Erratum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(3) :1413.
- Campbell, W. and Bozorgnia, Y. (2003b). Erratum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(4) :1872.
- Campbell, W. and Bozorgnia, Y. (2003c). Updated near source ground motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(1) :314–331.
- Campbell, W. and Bozorgnia, Y. (2004). Erratum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6) :2417.
- Campillo, M., Feignier, B., Bouchon, M., and Béthoux, N. (1993). Attenuation of crustal waves across the Alpine range. *J. Geophys. Res.*, 98(B2) :1987–1996.
- Campillo, M. and Plantet, J.-L. (1991). Frequency dependence and spatial distribution of seismic attenuation in France : experimental results and possible interpretations. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 67 :48–64.
- Campillo, M., Plantet, J.-L., and Bouchon, M. (1985). Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from Lg waves : data analysis and numerical modelling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75(5) :1395–1411.
- Chávez-García, F. J., Stephenson, W. R., and Rodríguez, M. (1999). Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand. A case history to compare 1D versus 2D site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(3) :718–732.
- Chazalon, A., Campillo, M., Gibson, R., and Carreno, E. (1993). Crustal wave propagation anomaly across the Pyrenean range. Comparison between observations and numerical simulations. *Geophys. J. Int.*, 115 :829–838.

- Chevrot, S. and Cansi, Y. (1996). Source spectra and site-response estimates using the coda of Lg waves in Western Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 23(13) :1605–1608.
- Correig, A. M., Mitchell, B. J., and Oritz, R. (1990). Seismicity and coda Q values in the Eastern Pyrenees : first results from the La Cerdanya seismic network. *Pageoph*, 132(1/2) :311–329.
- Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer, J. J., and Bungum, H. (2006). Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target regions : Application to Central Europe and rock sites. *J. Seismology, in Press*.
- Courboulex, F., Duval, A.-M., Deschamps, A., Lomax, A., and Larroque, C. (2001). Les enseignements du petit séisme de Peille (Alpes-Maritime, France). *C. R. Acad. Sci.*, 332(2) :105–112.
- De Mets, C., Gordon, R., Argus, D., and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101 :425–478.
- De Mets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., and Mann, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, 27(3) :437–440.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A., and Rivera, L. (1993). Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221 :413–437.
- Douglas, J. (2003). Earthquake ground motion estimation using strong-motion records : a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth Sci. Rev.*, 61 :43–104.
- Drouet, S., Souriau, A., and Cotton, F. (2005). Attenuation, seismic moment, and site effects for weak-motion events : Application to the Pyrenees. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(5) :1731–1748.
- Dubos, N. (2003). *Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales*. Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse III.
- Dubos, N., Souriau, A., Ponsolles, C., Fels, J. F., and Sénéchal, G. (2003). Etudes des effets de sites dans la ville de Lourdes (Pyrénées, France) par la méthode des rapports spectraux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174(1) :33–44.
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, C., Fels, J. F., and Benahmed, S. (2004). Analysis of the May 2002 earthquake sequence in the central Pyrenees, consequences for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, France. *Geophys. J. Int.*, 156 :527–540.

- Eva, C., Cattaneo, M., Augliera, P., and Pasta, M. (1991). Regional coda Q variations in the western Alps (northern Italy). *Phys. Earth Planet. Interiors*, 67 :76–86.
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., and Jacques, E. (2002). Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, 107(B12) :doi :10.1029/2001JB000308.
- Field, E. H. and Jacob, K. H. (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85(4) :1127–1143.
- Fletcher, J. B. (1980). Spectra from high-dynamic range digital recordings of Oroville, California aftershocks and their source parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70(3) :735–755.
- Fletcher, J. B., Haar, L. C., Vernon, F. L., Brune, J. N., Hanks, T. C., and Berger, J. (1986). The effects of attenuation on the scaling of source parameters for earthquakes at Anza, California. *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), *American Geophysical Monograph 37*, pages 331–338.
- Frankel, A. (1982). The effects of attenuation and site response on the spectra of microearthquakes in the Northeastern Caribbean. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72(4) :1379–1402.
- Frankel, A. (1991). Mechanisms of seismic attenuation in the crust : scattering and anelasticity in New York State, South Africa, and southern California. *J. Geophys. Res.*, 96(B4) :6269–6289.
- Frankel, A., McGarr, A., Bicknell, J., Mori, J., Seeber, L., and Cranswick, E. (1990). Attenuation of high-frequency shear waves in the crust : measurements from New York State, South Africa, and southern California. *J. Geophys. Res.*, 95(B11) :17441–17457.
- Frankel, A. and Wennerberg, L. (1989). Microearthquake spectra from the Anza, California, seismic network : site response and source scaling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79 :581–609.
- Gagnepain-Beyneix, J. (1985). Variation of source parameters of small western Pyrenean earthquakes and their relation to main shock occurrence. *Ann. Geophys.*, 3(3) :381–394.
- Gagnepain-Beyneix, J. (1987). Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89 :681–704.
- Geli, L., Bard, P.-Y., and Jullien, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion : A review and new results. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78(1) :42–63.

