



HAL
open science

Moment sismique et coda d'ondes crustales

Marylin Denieul

► **To cite this version:**

Marylin Denieul. Moment sismique et coda d'ondes crustales. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2014. Français. NNT : 2014STRAH015 . tel-01145423

HAL Id: tel-01145423

<https://theses.hal.science/tel-01145423>

Submitted on 24 Apr 2015

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.

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT
EOST - IPGS

THÈSE présentée par :

Marylin DENIEUL

soutenue le : **04 décembre 2014**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : **Géophysique - Sismologie**

**MOMENT SISMIQUE ET CODA
D'ONDES CRUSTALES**

THÈSE dirigée par :

Mr CARA Michel
Mme MAGGI Alessia

Professeur, université de Strasbourg
Professeur, université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

Mr MARGERIN Ludovic
Mr CAMELBEECK Thierry

Chargé de recherches, Université de Toulouse III Paul Sabatier
Directeur de recherches, Observatoire Royal de Belgique

EXAMINATEURS :

Mr MANCHUEL Kevin
Mr NICOLAS Marc

Ingénieur-Chercheur, EDF, Aix-en-Provence
Ingénieur-Chercheur, LDG-CEA, Bruyère-Le-Châtel

Remerciements

Voilà, c'est fini... D'un autre côté, après 11 ans à l'université de Strasbourg, il était temps d'en finir avec les études ! Mais avant de m'en aller, je tenais à remercier toutes les personnes qui ont été à mes côtés durant toutes ces années et surtout les trois dernières pendant ma thèse. Tout d'abord, je voulais remercier mes directeurs de thèse, Michel Cara et Olivier Sèbe. Je vous remercie tous les deux de m'avoir fait confiance en me proposant ce projet de thèse passionnant, et d'avoir été disponible et à mon écoute tout au long de ma thèse. Merci Michel d'avoir été un professeur passionnant et passionné tout au long de mes études. Vous êtes avec Alessia Maggi et Luis Rivera, les personnes qui m'ont donné envie de faire de la sismologie. Merci Olivier pour votre accueil au CEA, tous vos conseils et votre enthousiasme. Et surtout merci à tous les deux d'avoir été patient et agréable pendant toute la thèse. Je voulais remercier Alessia Maggi d'avoir accepté d'être dans un premier temps, mon rapporteur interne puis finalement ma co-directrice de thèse pour deux mois. Merci d'avoir toujours été là pour moi !

Je voulais remercier Ludovic Margerin, Thierry Camelbeeck, Marc Nicolas et Kevin Manchuel d'avoir accepté d'être dans mon jury de thèse. Je vous remercie de vous être tous investi dans ce travail de thèse. Merci à Ludovic Margerin, Marie Calvet et Jessie Mayor, pour les échanges que l'on a eu lors des réunions « coda ». Bon courage Jessie pour la fin de ta thèse ! Merci à Thierry Camelbeeck pour les corrections, commentaires et conseils qu'il a fait pour mon premier livrable SIGMA. Je le remercie aussi pour l'intérêt qu'il a porté au sujet. J'en profite pour remercier mes autres reviewers SIGMA : Francesca Pacor, Pierre-Yves Bard et John Douglas. Merci à Marc Nicolas pour son aide et ses explications au sujet des enregistrements analogiques du LDG. Merci à Kevin Manchuel de m'avoir si bien encadré et suivi lors du programme SIGMA. J'en profite pour remercier les autres personnes d'EDF qui ont suivi mon travail: Paola Traversa et Gloria Senfaute. Je remercie aussi Yves Cansi pour avoir suivi mon travail depuis le début, pour m'avoir conseillé et surtout pour s'être occupé des sismogrammes analogiques du LDG. Enfin merci Michel, Yves et Antoine pour cette aventure SI-Hex.

Mes remerciements vont aussi à toutes les personnes de l'EOST et du CEA qui m'ont aidé, parlé, souri, salué ... et oui, ce sont des petits riens qui font qu'on se sent mieux au travail ! Je remercie mes co-bureaux, Max et Nadège, pour m'avoir écouté me plaindre et raconter ma vie. J'espère ne pas vous avoir trop embêté car je sais que je suis très bavarde ! Je ne t'oublie pas Karim, le rebelle ! Merci à tous les amis que j'ai rencontré à l'EOST pour toutes ces soirées inoubliables dont j'ai souvent oublié la fin : Cédric, Alain, JR, Romy, Esra, Alex, Paul, Sheldon, les géologues Morgane et Isa, ...

Enfin, je dédie cette thèse à ma famille et mes amis de toujours. Tout d'abord, à toi Julien qui a supporté mes angoisses, qui m'a écouté répéter mes présentations pendant des heures et qui m'a toujours soutenu pendant ces trois années de thèse ! Mais tu en as bien

profité aussi ! Je remercie pour leur soutien et leur amour ma maman à qui je voulais dire que mon stage s'est bien passé, Eric, Mark, Steve, Soso, Miki, mon bibinou Yvann, et ceux qui vont faire le déplacement pour ma soutenance de thèse, mon papa, Pascale, mamie Léone, Guigui, Karine, Nicole, Nilou, Jay, Iris, Idris, Marie, JD, la famille Biglari, Guillaume... toute cette énumération de prénoms me rappelle mamie Suzanne au téléphone ! Merci à vous tous !

Table des Matières

| | |
|---|----|
| MOMENT SISMIQUE ET CODA D'ONDES CRUSTALES | 1 |
| Remerciements | 3 |
| Table des Matières | 5 |
| Chapitre I : Introduction générale..... | 7 |
| I.1 Le projet SI-Hex | 7 |
| I.2 Le projet SIGMA..... | 8 |
| I.3 Organisation de la thèse..... | 9 |
| Chapitre II : Caractérisation de la source sismique à partir de la coda des ondes crustales | 11 |
| II.1 La coda sismique | 11 |
| II.1.1 Les ondes sismiques | 11 |
| II.1.2 Origine et propriétés de la coda | 13 |
| II.2 Modèles de génération de coda..... | 15 |
| II.2.1 Modèles de diffusion simple | 16 |
| II.2.2 Modèles de diffusion multiple | 19 |
| II.3 Estimation des paramètres de source..... | 21 |
| II.4 Conclusions..... | 25 |
| Chapitre III : Observation et paramétrisation des enveloppes de coda en France métropolitaine .. | 27 |
| III.1 Données..... | 27 |
| III.2 Variations régionales des enveloppes de coda | 29 |
| III.3 Choix des paramètres de coda dans l'estimation du terme de propagation $C(t,f)$ | 37 |
| III.3.1 Influence du lissage | 39 |
| III.3.2 Choix de la fenêtre de temps | 41 |
| III.3.3 Relation avec le paramètre γ | 46 |
| III.4 Conclusions..... | 48 |
| Chapitre IV : Détermination de M_w par analyse fréquentielle des enveloppes de coda | 51 |
| IV.1 Traitement du signal..... | 51 |
| IV.2 Estimation des effets de site | 51 |
| IV.3 Estimation des facteurs de qualité coda Q_c régionaux..... | 55 |
| IV.5 Magnitude de moment M_w | 69 |
| IV.6 Conclusions..... | 74 |
| Chapitre V : Estimation de M_w à partir de la coda enregistrée sur des sismogrammes analogiques | 75 |
| M_w estimation from crustal coda-waves recorded on analog seismograms | 77 |

| | |
|---|-----|
| Chapitre VI : Application au projet SI-Hex..... | 107 |
| VI.1 Intégration des stations du centre de la France..... | 107 |
| VI.2 Loi de calibration $M_{coda}-M_w$ | 113 |
| VI.3 Traitement des signaux analogiques et numériques | 114 |
| VI.4 Résultats | 116 |
| Chapitre VII : Conclusions..... | 119 |
| ANNEXES..... | 123 |
| Annexe 1 : Variations régionales des enveloppes de coda | 123 |
| Annexe 2 : Variation de la valeur du paramètre b avec la taille de la fenêtre de coda | 147 |
| Annexe 3 : Magnitude de moment M_w de référence..... | 151 |
| Annexe 4 : Estimation de M_w par la méthode de <i>Mayeda et al. (2003)</i> | 155 |
| Annexe 5 : Magnitudes de moment M_w estimées à partir de méthode « coda » | 169 |
| Bibliographie | 175 |
| Résumé..... | 182 |
| Résumé en anglais..... | 182 |

Chapitre I : Introduction générale

Les tremblements de terre comptent parmi les catastrophes naturelles les plus destructives de notre planète. De tous temps, ils ont été la cause d'innombrables pertes humaines et matérielles dans plusieurs régions du monde. L'exemple récent le plus meurtrier est celui d'Haïti dont le séisme du 12 janvier 2010 a entraîné la mort de plus de 250 000 personnes. Certains séismes peuvent aussi engendrer de terribles tsunamis : tel fut le cas en Indonésie avec le séisme de Sumatra, le 26 décembre 2004 ou au Japon après le séisme de Tohoku, le 11 mars 2011. Bien qu'étant une région à sismicité moyenne, la France métropolitaine n'est pas à l'abri de dommages causés par des tremblements de terre sur son territoire. En effet, le 11 juin 1909, un séisme de magnitude de l'ordre de 6 s'est produit près de Lambesc en Provence faisant une quarantaine de morts et endommageant plus de 3000 constructions. Plus récemment dans les Pyrénées, le séisme d'Arette (13 août 1967) a causé la mort d'une personne et entraîné de nombreux dégâts. De plus, le sud-est de la France est fortement exposé à un risque de tsunami vu la fréquence des mouvements tectoniques en Méditerranée. Afin de protéger au mieux les populations et les bâtiments, il est essentiel d'évaluer le risque sismique dans les régions exposées. Cette estimation dépend de deux fonctions : la vulnérabilité correspondant à l'évaluation des conséquences d'un séisme sur le plan humain, matériel et économique, et l'aléa sismique lié à la probabilité qu'un séisme d'une certaine magnitude puisse affecter une région pendant une période donnée. Pour ce dernier, une connaissance approfondie du contexte tectonique et géologique de la sismicité historique et instrumentale est nécessaire. Les projets SI-Hex et SIGMA, auxquels ce travail de thèse est directement lié, s'inscrivent dans cette optique.

I.1 Le projet SI-Hex

Le projet de Sismicité Instrumentale de l'Hexagone (SI-Hex) est financé par le ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie et implique plusieurs laboratoires CNRS et un laboratoire CEA (DASE-LDG). Son but est de réaliser un catalogue homogène de la sismicité instrumentale de la France métropolitaine sur la période 1962-2009 (Cara *et al.*, 2014). La magnitude généralement utilisée dans les catalogues de sismicité des laboratoires français est la magnitude locale M_L . Elle est défini par l'amplitude maximale du déplacement du sol enregistré par un sismomètre de type Wood-Anderson¹ et est utilisée pour étudier la sismicité locale (Richter, 1935). En fonction des caractéristiques locales du milieu de propagation des ondes sismiques, le type d'instrument utilisé et la technique de mesure adoptée peuvent varier d'une région à une autre. Cette diversité des types d'enregistrement et procédures utilisés par les différents centres sismologiques français depuis les années 60 ont conduit à des

¹ Le sismomètre Wood-Anderson est caractérisé par une période propre de 0.85s, un amortissement de 0.8 et un gain de 2800. Il est sensible aux mouvements horizontaux du sol.

publications de catalogue de sismicité présentant de gros écarts de magnitude pour les mêmes évènements. Cette situation s'avère donc problématique lorsqu'il s'agit d'évaluer l'aléa sismique à partir de ces catalogues, d'où l'intérêt du projet SI-Hex. La magnitude qui s'est imposée sur le plan international est la magnitude de moment M_w définie par *Kanamori* (1977). Contrairement à la magnitude locale M_L qui a une base empirique, la magnitude de moment M_w est basée sur une théorie de la source sismique et est directement liée au moment sismique M_0 qui définit les paramètres physiques de la rupture sismique. Un des objectifs du projet SI-Hex est donc de déterminer les magnitudes de moment M_w de tous les séismes qui se sont produits depuis l'installation du premier réseau sismologique français. L'utilisation de la magnitude de moment M_w va permettre d'effectuer une comparaison à l'échelle mondiale des séismes entre eux. Depuis le début de la période instrumentale, le type d'enregistrement a évolué passant de l'analogique au numérique. Pour les plus forts séismes ($M_L > 4$), les anciens signaux enregistrés sur papier sont souvent saturés et ne permettent pas l'estimation de la magnitude à partir des amplitudes des ondes directes P ou S pour déterminer la magnitude. Seule une partie du signal est disponible : la coda sismique. De nombreuses études ont montré l'intérêt d'utiliser la coda des ondes crustales dans l'estimation des propriétés de la source sismique telle que la magnitude (*Rautian & Khalturin*, 1978 ; *Dewberry & Crosson*, 1995 ; *Mayeda et al.*, 2003). L'objectif de la thèse, dans le cadre du projet SI-Hex, est de développer une méthode d'estimation de la magnitude de moment M_w à partir de la coda du signal sismique applicable aussi bien sur signaux analogiques papier que numériques.

1.2 Le projet SIGMA

Le projet SIGMA (Seismic Ground Motion Assessment) est un programme de recherche et de développement sur l'aléa sismique financé par des industriels français et européens (EDF, AREVA, CEA et ENEL). Sa zone d'étude prioritaire est le sud-est de la France, le nord de l'Italie et les régions avoisinantes mais il couvre également des développements méthodologiques ciblés. Le programme est structuré en cinq axes : une meilleure connaissance des sources sismiques, une meilleure prévision des mouvements sismiques, une meilleure prise en compte des effets de site, une amélioration des modèles d'aléa sismique et une meilleure caractérisation et exploitation des bases de données d'enregistrement de mouvements sismiques. Le projet de thèse s'inscrit dans le premier axe du programme dont les principaux thèmes sont la description de failles sismiques dans les Alpes et les catalogues de sismicité historique et instrumental de la France. En plus de la méthodologie développée pour le projet SI-Hex, l'objectif de la thèse est une étude approfondie sur la caractérisation de la source sismique à partir de la coda. Ce travail de recherche a pour but de définir la relation entre le moment sismique M_0 , nécessaire à l'estimation de la magnitude de moment M_w , et la coda des ondes crustales.

I.3 Organisation de la thèse

En résumé, le but de ce projet de thèse est de comprendre comment la coda des ondes crustales peut apporter des informations sur la source sismique et plus particulièrement, sur le moment sismique M_0 . L'objectif final est le développement d'une méthode permettant d'estimer la magnitude de moment M_w à partir de la coda enregistrée sur tout support, analogique ou numérique.

Dans le chapitre II, nous définirons les propriétés de la coda sismique et les différents modèles d'excitation de coda. Cette étude bibliographique va nous permettre de sélectionner un modèle théorique pour le développement de la méthode d'estimation de la magnitude de moment M_w . Puis nous présenterons plusieurs méthodes précédemment utilisées dans la littérature pour déterminer les paramètres de source à partir de la coda des sismogrammes analogiques et numériques. Au final, nous expliquerons pourquoi nous avons préféré développer une nouvelle méthode plutôt que d'utiliser ces approches.

Le chapitre III portera tout d'abord sur l'observation de la forme des enveloppes de coda en France métropolitaine. Cette première partie va permettre de mettre en évidence les variations régionales des propriétés de la coda dans la zone d'étude. Dans un second temps, nous analyserons l'influence de plusieurs paramètres de coda, comme la taille de la fenêtre de temps ou le coefficient de propagation géométrique γ , sur la valeur du paramètre b dont la détermination est important pour estimer la magnitude. A partir du résultat de ces analyses, nous déterminerons la valeur de ces paramètres pour la suite de l'étude.

Le chapitre IV traitera de l'analyse fréquentielle des enveloppes de coda. Dans ce chapitre, nous estimerons les variations fréquentielles des effets de site, des facteurs de qualités régionaux Q_c et du terme de source sismique. A partir de cette étude spectrale, nous avons pu montrer comment déterminer le moment sismique M_0 et donc la magnitude de moment M_w à partir de la coda des sismogrammes numériques.

L'approche utilisée dans le chapitre IV ne pouvant malheureusement pas être appliquée sur les signaux enregistrés sur papier, nous présenterons le développement de la méthode d'estimation de M_w directement à partir de la coda sismique des sismogrammes analogiques dans le chapitre V. Le modèle de coda empirique, utilisé dans cette approche, sera comparé à des coda synthétiques calculées à partir du modèle théorique choisi dans le chapitre II et de l'analyse fréquentielle effectuée dans le chapitre IV.

Le chapitre VI portera sur l'application de cette méthode au projet SI-Hex avec l'estimation de la magnitude de moment M_w de 257 tremblements de terre.

Nous concluons dans le chapitre VII.

Chapitre II : Caractérisation de la source sismique à partir de la coda des ondes crustales

L'objectif de ce chapitre est, dans un premier temps, d'introduire la coda sismique, d'expliquer son origine et de présenter les différents modèles de génération des ondes de coda. Puis, nous exposerons plusieurs méthodes d'estimation des paramètres de source à partir de la coda des ondes crustales. Ce travail bibliographique va nous permettre de faire un choix de modèle théorique pour notre étude de la coda en France métropolitaine et de faire le point sur les études antérieures utilisant la coda afin d'estimer la magnitude.

II.1 La coda sismique

II.1.1 Les ondes sismiques

Lors d'un tremblement de terre, des ondes sismiques sont générées et se propagent à l'intérieur de la Terre. On distingue les ondes de volume qui traversent la Terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à sa surface. Pour les ondes de volume, on identifie deux types d'onde de vitesse de propagation et de polarisation différentes. Les ondes de compression dites primaires ou P sont les plus rapides. Elles sont donc enregistrées les premières sur le sismogramme. Leur polarisation est longitudinale, c'est-à-dire que les mouvements du sol produits lors de leur passage se font parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Les ondes de cisaillement dites secondaires ou S sont donc plus lentes et de polarisation transversale. Le déplacement du sol se fait perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. La particularité de l'onde S est qu'elle ne se propage pas dans les milieux liquides. Les ondes de surface quant à elles sont guidées par la surface de la Terre. Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais elles ont généralement une amplitude plus forte. Les ondes de Rayleigh résultent de la combinaison d'ondes P et S interagissant à la surface et aux différentes interfaces à l'intérieur de la Terre. Elles sont de polarisation elliptique dans le plan contenant à la fois la verticale locale et la direction de propagation de l'onde. Les ondes de Love sont issues de l'interférence des ondes de volume réfléchies aux interfaces de la Terre. Elles sont polarisées horizontalement et sont plus rapides que les ondes de Rayleigh. Les propriétés de ces quatre types d'onde sont représentées dans la figure II. 1.

Les ondes sismiques se propagent suivant différents trajets entre l'hypocentre et la station (figure II. 2) : elles peuvent suivre un itinéraire direct ou dans le cas des ondes de volume être réfléchies et/ou réfractées aux différentes interfaces de la Terre. Les ondes sismiques peuvent aussi être diffusées (ou diffractée) par les petites hétérogénéités

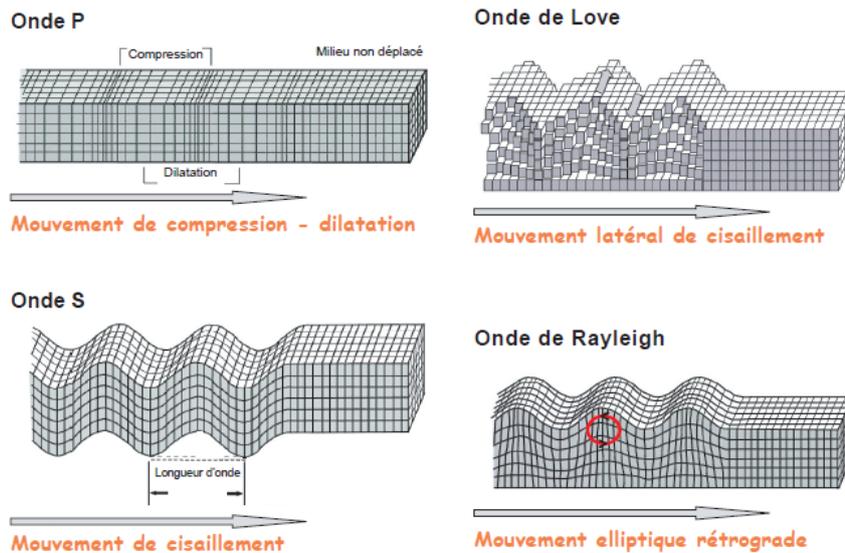


Figure II. 1 : Schéma explicatif des propriétés des différents types d'ondes sismiques (http://musee-sismologie.unistra.fr/fileadmin/upload/Sismologie/PedagogieSismologie/Documents/Ondes_sismiques.pdf).

présentes dans la lithosphère. On observe ces dernières à la fin du sismogramme de séismes locaux dans un train d'onde de plus longue durée et dont l'amplitude décroît de manière exponentielle en fonction du temps: il s'agit de la coda sismique (figure II. 3). Le terme se réfère à la coda musicale qui est le passage terminal d'une pièce ou d'un mouvement (*Campillo & Lemarchand, 2002*). Dans le signal sismique, la coda correspond à l'énergie enregistrée directement après le passage des ondes directes. La coda la plus visible et la plus étudiée est celle qui suit les ondes S ou L_g^2 pour des enregistrements à des distances régionales ($\Delta < 1500\text{km}$).

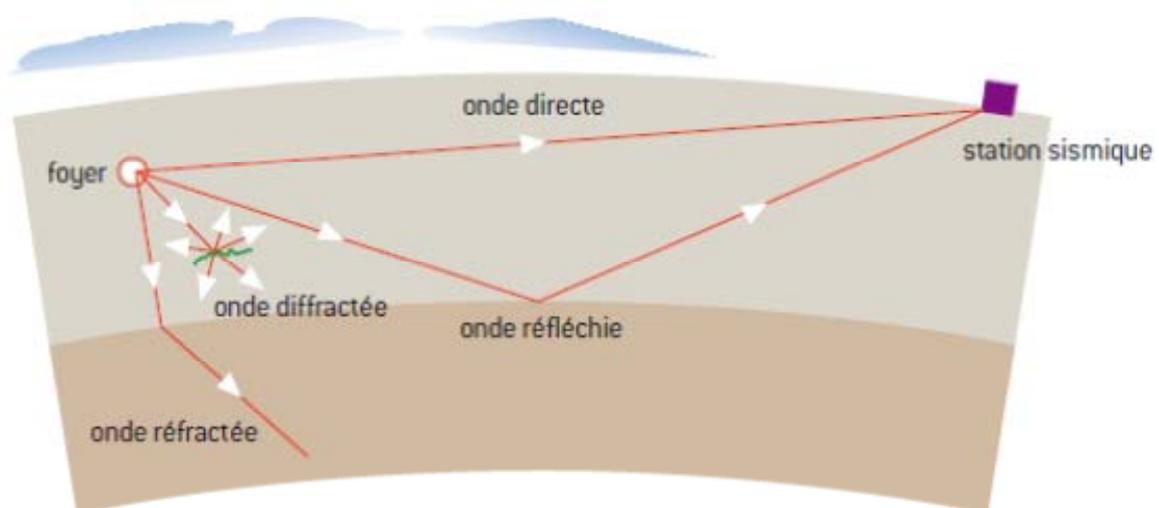


Figure II. 2 : Représentation des différents trajets de l'onde entre l'hypocentre et le récepteur à des distances régionales (*Campillo & Lemarchand, 2002*).

² L'onde L_g est considérée comme une superposition d'ondes S piégées dans la croûte et multiplément réfléchies avec un angle d'incidence supérieur à l'angle critique (*Campillo et al., 2004*).

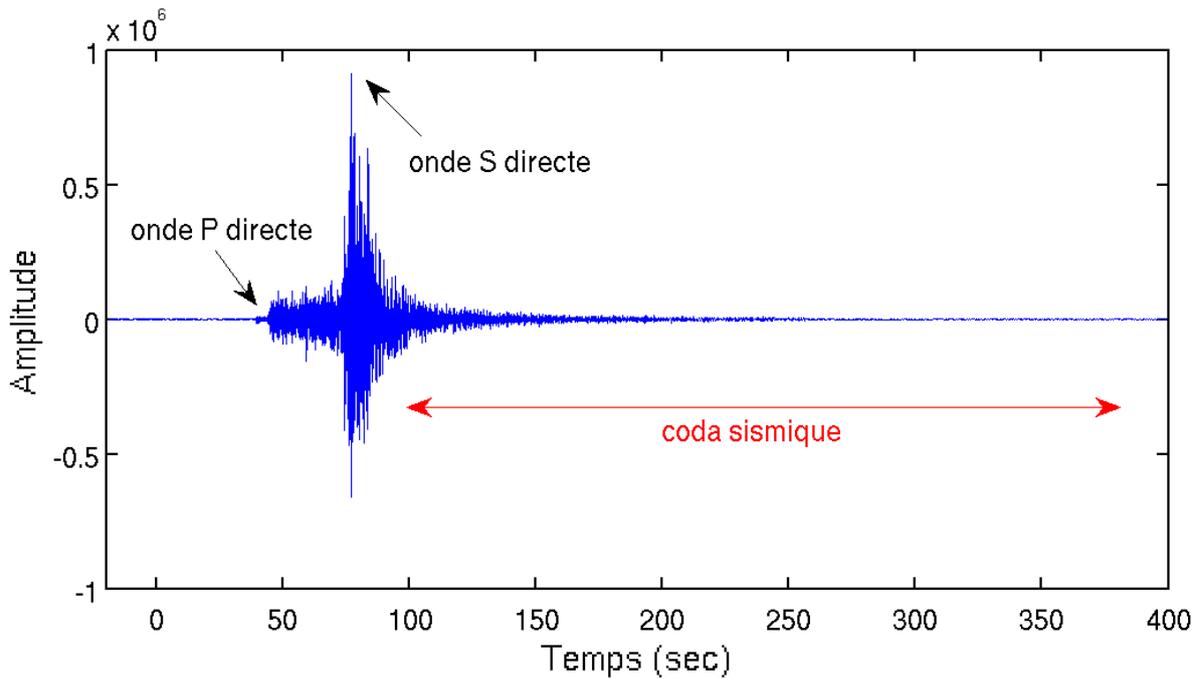


Figure II. 3 : Enregistrement d'un séisme réalisé à 270km de distance.

II.1.2 Origine et propriétés de la coda

L'étude de la coda marque un tournant dans l'histoire de la sismologie. Avant les années 1960, la Terre était assimilée à une succession de couches homogènes dans lesquelles on négligeait les petites hétérogénéités. Dans le modèle régional, on considère uniquement les ondes directes, réfléchies et réfractées aux interfaces. L'utilisation de l'optique géométrique est suffisante pour décrire le trajet des ondes de volume à l'intérieur de la Terre. *Aki* (1969) va remettre en question la validité de ces modèles de Terre latéralement homogènes. En effet, il explique que cette hypothèse définit bien les caractéristiques des ondes de longue période mais pas celles de courte période qui sont contrôlées par la partie superficielle de la croûte terrestre. Ces couches superficielles de la lithosphère abritent de nombreuses hétérogénéités physiques (présence de failles) et chimiques (disparité minéralogique). De cette hypothèse de Terre latéralement hétérogène, *Aki* (1969) justifie l'existence d'ondes rétro-diffusées. Il s'agit d'ondes diffusées dont l'énergie est envoyée dans le sens opposé à la direction de l'onde incidente. Ces ondes rétro-diffusées arrivent bien après les ondes incidentes c'est-à-dire dans la coda sismique des enregistrements de séismes locaux. Ces ondes pouvant subir de multiples diffractions perdent la mémoire de leur trajectoire initiale. Dans ce contexte, les principes d'optique géométrique ne peuvent pas être utilisés. *Aki* (1969) démontre que la coda est une superposition d'ondes incohérentes diffusées par plusieurs hétérogénéités dont la distribution est uniforme et aléatoire et qu'elle peut être analysée statistiquement. Durant les années 1960 et 1970, de nombreuses études vont utiliser des techniques statistiques afin de mieux comprendre ces processus de diffusion et d'atténuation des ondes sismiques sur des enregistrements d'évènements

locaux (*Aki*, 1969 ; *Takano*, 1971 ; *Tsujira*, 1978), des signaux téléseismiques (*Cleary & Hadon*, 1972 ; *Aki*, 1973 ; *Capon*, 1974), des enregistrements d'explosion (*Wesley*, 1965 ; *Nikolajev & Tregub*, 1970 ; *Greenfield*, 1971) et des sismogrammes lunaires (*Dainty et al.*, 1974 ; *Nakamura*, 1976 ; *Dainty & Toksöz*, 1981). D'après l'analyse spectrale de coda faite par *Aki & Chouet* (1975), autour de 1Hz, la coda serait composée majoritairement d'ondes de surface diffusées par les hétérogénéités situées dans la partie peu profonde de la croûte tandis qu'à plus haute fréquence, la coda serait dominée par des ondes de volume diffusées par des hétérogénéités plus profondes dans la lithosphère.

Etant donné que ces ondes multiples diffractées explorent le milieu entourant la source sismique et la station, la forme de la coda donne une information sur les caractéristiques régionales de la lithosphère. De part son origine spécifique, la coda présente des propriétés différentes des autres types d'onde. En 1943, *Omote* avait déjà observé certaines particularités sur cette partie du signal (*Tsujiura*, 1978). En effet, il remarque que la période prédominante de la coda de séismes enregistrés dans une même région est indépendante de la distance épacentrale, de la localisation et de la géologie du site de la station. En 1975, *Aki* et *Chouet* énumèrent les différentes propriétés de la coda des ondes S :

1. Le contenu spectral de la coda est indépendant de la distance et de la nature du trajet entre le séisme et la station contrairement à celui des ondes directes P et S (*Aki*, 1956 ; *Aki*, 1969).
2. Pour un séisme local, la durée entre l'arrivée de l'onde P et la fin de la coda est presque indépendante de la distance et peut être utilisée comme mesure de magnitude dite « magnitude de durée » (*Lee et al.*, 1972 ; *Real & Teng*, 1973).
3. La puissance spectrale de la coda décroît de la même manière en fonction du temps pour tous les séismes locaux (*Rautian & Khalturin*, 1978 ; *Tsujiura*, 1978).
4. Ce taux de décroissance temporelle est indépendant de la distance, de la nature du trajet et de la magnitude (pour des séismes de magnitude $M_L < 6$) (*Aki & Chouet*, 1975).
5. Les ondes de coda ne sont pas des ondes sphériques planes régulières provenant directement de l'hypocentre (*Aki*, 1969).