- Haberland, C. and Rietbrock, A. (2001). Attenuation tomography in the Western Central Andes : a detailed insight into the structure of a magmatic arc. *J. Geophys. Res.*, 106(B6) :11151–11167.
- Hanks, T. C. (1982). f_{max} . *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72(6) :1867–1879.
- Heaton, T. H., andi, F. T., and Mori, A. W. (1986). Estimating ground motions using recorded accelerograms. *Surv. in Geophys.*, 8 :25–83.
- Herráiz, M. and Mezcua, J. (1984). Application of coda wave analysis to microearthquake analog data. *Ann. Geophys.*, 2(5) :545–552.
- Hirn, A., Daignières, M., Gallart, J., and Vadell, M. (1980). Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho. *Geophys. Res. Lett.*, 7(4) :263–266.
- Hutchings, L. and Wu, F. (1990). Empirical Green’s functions from small earthquakes : a waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake. *J. Geophys. Res.*, 95(B2) :1187–1214.
- Ide, S. and Beroza, G. C. (2001). Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophys. Res. Lett.*, 28(17) :3349–3352.
- Jennings, P. C. (2003). An introduction to the earthquake response of structures. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger (Editors), Academic Press, pages 1097–1125.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82(20) :2981–2987.
- Kanamori, H. (1978). Quantification of earthquakes. *Nature*, 271 :411–414.
- Kanamori, H. and Anderson, D. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65(5) :1073–1095.
- Kanamori, H. and Rivera, L. (2004). Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(1) :314–319.
- Lacombe, C., Campillo, M., Paul, A., and Margerin, L. (2003). Separation of intrinsic absorption and scattering attenuation from L_g coda decay in central France using acoustic radiative transfer theory. *Geophys. J. Int.*, 154 :417–425.
- Lambert, J. (1997). *Les tremblements de terre en France*. Editions BRGM, France.
- Lambert, J. and Levret-Albaret, A. (1996). *Mille ans de séismes en France*. Ouest Editions, Presses Académiques, France.

- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press, San Diego California.
- Le Brun, B. (1997). *Les effets de site : étude expérimentale et simulation de trois configurations*. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble I.
- Le Brun, B., Hatzfeld, D., and Bard, P. Y. (2001). Site effect study in urban area : experimental results in Grenoble (France). *Pure Appl. Geophys.*, 158 :2543–2557.
- Levret, A., Backe, J. C., and Cushing, M. (1994). Atlas of macroseismic maps for french earthquakes with their principal characteristics. *Natural Hazards*, 10 :19–46.
- Lomax, A. and Snieder, R. (1994). Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 24 :2617–2620.
- Lussou, P., Bard, P. Y., Cotton, F., and Fukushima, Y. (2001). Seismic design regulation codes : contribution of K-net data to site effect evaluation. *J. Earthquake Eng.*, 5(1) :13–33.
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66(3) :639–666.
- Malagnini, L., Akinci, A., Hermann, R. B., Pino, N. A., and Scognamiglio, L. (2002). Characteristics of the ground motion in northeastern Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92(6) :2186–2204.
- Malagnini, L., Hermann, R. B., Di Bona, M., and Kosh, K. (1999). Ground motion attenuation at regional distance in Italy and Germany. *Seism. Res. Lett.*, 70(2) :214–225.
- Malagnini, L. and Herrmann, R. B. (2000). Ground-motion scaling in the region of the 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(4) :1041–1051.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B., and Di Bona, M. (2000a). Ground-motion scaling in the Apennines (Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(4) :1062–1081.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B., and Koch, K. (2000b). Regional ground-motion scaling in central Europe. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(4) :1052–1061.
- Malagnini, L., Mayeda, K., Akinci, A., and Bragato, P. L. (2004). Estimating absolute site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(4) :1343–1352.
- Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M., and Schlupp, A. (2004). A probabilistic approach to seismic hazard in Metropolitan France. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6) :2137–2163.