Ces propriétés suggèrent une séparation des effets de source et de propagation dans les valeurs de la puissance spectrale de la coda. La densité spectrale de puissance³ de la coda $P(f,t)$ à la fréquence f et au temps t (mesuré à partir du temps d'origine) peut donc s'écrire :

$$P(f, t) = \Psi(f).D(f, t) \quad (\text{II-1})$$

³ La densité spectrale de puissance représente la répartition de la puissance d'un signal suivant les fréquences. Il s'agit du carré du module de la transformée de Fourier du signal divisé par le temps d'intégration. Pour un signal strictement stationnaire, la densité spectrale de puissance ne dépend pas du temps. Par contre, pour un signal évoluant dans le temps comme la coda, elle varie temporellement.

où $\Psi(f)$ représente les effets de la source sismique et $D(f,t)$ est le terme de propagation qui comprend les effets de la géologie de la zone entourant le séisme et la station. Ce dernier est donc indépendant de la distance et de la nature du trajet des ondes. Etant donné que $D(f,t)$ est commun pour tous les séismes d'une même région, on peut donc extraire des informations sur la source sismique en comparant la coda de deux évènements locaux enregistrés à une même station:

$$\frac{P_1(f, t)}{P_2(f, t)} = \frac{\Psi_1(f) \cdot D(f, t)}{\Psi_2(f) \cdot D(f, t)} = \frac{\Psi_1(f)}{\Psi_2(f)} \quad (\text{II-2})$$

Ainsi des mesures relatives inter-évènements fiables de source sismique peuvent être faites à partir d'une seule station. La même méthode peut être utilisée pour une mesure relative des effets de site. En effet, la nature du sous-sol juste sous la station peut modifier le signal de coda à la fréquence donnée. *Tsujiura* (1978) observe une différence d'amplitude entre le signal de coda enregistré à une station construite sur des sédiments et celui enregistré à une station construite sur du granite. Il faut donc rajouter le terme de site $R(f)$ qui dépend uniquement de la fréquence et de la géologie sous la station à l'équation (II-1). Pour un évènement donné enregistré à deux stations locales, on peut donc écrire :

$$\frac{P_{11}(f, t)}{P_{12}(f, t)} = \frac{\Psi_1(f) \cdot R_1(f) \cdot D(f, t)}{\Psi_1(f) \cdot R_2(f) \cdot D(f, t)} = \frac{R_1(f)}{R_2(f)} \quad (\text{II-3})$$

A partir des propriétés de la coda, on peut donc estimer facilement les effets de source et de site.

II.2 Modèles de génération de coda

Depuis les années 1960, plusieurs modèles théoriques ont été développés afin d'expliquer la propagation des ondes sismiques dans un milieu hétérogène et donc la génération de la coda. Dans la plupart des cas, on modélise le milieu aléatoirement hétérogène comme un milieu homogène de vitesse de propagation V_0 rempli d'une densité n de points diffractants (figure II. 4). Initialement, deux modèles ont été proposés pour expliquer les caractéristiques de la coda : la diffusion simple des ondes sismiques dans un milieu faiblement hétérogène et la diffusion multiple des ondes dans un milieu fortement hétérogène (*Aki & Chouet, 1975*). Le choix du modèle est important dans l'analyse de la coda car l'expression mathématique de l'équation (II-1) dépend du modèle choisi.

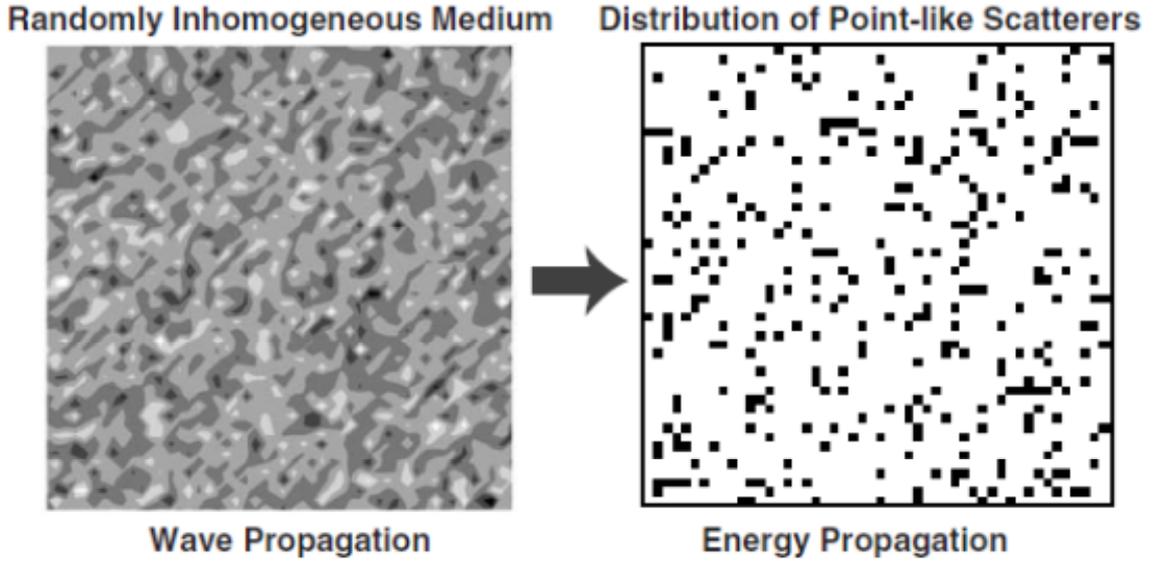


Figure II. 4: Modélisation d'un milieu hétérogène par une distribution aléatoire et uniforme de points diffractants (Sato & Fehler, 1998).

II.2.1 Modèles de diffusion simple

Dans les modèles de diffusion simple, on considère que l'onde n'est diffusée qu'une seule fois lors de son trajet entre la source et la station. Dans son article pionnier, Aki (1969) suppose que la coda est composée d'ondes de surface rétro-diffusées par des points diffractants distincts distribués à la surface de la Terre (*surface waves model*). Il considère que la taille des hétérogénéités doit être plus grande que les longueurs d'onde (Herraiz & Espinosa, 1987). Dans ce modèle, la source et la station sont colocalisées. D'après ces hypothèses, il définit la densité spectrale de puissance $P(f,t)$ de la coda ainsi:

$$P(f, t) = M_0^2 \cdot |\varphi_0(f, r_0)|^2 \cdot \frac{2N(r_0)}{t} \cdot e^{-2\pi ft/Q}. \quad (\text{II-4})$$

D'après l'équation (II-1), on a donc pour une source impulsionnelle :

$$\Psi(f) = M_0^2 \quad (\text{II-5})$$

où M_0 est le moment sismique et :

$$D(f, t) = |\varphi_0(f, r_0)|^2 \cdot \frac{2N(r_0)}{t} \cdot e^{-2\pi ft/Q} \quad (\text{II-6})$$

où $N(r_0)$ est le nombre d'hétérogénéités dans un rayon de référence r_0 , $|\varphi_0(f, r_0)|$ exprime la valeur absolue de la transformée de Fourier du déplacement causé par les ondes secondaires générées au diffracteur situé à la distance r_0 par une source de moment sismique unitaire et le terme $e^{-2\pi ft/Q}$ inclut la dissipation introduite dans le milieu. Le terme Q^{-1} est l'atténuation des ondes sismiques dues à l'absorption intrinsèque. Etant donné que M_0 correspond à la valeur constante du spectre de la

source sismique entre la fréquence nulle et la fréquence coin⁴ (figure II. 5), l'équation (II-4) n'est valable que pour des fréquences inférieures à la fréquence coin du séisme.

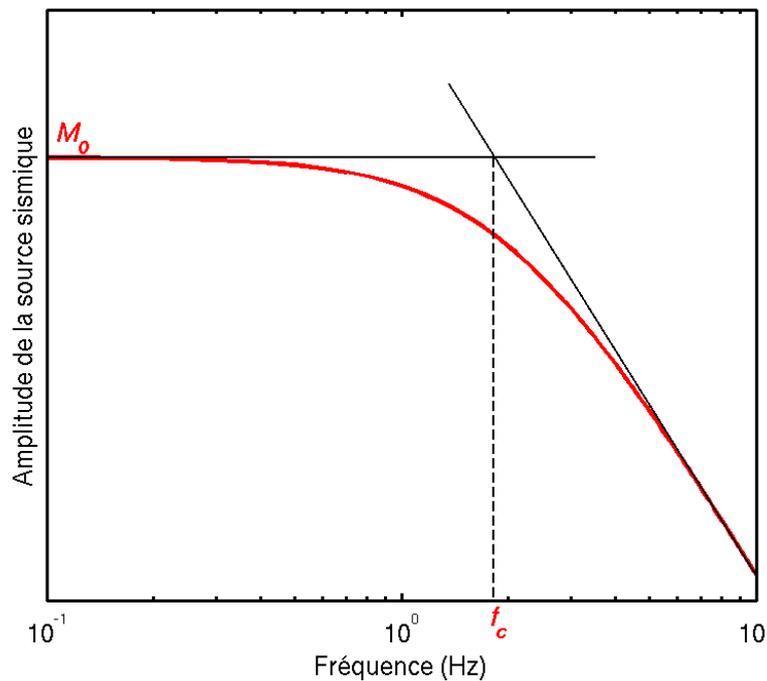


Figure II. 5: Représentation du spectre de la source sismique avec M_0 et f_c qui correspondent au moment sismique et à la fréquence coin respectivement (Brune, 1970).

Dans le modèle de diffusion simple d'Aki & Chouet (1975) appelé *single back-scattering model*, les hypothèses initiales sont quasiment similaires à celles du modèle d'Aki (1969). La différence majeure est qu'ils considèrent aussi bien les ondes de surface que les ondes de volume diffusées comme cause de génération de la coda. Ils expliquent qu'un modèle de diffusion simple consiste à appliquer l'approximation de Born⁵. En utilisant cette approximation, on néglige les pertes énergétiques de l'onde incidente ainsi que la diffusion multiple. Par conséquent, l'énergie totale n'est pas conservée. Il faut introduire le facteur de qualité Q caractérisant la perte énergétique sur le trajet de l'onde diffusée. Dans ce modèle, l'expression de la densité spectrale $P(f,t)$ est de la forme :

$$P(f, t) = \psi(f) \cdot t^{-m} \cdot e^{-2\pi ft/Q} \quad (\text{II-7})$$

où le terme de source $\psi(f)$ comprend les effets de source de l'onde primaire $\Psi(f)$ et de l'onde secondaire $\Phi(f)$ et m est le facteur géométrique. Si la coda est composée d'ondes de volume rétro-diffusées, la valeur de m est 2 et le terme d'excitation de coda $\Phi(f)$ s'écrit :

⁴ Il s'agit de la fréquence à laquelle le spectre de la source sismique décroche.

⁵ L'approximation de Born (au premier ordre) consiste à ne tenir compte que de l'onde incidente et des ondes diffusées par un seul diffracteur dans la description de l'onde diffusée totale.

$$\Phi(f) = |\varphi_0(f, r_0)|^2 \cdot \frac{8r_0^4 \pi n_v}{\beta_0}, \quad (\text{II-8})$$

et si la coda est composée d'ondes de surface rétro-diffusées, la valeur de m est 1 et le terme d'excitation de coda $\Phi(f)$ est défini par :

$$\Phi(f) = |\varphi_0(f, r_0)|^2 \cdot 2r_0^2 \pi n_v. \quad (\text{II-9})$$

Le terme n_v représente la densité de diffracteurs par unité de volume (II-8) ou de surface (II-9) et dans l'équation (II-8), β_0 correspond à la vitesse de propagation de l'onde incidente. La densité spectrale d'énergie⁶ $E(\Delta, t, f)$ au temps t et à la fréquence f (de distance épacentrale Δ nulle) est donnée par :

$$E(\Delta=0, t, f) = \frac{\Psi(f) g_\pi(f)}{2\pi\beta_0^2 t^2} \cdot e^{-2\pi ft/Q}. \quad (\text{II-10})$$

$\Psi(f)$ est le spectre de l'énergie totale émise par le séisme, β_0 est la vitesse de propagation des ondes S et $g_\pi(f)$ est le coefficient de rétro-diffusion qui correspond au coefficient de diffusion g dans la direction rétrograde (reformulation de *Sato*, 1991, du modèle de diffusion simple d'*Aki & Chouet*, 1975). Le coefficient de diffusion g évalue la capacité d'un milieu à générer de la diffusion et est défini par :

$$g = 4\pi n_v \frac{d\sigma}{d\Omega} \quad (\text{II-11})$$

avec :

$$\frac{d\sigma}{d\Omega} = \frac{J^1 r^2}{J^0} \quad (\text{II-12})$$

où J^0 et J^1 représentent respectivement le flux d'énergie incident sur le diffracteur et le flux sphérique d'énergie rayonnée par le diffracteur (figure II. 6).

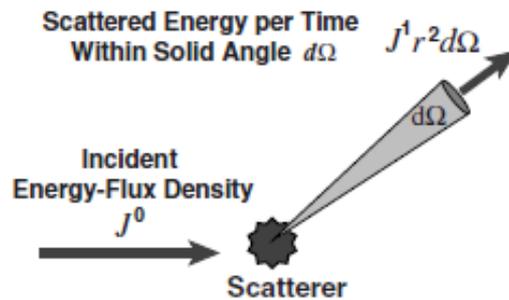


Figure II. 6: Représentation de la diffusion simple avec le flux d'énergie incident J^0 qui rencontre une hétérogénéité (« scatterer ») et le flux d'énergie diffusé J^1 à travers un élément d'angle solide $d\Omega$ (*Sato & Fehler*, 1998).

⁶ La densité spectrale d'énergie fournit une représentation de la répartition fréquentielle de l'énergie du signal. Elle correspond au carré du module de la transformée de Fourier du signal

Dans les deux précédents modèles, la diffusion des ondes sismiques se produit en deux dimensions dans un milieu latéralement homogène. En 1977, *Sato* généralise le modèle d'*Aki & Chouet* (1975) dans le cas où la source sismique et le récepteur ne coïncident pas. Il considère que l'énergie est émise sphériquement dans un milieu élastique, infini et à trois dimensions dans lequel plusieurs diffracteurs sont uniformément et aléatoirement distribués. Il s'agit d'une diffusion simple et isotrope des ondes de volume (*single isotropic-scattering model*). Dans son modèle, la densité spectrale d'énergie $E(r,t,f)$ au temps t , à la fréquence f et à la distance épacentrale Δ est donnée par :

$$E(\Delta, t, f) = \frac{\Psi_0(f)g_0(f)}{4\pi\Delta^2} \cdot K\left(\frac{\beta_0 t}{\Delta}\right) \cdot e^{-2\pi f t/Q} \quad (\text{II-13})$$

où $K(x) = (1/x)\ln[(1+x)(1-x)]$ pour $x > 1$. Le coefficient de diffusion totale g_0 caractérise la puissance de diffusion par unité de volume c'est-à-dire la valeur moyenne du coefficient g dans toutes les directions.

II.2.2 Modèles de diffusion multiple

Dans les modèles de diffusion multiple, on considère que l'onde est diffusée plusieurs fois entre la source sismique et la station. A des laps de temps⁷ plus longs, on suppose que l'énergie directe est plus petite et que la diffusion multiple produit une répartition plus homogène de la densité d'énergie dans l'espace. Généralement, on considère que la partie tardive de la coda est dominée par le processus de diffusion multiple étant donné que le temps de propagation de ces ondes est largement supérieur à celui des ondes directes.

En 1977, *Kopnischev* étudie trois cas : la diffusion simple, double et triple (*Herraiz & Espinosa*, 1987). Il montre que la diffusion simple domine la première partie de la coda alors que les diffusions double et triple ont une contribution beaucoup plus importante vers la fin de la coda. *Gao et al.* (1983b) ont calculé les effets de la diffusion multiple jusqu'au 7^{ème} ordre en poursuivant la théorie de diffusion simple d'*Aki* (1969) et d'*Aki & Chouet* (1975). Ils considèrent un milieu élastique, infini et à deux dimensions et définissent la densité spectrale de puissance $P(f,t)$ de la coda ainsi :

$$P(f, t) = P_s(f, t) + P_m(f, t). \quad (\text{II-14})$$

$P_s(f,t)$ et $P_m(f,t)$ représentent les contributions de la diffusion simple et la diffusion multiple, respectivement, où $P_s(f,t)$ est déterminé par :

$$P_s(f, t) = \Psi(f) \cdot |\varphi_0(f, r_0)|^2 \cdot \frac{g_0(f)r_0}{t} \cdot e^{-2\pi f t/Q} \quad (\text{II-15})$$

et $P_m(f,t)$ est défini pour une diffusion d'ordre n par :

⁷ Temps mesuré à partir du temps d'origine du séisme

$$P_m(f, t) = \Psi(f) \cdot |\varphi_0(f, r_0)|^2 \cdot g_0(f)^2 r_0 \beta_0 \cdot \left\{ \sum_{k=2}^n [a_k (g_0(f) \beta_0 t)^{k-2}] \right\} \cdot e^{-2\pi f t / Q} \quad (\text{II-16})$$

Où a_k sont des constantes numériques qui ont été déterminé jusqu'à l'ordre 7. Dans ces modèles de diffusion multiple (*multiple-scattering models*), la densité spectrale d'énergie $E(\Delta, t, f)$ pour un processus de diffusion d'ordre 2 et plus est défini par (reformulation de *Sato*, 1991, du modèle de diffraction multiple de *Kopnichev*, 1977) :

$$E(\Delta=0, t, f) = \Psi(f) \cdot g_0(f)^3 \cdot \left\{ \sum_{i=1}^{\infty} a_i [g_0(f) \beta_0 t]^{i-3} \right\} \cdot e^{-2\pi f t / Q}. \quad (\text{II-17})$$

Ces modèles sont une extension du modèle de diffusion simple d'*Aki & Chouet* (1975) et montrent l'importance de considérer la diffusion multiple pour expliquer la génération de la coda. Cependant, comme pour les modèles de diffusion simple, la loi de conservation d'énergie n'est pas respectée (*Sato*, 1991).

L'autre approche pour modéliser la diffusion multiple est d'utiliser l'équation de la diffusion pour la propagation de l'énergie sismique (*Wesley*, 1965). Ce modèle est utilisé par *Aki & Chouet* (1975) afin de conserver l'énergie totale du signal sismique contrairement aux modèles précédents. L'expression pour la densité spectrale d'énergie $E(\Delta, t, f)$ s'écrit :

$$E(\Delta, t, f) = \frac{\Psi(f)}{(4\pi D_c t)^{3/2}} \cdot e^{-\frac{\Delta^{1/2}}{4D_c t} - \frac{2\pi f t}{Q}} \quad (\text{II-18})$$

Où D_c est le coefficient de diffusivité du milieu et est défini, pour une diffusion isotrope, par :

$$D_c = \frac{\beta_0}{3g_0(f)} = \frac{\beta_0 l}{3} \quad (\text{II-19})$$

où l est le libre parcours moyen⁸. Dans ce modèle apparaît la séparation entre l'atténuation due à la diffusion sur les hétérogénéités $\Delta^{1/2}/4D_c t$ et l'absorption intrinsèque Q^{-1} . A un laps de temps t grand, la distance parcourue par les ondes contenues dans la coda est nettement supérieure à distance épacentrale Δ de séismes locaux. En conséquence, *Aki & Chouet* (1975) supposent que l'équation (II-18) est indépendante de la distance (cette propriété a d'ailleurs été énoncée dans la section II.1.2). Sachant que $\rho(2\pi f)^2 P(f, t) = E(\Delta=0, t, f)$, on peut donc écrire :

$$P(f, t) = \frac{\Psi(f)}{\rho(2\pi f)^2 (4\pi D_c t)^{3/2}} \cdot e^{-2\pi f t / Q} \quad (\text{II-20})$$

⁸ Le libre parcours moyen l est un paramètre qui contrôle l'énergie transférée de l'onde primaire à l'onde diffractée à travers le trajet parcouru (*Herraz & Espinosa*, 1987). Il correspond à l'inverse du coefficient de diffusion g_0 .

où ρ est la masse volumique du milieu. On obtient la même expression que l'équation (II-7) dans le cas de diffusion simple avec $\Phi(f)=1/[\rho(2\pi f)^2(4\pi D_c)^{3/2}]$ et $m=3/2$.

L'utilisation de l'équation du transfert radiatif⁹ va permettre aux études ultérieures de quantifier ces deux sources d'atténuation, absorption intrasèque et diffusion des ondes par les hétérogénéités, et de modéliser l'enveloppe d'un sismogramme dans son ensemble (Wu & Aki, 1988 ; Zeng et al., 1991 ; Margerin et al., 1998). En utilisant la solution de Paasschens (1997), on peut écrire :

$$E(\Delta, t, f) = 2. \Psi(f). G(\Delta, t, f). e^{-b(f).t} \quad (\text{II-21})$$

où b est le paramètre d'absorption intrasèque et la fonction de Green $G(\Delta, t, f)$ s'écrit à la fréquence f donnée :

$$G(\Delta, t) = \frac{e^{-\beta_0 t g_0}}{4\pi\Delta^2} \delta(\Delta - \beta_0 t) + \frac{\left(1 - \Delta^2 / (\beta_0^2 t^2)\right)^{1/8}}{(4\pi\beta_0 t / (3g_0))^{3/2}} \times e^{-\beta_0 t g_0} K\left(\beta_0 t g_0 \left[1 - \frac{\Delta^2}{\beta_0^2 t^2}\right]^{3/4}\right) H(\beta_0 t - \Delta) \quad (\text{II-22})$$

où $K(x) = e^x \sqrt{1 + 2.026/x}$ (Sens-Schönfelder & Wegler, 2006).

II.3 Estimation des paramètres de source

En même temps que le développement de modèles théoriques, plusieurs études ont montré que la coda s'avérait être une ressource efficace dans l'estimation des caractéristiques de la source et du milieu telles que le moment sismique M_0 , le facteur de qualité Q_c ou le coefficient de diffusion g_0 . Etant donné les propriétés énumérées dans la section II.1.2, la coda bénéficie de certains avantages par rapport aux ondes directes P et S. En effet, les ondes directes dépendent fortement de la distance et de la nature du trajet entre la source et la station, contrairement à la coda sismique. Leur amplitude s'atténue avec la distance épacentrale et, comme l'énergie sismique n'est pas rayonnée de la même façon dans toutes les directions, elle peut être soit atténuée soit amplifiée selon l'azimut. Pour le calcul de la magnitude locale M_L , il faut donc corriger l'amplitude de l'onde S ou L_g de la distance à partir de facteurs estimés empiriquement et il faut prendre la moyenne des amplitudes sur un nombre suffisant de stations distribuées de façon homogène autour de l'épicentre du séisme afin de lisser les effets directionnels de radiation de la source sismique. De son côté, la coda ne nécessite pas de correction de distance car l'atténuation des ondes dans la coda ne dépend pas de la distance épacentrale mais des caractéristiques régionales de la croûte. De plus, la coda étant composée d'ondes diffusées provenant de toutes les directions, elle est donc peu sensible aux effets de radiation de l'énergie à la source. Plusieurs études ont montré que

⁹ L'équation du transfert radiatif décrit le trajet directionnel de l'énergie de l'onde diffusée tout en respectant la loi de conservation d'énergie. Elle est fonction du libre parcours moyen de l'onde.

les amplitudes de la coda étaient plus stables que celles des ondes directes (Mayeda, 1993 ; Mayeda & Walter, 1996 ; Mayeda et al., 2003). Dans un réseau sismologique comprenant peu de stations, comme c'était le cas en France dans les années 60, estimer la magnitude à partir de l'amplitude de coda semble donc plus fiable qu'à partir de l'amplitude des ondes directes.

Durant les années 60 et 70, afin de s'affranchir des problèmes de saturation des sismogrammes analogiques, plusieurs études ont utilisé la coda sismique afin de déterminer la magnitude. A cette époque, la magnitude de coda la plus répandue est la magnitude de durée (Lee et al., 1972). Il y a plusieurs définitions de cette magnitude en fonction de la région, de l'intervalle de temps choisi et du rang de magnitude. L'expression généralement utilisée pour définir la magnitude de durée M_D est la suivante :

$$M_D = a + b \cdot \log(\tau) + c \cdot \Delta \quad (\text{II-23})$$

où a , b et c sont des constantes à déterminer en fonction de la région, τ est la durée totale du signal sismique et Δ la distance épacentrale (Lee et al., 1972 ; Real & Teng, 1973). Le terme c étant généralement très petit, on considère la magnitude de durée quasiment indépendante de la distance épacentrale Δ (Aki & Chouet, 1975). Malheureusement, à cause du bruit sismique, la durée de la coda n'est pas facile à définir.

Bien que la densité spectrale de puissance $P(f,t)$ dépende de la fréquence, certaines études ont développé des méthodes permettant d'estimer les paramètres de source à partir de l'amplitude de coda directement dans le domaine temporel. Aki (1969) détermine le moment sismique M_0 de plusieurs répliques du séisme de Parkfield (26/06/1966). Pour cela, il utilise la densité spectrale de puissance $P(f,t)$ défini dans l'équation (II-4) et la relie à l'amplitude de coda du signal analogique $y(t)$ par cette relation :

$$\langle y(t)^2 \rangle = \left(\frac{-Q}{dt/df_p} \right)^{1/2} \cdot P(f_p, t) \quad (\text{II-24})$$

où f_p est la fréquence dominante. A partir des équations (II-4) et (II-22), on obtient :

$$M_0 \cdot (2N(r_0))^{1/2} \cdot |\varphi_0(f_p, r_0)| = t^{1/2} \cdot e^{-\frac{2\pi f_p t}{Q}} \cdot \left(-\frac{1}{Q} \frac{dt}{df_p} \right)^{1/4} \cdot A(t) \quad (\text{II-25})$$

avec $A(t) = \langle y(t)^2 \rangle^{1/2}$ qui correspond à l'amplitude moyenne crête-à-crête au temps t . L'équation peut s'écrire : $X(f) = K(t) \cdot A(t)$. Le terme $K(t)$ est appelé « reduced coda spectrum » et est calculé à partir de la relation f_p - t établit par Aki (1969) dans la région de Parkfield. Dans cette étude, le facteur de qualité Q est fixé à 200. Il détermine ensuite le terme de génération de coda $(2N(r_0))^{1/2} \cdot |\varphi_0(f_p, r_0)|$ en calculant le terme $X(f)$ d'un

séisme de référence dont le moment sismique est connu. Ce terme de génération de coda étant le même pour tous les séismes locaux enregistrés dans la région de Parkfield, il a ainsi estimé le moment sismique M_0 des autres séismes de la région. *Herràiz & Mezcua* (1984) applique cette méthode à des microséismes dans les régions d'Arette, en France, et Lorca et Grenade, en Espagne. Le problème avec cette méthode est qu'il faut connaître le facteur de qualité Q_c pour déterminer le moment sismique. *Hermann* (1980) étendit le modèle d'*Aki* (1969) afin de prendre en considération les effets de l'instrument et d'extraire des informations sur Q . A cet effet, il intégra le gain de l'instrument $I(f_p)$ à l'équation (II-23) et remplaça t par $t^*=t/Q$. *Biwas & Aki* (1984) ont développé une méthode différente afin d'estimer le moment sismique à partir d'enregistrements analogiques de séismes en Alaska. A partir des moments sismiques de séismes préalablement analysés dans la région d'étude, ils ont déterminé une relation entre le moment sismique M_0 et l'amplitude de la coda $A(t)$ à un temps t donné :

$$\log_{10}(M_0) = \log_{10}(A(t)) + a \cdot \log_{10}(t) + b \quad (\text{II-26})$$

où a et b sont des constantes qui ont été déterminées par *Biwas & Aki* (1984) pour l'Alaska. Cette méthode permet une estimation rapide et fiable du moment sismique à partir d'une seule station. *Aki* (1987) détermine de la même manière la magnitude de moment M_w pour des petits séismes du sud-est de la Californie. Cette approche est valide pour des fréquences inférieures à la fréquence coin des séismes, soit pour des évènements de faible magnitude (car ils présentent de plus grandes fréquences coin). Toutes ces méthodes permettent la détermination du moment sismique directement dans le domaine temporel à partir de signaux filtrés dans une large bande de fréquence par l'instrument et enregistrés sur papier.

A partir du sismographe d'analyse spectrale conçu par *Tsujiura* (1966, 1967), *Aki & Chouet* (1975) et *Tsujiura* (1978) ont étudié le signal de coda filtré dans des bandes de fréquences étroites entre 1 et 24 Hz. Dans ce cas-ci, l'amplitude de la coda $A(f,t)$ est reliée à la densité spectrale de puissance $P(f,t)$ par la relation :

$$A_c(f, t) = 2[2P(f, t)\Delta f]^{1/2} \quad (\text{II-27})$$

où Δf est la largeur de la bande de fréquence. A partir des équations (II-20) et (II-27) et en connaissant le facteur de qualité Q et le coefficient de diffusion g_0 , on peut donc obtenir le facteur source $\Omega(f)$ de l'amplitude de coda définit par $\Omega(f)=\Psi(f)^{1/2}$. Dans leurs études, *Aki & Chouet* (1975) et *Tsujiura* (1978) déterminent directement la valeur absolue du facteur source à partir des ondes directes (*Mayurama*, 1963) pour au moins un séisme. Puis ils utilisent l'équation (II-2) pour déterminer relativement les spectres de source $\Omega(f)$ des autres séismes. *Rautian & Khalturin* (1978) appliquent la même méthode mais en estimant l'amplitude de coda $A_c(f,t)$ à un temps t donné commun aux fenêtres de coda de toutes les tailles de séisme. A partir des spectres de source $\Omega(f)$, ils peuvent déterminer le moment sismique M_0 et la fréquence coin f_c des séismes.

Dewberry & Crosson (1995) utilisent le modèle de diffusion simple d'*Aki & Chouet* (1975) défini par l'équation (II-7) pour estimer le moment sismique de 77 évènements du nord-est du Pacifique. Pour cela, ils utilisent une technique d'inversion afin de déterminer les termes de source, de site et de propagation de la coda enregistrée numériquement par une cinquantaine de stations et filtrées dans plusieurs bandes de fréquences. A partir de l'équation (II-2), ils calent les termes de source de tous les séismes en fonction de celui d'un évènement de référence et estiment ainsi le moment sismique et la fréquence coin. En utilisant le modèle de diffusion simple de *Sato* (1977), *Chevrot & Cansi* (1996) ont estimé le spectre de source à partir de la coda des ondes L_g en France et ses alentours. Ils déterminent la magnitude de coda à partir de la relation linéaire entre le logarithme du terme source de l'amplitude de coda $\Omega(f)$ et la magnitude locale M_L . En utilisant la théorie du transfert radiatif à partir des équations II-21 et II-22, *Sens-Schönfelder & Wegler* (2006) ont pu déterminer les moments sismiques M_0 des 11 séismes enregistrés par le réseau sismique régional allemand GRSN.

En 1993, *Mayeda* développe la magnitude de coda $m_b(L_g \text{ coda})$ pour analyser des enregistrements d'explosion nucléaire dans le sud-ouest des Etats-Unis. En supposant que cette magnitude de coda soit proportionnel au logarithme du terme source $\Omega(f)$ à 1Hz, il définit l'amplitude de coda des ondes L_g par :

$$\log_{10}(A_c(t)) = m_b(L_g \text{ coda}) - \gamma \log_{10}(t) - b t \log_{10}(e) + \text{const.} \quad (\text{II-28})$$

Dans cette méthode, les paramètres de coda γ et b n'ont pas de signification théorique mais décrivent la forme de l'enveloppe de coda. *Mayeda* (1993) montre que la magnitude de coda $m_b(L_g \text{ coda})$ est plus stable que la magnitude de volume des ondes L_g $m_b(L_g)$ et conclut que l'équation (II-26) permet une bonne détermination de la magnitude à partir d'une seule station. *Mayeda et al.* (2003) développe une méthode de calibration empirique pour déterminer le moment sismique M_0 à partir des enveloppes de coda. Dans cette approche, l'amplitude de coda $A_c(f, t, \Delta)$ dépend du temps t , de la fréquence f et de la distance épacentrale Δ et est décrite par :

$$A_c(f, t, \Delta) = \Omega(f). S(f). G(f). P(\Delta, f). H\left(t - \frac{\Delta}{v(f, \Delta)}\right) \cdot \left(t - \frac{\Delta}{v(f, \Delta)}\right)^{-\gamma(f, \Delta)} \cdot \exp\left[b(f, \Delta) \cdot \left(t - \frac{\Delta}{v(f, \Delta)}\right)\right] \quad (\text{II-29})$$

où $\Omega(f)$ est le terme de source, $S(f)$ est la réponse du site, $G(f)$ est le terme de génération de coda, $P(f, \Delta)$ comprend les effets de propagation géométriques et d'atténuation, H est la fonction de Heaviside, $v(f, \Delta)$ est la vitesse de l'onde directe, et $\gamma(f, \Delta)$ et $b(f, \Delta)$ contrôlent la forme de l'enveloppe de coda. Dans cette approche, l'enveloppe de coda dépend de la distance étant donné que la fenêtre de temps de la coda commence au temps d'arrivée de l'onde directe soit à $t = \Delta/v(f, \Delta)$. Cette méthode n'est basée sur aucun modèle théorique c'est-à-dire qu'aucune hypothèse n'est faite au sujet de la génération

de la coda ou du processus d'atténuation. Tous les termes sont donc déterminés les uns après les autres empiriquement. D'après *Mayeda et al.* (2003), les avantages de cette méthode sont qu'elle peut être facilement appliquée à des réseaux locaux et régionaux dispersés et qu'elle s'adapte à la phase sismique présentant le meilleur rapport signal sur bruit (coda des ondes P, S ou L_g). De plus, cette méthode peut être utilisée quelque soit la région (*Eken et al.*, 2004 ; *Morasca et al.*, 2005 ; *Yoo et al.*, 2011).

II.4 Conclusions

Grâce à cette analyse bibliographique, nous avons pu faire le point sur les différents modèles de génération de coda et sur la plupart des approches permettant de déterminer les paramètres de source à partir de la coda. Dans ce travail de thèse, nous avons décidé d'utiliser le modèle de diffusion multiple d'*Aki & Chouet* (1975) défini par l'équation (II-20) afin de décrire les enveloppes de coda. Ce modèle simple et complet nous semble être le mieux adapté pour notre étude de la source à partir de la coda. Dans le chapitre IV qui porte sur l'analyse fréquentielle de la coda en France métropolitaine, nous nous sommes donc inspirés de l'approche d'*Aki & Chouet* (1975) et *Tsujiura* (1978) pour estimer le moment sismique M_0 . Nous avons toutefois effectués plusieurs arrangements à la méthode initiale telle que la variation fréquentielle du facteur de qualité Q_c . Nous avons aussi testé la méthode de calibration empirique développée par *Mayeda et al.* (2003) (voir annexe 4).

Pour la méthode d'estimation de M_w à partir de la coda des signaux analogiques (chapitres V et VI), nous nous sommes aussi inspirés du modèle de diffusion multiple d'*Aki & Chouet* (1975). Bien que les approches présentées précédemment semblent être concluantes, elles ne nous semblent pas adaptées à cette étude. En effet, en premier lieu, une estimation fiable de la magnitude de durée M_D ne peut être effectuée étant donné que toute la durée des sismogrammes analogiques enregistrés sur papier et utilisés dans cette étude n'a pas été conservée. Ensuite, les approches proposées par *Aki* (1969) et *Hermann* (1980) permettent de déterminer le moment sismique directement sur le sismogramme mais ils ne prennent malheureusement pas en considération la variation fréquentielle du facteur de qualité Q . Pour finir, les méthodes de calibration de *Biwas & Aki* (1984) et *Aki* (1987) sont pratiques lorsque l'on veut déterminer la magnitude M_w dans une même région géologique mais nécessite des corrections d'atténuation pour une zone présentant plusieurs contextes géologiques, comme c'est le cas en France. Nous avons donc développé un modèle de coda empirique représentant les enveloppes de coda dans le domaine temporelle tout en prenant en considération les variations fréquentielles et régionales de l'atténuation de la coda (chapitre V).

Chapitre III : Observation et paramétrisation des enveloppes de coda en France métropolitaine

Après s'être intéressés aux modèles théoriques de coda dans le chapitre II, nous allons maintenant passer à la partie « observation ». Dans ce chapitre, nous allons, dans un premier temps, décrire les données qui ont été utilisées dans ce travail de thèse. Nous avons vu dans le chapitre précédent que l'enveloppe de coda est directement proportionnelle à l'amplitude de la source dans le domaine fréquentiel (voir équation II-1). Ainsi la possibilité d'accéder à la source va dépendre de notre capacité à modéliser l'enveloppe du signal de coda. Dans la seconde partie, nous allons donc déterminer s'il est possible d'identifier une enveloppe de coda caractéristique permettant de classer les événements les uns par rapport aux autres en utilisant les enveloppes enregistrées par différentes stations en France. Nous avons vu que le taux de décroissance d'amplitude de la coda dépend du facteur de qualité Q_c qui est caractéristique de l'hétérogénéité d'une région donnée. Afin de développer une méthode d'estimation de M_w pour les séismes enregistrés en France métropolitaine, nous avons donc étudié les propriétés régionales de la coda des ondes crustales dans la zone d'étude. Bien que nous ayons vu dans le chapitre précédent que la génération de la coda dépendait de la fréquence, un des objectifs de ce travail de thèse est d'estimer la magnitude M_w directement à partir de la coda des enregistrements sur papier, soit dans le domaine temporel. Par conséquent, nous avons donc étudié les variations régionales des enveloppes de coda filtrées dans des bandes de fréquences étroites entre 0.5 et 6Hz ainsi que dans une large bande de fréquence simulant le système d'enregistrement analogique. A partir de ces observations, nous avons pu mettre en évidence les différences régionales de la forme des enveloppes de coda. Enfin, la dernière partie de ce chapitre porte sur l'étude de paramètres tels que le coefficient de lissage, la fenêtre de coda et le coefficient de propagation géométrique et leur influence sur la valeur du terme d'atténuation de la coda. Cette étude va nous permettre de choisir la valeur de ces paramètres nécessaires pour le développement de la méthode d'estimation de magnitude M_w .

III.1 Données

Les données utilisées sont des sismogrammes enregistrés par le réseau sismique français du LDG¹⁰ entre 1997 et 2013. Il s'agit de la période d'enregistrement numérique du LDG. Avant 1997, les signaux étaient enregistrés soit sur papier (avant 1977), soit sur bande magnétique (entre 1977 et 1997). La figure III. 1 représente la répartition des

¹⁰ Laboratoire de Détection et de Géophysique du CEA (Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives).

stations du LDG en France métropolitaine. Ce réseau comporte principalement des sismomètres courte-période verticaux (ZM500) de période propre de 1s qui mesurent la vitesse du mouvement sismique. La réponse instrumentale de ce capteur est représentée par la courbe rouge dans la figure III. 2. Pour ce travail de thèse, nous avons

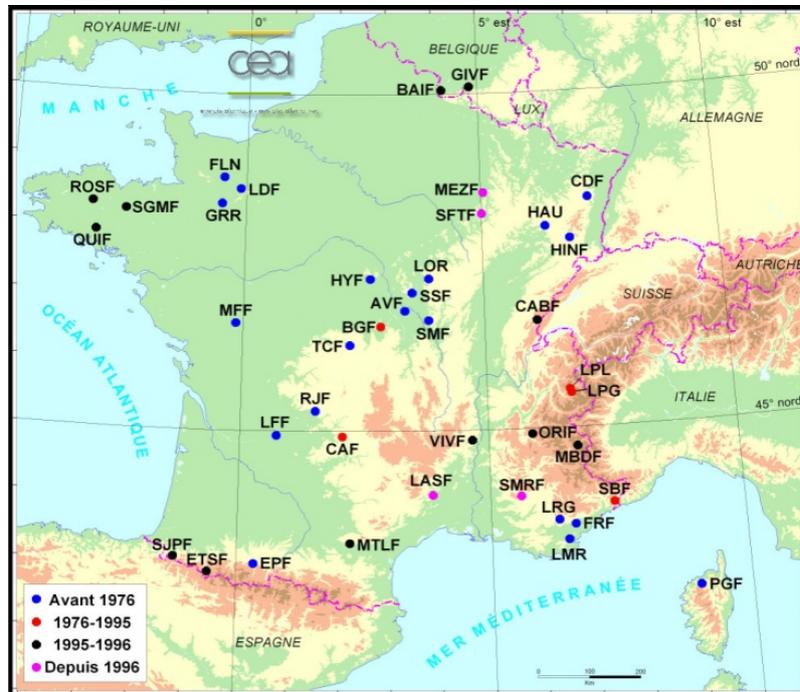


Figure III. 1: Localisation des stations LDG et évolution du réseau sismique au cours du temps (http://www-dase.cea.fr/public/dossiers_thematiques/suivi_de_la_sismicite_en_france/description.html).

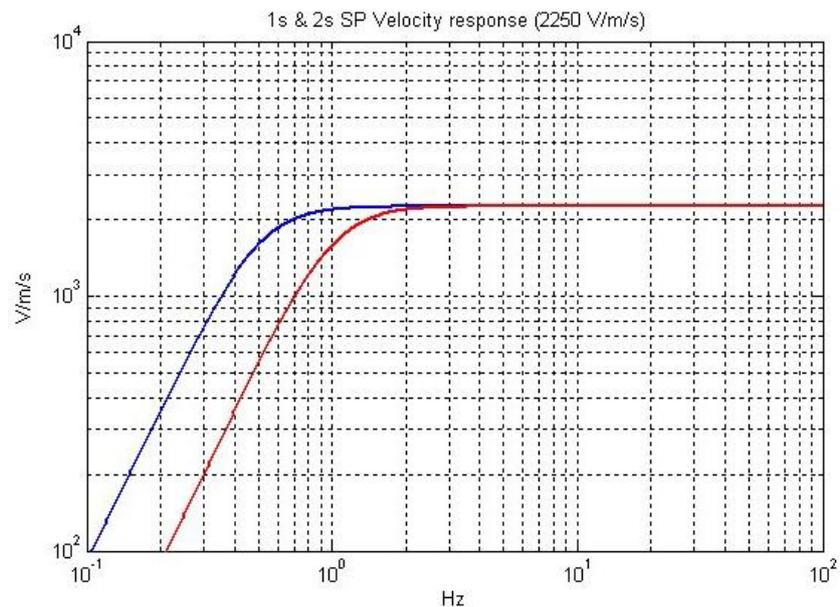


Figure III. 2 : Les instruments courte-période du LDG, ZM500 (vertical) et HM500 (horizontal), fournissent à un facteur multiplicatif près une mesure de la vitesse du sol à des fréquences supérieures à 1Hz pour ZM500 (ligne rouge) et 0.5Hz pour HM500 (ligne bleue) (http://www-dase.cea.fr/public/dossiers_thematiques/sismometres/description.html).

sélectionné tous les évènements d'origine tectonique de magnitude locale LDG supérieure à 3.5 et dont l'épicentre se situe entre les latitudes 41° et 52° et entre les longitudes -6° et 10° (figure III. 3). La zone d'étude comprend donc la France et une partie des pays frontaliers. Au total, les données comprennent les sismogrammes de 443 séismes enregistrés par les 41 stations du LDG. Pendant cette période d'enregistrement, 15 séismes de magnitude locale M_L supérieure à 5 se sont produit.

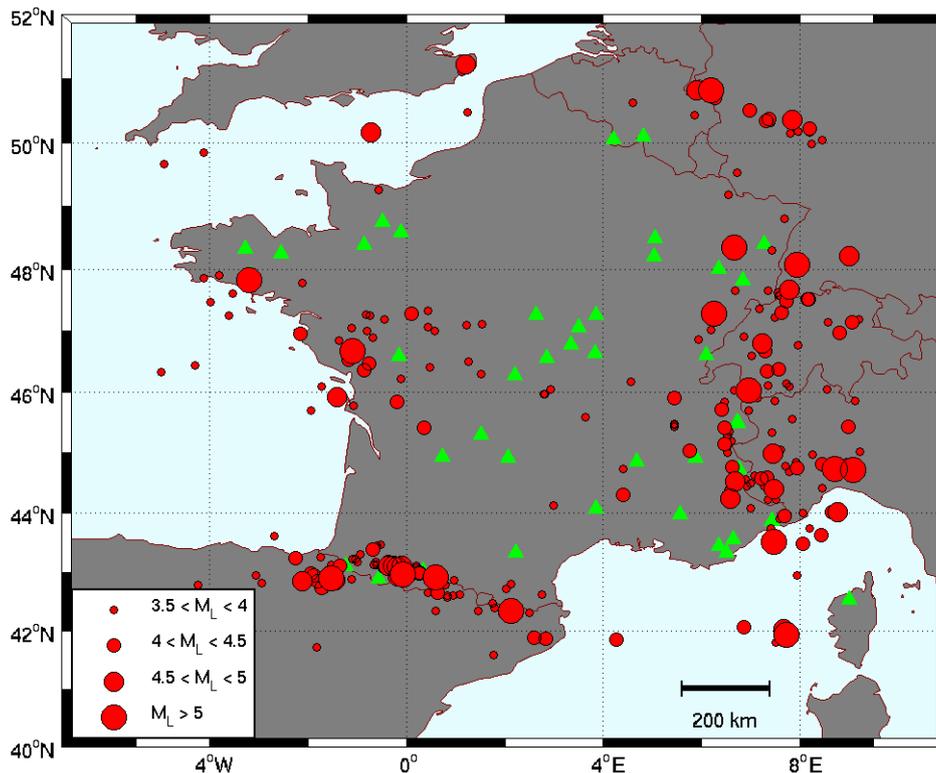


Figure III. 3: Localisation des épicentres des séismes (cercle rouge) et des stations (triangle vert) utilisés dans l'étude.

III.2 Variations régionales des enveloppes de coda

Etant donné que la zone d'étude présente des unités tectoniques et géologiques différentes (les Pyrénées, le fossé Rhénan, les Alpes, ...), le taux de décroissance d'amplitude de la coda ne devrait donc pas être le même selon la région. En effet la décroissance de la coda dépend du facteur de qualité Q_c qui définit l'hétérogénéité du milieu étudié. Nous avons donc voulu étudier les variations régionales des enveloppes de coda en France métropolitaine. Pour ce faire, nous avons sélectionné trois séismes et trois stations dans quatre régions présentant une géologie différente. Les quatre zones d'étude sont le Massif Armoricain, la plaine d'Alsace avec les Vosges et la Forêt-Noire, les Pyrénées et les Alpes avec la plaine du Po et la marge Méditerranéenne. Nous avons aussi utilisé trois stations situées dans le centre de la France afin d'observer les variations azimutales des enveloppes de coda. La localisation des stations et des épicentres des séismes est représentée dans la figure III. 4. Le tableau III. 1 contient le

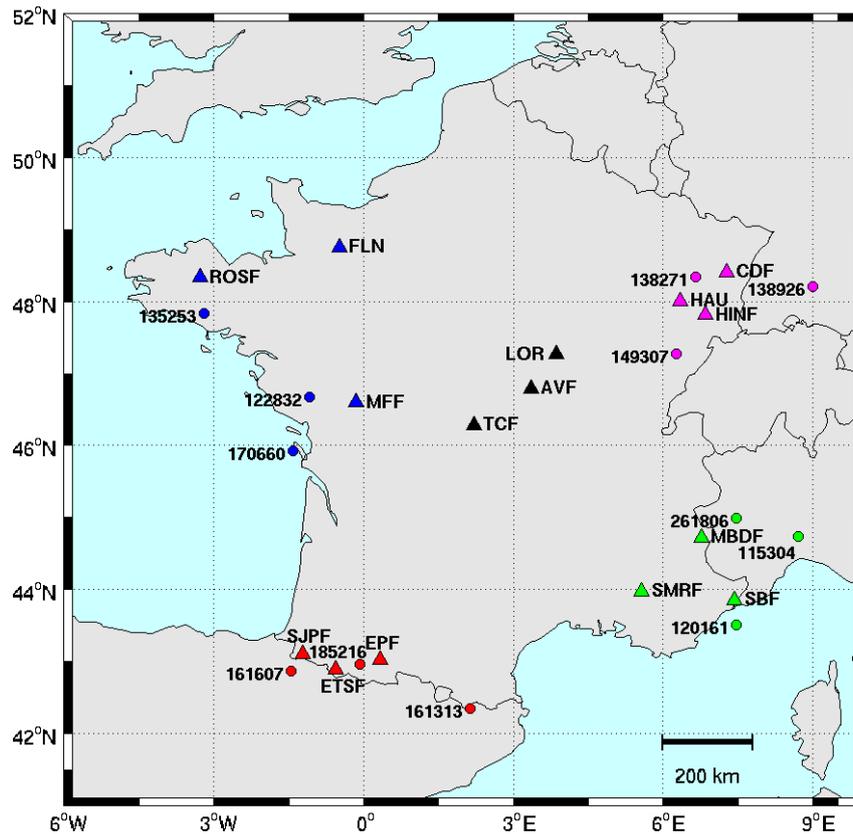


Figure III. 4 : Localisation des stations (triangle) et des épïcètres des séismes (cercle) sélectionnés pour ltude sur les variations régionales des enveloppes de coda en France métropolitaine. Les stations et séismes de la région du nord-ouest sont représentés en bleu, ceux du nord-est en rose, ceux du sud-ouest en rouge, ceux du sud-est en vert et les stations du centre en noir.

descriptif des séismes analysés dans ltude. Nous avons choisi des séismes de forte magnitude afin dtudier la coda sur une longue fenêtre de temps.

Le but de ltude est dobserver la forme des enveloppes de coda des séismes locaux enregistrées dans les différentes régions et filtrées dans plusieurs bandes de fréquence afin de mettre en évidence des variations régionales des propriétés de la coda dans la zone dtude. Nous avons étudié deux cas : la coda dun seul vnement vue par des stations situées dans plusieurs régions et la coda dvnements qui se sont produit dans plusieurs régions vue par une seule station. Nous avons étudié les variations régionales de la coda dans quatre bandes de fréquence étroites centrées à la fréquence $f_n=0.5, 1, 3$ et 6Hz et de largeur de bande $\Delta f=0.33f_n$ et dans une large bande de fréquence $[0.3-7\text{Hz}]$ correspondant à la bande passante du système denregistrement analogique du LDG. Les signaux ont été filtrés dans chaque bande de fréquence à laide dun filtre de Butterworth dordre 2, comme dans le système denregistrement analogique du LDG. La réponse en fréquence des filtres est montrée dans la figure III. 5. Les enveloppes du signal sont obtenues par transformée de Hilbert. Afin de mieux observer la forme générale de la coda, les enveloppes sont lissées en moyennant le signal dans une fenêtre glissante dont la taille dépend de la fréquence centrale f_n , soit $20s$ multiplié par $1/f_n$.

Dans un premier temps, nous avons observé les enveloppes de chacun des séismes enregistrés par le trio de stations de chaque région. Etant donné que seule la forme de la coda nous intéresse dans cette étude, nous avons décidé de normaliser les enveloppes à un temps t_N afin de s’émanciper des variations d’amplitudes dues aux effets de site sous la station (voir équation (II-3)). Nous avons choisi un temps t_N situé à la fin de la fenêtre de coda et commun à toutes les régions. Etant donné que la fenêtre de coda disponible varie en fonction de la magnitude du séisme et de la fréquence de filtrage, le choix du temps de normalisation t_N est différent pour chaque évènement et pour chaque fréquence f_n . La figure III. 6 représente les enveloppes du séisme n°135253 (voir figure III. 4 et tableau III. 1) filtrées à 1Hz et normalisées à $t_N=500s$. Dans le cas du nord-ouest (enveloppes bleues) qui correspond aux enregistrements régionaux du séisme, le taux de décroissance d’amplitude de la coda est le même entre les enveloppes comme l’a déjà été montré par *Aki & Chouet* (1975) et *Rautian & Khalturin* (1978). Cependant on remarque que cette propriété est aussi valable pour les enveloppes de coda d’un même séisme enregistrées par les stations d’une autre région représenté dans la figure III. 6 pour le nord-est (enveloppes roses), le sud-ouest (enveloppes rouges) et le sud-est (enveloppes vertes) et le centre (enveloppes noires).

| N° séisme | Date | Heure | Latitude | Longitude | M_{L-LDG} |
|-----------|------------|-------|----------|-----------|-------------|
| 115304 | 21/08/2000 | 17H14 | 44.73° | 8.72° | 5.45 |
| 120161 | 25/02/2001 | 18h34 | 43.51° | 7.47° | 5.12 |
| 122832 | 08/06/2001 | 13h26 | 46.67° | -1.09° | 5.14 |
| 135253 | 30/09/2002 | 6h44 | 47.83° | -3.20° | 5.67 |
| 138271 | 22/02/2003 | 20h41 | 48.34° | 6.66° | 5.93 |
| 138926 | 22/03/2003 | 13h36 | 48.21° | 9.00° | 4.76 |
| 149307 | 23/02/2004 | 17h31 | 47.28° | 6.26° | 5.54 |
| 161313 | 21/09/2004 | 15h48 | 42.34° | 2.13° | 5.06 |
| 161607 | 30/09/2004 | 13h09 | 42.87° | -1.45° | 4.57 |
| 170660 | 18/04/2005 | 6h42 | 45.92° | -1.42° | 4.73 |
| 185216 | 17/11/2006 | 18h19 | 42.97° | -0.08° | 5.40 |
| 261806 | 25/07/2011 | 12h31 | 44.99° | 7.46° | 4.71 |

Tableau III. 1: Liste des évènements représentés dans la figure III. 4.

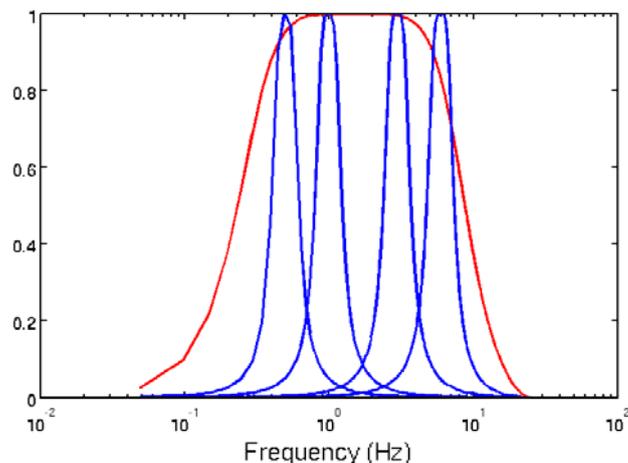


Figure III. 5 : Réponse spectrale des filtres passe-bande utilisés dans cette étude. La ligne rouge représente la bande de fréquence de l’enregistreur analogique [0.3-7Hz] et les lignes bleues correspondent aux bandes de fréquence étroites centrées sur $f_n=0.5, 1, 3$ et 6Hz.

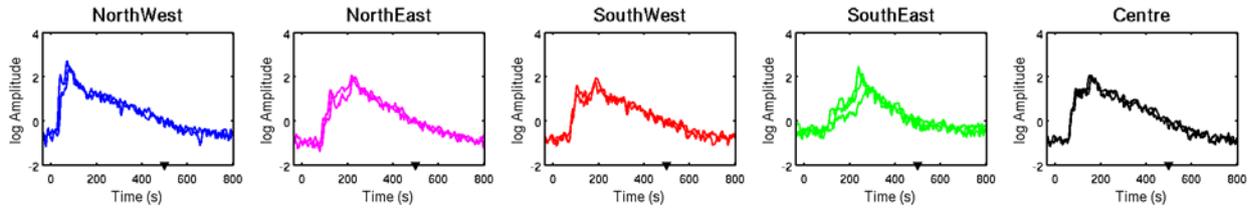


Figure III. 6: Logarithme des enveloppes du séisme de Lorient (n°135253) filtrées autour de 1Hz enregistrées par toutes les stations dans chaque région. Les enveloppes sont normalisées au temps $t_N=500s$ représenté par un triangle noir.

Pour un même séisme, les enveloppes de coda ont un taux de décroissance d'amplitude quasiment identique dans chaque région mais différent entre les régions. En effet, on remarque dans la figure III. 7 des variations régionales entre les enveloppes du séisme n°135253 pour toutes les fréquences de filtrage. Ces variations sont également observées pour les autres séismes de la figure III. 4 et du tableau III. 1 et sont représentées dans l'annexe 1. On remarque que la forme de l'enveloppe de coda entre les régions est surtout différente au début de la fenêtre de coda, mais semble être similaire à des temps plus longs. On a vu dans la section II.1 que le taux de décroissance d'amplitude de la coda dépendait de l'hétérogénéité du milieu entourant la source et la station. Défini par le modèle de diffusion simple, le début de la coda est caractéristique du nombre d'hétérogénéités dans le milieu proche du trajet direct entre la source et la station. Par contre, à des temps beaucoup plus longs, comme c'est le cas pour les plus forts séismes, les ondes de coda ont été multiples diffusées et ont parcourues plusieurs centaines de kilomètres. A la fin de la coda des forts séismes en France ($M_L-LDG > 5$), les ondes se propagent selon le régime diffusif et l'énergie est uniformément distribuée à l'échelle nationale (Lacombe *et al.*, 2003), d'où la même forme observée entre les cinq régions à la fin de la coda. Dans le cas du séisme n°135253 (figure III. 7), on peut noter l'apparition d'une réplique dans la coda à haute fréquence.

L'autre point observé dans cette étude est la forme particulière du début de la coda dans certaines régions due au blocage des ondes L_g . Cette extinction des ondes L_g a été observée dans l'ouest des Pyrénées par Sens-Schönfelder *et al.* (2009) et dans le sud-ouest des Alpes par Campillo *et al.* (1993) et serait due à l'existence de matériel mantellique dans ces chaînes montagneuses. La figure III. 8 montre un exemple de ce phénomène. La figure de gauche représente les enveloppes enregistrées par toutes les stations de la figure III. 4 du séisme n°138211 qui s'est produit près de Rambervillers dans le fossé rhénan. La figure de droite représente toutes les enveloppes du séisme n°115304 dont l'épicentre se trouve dans la plaine du Pô. Le phénomène de blocage des ondes L_g est clairement apparent dans le cas du séisme italien où l'on remarque une forte atténuation des phases L_g . Par conséquent, le début de la coda des séismes étrangers peut donc être affecté par le blocage des ondes L_g dans les Pyrénées et dans les Alpes.

La seconde étape est d'observer les enveloppes de coda de tous les séismes vus par une station. Afin de s'émanciper des variations d'amplitude dues à la source des séismes, les

enveloppes ont aussi été normalisées à un temps t_N situé à la fin de la coda. La figure III. 9 représente les enveloppes des trois séismes de chaque région enregistrées par la station HINF filtrées à 1Hz. Lorsque l'on observe les enregistrements d'une seule station,

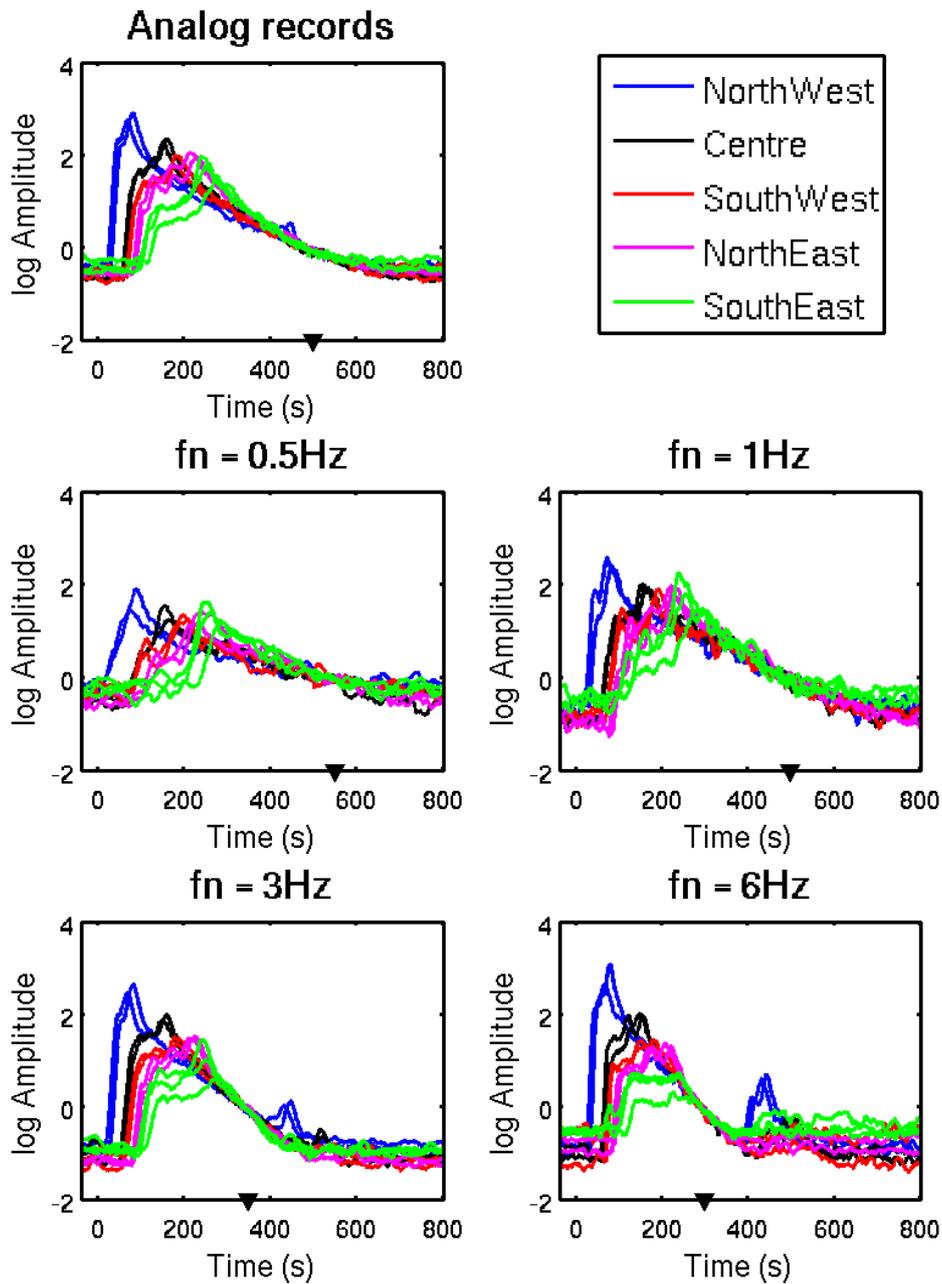


Figure III. 7 : Logarithme des enveloppes du séisme n°135253 enregistrées dans les cinq régions et filtrées dans plusieurs bandes de fréquence ($f_n=0.5, 1, 3$ et 6 Hz et $[0.3-7\text{Hz}]$ pour le système analogique). Les couleurs pour chaque région sont représentées en haut à droite. Le temps de normalisation t_N est représenté par un triangle noir.

la coda des séismes se produisant dans une même région présente le même taux de décroissance d'amplitude. Comme vu précédemment dans le cas d'un évènement enregistré par un groupe de stations dans chaque région, on remarque que la forme de la coda diffère d'une région à une autre pour des temps t inférieurs à 400-500s mais est quasiment identique à la fin de la coda (figure III. 10). Dans le cas des stations du centre

de la France, les enveloppes de coda semblent avoir le même taux de décroissance d'amplitude quelque soit la région d'origine du séisme (figure III. 11). Les épicentres des séismes étant tous localisés au bord des frontières de la France métropolitaine, les distances épicentrales aux stations centrales sont du même ordre de grandeur (environ 400km) pour tous les évènements. On peut considérer qu'à un tel rang de distance épicentrale, la fenêtre de coda commence à des temps plus longs ($t > 200s$), et donc que les ondes diffusées présentes dans la coda des enregistrements de stations centrales se sont propagées dans toutes les régions. Ainsi, les enveloppes de coda enregistrée par les stations du centre de la France auraient donc la même forme quelque soit l'azimut. Les figures similaires aux figures III. 10 et III. 11 pour les autres stations sont représentées dans l'annexe 1.