- Martin, C., Combes, P., Secanell, R., Lignon, G., Carbon, D., Fioravanti, A., and Grellet, B. (2002). Révision du zonage sismique de la France. Etude probabiliste. *Rapport GEOTER GTR/MATE/0701-150*.
- Mayeda, K. and Walter, W. R. (1996). Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes. *J. Geophys. Res.*, 101(B5) :11195–11208.
- Mitchell, B. J. (1995). Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation. *Rev. Geophys.*, 33 :441–462.
- Mitchell, B. J., Pan, Y., Xie, J., and Cong, L. (1997). Lg coda Q variations across Eurasia and its relation to crustal evolution. *J. Geophys. Res.*, 102(B10) :22767–22779.
- Modiano, T. and Hatzfeld, D. (1982). Experimental study of the spectral content for shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72(5) :1739–1758.
- Mooney, W. D., Laske, G., and Masters, T. G. (1998). CRUST 5.1 : A global crustal model at $5^\circ \times 5^\circ$. *J. Geophys. Res.*, 103(B1) :727–747.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. *Q. Rep. RTRI, Jpn.*, 30 :25–33.
- Nicolas, M., Massinon, B., Mechler, P., and Bouchon, M. (1982). Attenuation of regional phases in western Europe. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72(6) :2089–2106.
- Nocquet, J. and Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophys. J. Int.*, 154 :72–88.
- Nuttli, O. (1982). The earthquake problem in the eastern United States. *J. Struct. Div. Soc. Eng.*, 108 :1302–1312.
- Ordaz, M. and Singh, S. K. (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82(1) :43–24.
- Raoof, M., Herrmann, R. B., and Malagnini, L. (1999). Attenuation and excitation of three-component ground motion in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(4) :888–902.
- Rautian, T. G. and Khalturin, V. I. (1978). The use of the coda for the determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68(4) :923–948.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis : Issues and insights*. Columbia University Press, New York.
- Richter, C. F. (1958). *Elementary Seismology*. Freeman, San Fransisco.

- Rietbrock, A. (2001). P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake. *J. Geophys. Res.*, 106(B3) :4141–4154.
- Rigo, A., Pauchet, H., Souriau, A., Grésillaud, A., Nicolas, M., Olivera, C., and Figueras, S. (1997). The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees : first results. *J. Seismology*, 1 :3–14.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., and Deramond, J. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections : geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1) :41–50.
- Rueda, J. and Mezcua, J. (2005). Near-real-time seismic moment-tensor determination in Spain. *Seism. Res. Lett.*, 76(4) :455–465.
- Sabetta, F. and Pugliese, A. (1996). Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(2) :337–352.
- Sambridge, M. and Drijkoningen, G. (1992). Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, 109 :323–342.
- Satoh, T., Kawase, H., and Matsushima, S. (2001). Differences between site characteristics obtained from microtremors, S-waves, P-waves, and codas. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91 :313–334.
- Scherbaum, F. (1990). Combined inversion for the three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra. *J. Geophys. Res.*, 95(B8) :12423–12438.
- Scherbaum, F., Cotton, F., and Smit, P. (2004a). On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity : The case of rock motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(6) :2164–2185.
- Scherbaum, F., Schmedes, J., and Cotton, F. (2004b). On the conversion of source-to-site distances measures for extended earthquakes source models. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(3) :1053–1069.
- Scherbaum, F. and Wyss, M. (1990). Distribution of attenuation in the Kaoiki, Hawaii, source volume estimated by inversion of P wave spectra. *J. Geophys. Res.*, 95(B8) :12439–12448.
- Scholz, C. H., Aviles, C. A., and Wesnousky, S. G. (1986). Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76(1) :65–70.

- Sen, M. K. and Stoffa, P. L. (1992). Rapid sampling of model space using genetic algorithms : examples from seismic waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, 108 :281–292.
- Singh, S. and Herrmann, R. B. (1983). Regionalisation of crustal coda Q in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, 88(B1) :527–538.
- Souriau, A. and Granet, M. (1995). A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.*, 100(B9) :18117–18134.
- Souriau, A. and Pauchet, H. (1998). A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290 :221–244.
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J. F., Douchain, J. M., and Ponsolles, C. (2001). Sismotectonique des Pyrénées : principales contraintes sismologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172(1) :25–39.
- Steidl, J. H., Tumarkin, A. G., and Archuleta, R. J. (1996). What is a reference site? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(6) :1733–1748.
- Tarantola, A. (2004). *Inverse problem theory and methods for model parameters estimation*. SIAM, Philadelphia.
- Tarantola, A. and Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20(2) :219–232.
- Thouvenot, F. (1983). Frequency dependence of the quality factor in the upper crust : a deep seismic sounding approach. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 73 :427–447.
- Thouvenot, F. (1996). *Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural)*. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, B., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A., and Hatzfeld, D. (1998). The M_L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15 : a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.*, 135 :876–892.
- Toro, G. R., Abrahamson, N. A., and Schneider, J. F. (1997). Model of strong ground motions for earthquakes in central eastern North America : best estimates and uncertainties. *Seism. Res. Lett.*, 68 :41–57.
- Vogt, J. (1979). *Les tremblements de terre en France*. Editions du BRGM, Orléans.
- Wu, C. F. J. (1986). Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis. *Ann. Statist.*, 14(4) :1261–1295.
- Xie, J. and Nuttli, O. W. (1988). Interpretation of high-frequency coda at large distances : stochastic modelling and method of inversion. *Geophys. J. Int.*, 95 :579–595.

Table des figures

1.1	Principales unités tectoniques de la France métropolitaine. 1=Failles, 2=Graben, 3=Chevauchements, 4=Massifs cristallins, 5=Volcanisme Tertiaire ou Quaternaire, 6=Massifs Alpains Internes (I.D.), Externes (E.D.) (tiré de Delouis et al., 1993).	4
1.2	Sismicité historique en France issue de la base SisFrance. Les dates indiquent les séismes les plus destructeurs.	6
1.3	Sismicité instrumentale en France issue du BCSF (données RéNaSS et LDG) pour la période 1980-2004.	7
1.4	Histogramme des magnitudes des séismes enregistrés entre 1980 et 2004 en France métropolitaine (source BCSF).	8
1.5	Carte de la sismicité des petites Antilles (tiré de Feuillet et al., 2002).	9
1.6	Carte des réseaux LDG (en haut) et RéNaSS (en bas). Situation fin 2005.	12
1.7	Comparaison des différents types de magnitudes utilisées en sismologie (tiré de Heaton et al., 1986).	13
1.8	Comparaison de la moyenne des spectres de Fourier des ondes S dans la zone épicertrale (tireté) et dans la ville de Mexico à 373 km de l'épicentre (trait plein) pour le séisme du 19 septembre 1985 ($M_S = 8.1$) (tiré de Ordaz and Singh, 1992).	16
1.9	Stations du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) français (situation fin 2005), avec mention des organismes qui en ont la charge (www.rap.obs.ujf-grenoble.fr).	20
1.10	Histogrammes des stations du RAP installées, des événements enregistrés, et des enregistrements recueillis par année (Philippe Gueguen, communication personnelle).	21
1.11	Schéma de l'oscillateur à un degré de liberté et spectre de réponse associé (tiré de Jennings, 2003).	22

2.1	Exemples de spectres en accélération enregistrés dans deux stations du RAP, les séismes enregistrés ont des magnitudes comparables d'une station à l'autre. a) Station PYAT : nous observons les fréquences coin définies par l'intersection des asymptotes haute et basse fréquence (triangles), et la fréquence f_{max} qui correspond à une forte atténuation haute fréquence (ronds). b) Station PYAD : la fréquence f_{max} est toujours indiquée (ronds), par contre il est impossible de définir les asymptotes pour le spectre.	26
2.2	Superposition de plusieurs pics de Debye représentant l'atténuation engendrée par plusieurs mécanismes (tiré de Lay and Wallace, 1995). L'enveloppe est plate sur une large bande de fréquence.	27
2.3	Réponse instrumentale, en amplitude, des capteurs du réseau vélocimétrique RSSP (Mark Products L4C-1Hz). Les paramètres pris en compte pour calculer cette réponse sont ceux fournis par le constructeur.	49
2.4	Comparaison des spectres de Fourier en déplacement obtenus aux stations PYAT (station accélérométrique, en noir) et ATEF (station vélocimétrique, en gris), deux stations situées à 1.4 km l'une de l'autre. Les spectres correspondants aux ondes S sont superposés aux spectres correspondants au bruit pour les deux stations.	50
2.5	Répartition des données en fonction de la fréquence pour des rapports signal sur bruit différents ($S/N > 3$ en blanc, $S/N > 10$ en gris foncé et $S/N > 20$ en gris clair).	51
2.6	Comparaison des spectres de Fourier en déplacement obtenus à partir de différentes fenêtres en temps contenant les ondes S. Les spectres en rouge sont calculés sur des fenêtres de 20 s quelle que soit la distance hypocentrale ; les spectres en vert sont calculés sur des fenêtres entre le temps d'arrivée des ondes S et deux fois ce temps ; les spectres en bleu sont calculés sur des fenêtres de longueur constante à petite et grande distance et entre t_S et $1.5 \times t_S$ entre 35 et 105 km.	53
2.7	a) Moyenne à basse fréquence (entre 0.5 et 1.5 Hz) des amplitudes des spectres de Fourier en déplacement pour les différentes stations ayant enregistré le séisme du 16 mai 2002 (c.f. table 2 section 2.3). Les ronds pleins correspondent aux accéléromètres, et les vides aux vélocimètres. Nous obtenons une pente (exposant γ de l'atténuation géométrique) de 2.23. b) Valeurs de γ pour différents séismes bien enregistrés (au moins 15 enregistrements dont au moins deux à moins de 40 km), le numéro de séisme fait référence à la table 2 section 2.3.	54