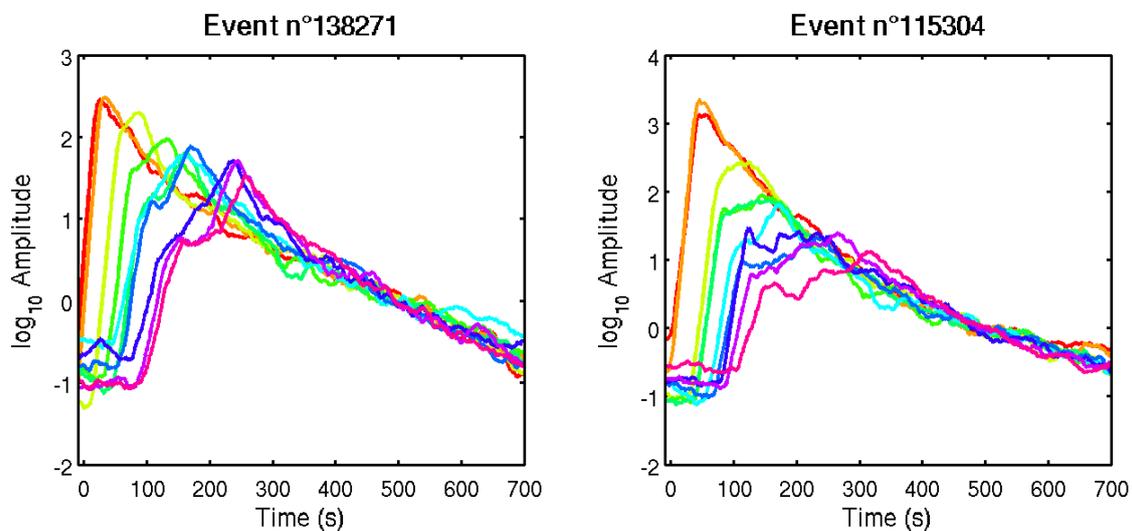


Figure III. 8: Enveloppes enregistrées par les stations de la figure III. 4 des évènements n°138271 (gauche) et n°115304 (droite) filtrées autour de 1Hz et normalisées à $t_N=500s$.

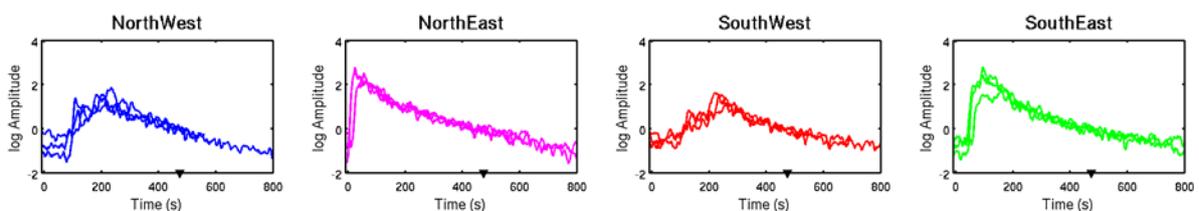


Figure III. 9: Logarithme des enveloppes des séismes qui se sont produit dans chaque région enregistrées par la station HINF. Les enveloppes sont filtrées autour de 1Hz et normalisées au temps $t_N=475s$ représenté par un triangle noir.

Ces observations nous ont permis de mettre en évidence les différences régionales des enveloppes de coda en France métropolitaine des points de vue de la station et de l'épicentre du séisme. Ces variations de la forme de la coda en fonction de la région d'enregistrement sont observables dans toutes les bandes de fréquence étroites ainsi que dans la large bande de fréquence représentant les enregistrements analogiques. A présent, il reste à observer si la coda des enregistrements locaux possède une forme

régionale caractéristique qui est différente des autres régions. La figure III. 12 représente les enveloppes des enregistrements régionaux dans les quatre premières colonnes et les enveloppes enregistrées par les stations centrales dans la cinquième

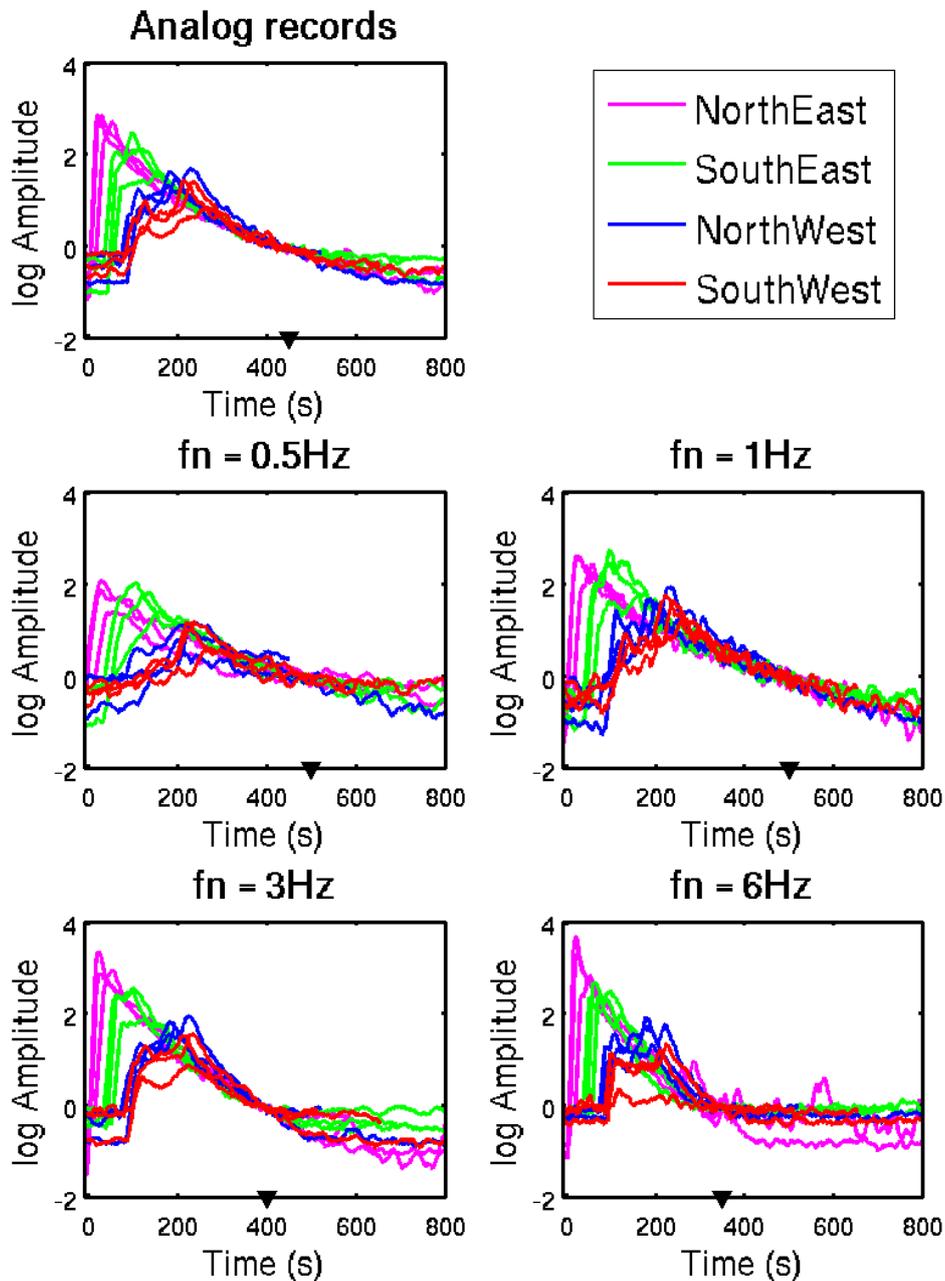


Figure III. 10 : Logarithme des enveloppes des séismes de la figure III. 4 enregistrées par la station HINF et filtrées dans plusieurs bandes de fréquence ($f_n=0.5, 1, 3$ et 6 Hz et $[0.3-7\text{Hz}]$ pour le système analogique). Les couleurs pour chaque région d'origine du séisme sont représentées en haut à droite. Le temps de normalisation t_N est représenté par un triangle noir.

colonne dans chaque bande de fréquence. On a vu dans le chapitre II que la décroissance d'amplitude de coda $A_c(t, f)$ est de la forme :

$$A_c(t, f) = W(f) \cdot t^{-\gamma} \cdot e^{-\beta(f) \cdot t} \quad (\text{III-1})$$

où $\beta(f) = \pi f / Q_c(f)$ et $W(f)$ comprend les termes de source, de site et de génération de coda qui ne dépendent que de la fréquence. La forme de la coda est donc contrôlée par les deux paramètres de coda γ et β . Comme on peut le remarquer dans la figure III. 12, le taux de décroissance d'amplitude de la coda varie en fonction de la fréquence, mais

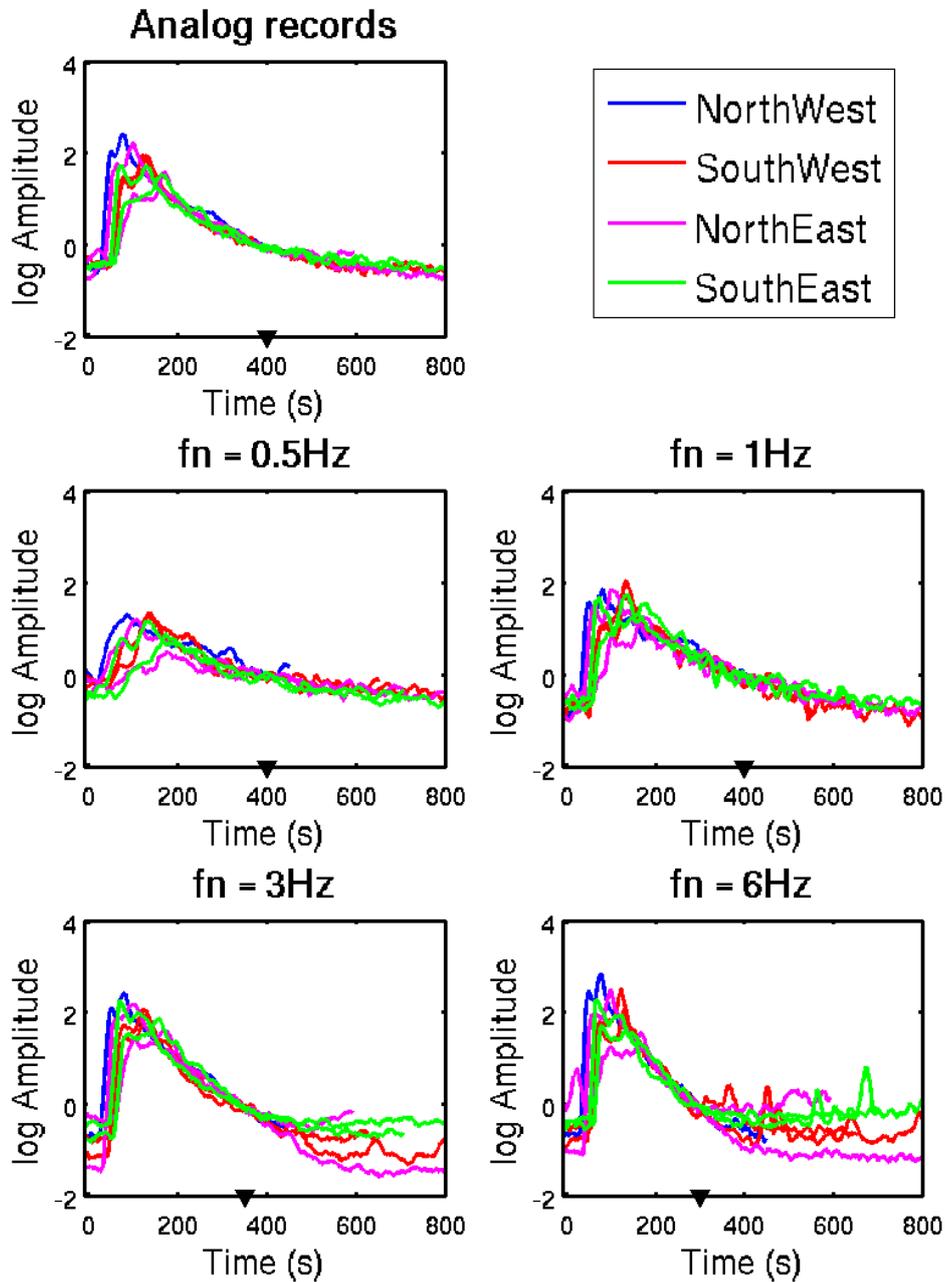


Figure III. 11 : Logarithme des enveloppes des séismes de la figure III. 4 enregistrées par la station TCF et filtrées dans plusieurs bandes de fréquence ($f_n=0.5, 1, 3$ et 6 Hz et $[0.3-7\text{ Hz}]$ pour le système analogique). Les couleurs pour chaque région d'origine du séisme sont représentées en haut à droite. Le temps de normalisation t_N est représenté par un triangle noir.

semble aussi être différent entre les régions à une fréquence donnée. Afin de déterminer ces variations régionales, il faut estimer le terme de propagation $C(t, f) = t^{-\gamma} \cdot \exp(-\beta(f) \cdot t)$ dans chaque région.

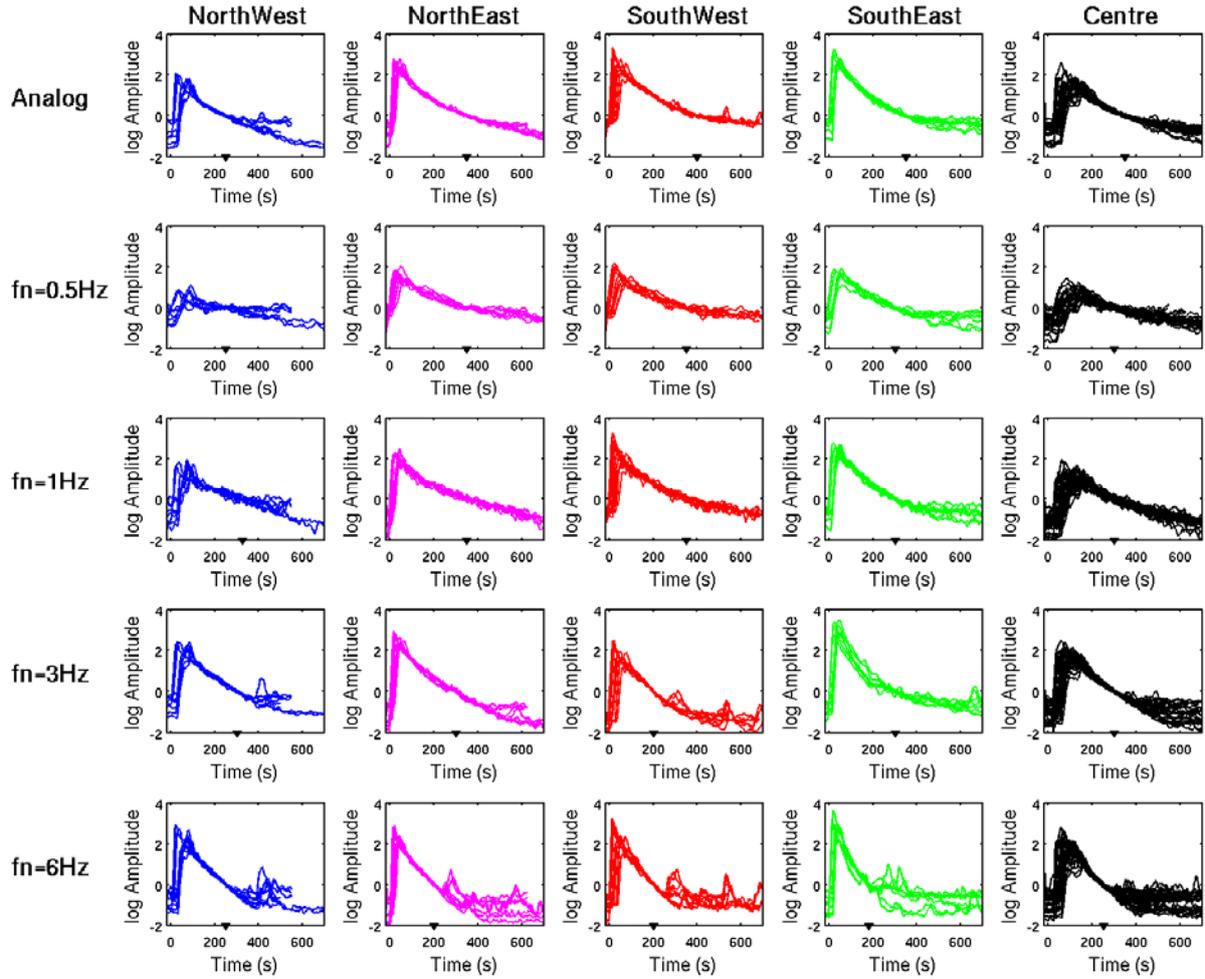


Figure III. 12: Logarithme des enveloppes des sismogrammes régionaux pour les quatre premières colonnes et des sismogrammes de tous les séismes enregistrés par les stations centrales dans la cinquième colonne. Chaque ligne correspond à une bande de filtrage. Le triangle noir représente le temps de normalisation t_N .

III.3 Choix des paramètres de coda dans l'estimation du terme de propagation $C(t,f)$

Pour estimer le terme de propagation $C(t,f)$, il faut déterminer les paramètres de coda γ et β de l'équation (III-1). A une fréquence donnée, l'équation (III-1) peut s'écrire :

$$\log_{10}[A_c(t) \cdot t^\gamma] = a - b \cdot t \quad (\text{III-2})$$

où $a = \log_{10}(W)$ et $b = \beta \cdot \log_{10}(e)$. La procédure est de fixer le facteur d'expansion géométrique γ et d'obtenir b par régression linéaire. Mais avant d'estimer le paramètre b , il faut tout d'abord définir certains critères comme la fenêtre de temps de la coda et la valeur du coefficient γ . Dans cette partie, nous allons étudier les variations de la valeur de b en fonction du coefficient de lissage, de la position et de la taille de la fenêtre et de la valeur de γ . A partir de ces observations, nous avons ainsi pu définir tous les éléments nécessaires dans la paramétrisation des enveloppes de coda afin d'estimer le terme de propagation $C(t,f)$. Toutes ces analyses ont été effectuées dans les quatre régions de la

zone d'étude et dans plusieurs bandes de fréquence. La figure III. 13 montre la répartition des stations et des évènements dans chaque région. La zone d'étude est découpée en quatre parties représentées par les lignes pointillées :

- Le nord-ouest qui comprend le Massif Armoricain et une partie du Bassin Parisien ;
- Le nord-est avec le fossé rhénan, les Vosges, la Forêt-Noire, le nord du Jura et le plateau Lorrain ;
- Le sud-ouest composé des Pyrénées et du Bassin Aquitain ;
- Le sud-est comprenant le sud-ouest des Alpes, la plaine du Pô, la marge Méditerranéenne et la vallée du Rhône ;

Pour cette étude, nous n'avons pas considéré les stations localisées au centre de la France (voir figure III. 1) ni les stations MEZF et SFTF qui présentent certaines anomalies (communication interne LDG). Pour chaque région, les sismogrammes ont été filtrés dans les mêmes bandes de fréquence que dans la partie III.2, soit $f_n=0.5, 1, 3, 6\text{Hz}$ et la bande de fréquence analogique $[0.3-7\text{Hz}]$.

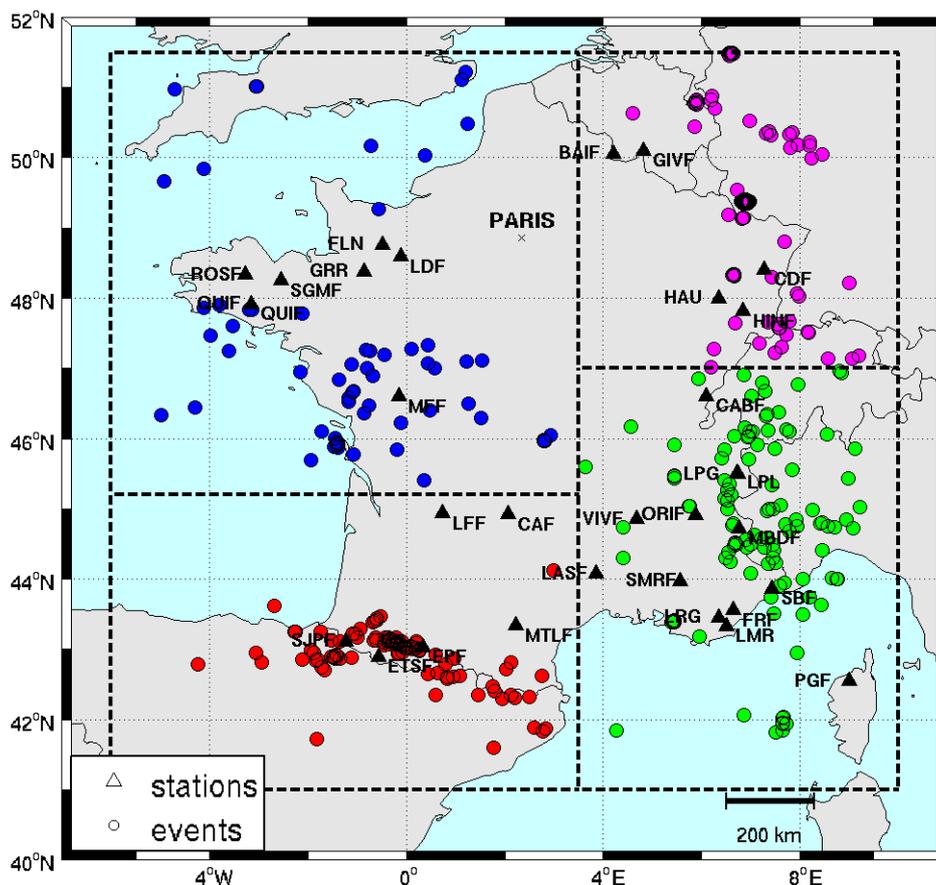


Figure III. 13: Localisation des stations LDG et des épïcêtres des séismes dans chaque région. Il s'agit de tous les évènements d'origine tectonique de M_{L-LDG} supérieur à 3.5 qui se sont produit entre 1997 et 2013.

III.3.1 Influence du lissage

Dans cette partie, nous allons observer l'influence du lissage sur la valeur du paramètre b . Le lissage est effectué à partir de la fonction *smooth.m* de Matlab et consiste à moyennner le signal dans une fenêtre de temps glissante dont la taille est à définir. Afin d'étudier les variations de la valeur de b avec la taille de la fenêtre de lissage, nous avons fixé le paramètre γ à 0.75 conformément au modèle de diffusion d'Aki & Chouet (1975) vu dans la section II.2.2. La fenêtre de coda utilisée dans cette étude commence à deux fois le temps d'arrivée de l'onde directe (Rautian & Khalturin, 1978) et se termine au temps auquel le rapport signal/bruit est égal à 2. A partir de l'équation (III-2), nous avons calculé le coefficient b pour plusieurs tailles de fenêtre de lissage allant de 0 (soit le signal non lissé) à 100 secondes. Les figures III. 14, III. 15, III. 16 et III. 17 représentent les enveloppes d'un enregistrement régional lissées dans toutes les tailles de fenêtre ainsi que la variation de la valeur de b en fonction de la taille de la fenêtre de lissage. Dans la figure III. 14, il s'agit de l'enveloppe du sismogramme de l'évènement n°115304 (tableau III. 1) enregistrée à la station VIVF (région sud-est) et filtrée dans la bande de fréquence du système analogique, soit [0.3-7Hz]. On remarque que la valeur du paramètre b varie peu avec la taille de la fenêtre (seulement 0.01%). Dans la figure III. 15 qui représente l'enveloppe de l'enregistrement du séisme n°138271 (tableau III. 1) à la station GIVF (région nord-est) filtré autour de 1Hz, la valeur de b semble légèrement diminuer avec la taille de la fenêtre de lissage mais la variation reste encore très faible (0.03%). A l'inverse, dans la figure III. 16 qui représente l'enveloppe de l'enregistrement

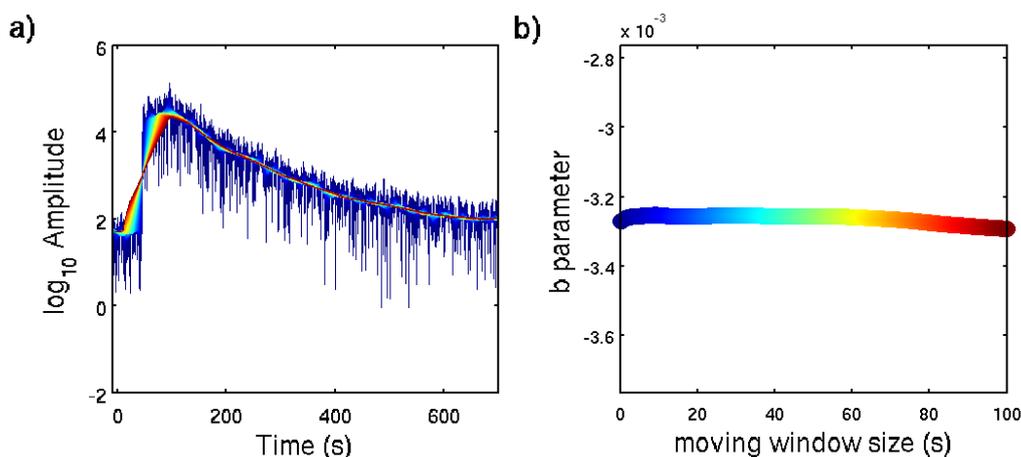


Figure III. 14 : a) Enveloppes de l'enregistrement du séisme n°115304 à la station VIVF filtrées entre 0.3 et 7Hz et lissées en moyennnant le signal dans une fenêtre glissante de plusieurs tailles allant de 0 à 100s avec un pas de 0.2s. La graduation de couleurs représente la croissance de la largeur de la fenêtre de lissage. b) Variation de la valeur de b en fonction de la taille de la fenêtre de lissage.

de l'évènement n°12832 (tableau III. 1) à la station GRR (région nord-ouest), le paramètre b présente une faible augmentation avec la fenêtre de lissage (0.01%). Dans la figure III. 17, il s'agit de l'enveloppe du séisme n°185216 (tableau III. 1) enregistrée par la station MTLF (région sud-ouest) et filtrée autour de 6Hz. La valeur du paramètre b

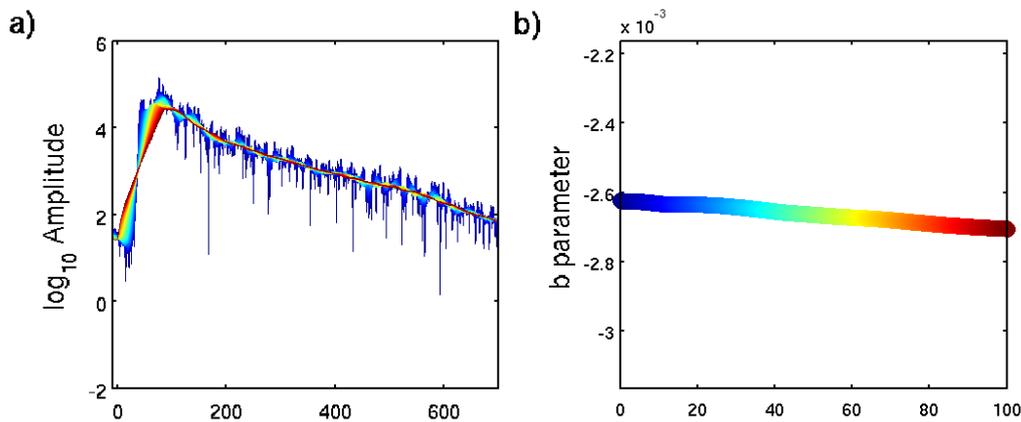


Figure III. 15 : a) Envelopes de l'enregistrement du séisme n°138271 à la station GIVF filtrées autour de 1Hz et lissées en moyennant le signal dans une fenêtre glissante de plusieurs tailles allant de 0 à 100s avec un pas de 0.2s. b) Variation de la valeur de b en fonction de la taille de la fenêtre de lissage.

diminue pour les tailles de fenêtre de lissage inférieures à 40 secondes puis augmente légèrement, mais le taux de variation reste très faible (0.01%). Dans tous les cas, on remarque que la taille de la fenêtre de lissage influence peu la valeur du paramètre b . En considérant les enveloppes de ces quatre enregistrements filtrées dans les quatre bandes de fréquence, nous avons obtenu un taux de variation moyen de 0.02%.