2.8	Spectres synthétiques calculés pour différentes magnitudes M_{OMP} (en rouge). Les moments sismiques et les fréquences coin sont déterminés par les lois de Kanamori (1977), et Chevrot and Cansi (1996) en supposant $M_{OMP}=M_w$. $M_{OMP}=5.4$ implique $f_c = 2.0$ Hz et $M_0 = 1.58 \times 10^{17}$ N.m ; $M_{OMP}=4.0$ implique $f_c = 5.4$ Hz et $M_0 = 1.26 \times 10^{15}$ N.m ; $M_{OMP}=2.7$ implique $f_c = 13.6$ Hz et $M_0 = 1.41 \times 10^{13}$ N.m. Les droites en pointillés correspondent aux asymptotes haute et basse fréquence des spectres.	54
2.9	Evolution des résidus en fonction de la fréquence coin testée pour deux séismes différents. En gris : résidus pour chaque enregistrement, en rouge : résidus sur un calcul prenant en compte tous les enregistrements. Les minima sont indiqués par des triangles.	55
2.10	Fonctions de transfert (effet de site) des stations accélérométriques des Pyrénées en fonction de la fréquence. Les courbes représentent la moyenne des effets de site plus ou moins un écart type. En noir sont représentés les résultats de l'article ci-dessus, et en rouge les rapports H/V calculés sur le bruit de fond pris sur les mêmes enregistrements.	58
2.11	Fonctions de transfert (effet de site) des stations vélocimétriques des Pyrénées en fonction de la fréquence. Les courbes représentent la moyenne des effets de site plus ou moins un écart type. En noir sont représentés les résultats de l'article ci-dessus, et en rouge les rapports H/V calculés sur le bruit de fond pris sur les mêmes enregistrements.	59
3.1	Histogramme des rapports entre le premier et le troisième point utilisés pour définir la normalisation dans l'inversion génétique pour les données pyrénéennes (à gauche). Spectres normalisés pour chaque enregistrement (à droite).	65
3.2	Evolution des résidus moyen (en noir), minimum (en bleu) et maximum (en rouge) en fonction de la génération testée, pour le jeu de données pyrénéennes.	66
3.3	Histogramme des paramètres d'atténuation obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc), pour le jeu de données pyrénéennes.	67
3.4	Histogramme des fréquences coin obtenues avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec les histogrammes correspondant à la génération de départ (en blanc) pour les 20 premiers séismes de la liste du jeu de données pyrénéennes (Table 2, section 2.3). La magnitude locale $M_L = M_{OMP}$ est indiquée dans chaque cas.	68

3.5	Histogrammes des termes correctifs de station obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec les histogrammes correspondant à la génération de départ (en blanc) pour les 18 stations accélérométriques analysées, pour le jeu de données pyrénéennes.	69
3.6	Comparaison des fréquences coin obtenues avec la méthode linéaire présentée au sous-chapitre 2.3 et celles retrouvées par inversion génétique, pour le jeu de données pyrénéennes. A gauche, les fréquences coin génétiques sont tracées en fonction des fréquences coin linéaires. A droite, les fréquences coin (génétiques : carrés noirs, et linéaires : triangles rouges) sont fonction de la magnitude locale M_{OMP}	70
3.7	Séismes, stations et trajets composant le jeu de données pour les Alpes. . .	74
3.8	Evolution des résidus moyen (en noir), minimum (en bleu) et maximum (en rouge) en fonction de la génération testée, pour le jeu de données Alpes. . .	75
3.9	Histogramme des paramètres d'atténuation obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc), pour le jeu de données Alpes.	75
3.10	Fréquences coin obtenues pour les séismes alpins (carrés noirs) en fonction des magnitudes locales : magnitude Sismalp (M_{SIS}) à gauche, et magnitude LDG (M_{LDG}) à droite, avec les régressions correspondantes (traits pleins noirs). Les fréquences coin obtenues pour les séismes pyrénéens (triangles rouges) sont superposées sur le graphique de droite, ainsi que la régression regroupant les deux jeux de données (trait plein rouge), et la relation fréquence coin- M_{LDG} de Chevrot and Cansi (1996) (pointillé).	76
3.11	Séismes, stations et trajets composant le jeu de données pour le nord-est de la France.	77
3.12	Evolution des résidus moyen (en noir), minimum (en bleu) et maximum (en rouge) en fonction de la génération testée, pour les données du nord-est de la France.	78
3.13	Histogramme des paramètres d'atténuation obtenus avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc), pour les données du nord-est de la France. . .	78
3.14	Histogramme des fréquences coin obtenues avec les 50 meilleurs modèles (en noir), superposé avec l'histogramme correspondant à la génération de départ (en blanc) pour les séismes du nord-est de la France.	79
4.1	Evolution des résidus au cours de l'inversion de Newton pour les données pyrénéennes.	89

4.2	Matrice de corrélation entre les différents paramètres inversés pour les données pyrénéennes, 581 paramètres correspondants aux 28 moments (indices 1 à 28), 28 fréquences coin (indices 29 à 56), γ , q_0 , α (indices 57, 58, et 59, respectivement), et aux 522 effets de site (18 stations et 29 fréquences). La matrice du bas correspond au zoom sur les moments, les fréquences coin et les paramètres d'atténuation.	90
4.3	Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{OMP} . Les ronds noirs correspondent à l'inversion présentée dans ce chapitre, et les triangles rouges correspondent aux résultats de l'inversion linéaire (section 2.3).	92
4.4	Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{OMP} , M_{LDG} , M_{ReNaSS}). Le trait fin correspondrait à une pente de 1 (équivalence entre la magnitude locale et la magnitude de moment).	92
4.5	Matrice de corrélation entre les différents paramètres inversés, lorsque nous imposons $\gamma = 1$ dans l'inversion. La matrice a la même forme que pour la figure 4.2.	95
4.6	Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{OMP} pour l'inversion en imposant $\gamma = 1$. Les ronds noirs correspondent à l'inversion présentée dans ce chapitre, et les triangles rouges correspondent aux résultats de l'inversion linéaire (section 2.3).	96
4.7	Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{OMP} , M_{LDG} , M_{ReNaSS}) pour les résultats avec l'inversion en imposant $\gamma = 1$. Le trait fin correspondrait à une pente de 1 (équivalence entre la magnitude locale et la magnitude de moment).	96
4.8	Effets de site calculés pour les stations accélérométriques des Pyrénées par la méthode présentée dans ce chapitre en imposant $\gamma = 1$ (en noir) et par la méthode linéaire présentée à la section 2.3 (en rouge).	99
4.9	Matrice de corrélation entre les différents paramètres inversés pour les données alpines. Les 981 paramètres correspondent aux 55 moments (indices 1 à 55), 55 fréquences coin (indices 56 à 110), γ , q_0 , α (indices 111, 112, et 113, respectivement) et aux 868 effets de site (31 stations et 28 fréquences). La matrice du bas correspond au zoom sur les moments, les fréquences coin et les paramètres d'atténuation.	103
4.10	Effets de site calculés pour les stations accélérométriques des Alpes et de la Provence par la méthode présentée dans ce chapitre. Trait pointillé : condition de fermeture sur la moyenne des stations; trait plein : condition de fermeture sur la moyenne des stations qui ne présentent pas un effet de site trop important (se référer au texte). Suite page suivante...	104

4.10	Suite.	105
4.11	Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{SIS} pour les données alpines.	106
4.12	Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{SIS} , M_{LDG} , M_{ReNaSS}) pour les données alpines.	106
4.13	Comparaison des fréquences coin avec les magnitudes de moment, et les magnitudes M_{SIS} pour les données alpines, en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion.	110
4.14	Comparaison des magnitudes de moment avec les différentes magnitudes locales (M_{SIS} , M_{LDG} , M_{ReNaSS}) pour les données alpines, en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion.	110
4.15	Fonctions de site retrouvées par inversion pour les stations RAP du nord-est de la France. La station STMU a été retirée de la condition de fermeture.	113
4.16	Spectres corrigés des effet d'atténuation et de site, relatifs à l'inversion des données alpines en imposant $\gamma = 1$ pour les séisme du 20 août 2000 et du 21 février 2001 (en rouge). Points noirs : moyenne des spectres obtenu dans les différentes stations. Trait plein : modélisation par un spectre de Brune des données moyennées.	115
4.17	Comparaison des relations entre fréquences coin et magnitudes pour les trois jeux de données inversés (triangles gris : Alpes, ronds noirs : Pyrénées, carrés bleus : nord-est de la France). Ronds rouges : résultats pour une inversion des termes de source seuls en utilisant les autres paramètres retrouvés lors des inversions pour corriger les spectres (se référer au paragraphe 4.5). a : les inversions pour les Alpes et les Pyrénées sont effectuées sans contrainte sur les paramètres; b : l'atténuation géométrique est imposée ($\gamma = 1$).	116
4.18	Comparaison des magnitudes pour les trois jeux de données inversés. Mêmes symboles que la figure 4.17.	117
4.19	Comparaison des moments sismiques et des fréquences coin pour les trois jeux de données inversés, avec les indications des valeurs de chute de contrainte correspondantes. Même légende que la figure 4.17.	118