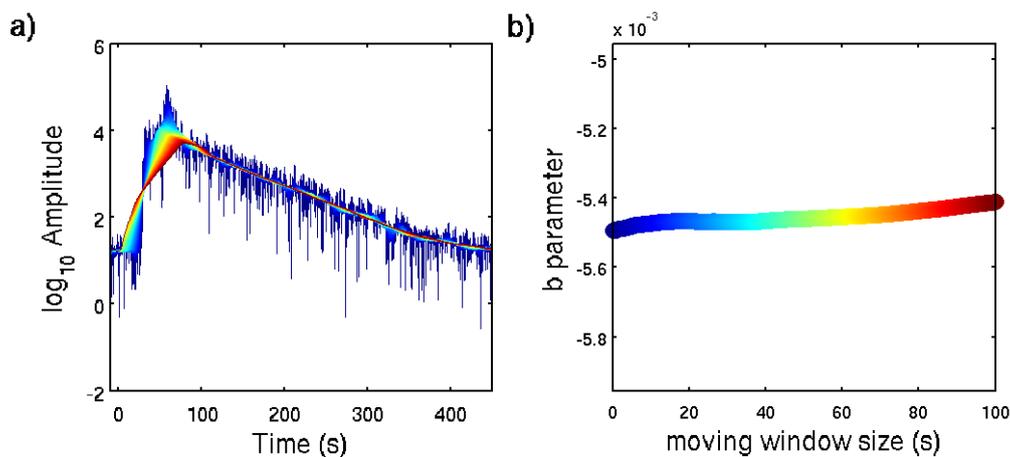


Figure III. 16 : a) Enveloppes de l'enregistrement du séisme n°122832 à la station GRR filtrées autour de 3Hz et lissées en moyennant le signal dans une fenêtre glissante de plusieurs tailles allant de 0 à 100s avec un pas de 0.2s. b) Variation de la valeur de b en fonction de la taille de la fenêtre de lissage.

Etant donné que lors du filtrage, les signaux ont déjà subi un premier lissage dépendant de la bande de fréquence du filtre, nous avons choisi des tailles de fenêtre de lissage variant avec la fréquence de filtrage. Pour le filtrage analogique soit [0.3-7Hz], nous avons choisi une fenêtre de lissage de 10 secondes et pour les bandes de fréquence étroites, une fenêtre de 20 secondes multipliée par l'inverse de la fréquence centrale, soit $20/f_n$. La figure III. 18 montre les enveloppes des figures III. 14, III. 15, III. 16 et III. 17 lissées dans les fenêtres de moyennage définies précédemment.

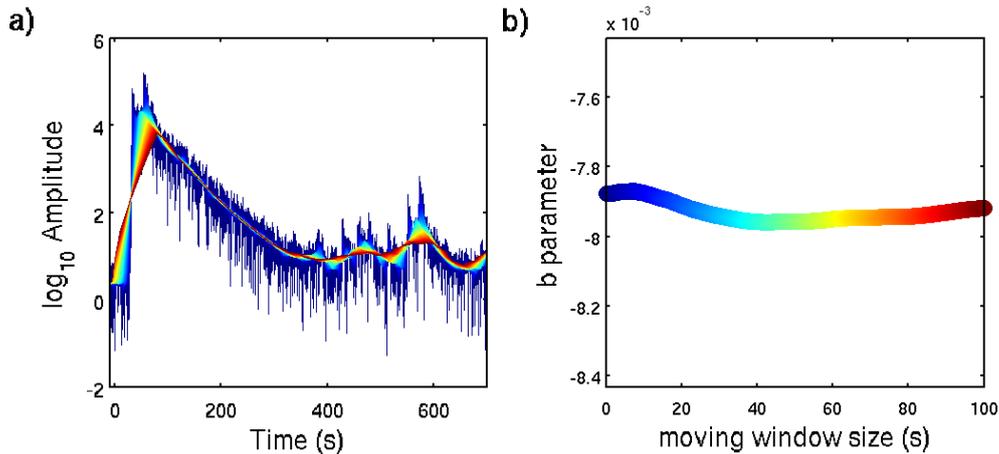


Figure III. 17: a) Envelopes de l'enregistrement du séisme n°185216 à la station MTLF filtrées autour de 6Hz et lissées en moyennant le signal dans une fenêtre glissante de plusieurs tailles allant de 0 à 100s avec un pas de 0.2s. b) Variation de la valeur de b en fonction de la taille de la fenêtre de lissage.

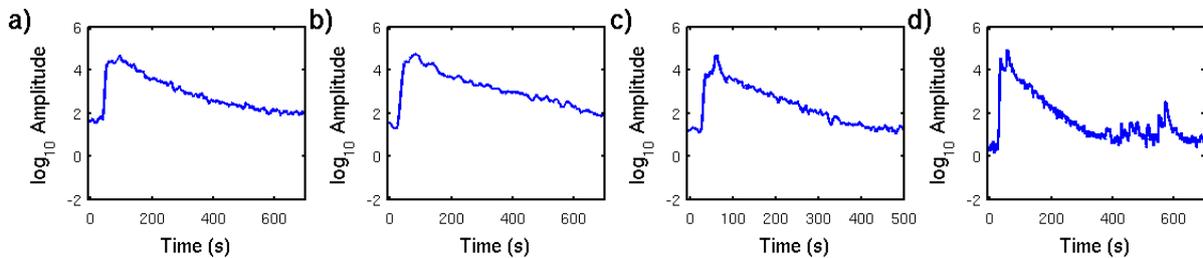


Figure III. 18: a) Enveloppe du séisme n°115304 enregistrée à la station VIVF filtrée entre 0.3 et 7Hz et lissée dans une fenêtre glissante de 10s. b) Enveloppe du séisme n°138271 enregistrée à la station GIVF filtrée autour de 1Hz et lissée dans une fenêtre glissante de 20s. c) Enveloppe du séisme n°122832 enregistrée à la station GRR filtrée autour de 3Hz et lissée dans une fenêtre glissante de 6.66s. d) Enveloppe du séisme n°185216 enregistrée à la station MTLF filtrée autour de 6Hz et lissée dans une fenêtre glissante de 3.33s.

III.3.2 Choix de la fenêtre de temps

Déterminer la fenêtre de temps optimale pour l'analyse de la coda est la question majeure à laquelle nous avons dû répondre avant d'estimer les paramètres γ et b . Le début de la coda est généralement fixé au temps à partir duquel l'amplitude de coda devient stable et la fin de la coda est située au temps où le rapport signal/bruit est égal à 1 ou 2 (Herraiz & Espinosa, 1987). D'après Rautian & Khalturin (1978), la forme générale de la coda est souvent considérée comme stable partir de deux fois le temps d'arrivée de l'onde S et toujours à partir de trois fois le temps d'arrivée de l'onde S. A un laps de temps juste après l'arrivée de l'onde S, le début de la coda peut être contaminé par les phases directes et une correction de distance doit être effectuée (Mayeda et al., 2003). La figure III. 19 représente ces trois cas de fenêtre de coda. On remarque que la valeur du paramètre b varie en fonction du début de la fenêtre de coda. Dans la figure III. 19a, on se retrouve dans le cas où l'amplitude du début de la coda dépend de la distance

épicentrale et donc entraîne des variations de la valeur de b . Dans la figure III. 19c, la fenêtre de coda semble trop courte pour établir une valeur fiable de b . Le meilleur choix pour le début de la fenêtre de coda semble être deux fois le temps d'arrivée de l'onde S (figure III. 19b).

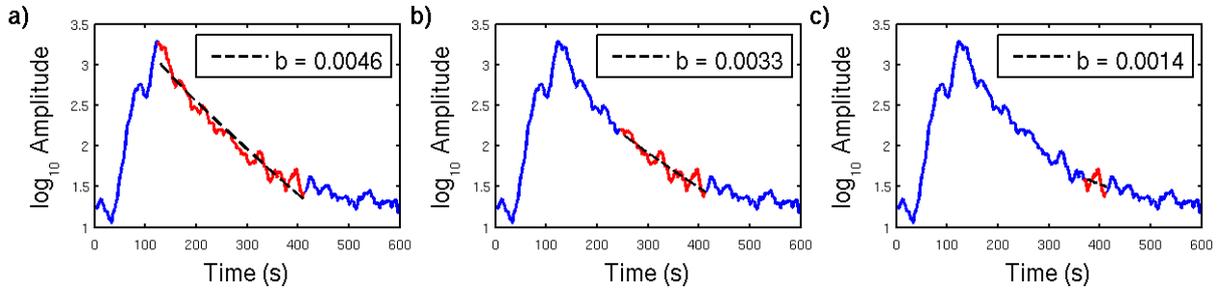


Figure III. 19: Enveloppes de l'évènement n°138926 enregistrée à la station BAIF et filtrée autour de 1Hz (ligne bleue) avec la valeur de b (ligne noire pointillée) estimée pour un coefficient γ égal à 0.75 dans une fenêtre de temps commençant a) au temps d'arrivée de l'onde S, b) à deux fois le temps d'arrivée de l'onde S et c) à trois fois le temps d'arrivée de l'onde S, et finissant au temps où le rapport signal/bruit est égal à 2.

Cependant, dans certains cas, il ne reste plus de signal de coda disponible au dessus du niveau de bruit après deux fois l'arrivée de l'onde directe. La figure III. 20a représente le sismogramme régional d'un évènement de M_{L-LDG} égale à 5.7 dont la distance épicentrale Δ est de 10km. Représentée par la ligne verte, la fenêtre de coda est comprise entre deux fois le temps d'arrivée de l'onde S et le temps correspondant à un rapport signal/bruit égale à 2. Pour un évènement de forte magnitude enregistré à une faible distance épicentrale, cette fenêtre de temps encadre bien la partie stable de la coda. Par contre, dans le cas d'un séisme de plus faible magnitude enregistré à une plus grande distance, il ne reste plus de signal de coda en utilisant cette fenêtre de temps, comme c'est le cas pour le sismogramme de l'évènement n°248086¹¹ ($M_{L-LDG}=4$) enregistré à la même station ($\Delta=322$ km) (figure III. 20c). D'après *Campillo et al.* (1985), la coda des ondes L_g correspond à des vitesses de groupe inférieures à 2.6km/s. En prenant ce critère, le problème de fenêtrage pour les grandes distances et/ou les faibles magnitudes est résolu (figure III. 20d). Par contre, à des distances épicentrales faibles, le temps de début de la coda peut être inférieur ou égal au temps d'arrivée de l'onde directe (figure III. 20b).

Il faut donc déterminer une fenêtre qui correspond mieux à la partie stable de la coda à tout rang de distance. Nous avons donc décidé d'utiliser le temps d'arrivée des ondes réfléchies sur le Moho, les ondes S_{MS} , défini par :

$$t_{S_{MS}} = \frac{\sqrt{\Delta^2 + (2H - h)^2}}{v_S} \quad (\text{III-3})$$

¹¹ Le séisme n°248086 s'est produit près de Poitiers (latitude=46.40°, longitude=0.47°) le 25 juillet 2010 à 16h34.

où Δ est la distance épacentrale, H est la profondeur du Moho, h est la profondeur du séisme et v_S est la vitesse de l'onde S. Pour notre zone d'étude, nous avons considéré comme valeurs des paramètres crustaux $H=35\text{km}$ et $v_S=3.4\text{km/s}$ (Cara et al., 2014). En utilisant l'hodochrone des ondes S_{MS} , la fenêtre de coda débute plus tardivement qu'avec les hodochrones de $2t_s$ et $v_g=2.6\text{km/s}$ pour les courtes distances épacentrales (figure III. 21). Par contre, pour les longues distances ($\Delta>100\text{km}$), il faut que le temps de début de coda t_d soit situé entre deux fois le temps d'arrivée de l'onde S et le temps équivalent à une vitesse de groupe égale à 2.6km/s . Ainsi, nous avons considéré que le temps de début t_d serait égal à $1.5.t_{SMS}$ valable quel que soit la distance épacentrale. Le coefficient

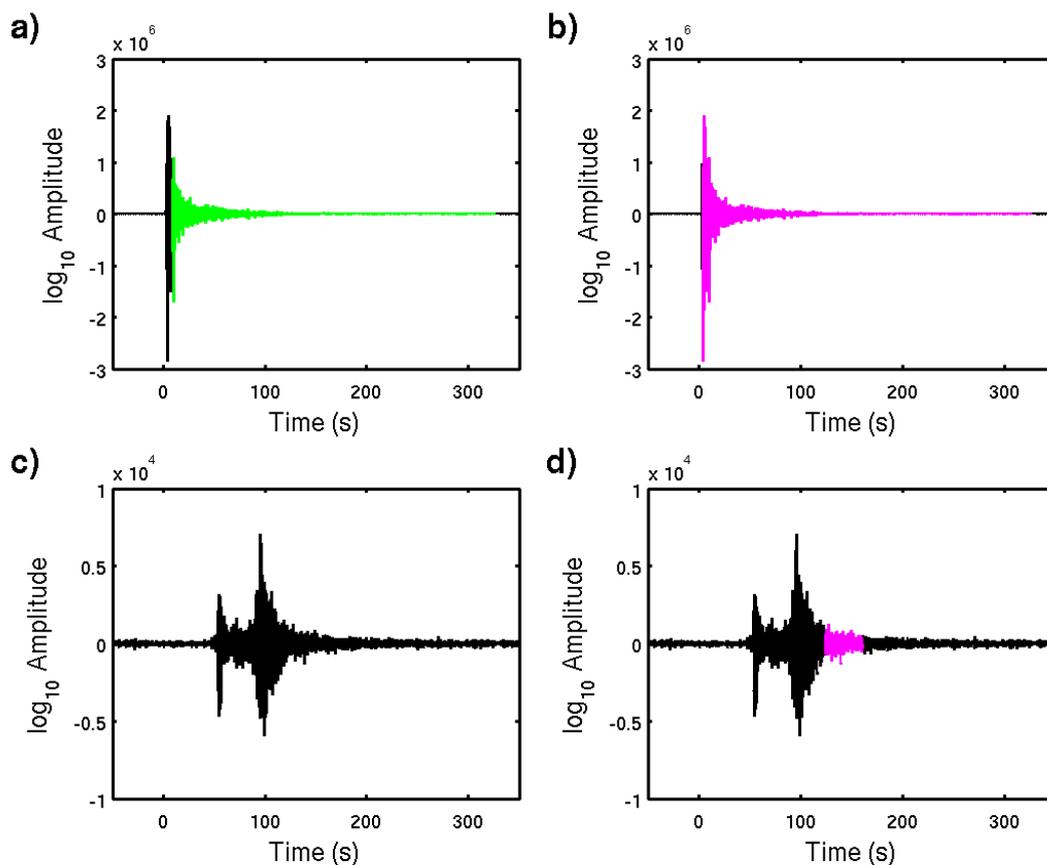


Figure III. 20 : sismogrammes des évènements a) et b) n°135253 (tableau III. 1) et c) et d) n°248086 ¹⁰ enregistrés à la station QUIF et filtrés dans la bande de fréquence [0.3-7Hz]. Les épacentres de ces deux évènements sont localisés dans la région nord-ouest. La ligne verte correspond à la fenêtre de coda commençant à deux fois le temps d'arrivée de l'onde S. La ligne rose représente la fenêtre de coda débutant à une vitesse de groupe de 2.6km/s .

1.5 a été choisi arbitrairement en visualisant tous les sismogrammes des séismes de magnitude M_{L-LDG} supérieure à 5 de la période 2000-2011, soit environ 250 signaux. La figure III. 22 représente les enregistrements des évènements n°135253 et n°248086 à la station QUIF avec la fenêtre de coda déterminée précédemment. On peut remarquer que la fenêtre débutant à $t_d=1.5.t_{SMS}$ encadre bien la partie stable de la coda aussi bien pour les courtes distances épacentrales que pour les plus longues.

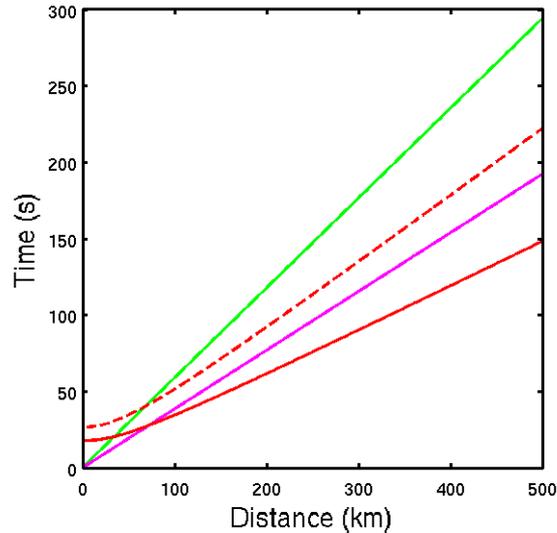


Figure III. 21: Hodochrones des temps de début de coda. La ligne verte correspond à deux fois le temps d'arrivée de l'onde S ($v_s=3.4\text{km/s}$) en fonction de la distance. La ligne rose correspond à une vitesse de groupe v_g égale à 2.6km/s . La ligne rouge représente le temps d'arrivée des ondes $S_M S$ en fonction de la distance. La ligne pointillée rouge correspond à 1.5 fois le temps d'arrivée de l'onde $S_M S$ (équation (III-3))

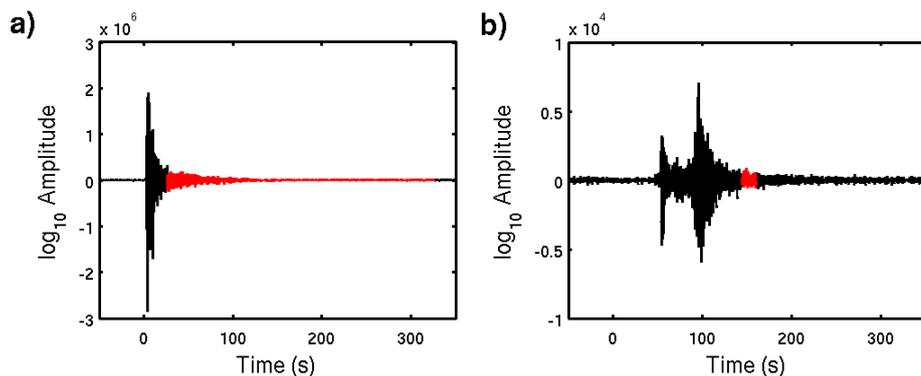


Figure III. 22: sismogrammes des événements a) n°135253 et b) n°248086 enregistrés à la station QUIF et filtrés dans la bande de fréquence $[0.3-7\text{Hz}]$. La ligne rouge correspond à la fenêtre de coda commençant 1.5 fois le temps d'arrivée de l'onde $S_M S$ (équation (III-3)).

Dans l'estimation d'une valeur fiable du paramètre b , la difficulté est de déterminer la fenêtre de temps adéquate, car le paramètre b dépend du laps de temps (figure III. 19) mais aussi de la taille de la fenêtre (figure III. 23). Le problème au sujet du temps de début de coda a été résolu précédemment. Il ne reste donc à déterminer à partir de quelle durée de fenêtre de temps la valeur de b se stabilise.

Afin de déterminer la longueur minimale de fenêtre à utiliser pour une estimation fiable du paramètre b , nous avons déterminé la valeur de b dans plusieurs fenêtres de temps et observé quand la valeur de b devenait indépendante de la durée de fenêtre de la même manière que *Calvet & Margerin (2013)*. Nous avons estimé le paramètre b dans des fenêtres de temps variant de 20 à 200s avec un pas de 1s. Nous avons fixé γ à 0.75 (*Aki &*

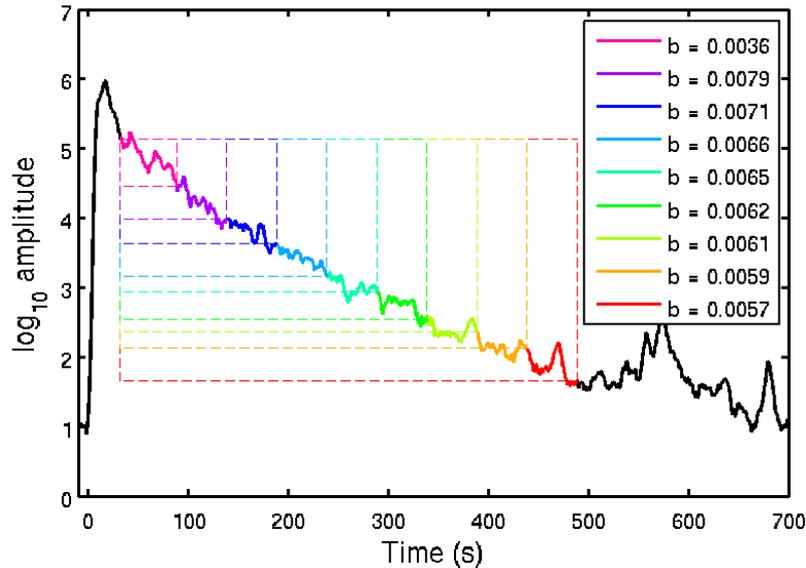


Figure III. 23 : Enregistrement du séisme de Rambervillers (n°138271) à la station HAU filtré autour de 3Hz. Les cadres de différentes couleurs représentent les fenêtres de temps utilisées pour l'estimation de la valeur de b de couleur correspondante dans la légende pour un paramètre γ égal à 0.75.

Chouet, 1975). Pour que la valeur de b soit prise en compte, il faut que le coefficient de corrélation entre les enveloppes observées et calculées soit supérieur à 0.9. La figure III. 24 montre la variation de la valeur de b avec la taille de la fenêtre de coda pour les quatre régions à la fréquence de 3Hz. Les fenêtres de coda commencent toutes à $1.5t_{SMS}$ et leur durée ne peut pas dépasser le temps équivalent à un rapport signal/bruit de 2. C'est pour cette raison que les quatre figures présentent une plus forte densité de valeur de b pour les plus courtes fenêtres. Dans les quatre régions, on remarque que la valeur du paramètre b diminue lorsque la durée de la fenêtre de temps augmente puis semble se stabiliser pour des tailles de fenêtre supérieures à 100 secondes. Pour les autres fréquences de filtrage, la durée de fenêtre minimale est aussi de 100 secondes (annexe 2). Pour l'estimation du paramètre b , nous avons donc considéré une fenêtre de coda de taille minimale de 100s débutant à $t_d=1.5t_{SMS}$ et se finissant au temps t_f auquel le rapport signal/bruit est 2.

Pour déterminer la fin de la coda, nous avons développé un algorithme qui calcule le rapport signal/bruit tout au long de la coda à partir d'une fenêtre glissante. Le bruit est mesuré sur une fenêtre de 20 secondes précédant le temps d'origine du séisme. L'algorithme s'arrête quand le rapport signal/bruit atteint 2 et affiche le temps correspondant à la fin de la coda. Cependant, des répliques du séisme peuvent s'introduire dans la coda (voir figure III. 7 à 3 et 6Hz pour les stations proches) et donc modifier la forme de l'enveloppe de coda ce qui fausse la valeur réelle de b (*Doherty & Bean, 1996*). Dans ce cas, l'algorithme prend en considération les sauts d'amplitude dans la coda et estime la fin de la coda avant le temps d'arrivée de la réplique.

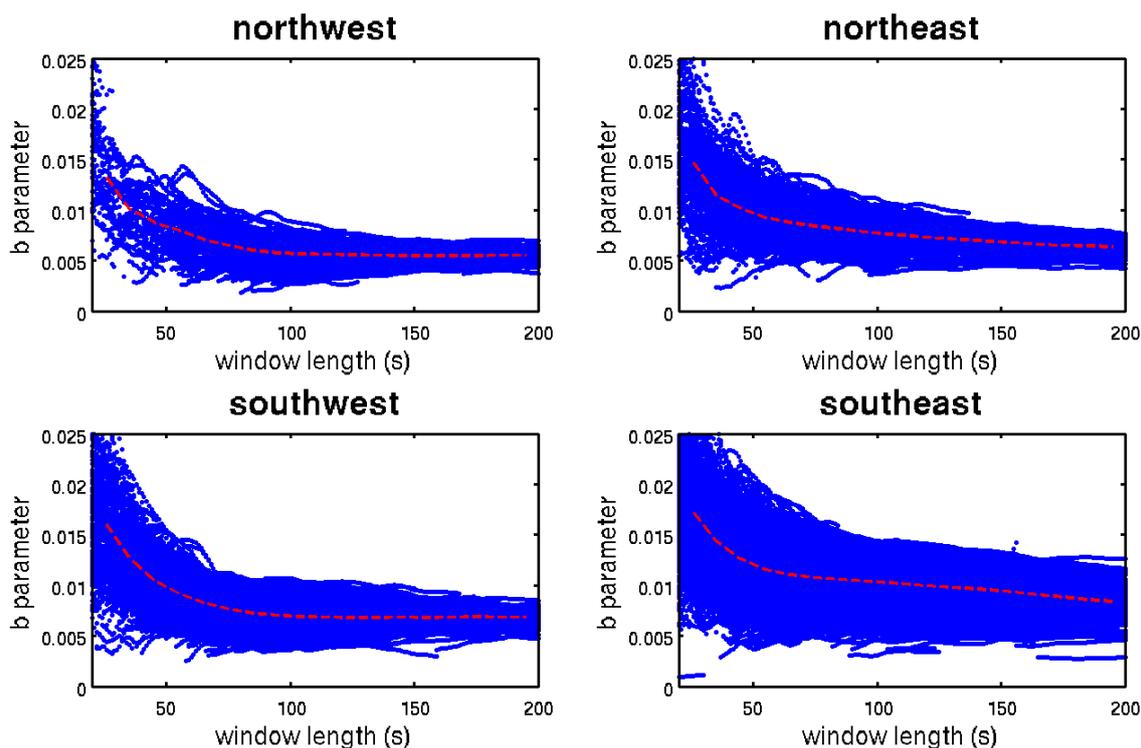


Figure III. 24: Variation de la valeur du paramètre b en fonction de la taille de la fenêtre de coda (entre 20 et 200 secondes) pour tous les sismogrammes filtrés autour de 3Hz dans chaque région. Chaque point bleu représente la valeur de b estimée pour un enregistrement dans une longueur de fenêtre donnée. La ligne pointillée rouge correspond à la valeur moyenne de b pour chaque taille de fenêtre.

III.3.3 Relation avec le paramètre γ

La dernière étude de ce chapitre concerne la relation entre les paramètres γ et b . D'après *Aki & Chouet (1975)*, la valeur du facteur d'expansion géométrique γ dépend de la nature des ondes diffusées et du modèle de diffusion. Dans le cas de diffusion simple, le paramètre γ est égal à 0.5 si la coda est composée d'ondes de surface et à 1 s'il s'agit d'ondes de volume. Dans le modèle de diffusion multiple, le paramètre γ a une valeur intermédiaire de 0.75. Dans *Mayeda et al. (2003)*, le coefficient γ varie entre 0 et 2 et dépend de la distance épacentrale et de la fréquence. Afin de déterminer la valeur de γ qui modélise le mieux les enveloppes de coda, nous avons étudié la variation de b avec le paramètre γ dans la fenêtre de coda établie précédemment.

La figure III. 25 montre l'enveloppe de coda du sismogramme régional d'un séisme des Pyrénées ainsi que les enveloppes calculées pour différentes valeurs de γ . Bien que les valeurs de b diffèrent, on observe peu de différence entre les trois enveloppes synthétiques. De plus, les coefficients de corrélations sont quasiment égaux et ne permettent de déterminer le paramètre γ qui modélise le mieux les enveloppes de coda. Dans la fenêtre de coda considérée, il semble y avoir un trade-off entre les deux paramètres.

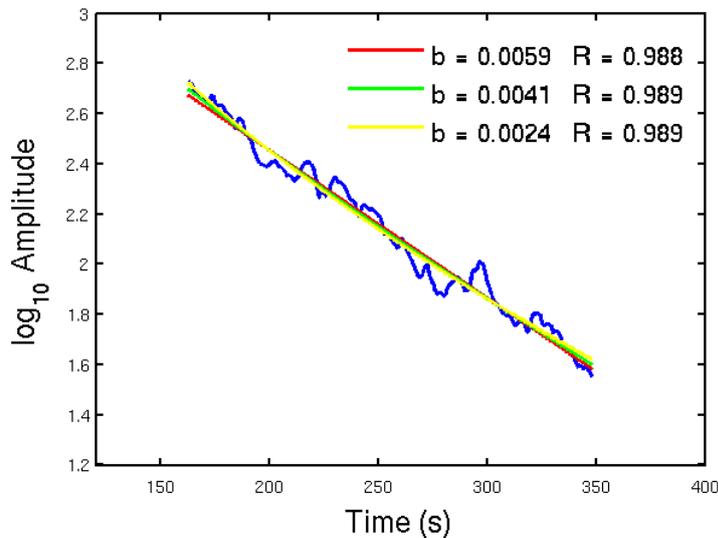


Figure III. 25: Enveloppe de coda du séisme n°161607 enregistrée à la station CAF (région sud-est) et filtrée autour de 1Hz (ligne bleue). Les lignes rouge, verte et jaune représentent les enveloppes calculées à partir des équations (III-1) et (III-2) pour un paramètre γ égal à 0, 1 et 2, respectivement. Les valeurs du paramètre b obtenues à partir des différents γ et les coefficients de corrélation R entre les enveloppes observée et calculées sont montrées dans la légende.

Afin de déterminer s'il existe une valeur de γ préférentielle ou, au contraire, s'il est impossible de séparer les paramètres γ et b , nous avons utilisé une grille de recherche pour chercher le couple γ - b qui modélise le mieux l'enveloppe de coda dans la fenêtre de temps t_d - t_f . Dans cette grille, nous faisons varier le paramètre γ entre 0 et 2 et calculons le paramètre b correspondant ainsi que l'écart-type moyen σ entre les enveloppes observée et calculée pour le couple γ - b . Nous cherchons donc la paire γ - b qui présente le plus petit σ . Nous avons appliqué cette grille de recherche pour tous les enregistrements régionaux des événements de M_{L-LDG} supérieure à 5 filtrés autour de $f_n=0.5, 1, 3$ et 6Hz ainsi que entre 0.3 et 7Hz. La figure III. 26 montre quatre exemples de résultats. Il s'agit des grilles de recherche pour des signaux provenant de chaque région filtrés dans des bandes de fréquence différentes. On remarque qu'il est impossible de séparer les paramètres γ et b quelque soit la région ou la bande fréquence.

Ce couplage entre les paramètres γ et b n'a pas de conséquence sur la valeur du terme de propagation $C(t,f)$ étant donné que ce dernier aura quasiment la même valeur quelque soit la paire γ - b qui modélise au mieux l'enveloppe de coda. Dans l'estimation du terme de propagation $C(t,f)$, nous pouvons donc fixer γ et calculer le paramètre b correspondant à partir de l'équation (III-2). Cependant, le fait de fixer la valeur de γ a d'importantes conséquences si l'on souhaite obtenir une signification physique au facteur de qualité de coda Q_c . En effet, on a vu que la valeur de b , à la fréquence f donnée, est égale à $\log_{10}(e) \cdot \pi f / Q_c(f)$ et varie en fonction de γ (figure III. 25). Afin de déterminer les valeurs de Q_c et les comparer avec d'autres études, il faut donc choisir le modèle de

diffusion adéquate. Dans ce travail de thèse, nous avons choisi de fixer le paramètre γ à 0.75 selon le modèle de diffusion d'Aki & Chouet (1975).