4.20	Comparaison d'accélérogrammes (composante Nord-Sud) de séismes de magnitude semblable, enregistrés à des distances comparables dans différentes stations en France. a. $M_{LDG} = 3.8$ et $D_{hypo} \approx 70$ km. b. $M_{LDG} \approx 5.1$, et $D_{hypo} \approx 60$ km. c. $M_{LDG} \approx 5.0$, et $D_{hypo} \approx 80$ et 110 km. Les stations PYxx sont situées dans les Pyrénées, OGAN et STSM sont situées, respectivement, dans les Alpes et le fossé Rhénan. Noter les fortes variations de la forme du signal suivant le trajet.	120
4.21	Comparaison des effets de site obtenus avec différentes méthodes pour les stations grenobloises. Les résultats de ce chapitre sont présentés en trait plein noir (station analysée divisée par la station de référence), les autres méthodes ont été appliquées par P. Gueguen (communication personnelle) à partir de données indépendantes. H/V bdf : rapports spectraux H/V sur le bruit de fond, RF : rapports spectraux H/V sur du signal sismique ("Receiver Functions"), CSR : rapports spectraux avec station de référence.	123
4.22	Comparaison des effets de site obtenus pour la station NROC avec différentes méthodes. Les courbes rouge et bleue sont les rapports spectraux NROC/NBOR, pour les deux voies horizontales déterminés par Courboux et al. (2001). La courbe noire est le rapport entre les effets de site déterminés dans les deux stations NBOR et NROC dans ce chapitre (Fig. 4.10).	124
5.1	Comparaison des différentes distances utilisées dans les modèles de mouvements forts (tiré de Abrahamson and Shedlock, 1997). Les définitions des distances sont données dans le texte.	129
5.2	Propriétés de la distribution de LH (tiré de Scherbaum et al., 2004a). A chaque distribution de résidus (à gauche), correspond une distribution des LH (à droite). Les gaussiennes représentent les histogrammes des résidus (en noir) et une gaussienne centrée sur 0 avec une variance égale à 1 (en pointillés).	131
5.3	Carte des séismes, stations et trajets utilisés pour le classement des modèles de mouvements forts pour la France métropolitaine.	156
5.4	Comparaison des spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w1} (se référer au texte). Suite page suivante...	158
5.4	Suite.	159

5.5	Histogrammes des résidus entre spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w1} (se référer au texte).	160
5.6	Comparaison des spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w2} (se référer au texte). Suite page suivante...	161
5.6	Suite.	162
5.7	Histogrammes des résidus entre spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w2} (se référer au texte).	163
5.8	Comparaison des spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w3} (se référer au texte). Suite page suivante...	164
5.8	Suite.	165
5.9	Histogrammes des résidus entre spectres de réponse observés et calculés avec différents modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol, pour les principaux événements enregistrés par le RAP. Les modèles sont calculés en se basant sur la magnitude de moment M_{w1} (se référer au texte).	166
5.10	Comparaison des spectres de réponse en accélération obtenus pour les séismes 3, 9, 10, et 11 (Table 5.1), de magnitude similaire ($M_{LDG} \approx 5.1$) et pour des distances entre 90.6 et 95.7 km (ce sont les mêmes données que dans les figures précédentes).	168

Liste des tableaux

1.1	Tableau des stations du RAP utilisées dans cette thèse (www.rap.obs.ujf-grenoble.fr).	17
3.1	Tableau des séismes alpins de magnitude RéNaSS supérieure à 3, enregistrés au minimum par trois stations du RAP. Les localisations et la magnitude M_{SIS} sont données par le réseau local Sismalp. N est le Nombre d'enregistrements, Δ la distance épacentrale, et $-$ indique que la magnitude est indisponible.	71
3.2	Tableau des séismes échantillonnant le nord-est de la France.	77
3.3	Tableau des principaux résultats sur le facteur d'atténuation anélastique $Q = Q_0 f^\alpha$, en France.	80
4.1	Modèle de départ pour l'inversion de Newton.	87
4.2	Tableau des séismes pyrénéens utilisés dans cette étude. N est le nombre d'enregistrements, et Δ la distance épacentrale.	87
4.3	Résultats pour les paramètres d'atténuation avec différents modèles de départ.	91
4.4	Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes pyrénéens : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.2.	94
4.5	Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes pyrénéens en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.2.	98
4.6	Tableau des séismes alpins utilisés dans cette étude. M_{SIS} est la magnitude déterminée par le réseau local Sismalp, N est le nombre d'enregistrements, Δ la distance épacentrale, et $-$ indique que la magnitude est indisponible.	100