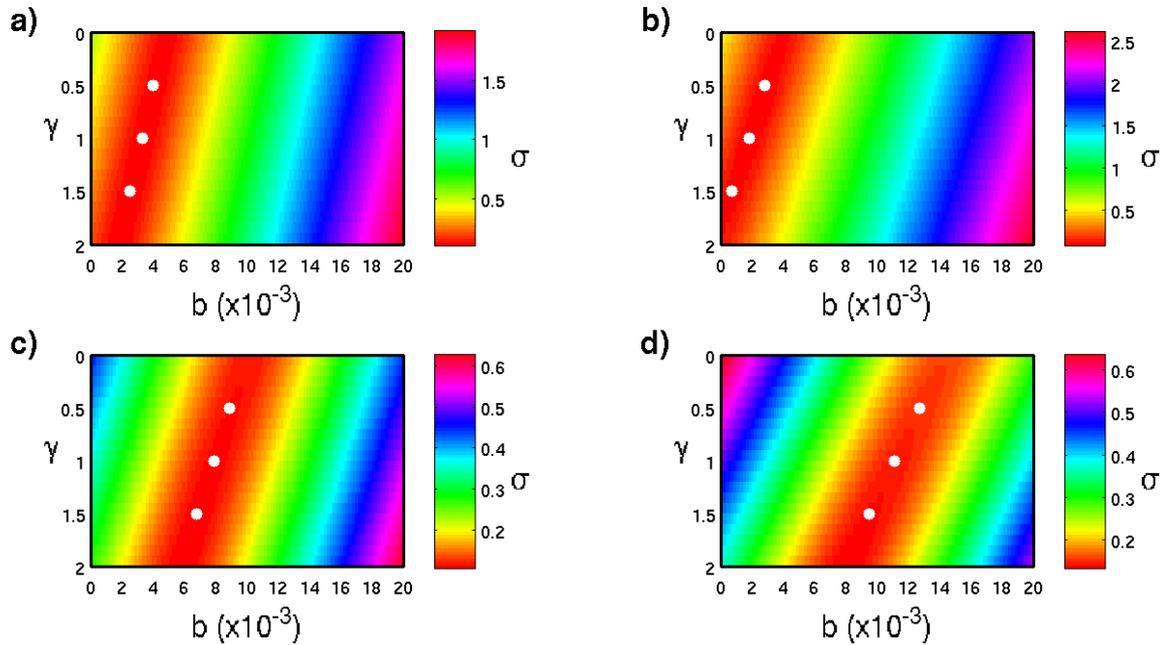


Figure III. 26 : Grille de recherche pour déterminer les paramètres de coda γ et b à partir des enregistrements de a) l'évènement n°135253 (tableau III. 1) à la station MFF filtré entre 0.3 et 7Hz, b) l'évènement n°13821 (tableau III. 1) à la station HAU filtré autour de 0.5Hz, c) l'évènement n°161313 (tableau III. 1) à la station SJPF filtré autour de 3Hz, et d) l'évènement n°120161 (tableau III. 1) à la station MBDF filtré autour de 6Hz. Le coefficient σ est l'écart moyen entre l'enveloppe de coda observée et celle calculée à partir des équations (III-1) et (III-2) pour un couple γ - b donné. Les points correspondent à la valeur de b qui modélise le mieux l'enveloppe de coda pour un paramètre γ égal à 0.5, 1 et 1.5.

III.4 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons mis en évidence les variations régionales des propriétés de la coda en France métropolitaine. En effet, pour un évènement donné, l'ensemble des enveloppes présente une forme différente selon la région où la station d'enregistrement est localisée. De même, l'ensemble des évènements répartis sur la zone d'étude et enregistré par une même station montre des enveloppes dont la forme varie selon la région épiscopale. Par contre, dans une même région, toutes les enveloppes enregistrées par l'ensemble des stations ont une forme identique qui dépend néanmoins de la fréquence. On peut donc définir un abaque de coda caractéristique à chaque région pour une fréquence donnée. Avant de déterminer cet abaque qui correspond au terme de propagation $C(t,f)$, nous avons étudié l'influence de plusieurs paramètres sur la valeur de β (équation III-1). A partir des ces analyses, nous avons déterminé le coefficient de lissage et la fenêtre de coda que l'on a utilisé pour l'analyse fréquentielle

du chapitre IV et le développement de la méthode M_w à partir de la coda des signaux analogiques du chapitre V.

Chapitre IV : Détermination de M_w par analyse fréquentielle des enveloppes de coda

Nous avons vu dans le chapitre II que l'amplitude de la coda $A_c(f,t)$ pouvait s'écrire comme le produit de quatre termes :

$$A_c(f, t) = \Omega(f).G(f).S(f).C(f) \quad (\text{IV-1})$$

où $\Omega(f)$ est le terme de source, $G(f)$ est le terme de génération de coda, $S(f)$ est le terme de site et $C(f,t)$ est le terme de propagation de la forme :

$$C(f, t) = t^{-\gamma}. \exp(-\pi f t / Q_c(f)). \quad (\text{IV-2})$$

Dans ce chapitre, nous allons déterminer les termes de site $S(f)$, de génération de coda $G(f)$ et de propagation $C(f,t)$ afin de corriger les enveloppes de coda $A_c(f,t)$ et obtenir le terme de source $\Omega(f)$. A partir du spectre de source, nous avons estimé le moment sismique M_0 et la fréquence coin f_c . Cette méthode permet de déterminer la magnitude de moment M_w à partir des moments sismiques M_0 estimés pour des séismes enregistrés numériquement en France métropolitaine. Les données utilisées sont les mêmes que dans le chapitre III.3 et sont représentées dans la figure III. 13. Pour la fenêtre de coda, nous avons sélectionné les temps de début et de fin de coda déterminés dans la section III.3.2.

IV.1 Traitement du signal

Dans cette analyse fréquentielle, les sismogrammes sont corrigés de la réponse instrumentale afin d'obtenir le déplacement du sol (figure III. 2). Après la correction instrumentale, les enregistrements sont filtrés dans huit bandes de fréquence étroites dont la taille est égale à 0.33 fois la fréquence centrale du filtre f_n (filtre de butterworth d'ordre 2). Les centres de ces huit bandes passantes sont les suivants : 0.5, 0.75, 1, 1.5, 2, 3, 4 et 6Hz. La réponse spectrale des huit filtres est représentée dans la figure IV. 1. L'enveloppe du signal est ensuite obtenue par transformée de Hilbert. Suite à l'analyse faite dans la section III.3.1, l'enveloppe est lissée en moyennant le signal dans une fenêtre glissante large de $20s/f_n$.

IV.2 Estimation des effets de site

Dans le chapitre III.2, nous avons observé qu'à des laps de temps très longs, la forme de des enveloppes de coda était la même quelque soit la région d'enregistrement d'un évènement de forte magnitude. La figure IV. 2a représente les enregistrements de toutes les stations LDG (figure III. 13) du séisme de Roulans-Besançon filtrés autour de 3Hz. A des laps de temps supérieurs à 300s, le taux de décroissance d'amplitude est quasiment

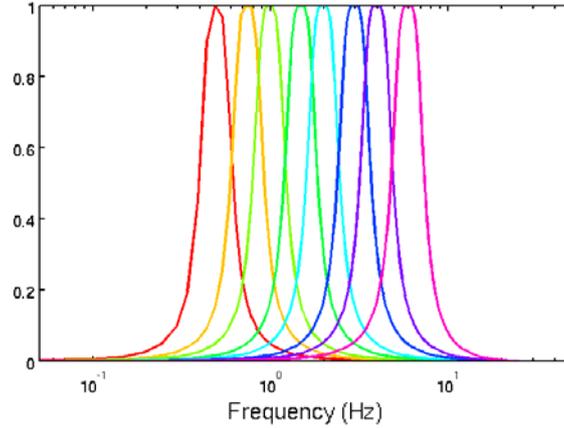


Figure IV. 1 : Réponse spectrale des huit filtres Butterworth (ordre 2) de bandes de fréquence étroites dont le centre f_n est compris entre 0.5 et 6Hz et la largeur est égale à $0.33f_n$.

similaire entre les stations, comme le prédit un régime diffusif. Seul le niveau d'amplitude varie entre les stations. Etant donnée que les termes de source et de propagation sont les mêmes pour tous les enregistrements, cette variation du niveau d'amplitude est donc causée par les effets de site sous la station (en supposant un terme de génération de coda unique pour toute la zone d'étude). Ces effets de site sont dus à la nature du sous-sol et à la topographie où se situe la station et dépendent de la fréquence du signal. Nous avons estimé les termes de sites de la même manière que dans *Lacombe et al. (2003)*. La méthode consiste à calculer le rapport d'amplitude de coda moyen entre les enregistrements de la station j et de la station de référence dans une fenêtre de temps fixe ΔT à la fréquence donnée :

$$S_j(f) = \frac{\langle A_c^j(f, t) \rangle_{\Delta T}}{\langle A_c^{ref}(f, t) \rangle_{\Delta T}} \quad (IV-3)$$

où $\langle \rangle_{\Delta T}$ signifie la moyenne sur la fenêtre de temps ΔT . La station FLN est choisie comme station de référence comme dans *Campillo et al. (1985)* et *Lacombe et al. (2003)*. La fenêtre de temps ΔT a une largeur fixe de 50s. Afin de placer la fenêtre de temps à un laps de temps assez long c'est-à-dire à des temps de propagation des ondes dans le régime diffusif, seuls les évènements de M_{L-LDG} supérieure à 5 sont utilisés dans l'estimation des termes de site. Etant donné que la durée de la coda dépend de la magnitude et de la fréquence, la localisation de la fenêtre de temps ne sera pas la même selon les séismes et la fréquence du filtre. Cette fenêtre de temps est déterminée manuellement. Les facteurs site $S(f)$ de toutes les stations ont été estimés pour tous les évènements présentant un taux de décroissance d'amplitude stable dans la fenêtre de temps ΔT sélectionnée. Le terme de site final S_j à la station j correspond au facteur site moyen calculé à partir des évènements sélectionnés. Les enveloppes corrigées du terme de site sont montrées dans la figure IV. 2b. A l'exception de la station PGF, le niveau d'amplitude de coda, après la correction du terme de site, est quasiment le même entre toutes les enveloppes.

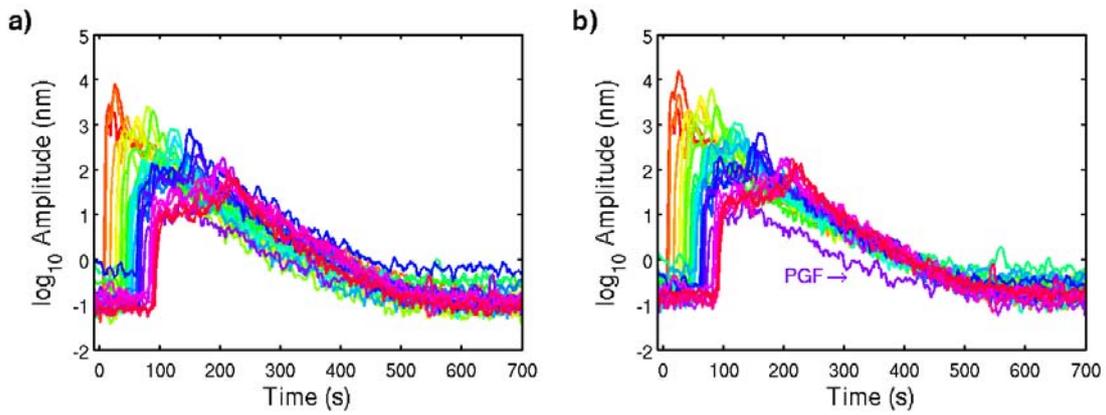


Figure IV. 2: Enveloppes de tous les sismogrammes du séisme de Roulans-Besançon (n°149307 dans le tableau III. 1) filtrés autour de 3Hz a) avant et b) après la correction du terme de site $S(f)$.

Les enveloppes enregistrées à la station corse PGF présentent une forme de coda particulière par rapport aux autres stations. La figure IV. 3 montre les enveloppes corrigées du terme de site enregistrées par toutes les stations pour quatre séismes qui se sont produits dans chaque région. L'enveloppe enregistrée à la station PGF est représentée en rouge. Dans un premier temps, on remarque que la seule enveloppe qui n'est pas correctement corrigée des effets de site est celle de la station PGF. Ensuite, à l'exception de la région du sud-est où la forme de la coda à la station PGF semble être la même qu'aux autres stations, le taux de décroissance d'amplitude de coda à des laps de

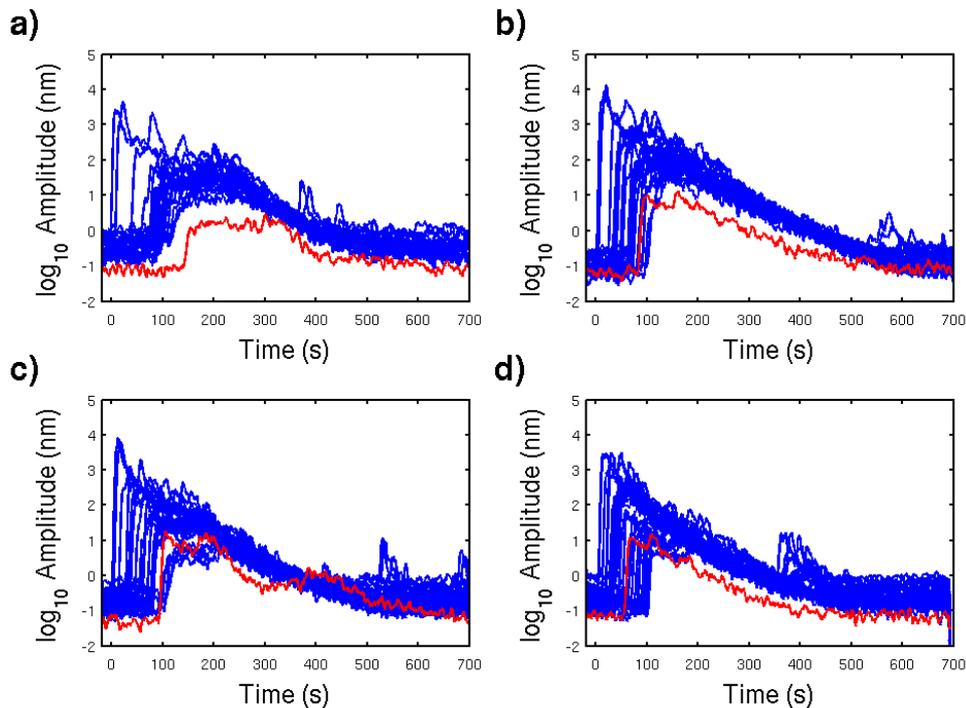


Figure IV. 3 : Enveloppes de tous les sismogrammes filtrés autour de 3Hz et corrigés du terme de site d'un séisme de la région a) nord-ouest, b) nord-est, c) sud-ouest et d) sud-est. La ligne rouge représente l'enregistrement de la station PGF. Les relances d'énergie présentes dans la coda sont dues aux répliques enregistrées par les stations proches.

temps longs est différent entre la station PGF et les autres stations. Pour les évènements de la région sud-ouest, l'enveloppe enregistrée à la station PGF présente une impulsion d'énergie dans la coda. Durant la période 2000-2011, trois évènements de magnitude locale supérieure à 5 se sont produits dans la région sud-ouest : un séisme au nord-est de Pamplona le 18 septembre 2004, un autre au nord de Ripoll le 21 septembre 2004 et un autre au sud d'Argelès-Gazost le 17 novembre 2006. Les enveloppes de coda de ces trois séismes enregistrées à la station PGF présentent la même forme que dans la figure IV. 3c. La particularité des enveloppes de coda enregistrées à la station PGF peut être causée par le contexte géologique du site de la station. La station étant située en Corse, les ondes se propagent donc à travers la marge méditerranéenne.

La figure IV. 4 montre les variations fréquentielles des termes de site pour toutes les stations LDG représentées dans la figure III. 13. A partir de cette figure, nous pouvons donc déterminer à quelle station et à quelle fréquence il y a une modification du signal due aux effets de site. Par exemple, les effets de site à la station LPG provoquent une atténuation du signal sismique alors qu'à l'inverse, ceux de la station LFF causent une amplification du signal, par rapport à la station de référence FLN. Les termes de site aux

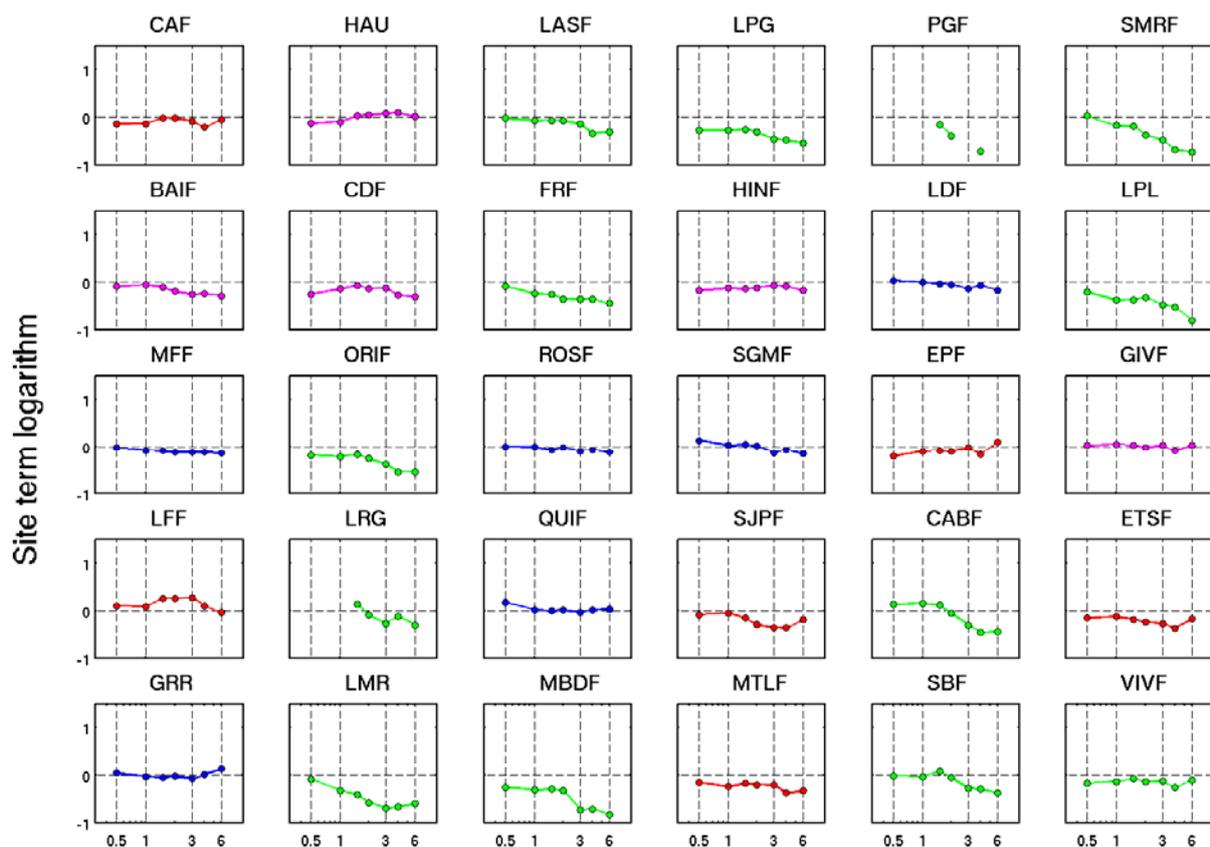


Figure IV. 4 : Réponse de site des stations LDG représentées dans la figure III. 13. Les stations de la région nord-ouest sont représentées en bleu, celles du nord-est en rose, celles du sud-ouest en rouge et celles du sud-est en vert.

stations PGF et LRG manquant à certaines fréquences sont dus à la limite de cette méthode « coda » (rapport signal/bruit trop élevé). Les facteurs site à 3Hz sont comparés avec ceux obtenus par *Campillo et al.* (1985) et *Lacombe et al.* (2003) pour 13

stations (figure IV. 5). *Campillo et al.* (1985) a calculé leurs facteurs d'amplification de site à partir de l'amplitude des ondes L_g directes, alors que *Lacombe et al.* (2003) a utilisé les amplitudes des ondes de coda à 3Hz des séismes d'Annecy (15/07/1996) et de Saint-Gaudens (04/0/1999), respectivement les évènements 1 et 2 dans la figure IV. 5. A l'exception de la station LRG, les valeurs obtenues à partir des amplitudes des ondes L_g et de la coda sont vraiment similaires. La différence entre les trois études du terme de site de la station LRG est due au fait que seul un évènement était disponible pour le calcul de $S_{LRG}(f)$. Malgré certaines limites de la méthode, l'utilisation de la coda semble être un outil fiable pour estimer les effets de site.

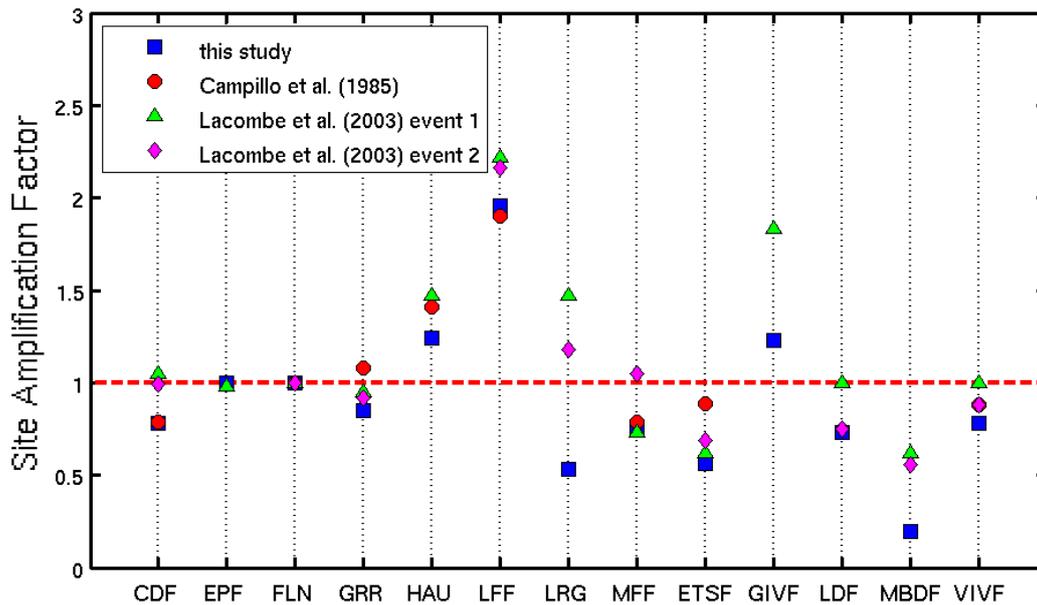


Figure IV. 5: Comparaison entre les facteurs de site mesurés par *Campillo et al.* (1985) à partir de l'amplitude des ondes L_g , et par *Lacombe et al.* (2003) et ceux obtenus dans cette étude à partir de l'amplitude de la coda autour de 3Hz. Cette figure est une extension de la figure 4 de l'étude de *Lacombe et al.* (2003) où les évènements 1 et 2 sont représentés dans la figure 1.

IV.3 Estimation des facteurs de qualité coda Q_c régionaux

Après avoir estimé les termes de site $S(f)$ pour chaque station, la deuxième étape est la détermination du terme de propagation $C(f,t)$ de l'équation (IV-2) pour les quatre régions. Pour ce faire, nous avons estimé le paramètre régional b à partir de l'équation (III-2) à toutes les fréquences. Dans chaque région, le coefficient b est calculé pour tous les signaux à partir d'un facteur γ de 0.75 (modèle de diffusion d'*Aki & Chouet*, 1975). La valeur de b d'un signal est conservée si la fenêtre de coda est supérieure à 100 secondes (section III.3.2) et si le coefficient de corrélation entre les enveloppes de coda observée et calculée est supérieur à 0.9. Le paramètre régional b est défini comme la moyenne des coefficients b des tous les enregistrements d'une même région. Le facteur de qualité Q_c permet de quantifier les hétérogénéités du milieu et est relié au paramètre b par :

$$Q_c(f) = \log_{10}(e) \cdot \frac{\pi f}{b(f)}. \quad (\text{IV-4})$$

Pour chaque fréquence, les valeurs de la moyenne des paramètres b et de l'écart-type σ , du facteur de qualité Q_c correspondant et du nombre de signaux N_b sont représentées pour la région nord-ouest dans le tableau IV. 1, pour la région nord-est dans le tableau IV. 2, pour la région sud-ouest dans le tableau IV. 3 et pour la région sud-est dans le tableau IV. 4. Les figures IV. 6, IV. 7, IV. 8 et IV. 9 représentent les enveloppes de coda corrigées du terme $a(f)$ et t^γ de l'équation (III-2) pour chaque région et chaque fréquence f_n . A une fréquence donnée, les enveloppes de coda corrigées doivent donc toutes avoir le même niveau d'amplitude comme c'est le cas pour les régions du nord-ouest, du nord-est et du sud-ouest (figures IV. 6, IV. 7 et IV. 8 respectivement). Par contre, dans la région du sud-est, on remarque que les enveloppes de coda à haute fréquence n'ont pas le même niveau ni le même taux de décroissance d'amplitude. De plus, l'écart-type σ du paramètre b dans cette région (tableau IV. 4) est beaucoup plus élevé que dans les autres régions (tableaux IV. 1, IV. 2 et IV. 3). Cette variation de la valeur de b démontre une géologie complexe dans la région du sud-est. Une étude plus approfondie de la région du sud-est est montrée ci-après. Dans la région du nord-est, à basse fréquence, on remarque que le paramètre b régional représenté par la ligne noire pointillée dans la figure IV. 7 modélise bien les enveloppes de coda pour des temps inférieurs à 400s mais, pour les temps plus longs, la valeur du paramètre b , et donc du facteur de qualité Q_c , semble être différente. Plusieurs études ont déjà montré cette dépendance de Q_c avec le laps de temps (*Rautian & Khalturin, 1978 ; Roecker et al., 1982 ; Gholamzadeh et al., 2014*). La plupart d'entre elles suggère que la fin de la coda est dominée par des ondes qui se sont propagées dans des zones de plus faible atténuation que dans le début de la coda (*Sato & Fehler, 1998*). Ce phénomène a aussi été observé dans la section III.3.2 et sera pris en considération pour le développement de la méthode d'estimation de magnitude M_w à partir de la coda des signaux analogiques dans le chapitre V.

| f_n | 0.5Hz | 0.75Hz | 1Hz | 1.5Hz | 2Hz | 3Hz | 4Hz | 6Hz |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| b | 0.0012 | 0.0022 | 0.0028 | 0.0033 | 0.0041 | 0.0054 | 0.0065 | 0.0080 |
| σ | 0.0008 | 0.0008 | 0.0007 | 0.0007 | 0.0007 | 0.0007 | 0.0007 | 0.0008 |
| Q_c | 568 | 465 | 487 | 620 | 665 | 758 | 840 | 1023 |
| N_b | 3 | 17 | 32 | 92 | 175 | 235 | 254 | 214 |

Tableau IV. 1: Valeurs du paramètre b moyen, de l'écart-type σ , du facteur de qualité correspondant Q_c et du nombre de signaux N_b utilisés dans le calcul du paramètre b pour chaque fréquence f_n dans la région nord-ouest.

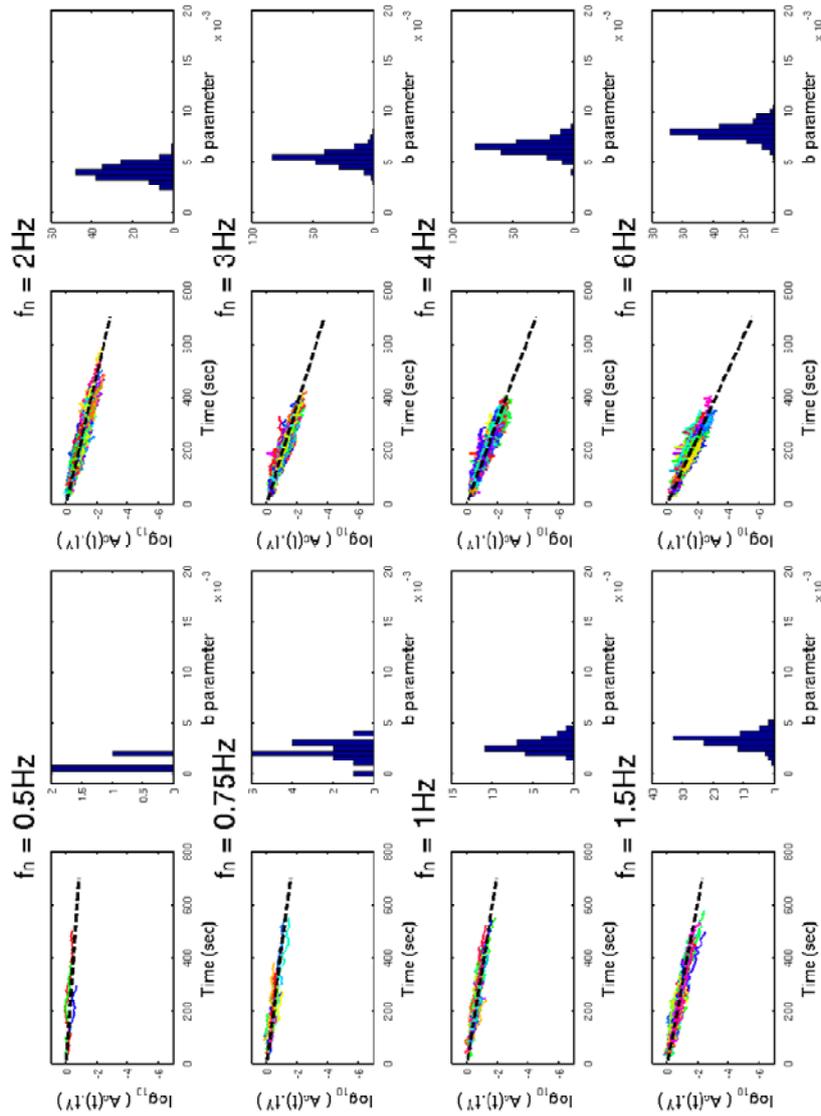


Figure IV. 6: Envelopes de coda corrigées de t^γ et $a(f)$ (équation (III-2)) et filtrées autour de f_n de tous les enregistrements régionaux des séismes qui sont produit dans le nord-ouest. Les lignes pointillées noires représentent la valeur régionale de b à la fréquence f_n . Les histogrammes représentent la distribution des valeurs de b obtenues pour chaque fréquence f_n .

| f_n | 0.5Hz | 0.75Hz | 1Hz | 1.5Hz | 2Hz | 3Hz | 4Hz | 6Hz |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| b | 0.0031 | 0.0044 | 0.0046 | 0.0049 | 0.0055 | 0.0063 | 0.0072 | 0.0091 |
| σ | 0.0010 | 0.0016 | 0.0014 | 0.0011 | 0.0010 | 0.0009 | 0.0009 | 0.0011 |
| Q_c | 220 | 233 | 297 | 418 | 496 | 650 | 758 | 900 |
| Nb | 39 | 69 | 110 | 160 | 167 | 159 | 146 | 123 |

Tableau IV. 2: Valeurs du paramètre b , de l'écart-type σ , du facteur de qualité correspondant Q_c et du nombre de signaux Nb utilisés dans le calcul du paramètre b pour chaque fréquence f_n dans la région nord-est.

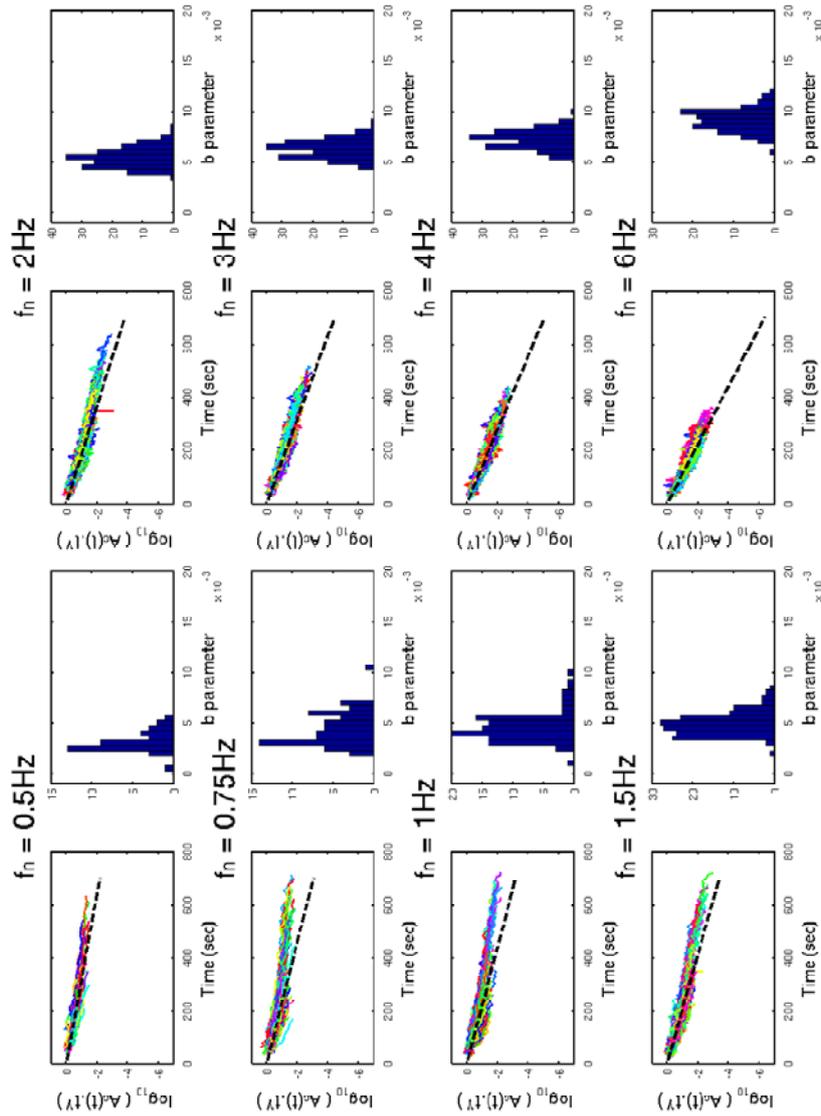


Figure IV. 7: Envelopes de coda corrigées de t^γ et $a(f)$ (équation (III-2)) et filtrées autour de f_n de tous les enregistrements régionaux des séismes qui sont produit dans le nord-est. Les lignes pointillées noires représentent la valeur régionale de b à la fréquence f_n . Les histogrammes représentent la distribution des valeurs de b obtenues pour chaque fréquence f_n .

| f_n | 0.5Hz | 0.75Hz | 1Hz | 1.5Hz | 2Hz | 3Hz | 4Hz | 6Hz |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| b | 0.0034 | 0.0040 | 0.0045 | 0.0050 | 0.0057 | 0.0068 | 0.0078 | 0.0092 |
| σ | 0.0015 | 0.0008 | 0.0011 | 0.0009 | 0.0009 | 0.0009 | 0.0010 | 0.0011 |
| Q_c | 201 | 256 | 303 | 409 | 479 | 602 | 700 | 890 |
| Nb | 54 | 106 | 196 | 378 | 474 | 463 | 436 | 372 |

Tableau IV. 3: Valeurs du paramètre b , de l'écart-type σ , du facteur de qualité correspondant Q_c et du nombre de signaux Nb utilisés dans le calcul du paramètre b pour chaque fréquence f_n dans la région sud-ouest.

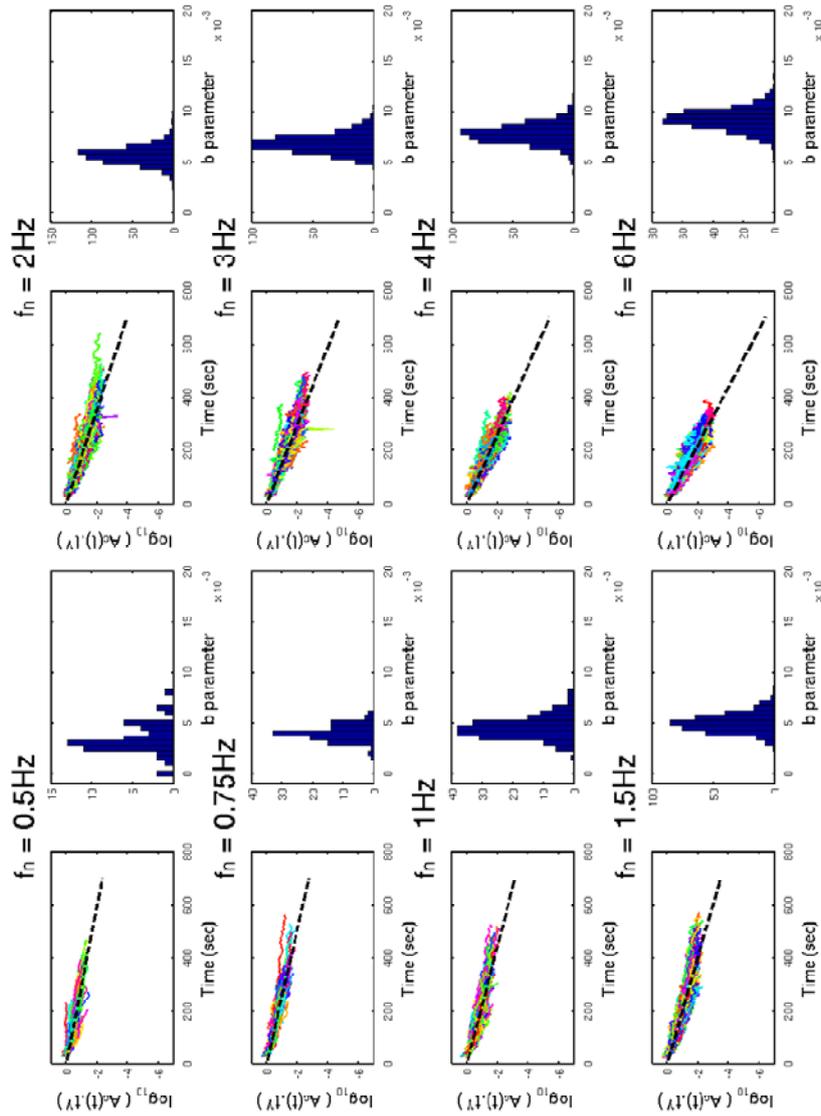


Figure IV. 8: Enveloppes de coda corrigées de t^γ et $a(f)$ (équation (III-2)) et filtrées autour de f_n de tous les enregistrements régionaux des séismes qui sont produit dans le sud-ouest. Les lignes pointillées noires représentent la valeur régionale de b à la fréquence f_n . Les histogrammes représentent la distribution des valeurs de b obtenues pour chaque fréquence f_n .

| f_n | 0.5Hz | 0.75Hz | 1Hz | 1.5Hz | 2Hz | 3Hz | 4Hz | 6Hz |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| b | 0.0041 | 0.0053 | 0.0060 | 0.0071 | 0.0080 | 0.0091 | 0.0101 | 0.0115 |
| σ | 0.0013 | 0.0012 | 0.0012 | 0.0014 | 0.0017 | 0.0021 | 0.0026 | 0.0033 |
| Q_c | 166 | 193 | 227 | 288 | 341 | 450 | 540 | 712 |
| Nb | 183 | 363 | 507 | 673 | 743 | 642 | 528 | 351 |

Tableau IV. 4: Valeurs du paramètre b , de l'écart-type σ , du facteur de qualité correspondant Q_c et du nombre de signaux Nb utilisés dans le calcul du paramètre b pour chaque fréquence f_n dans la région sud-est.

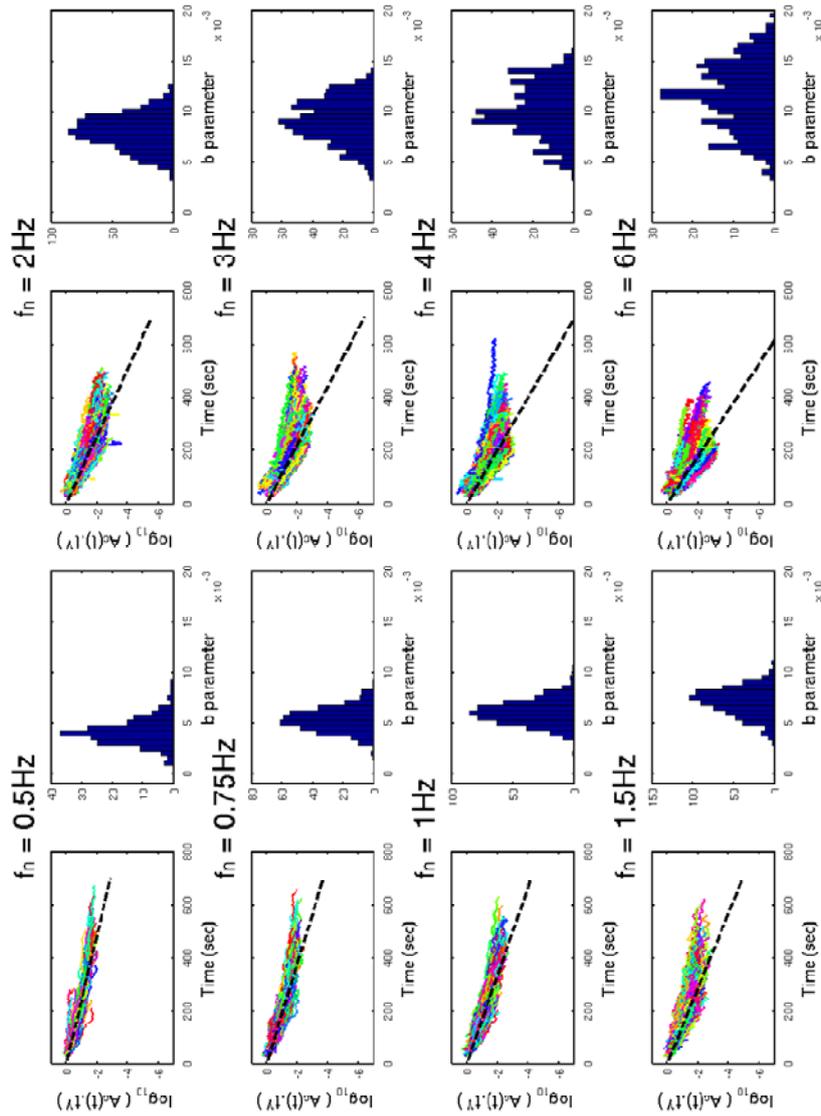


Figure IV. 9: Enveloppes de coda corrigées de t^γ et $a(f)$ (équation (III-2)) et filtrées autour de f_n de tous les enregistrements régionaux des séismes qui sont produit dans le sud-est. Les lignes pointillées noires représentent la valeur régionale de b à la fréquence f_n . Les histogrammes représentent la distribution des valeurs de b obtenues pour chaque fréquence f_n .

La variation fréquentielle du paramètre b est représentée pour les régions du nord-ouest dans la figure IV. 10a, du nord-est dans la figure IV. 10b, du sud-ouest dans la figure IV. 10c et du sud-est dans la figure IV. 10d. La dépendance fréquentielle du facteur de qualité $Q_c(f)$ s'écrit généralement :

$$Q_c(f) = Q_0 \cdot f^\alpha. \quad (\text{IV-5})$$

La relation Q_c -fréquence de l'équation (IV-5) ainsi que les valeurs des paramètres Q_0 et α pour les quatre régions de la zone d'étude sont montrées dans la figure IV. 10e. Pour la région du nord-ouest, la valeur de Q_c à la fréquence f_n de 0.5Hz n'a pas été considérée dans l'estimation de Q_0 et α étant donné la faible quantité de signaux à cette fréquence. Les variations fréquentielles de Q_c sont quasiment similaires entre les régions du nord-

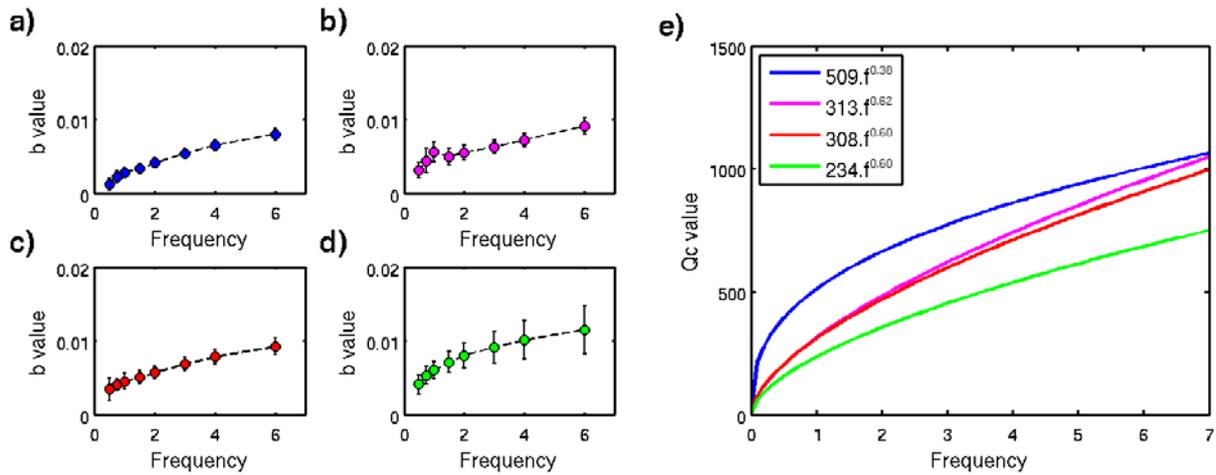


Figure IV. 10 : Variation fréquentielle du paramètre b dans les quatre régions : a) le nord-ouest, b) le nord-est, c) le sud-ouest et d) le sud-est. L'écart-type $\pm\sigma$ est représenté pour chaque fréquence. e) Variation fréquentielle du facteur de qualité coda Q_c pour les régions nord-ouest (bleu), nord-est (rose), sud-ouest (rouge) et sud-est (vert).

est et du sud-ouest. Par contre, les valeurs de $Q_c(f)$ sont plus fortes dans le nord-ouest et plus faibles dans le sud-est. Cette analyse régionale montre qu'il est nécessaire de régionaliser l'atténuation de coda Q_c^{-1} en France. Cependant, afin d'effectuer une comparaison avec d'autres études, nous avons déterminé les valeurs de $Q_c(f)$ pour tout le territoire français. Les valeurs obtenues pour Q_0 et α sont respectivement 257 et 0.71. Dans la figure IV. 11, nous avons comparé les valeurs $Q(f)$ avec celles obtenues à partir des ondes L_g par *Campillo et al. (1985)* et *Campillo & Plantet (1991)*, et à partir de la coda par *Chevrot & Cansi (1996)*. L'ensemble des valeurs Q obtenues dans cette étude sont très proches de celles de *Chevrot & Cansi (1996)*. On remarque une différence entre les valeurs de Q obtenue par les ondes L_g et celles obtenues par la coda. Le choix du type d'onde utilisée semble avoir une incidence sur le facteur de qualité Q ainsi que la méthode d'estimation choisie. En effet, le facteur de qualité Q des ondes L_g comprend les effets de la diffusion et de dissipation alors que dans le modèle de diffusion multiple, le paramètre Q_c correspond uniquement à l'absorption intrasèque (*Aki & Chouet, 1975*).

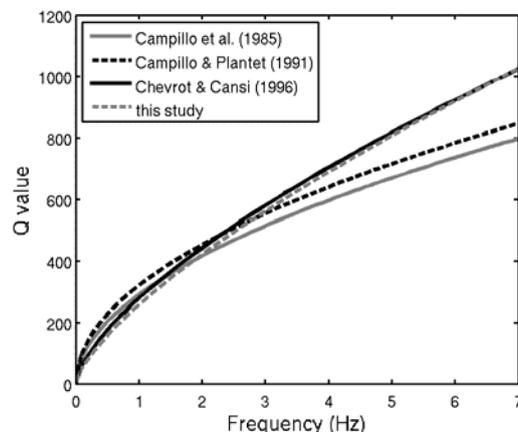


Figure IV. 11 : Variation fréquentielle du facteur de qualité Q pour la France métropolitaine estimée par *Campillo et al. (1985)*, *Campillo & Plantet (1991)*, *Chevrot & Cansi (1996)* et par cette étude.

Nous avons vu précédemment que la région du sud-est présentait de fortes variations du paramètre b à haute fréquence (figure IV. 9). Les figures IV. 12a et b représentent respectivement les variations fréquentielles de l'écart-type σ du paramètre b et du nombre de signaux N_b pour les quatre régions. Les régions du nord-ouest, du nord-est et du sud-est présentent un écart-type σ_b faible et stable en fonction de la fréquence, ce qui signifie que la forme des enveloppes de coda est quasiment identique dans chacune des trois régions. Par contre, dans la région du sud-est, on observe une nette augmentation de l'écart-type σ_b à partir de 1Hz, ce qui signifie des fortes variations du taux de décroissance d'amplitude des enveloppes de coda entre elles. Bien que le nombre de signaux utilisés N_b diminue à partir de 2Hz pour la région du sud-est, il n'y a pas de lien entre la baisse du nombre de signaux utilisés et l'augmentation de l'écart-type σ_b étant donné que le nombre de signaux N_b reste nettement supérieur à celui des autres régions (figure IV. 12b). Nous avons donc étudié ces variations régionales du paramètre b en observant les valeurs de b pour chaque trajet source-station pour ainsi déterminer les zones de variations de Q_c dans le sud-est. Dans la figure IV. 13, nous avons représenté pour chaque station la valeur de b à 4Hz pour chaque paire source-récepteur. La palette de couleur représentant les différentes valeurs de b varie du bleu-marine pour un faible paramètre b de 0.0035 au rouge-bordeaux pour une forte valeur de b de 0.0085. Pour toutes les stations, on observe une dépendance azimutale du paramètre b . A l'exception de la station PGF, les valeurs de b sont plus fortes en direction du sud des Alpes. Par contre, les valeurs de b sont plus faibles en direction de la marge méditerranéenne, de la vallée du Rhône et la partie au nord-ouest des Alpes. A l'inverse, la station PGF présente des paramètres b plus faibles en direction de la partie sud des Alpes et plus forts vers la marge méditerranéenne. Comme dans la section IV.1, la situation géographique de cette station semble affecter la forme des enveloppes de coda. Afin de mieux quantifier les variations du paramètre b , il faudrait donc effectuer une tomographie de l'atténuation de coda Q_c^{-1} dans toute la région du sud-est, comme cela a déjà été effectué pour le nord de

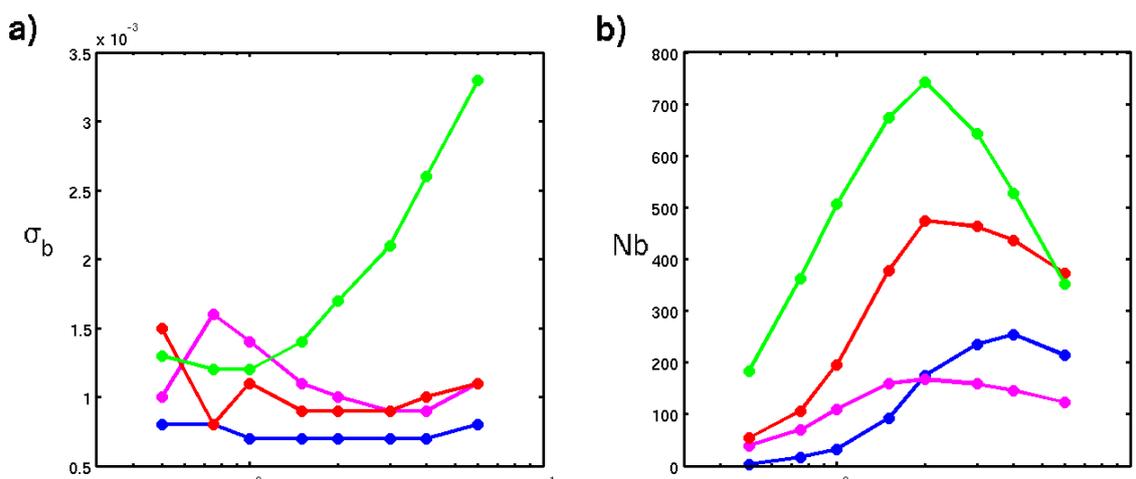
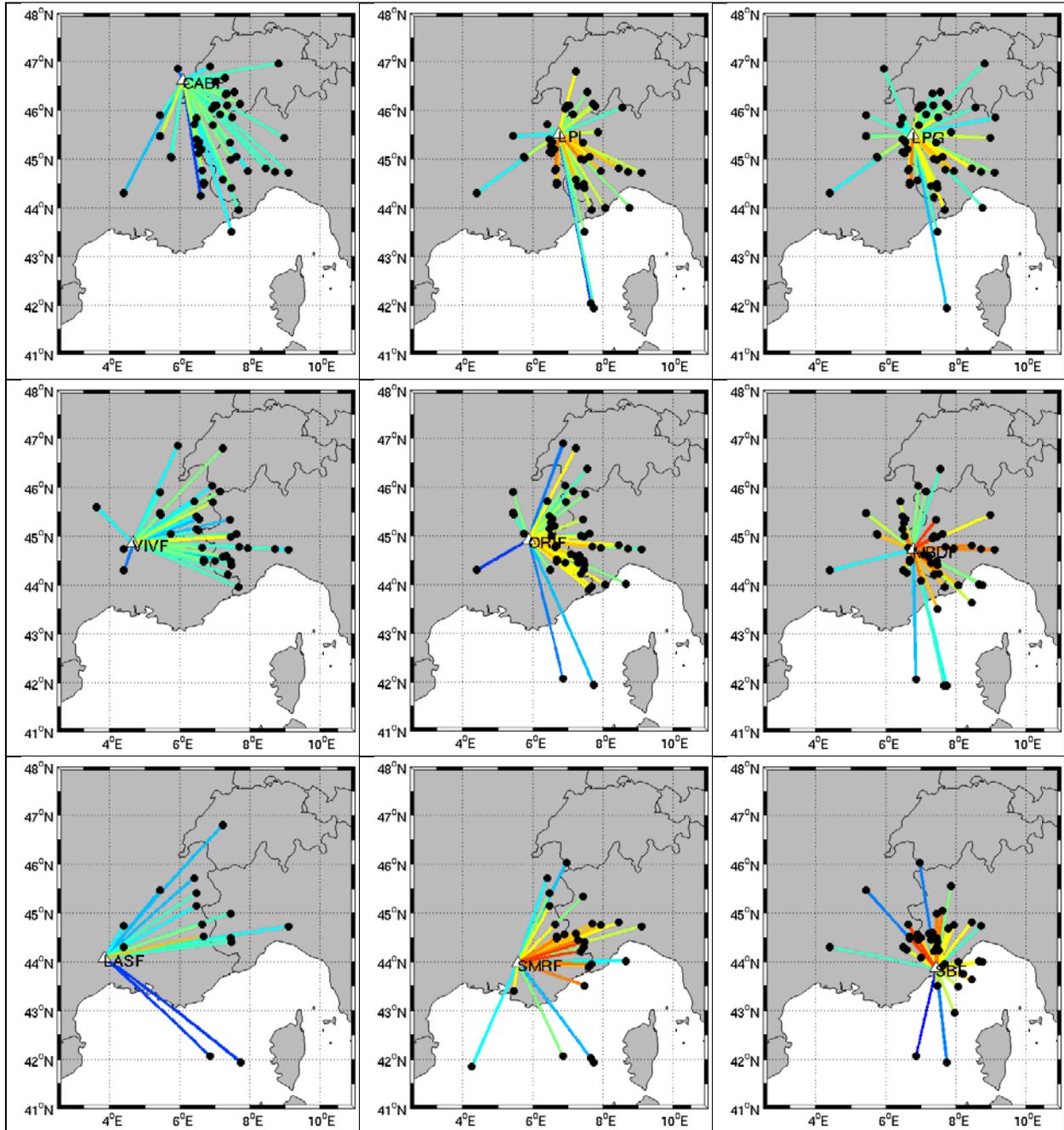


Figure IV. 12 : a) Variation fréquentielle de l'écart-type σ_b du paramètre b et b) du nombre de signaux N_b utilisés dans l'estimation du paramètre b pour les régions nord-ouest (bleu), nord-est (rose), sud-ouest (rouge) et sud-est (vert).

l'Italie (Morasca *et al.*, 2008) ou, à plus grande échelle, pour l'Eurasie (Mitchell *et al.*,

1997). Même si l'estimation du facteur de qualité Q_c est nécessaire dans l'estimation du moment sismique M_0 , cela constituerait une étude à part entière qui s'écarterait du but initial de ce travail de thèse. Dans la suite de l'étude, nous avons donc décidé de conserver les valeurs de Q_c de la région sud-est établies précédemment dans le tableau IV. 4 en tenant compte du fort écart-type σ_b . En connaissant les facteurs de qualité régionaux, nous avons pu corriger les enveloppes de coda du terme de propagation $C(f,t)$ (équation IV-2).



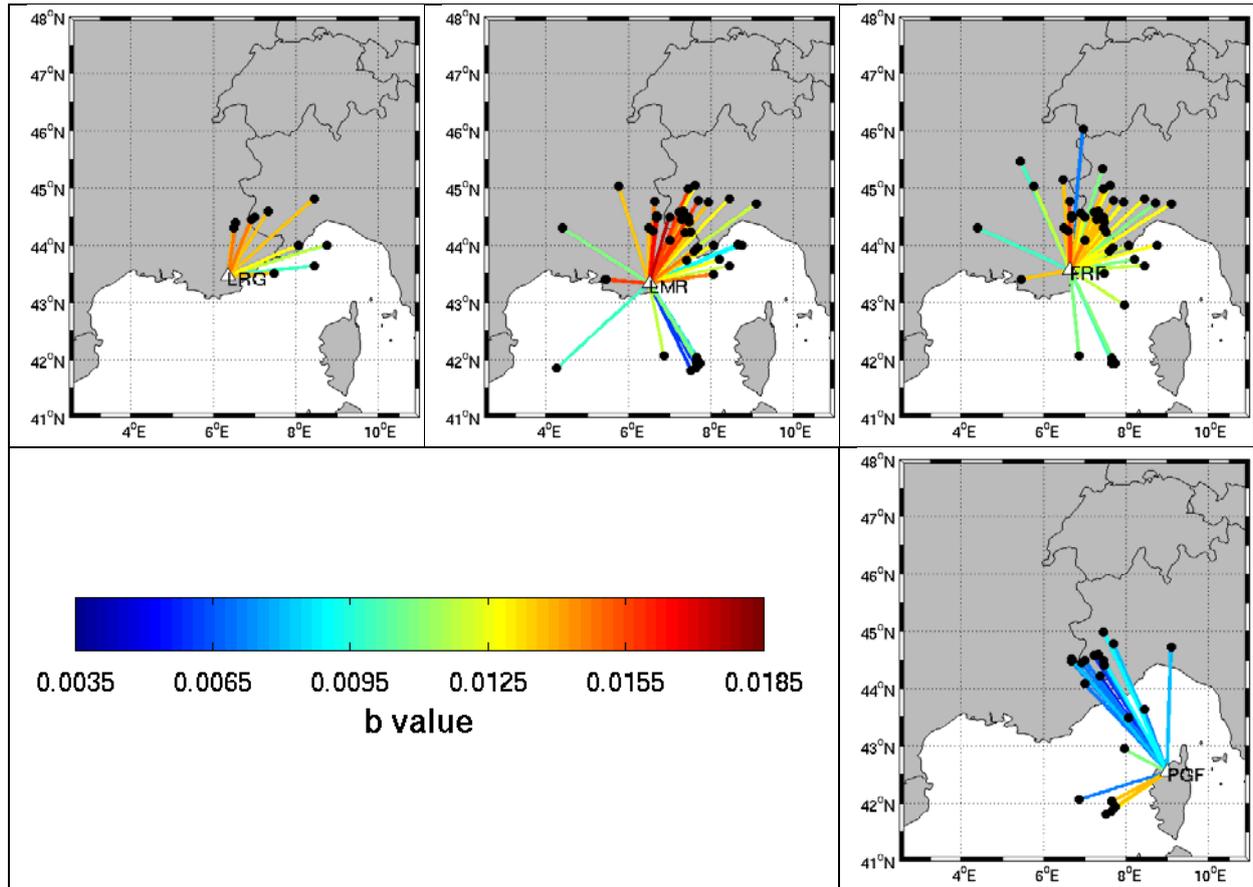


Figure IV. 13: Cartes pour chaque station de la région sud-est (triangle blanc) représentant les épïcêtres des sésimes enregistrés par la station (rond noir) et la valeur du paramètre b pour chaque paire source-station (barre de couleur) à la fréquence de 4Hz.

IV.4 Terme de génération de coda et spectre de la source sismique

Jusqu'à présent, les amplitudes de coda $A_c(f,t)$ ont été corrigées des termes de site $S(f)$ et de propagation $C(f,t)$. Dans la figure IV. 14, les enveloppes de coda corrigées du sésime n°122832 présentent une pente générale nulle. Ce niveau constant des amplitudes de coda est directement proportionnel au produit des termes de source Ω et de génération de coda G à 2Hz. En moyennant les amplitudes de coda corrigées des termes de site $S(f)$ et de propagation $C(f,t)$ sur la fenêtre de temps, on obtient le produit $\Omega(f).G(f)$ pour chaque fréquence. Pour obtenir le terme de source $\Omega(f)$, la dernière étape est donc de corriger les enveloppes de coda du terme de génération de coda $G(f)$.