4.7	Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes alpins : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.6.	107
4.8	Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes alpins, en imposant $\gamma = 1$ dans l'inversion : fréquence coin (f_c), moment sismique (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.6.	111
4.9	Tableau des paramètres de source déterminés pour les séismes du nord-est de la France : fréquences coin (f_c), moments sismiques (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) se réfère au tableau 3.2.	113
4.10	Tableau des séismes sélectionnés pour l'inversion des termes de source, N est le nombre d'enregistrements, et Δ la distance épiscopale.	114
4.11	Tableau des paramètres de source déterminés pour deux séismes particuliers : fréquences coin (f_c), moments sismiques (M_0), magnitude de moment (M_w), et chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Le numéro du séisme (N) fait référence au tableau 4.10.	115
4.12	Comparaison des magnitudes de moment estimées dans ce chapitre et des magnitudes de moment calculées par différents instituts.	121
5.1	Tableau des séismes utilisés pour le classement des modèles empiriques de prédiction du mouvement du sol pour la France. Les estimations de magnitude de moment sont les suivantes : M_{w1} magnitude issue de l'inversion du chapitre 4, M_{w2} magnitude issue de la conversion M_{LDG} vers M_w issue du chapitre 4, et M_{w3} magnitude déterminée par l'ETH Zürich (www.seismo.ethz.ch). N est le nombre d'enregistrements par séisme, et R la distance hypocentrale (valeurs minimale et maximale).	154
5.2	Résultats du classement des modèles empiriques de mouvements forts. Les différents types de magnitudes de moment utilisés sont définis dans le texte. MEDLH est la valeur médiane de la distribution des LH, MEDNR, MEANNR, et STDNR sont les valeurs médiane, moyenne et la déviation standard des distributions de résidus.	167

Stéphane Drouet

**Analysis of the accelerometric data applied to seismic hazard
assessment in France.**

Speciality : **Seismology**

Supervisors : **Annie Souriau (OMP/UPS, Toulouse)**

Fabrice Cotton (LGIT/UJF, Grenoble)

This work is devoted to the analysis of the accelerometric data from French metropolitan territory, recorded by the National Accelerometric Network (Réseau Accélérométrique Permanent, RAP), the deployment of which is under way since 1996, in order to provide elements for seismic hazard studies. A number of empirical strong ground motion models exists based on data from seismically active regions (USA, Japan...), but reevaluation of key parameters such as magnitudes or site effects is required in order to use these models in the French context.

First, the study of the moderate events data allows us to determine a homogeneous magnitude scale based on the seismic moment. Site responses for the RAP stations in the Pyrenees, the Alps and the Rhine Graben have also been computed. Attenuation models exhibit regional variations in France. Based on the previous results and on the data from the major events recorded by the RAP, empirical strong ground motion models suitable for France have been identified.

Key words : Seismic Hazard, France, Accelerometric data, Magnitudes, Site Effects, Regional Attenuation, Strong Ground Motion Models, Inversion.

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562,
Observatoire Midi-Pyrénées, 14, avenue E. Belin, 31400 TOULOUSE

Stéphane Drouet

Analyse des données accélérométriques pour la caractérisation de l'aléa sismique en France métropolitaine.

Discipline : **Sismologie**

Directeurs de thèse : **Annie Souriau (OMP/UPS, Toulouse)**

Fabrice Cotton (LGIT/UJF, Grenoble)

Ce travail est consacré à l'étude des données accélérométriques de la France métropolitaine, issues du Réseau Accélérométrique Permanent (RAP), en cours d'installation depuis 1996, pour caractériser l'aléa sismique. Il existe de nombreux modèles empiriques de prédiction des mouvements forts valables pour les régions sismiquement très actives (USA, Japon...), mais leur utilisation dans le contexte français nécessite la ré-évaluation de paramètres tels que les magnitudes et les conditions de site.

Dans un premier temps, l'analyse des données de séismes modérés a permis d'établir une échelle homogène de magnitudes issues du moment sismique. Par ailleurs, les réponses de site des stations du réseau RAP ont été calculées pour les Pyrénées, les Alpes et le fossé Rhénan. Enfin, les phénomènes d'atténuation au niveau de la France semblent présenter des variations régionales. En se basant sur les résultats précédents, l'applicabilité de certains modèles empiriques de mouvements forts a été démontrée, à partir des séismes les plus importants enregistrés par le RAP.

Mots-clés : Aléa sismique, France, Accélérométrie, Magnitudes, Effets de site, Atténuation régionale, Modèles de prédiction du mouvement sismique, Inversion.

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562,
Observatoire Midi-Pyrénées, 14, avenue E. Belin, 31400 TOULOUSE