Dans le modèle de diffusion d'Aki & Chouet (1975), la densité spectrale de puissance de la coda $P(f,t)$ est donnée par l'expression (II-20). La densité spectrale de puissance rayonnée par la source $\Psi(f)$ est définie (Aki & Richards, 1980):

$$\Psi(f) = \frac{(2\pi f)^2 \cdot \Omega(f)^2}{10\pi\rho\beta_0^5} \quad (\text{IV-6})$$

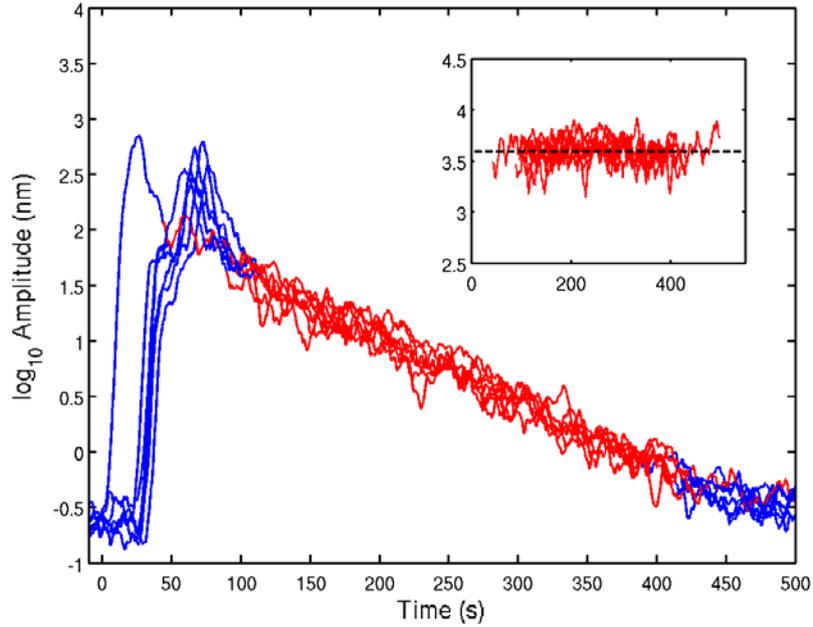


Figure IV. 14 : Envelopes de coda A_c corrigées filtrées autour de 2Hz du séisme de Chantonay (n°122832 dans le tableau III. 1).

où le terme $\Omega(f)$ correspond au taux de moment sismique $|\dot{M}(f)|$, ρ est la masse volumique du milieu et β_0 est la vitesse de l'onde S. A partir des équations (II-19), (II-20), (II-27)¹² et (IV-6), l'expression du terme de génération de coda $G(f)$ s'écrit :

$$G(f) = \frac{\Delta f^{1/2}}{\sqrt{5\pi\rho\beta_0^{5/2}}(4\pi\beta_0 l/3)^{3/4}} \quad (\text{IV-7})$$

Où Δf est la largeur de la bande de fréquence soit $0.33f_n$ et l est le parcours moyen. Dans cette étude, nous avons supposé que le terme de génération de coda était le même pour toute la zone d'étude. Nous avons considéré des paramètres de croûte moyen : $\beta_0=3.4\text{km.s}^{-1}$ (Cara et al., 2014), $\rho=2900\text{kg.m}^{-3}$ (Perrier & Ruegg, 1973) et $l=250\text{km}$ (Lacombe et al., 2003).

Après avoir corrigé les enveloppes de coda $A_c(f,t)$ des termes de site $S(f)$, de propagation $C(f,t)$ et de génération de coda $G(f)$, on obtient le terme de la source sismique $\Omega(f)$. La figure IV. 15 représente la variation du terme source $\Omega(f)$ en fonction de la fréquence pour plusieurs séismes de référence SI-Hex¹³. Les caractéristiques de ces événements sont montrées dans le tableau IV. 6. Les termes de source $\Omega(f)$ ont été estimés pour une fenêtre de coda minimum de 50s. Pour chaque séisme, les termes de source $\Omega(f)$ sont représentés par un rond noir avec l'écart-type inter-stations. A partir de ces spectres de source, nous pouvons définir le moment sismique M_0 et la fréquence coin f_c de chaque événement. Aki (1967) montre deux modèles de spectre de source possibles :

¹² Dans le cas d'un sismogramme digital, l'expression (II-27) devient : $A_c(f, t) = [2P(f, t)\Delta f]^{1/2}$.

¹³ Il s'agit d'une liste d'événements s'étant produit en France métropolitaine entre 1962 et 2009 dont la magnitude de moment M_w et/ou la localisation ont été considérés comme référence par l'équipe SI-Hex.

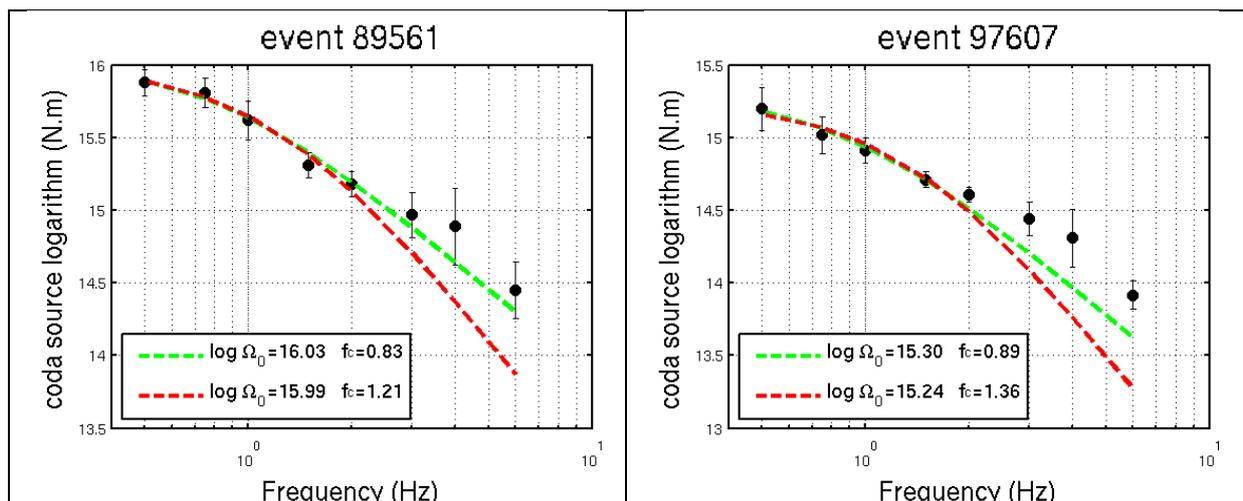
- le modèle ω -cube est un cas spécifique de modèle de séisme proposé par *Haskell* (1966) et défini par :

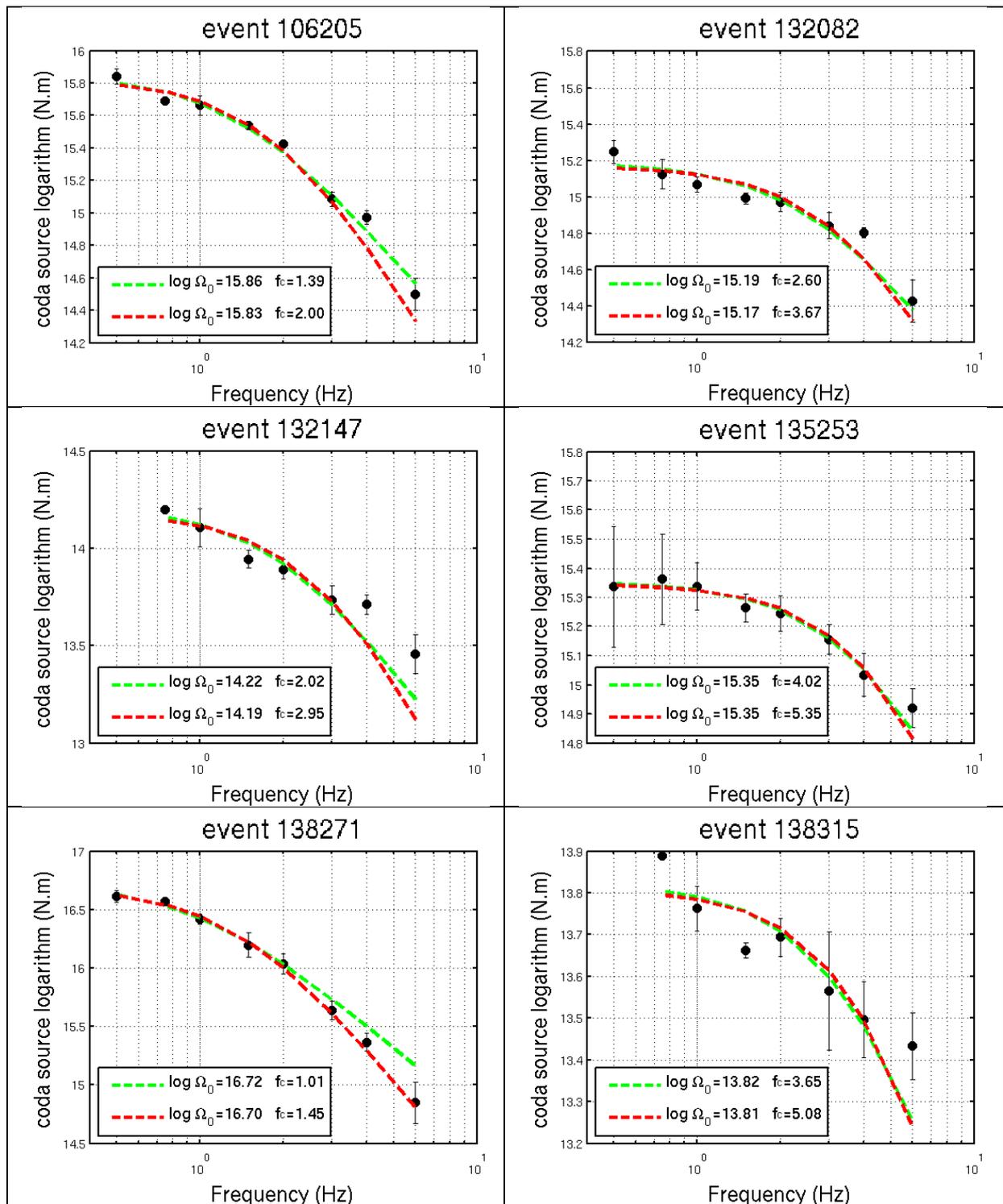
$$\Omega(f) = \frac{M_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right]^{3/2}} \quad (\text{IV-8})$$

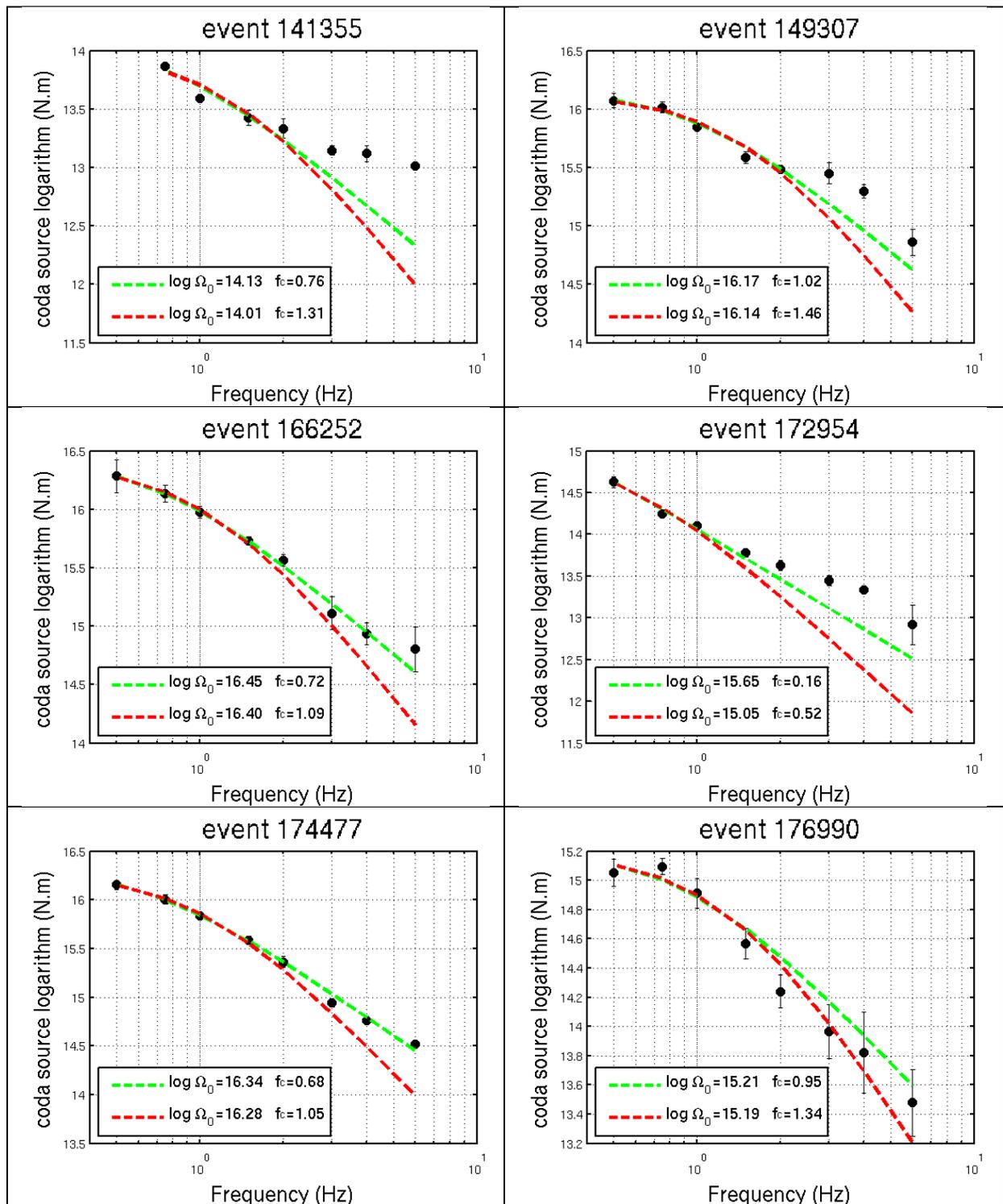
- le modèle ω -carré ou modèle de *Brune* (1970) défini par :

$$\Omega(f) = \frac{M_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right]} \quad (\text{IV-9})$$

où M_0 est le moment sismique et f_c est la fréquence coin (figure II. 5). Dans le modèle ω -cube, le spectre à haute fréquence est indépendant de la taille du séisme alors que dans le modèle ω -carré, les amplitudes spectrales augmentent avec la magnitude pour toutes les fréquences (*Aki & Richards*, 1980). Nous avons testé les deux modèles pour représenter les spectres de source $\Omega(f)$ de la coda. Nous avons déterminé les valeurs M_0 et f_c pour les deux modèles par méthode des moindres carrés. Les valeurs obtenues pour les modèles ω -carré et ω -cube sont représentées dans la figure IV. 15 par des lignes pointillées verte et rouge respectivement. Le modèle ω -carré semble mieux correspondre au spectre de source de coda $\Omega(f)$ pour la majorité des évènements. En effet, la moyenne sur tous les évènements de l'écart moyen est de 0.07 entre les termes de source de coda et le modèle ω -carré et, de 0.013 entre les termes de source et le modèle ω -cube. Par conséquent, nous avons adopté le modèle ω -carré, défini par l'expression (IV-9), afin d'estimer le moment sismique M_0 et la fréquence coin f_c .







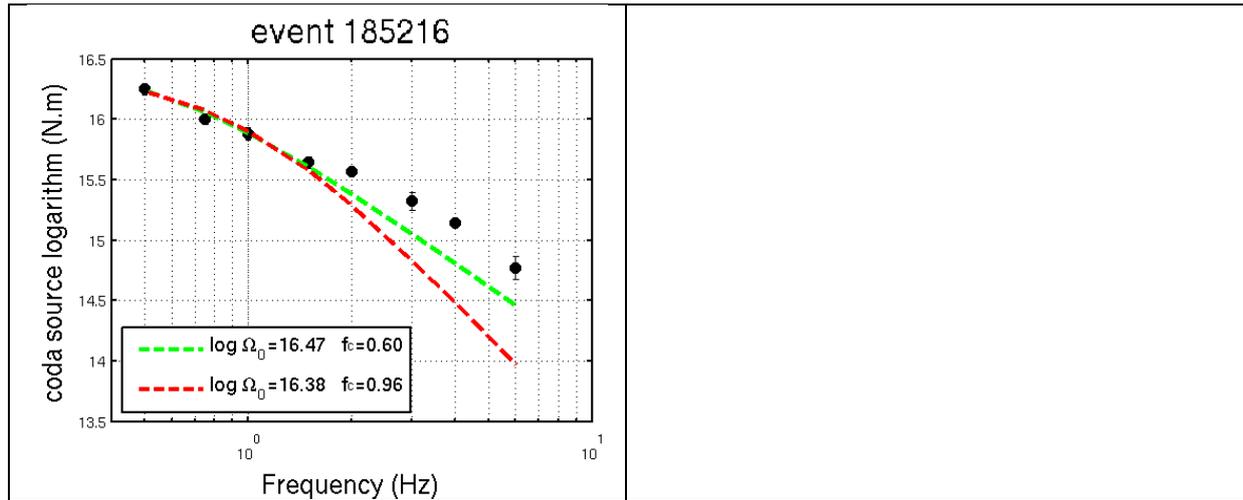


Figure IV. 15: Variation fréquentielle du logarithme du terme de source $\Omega(f)$ pour les séismes de référence SI-Hex (tableau IV. 6). La ligne pointillée rouge représente le modèle de source ω -cube défini par l'équation (IV-8) et la ligne pointillée verte correspond au modèle ω -carré défini par l'équation (IV-9).

IV.5 Magnitude de moment M_w

A partir du moment sismique M_0 , nous pouvons déterminer la magnitude de moment M_w par la relation de *Hanks & Kanamori* (1979) :

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

Nous avons considéré les magnitudes de moment M_w fiable lorsque le coefficient de corrélation entre le spectre de source de coda $\Omega(f)$ et le modèle de l'équation (IV-9) obtenu était supérieur à 0.7. Dans la figure IV. 16, nous avons comparé les magnitudes de moment M_w estimées à partir de la coda avec celles provenant de différents laboratoires et études. Dans *Chevrot et al.* (2011), les magnitudes de moment M_w ont été déterminées pour des événements pyrénéens. La régression linéaire entre ces dernières et les magnitudes de moment issues de la coda est :

$$M_w^{ref} = 1.03 \times M_w^{coda} - 0.45. \quad (\text{IV-11})$$

Dans *Drouet et al.* (2010), les magnitudes de moment ont été déterminées pour des événements de trois régions en France : les Pyrénées, les Alpes et le fossé rhénan. La relation entre les magnitudes de moment de *Drouet et al.* (2010) et de la coda est :

$$M_w^{ref} = 0.70 \times M_w^{coda} - 0.81. \quad (\text{IV-12})$$

La majorité des magnitudes de moment déterminées par le laboratoire suisse SED sont pour des séismes qui se sont produit dans la moitié est de la zone d'étude. La régression linéaire entre M_w SED et M_w coda est :

$$M_w^{ref} = 0.97 \times M_w^{coda} - 0.25. \quad (IV-13)$$

Les magnitudes de moment déterminées par le laboratoire niçois Geoazur ont été estimées par la même méthode que dans *Delouis et al. (2009)*. Il s'agit majoritairement d'évènements de la région sud-est. La relation entre ces magnitudes de moment et celles estimées à partir de la coda est :

$$M_w^{ref} = 1.10 \times M_w^{coda} - 0.83. \quad (IV-14)$$

Pour les magnitudes de moment de *Chevrot et al. (2011)* (figure IV. 16a), du SED (figure IV. 16c) et de *Delouis et al. (2009)*-Geoazur (figure IV. 16d), on observe une pente proche de 1 et un coefficient de corrélation R supérieur à 0.8. Cependant, il y a un décalage allant de 0.25 à 0.83 entre les magnitudes M_w de référence et de coda. Par contre, pour les magnitudes M_w de *Drouet et al. (2010)* (figure IV. 16b), la pente de la régression s'éloigne de 1 et le coefficient de corrélation est plus faible. Ces variations doivent dépendre des méthodes d'estimation de M_w utilisées par les différents laboratoires et études.

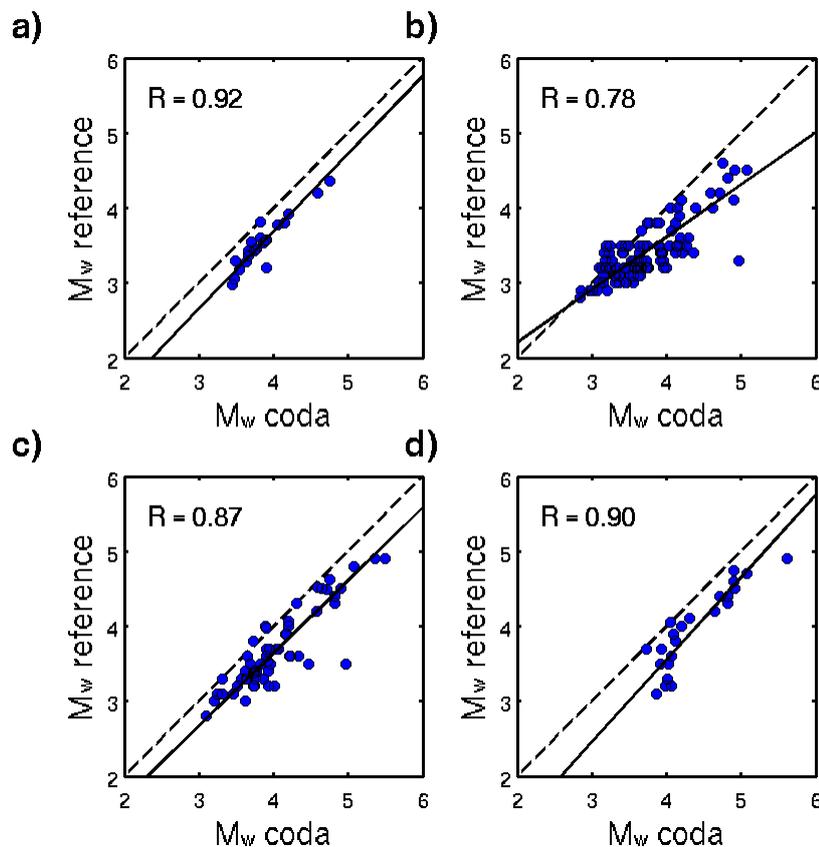


Figure IV. 16: Comparaison entre les magnitudes de moment M_w estimées à partir de l'analyse spectrale de la coda et celles issues de a) *Chevrot et al. (2011)*, b) *Drouet et al. (2010)*, c) SED-ETHZ et d) *Delouis et al. (2009)* et Geoazur. La ligne noire représente la régression linéaire entre les magnitudes.

Après avoir comparé les magnitudes de moment M_{w-coda} avec celles de *Chevrot et al.* (2011), du SED, de *Drouet et al.* (2010), de *Delouis et al.* (2009) et du laboratoire Geoazur séparément, nous avons sélectionné des magnitudes M_w de référence pour chaque région épiscopentrale (tableau IV. 5 et annexe 3) et comparé ces magnitudes de moment avec celles issues de la coda pour toute la France (figure IV. 17). La régression linéaire entre M_{w-coda} et $M_{w-référence}$ est :

$$M_w^{ref} = 0.94 \times M_w^{coda} - 0.15. \quad (IV-15)$$

La pente de régression entre les deux magnitudes de moment est proche de 1, mais la magnitude de moment issue de l'analyse fréquentielle de la coda présente un écart de magnitude de 0.15 à l'origine et de 0.39 pour une magnitude M_{w-coda} de 4. Cet écart de magnitude peut être dû à la correction du terme de site de la station de référence ou aux choix des paramètres crustaux lors du calcul du terme de génération de coda. Par exemple, si au lieu de $\beta_0=3.4\text{km/s}$ (*Cara et al.*, 2014), nous avons choisi les bornes de vitesse de groupe des ondes L_g en France de *Campillo et al.* (1985), soit $v_{g1}=3.1\text{km/s}$ et $v_{g2}=3.6\text{km/s}$, pour le terme de génération de coda de l'équation (IV-7), alors l'écart de magnitude entre β_0 et v_{g1} est de -0.10 et entre β_0 et v_{g2} est de +0.05. On peut aussi remettre en cause l'hypothèse d'un libre parcours moyen l indépendant de la fréquence. En effet, une variation du paramètre l avec la fréquence pourrait modifier la forme des spectres de la figure IV. 15 dont le plateau à basse fréquence est peu accessible. D'après *Sens-Schönfelder & Wegler* (2006), la valeur du libre parcours moyen diminue avec la fréquence, ce qui donne une valeur du moment sismique M_0 et donc de la magnitude M_w plus faible. On remarque donc que le choix des paramètres de la croûte a un impact sur la magnitude M_w dans cette méthode « coda ». Afin d'être cohérent avec les magnitudes de coda de référence, nous avons donc décidé de corriger les magnitudes M_{w-coda} du terme correctif de 0.4 qui correspond à l'écart moyen entre les magnitudes $M_{w-référence}$ et M_{w-coda} de la figure IV. 17. Les magnitudes de moment obtenues à partir de la coda pour les événements de référence SI-Hex (figure IV. 15) sont montrées dans le tableau IV. 6. Pour la plupart des séismes, les magnitudes M_w de référence et de coda sont similaires à 0.2 près. Cependant, certains événements présentent de forts écarts de magnitude, comme le séisme de Lacq.

| REGION | REFERENCE |
|------------|--|
| Nord-Ouest | Geoazur : https://geoazur.oca.eu <i>Perrot et al.</i> (2005) |
| Nord-Est | Geoazur : https://geoazur.oca.eu SED-ETHZ: http://seismo.ethz.ch |
| Sud-Ouest | <i>Chevrot et al.</i> (2011) |

| | |
|---------|---|
| Sud-Est | Geoazur : https://geoazur.oca.eu Delouis et al. (2009) SED-ETHZ: http://seismo.ethz.ch |
|---------|---|

Tableau IV. 5: Auteurs et sites internet utilisés pour les magnitudes de moment M_w de référence pour chaque région. Pour chaque région, ils sont rangés de haut en bas par ordre de préférence. Les valeurs des M_w de référence sont représentées dans l'annexe 3.

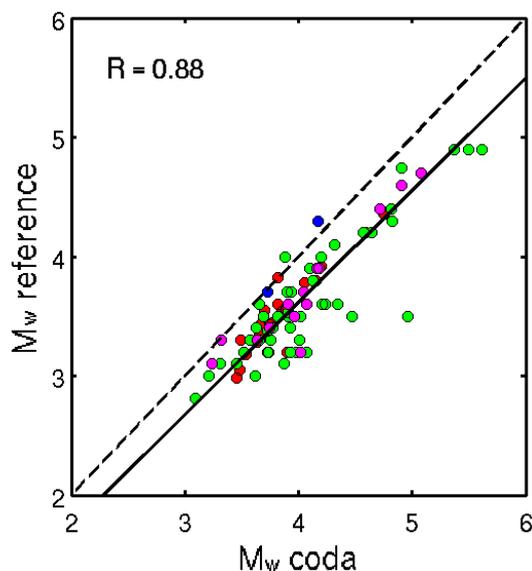


Figure IV. 17: Comparaison entre les magnitudes de moment M_w issue de l'analyse de coda et celles de référence (voir tableau IV. 5). Les évènements de la région nord-ouest sont représentés en bleu, ceux de la région nord-est sont en rose, ceux de la région sud-ouest sont en rouge et ceux de la région sud-est sont en vert. La ligne noire représente la régression linéaire entre les deux magnitudes.

| n° | Date | Heure | Lat | Lon | Lieu | M_w réf | M_w coda | Ref. |
|-------------------------|----------|-------|--------|--------|------------------|-----------|------------|------------------------|
| <u>Nord-Est</u> | | | | | | | | |
| 138271 | 22/02/03 | 20h41 | 48.34° | 6.66° | Rambervillers | 4.74 | 4.68 | Delouis et al. (2009) |
| 138315 | 22/02/03 | 20h54 | 48.34° | 6.67° | Rambervillers | 3.10 | 2.74 | Drouet et al. (2010) |
| 149307 | 23/02/04 | 17h31 | 47.28° | 6.26° | Roulans-Besançon | 4.49 | 4.31 | Delouis et al. (2009) |
| 166252 | 05/12/04 | 01h52 | 48.08° | 8.04° | Waldkirch | 4.60 | 4.50 | Delouis et al. (2009) |
| <u>Sud-Est</u> | | | | | | | | |
| 89561 | 31/10/97 | 04h23 | 44.24° | 6.59° | Allos | 4.00 | 4.22 | SISMALP |
| 97607 | 11/01/99 | 03h36 | 45.04° | 5.77° | Laffrey | 3.50 | 3.73 | Drouet et al. (2010) |
| 174477 | 08/09/05 | 11h27 | 46.03° | 6.96° | Vallorcine | 4.50 | 4.43 | Drouet et al. (2010) |
| 176990 | 20/12/05 | 23h57 | 44.08° | 7.00° | Argentera | 3.20 | 3.67 | Laroque et al. (2009) |
| <u>Sud-Ouest</u> | | | | | | | | |
| 106205 | 04/10/99 | 18h14 | 42.92° | 0.60° | Saint Béat | 4.40 | 4.11 | Dufumier et al. (2002) |
| 132082 | 16/05/02 | 14h56 | 42.93° | -0.17° | Cauteret | 4.05 | 3.66 | Delouis et al. (2009) |
| 132147 | 19/05/02 | 04h44 | 43.01° | 0.12° | Pic du Midi | 3.40 | 3.01 | Drouet et al. (2010) |
| 172954 | 16/07/05 | 09h52 | 43.34° | -0.60° | Lacq | 3.40 | 3.97 | Drouet et al. |

| | | | | | | | | |
|--------------------------|----------|-------|--------|--------|----------------|------|------|--|
| 185216 | 17/11/06 | 18h19 | 42.97° | -0.08° | Argeles-Gazost | 4.50 | 4.51 | (2010) <i>Drouet et al.</i> (2010) |
| <u>Nord-Ouest</u> | | | | | | | | |
| 135253 | 30/09/02 | 06h44 | 47.83° | -3.20° | Hennebont | 4.30 | 3.76 | <i>Perrot et al.</i> (2005) |

Tableau IV. 6: Evènements de référence identifiés par l'équipe SI-Hex dont les magnitudes de moment M_w a été déterminée par différentes études ou laboratoires.

L'autre paramètre de source estimé dans cette étude est la fréquence coin f_c . Dans la figure IV. 18a, nous avons comparé les fréquences coin estimées à partir de l'analyse spectrale de la coda avec celles déterminées par *Drouet et al.* (2010). On observe une forte dispersion entre les deux sources de fréquences coin. Les fréquences coin issues de la coda sont plus faibles que celles de *Drouet et al.* (2010). La figure IV. 18b représente la relation entre les paramètres de source f_c et M_w . Contrairement à *Drouet et al.* (2010) qui établissent des lois de régression f_c - M_w différentes entre les Alpes, les Pyrénées et le Graben du Rhin, nous n'observons pas de variations régionales dans la relation entre les fréquences coin et les magnitudes de moment déterminées à partir de la coda. La régression entre les deux paramètres de source est :

$$\log_{10}(f_c) = 3.50 - 0.90 \times M_w. \quad (\text{IV-16})$$

Toutefois, on remarque que les fréquences coin obtenues par cette méthode sont très basses. L'indépendance fréquentielle du libre parcours moyen l pourrait en être la cause.

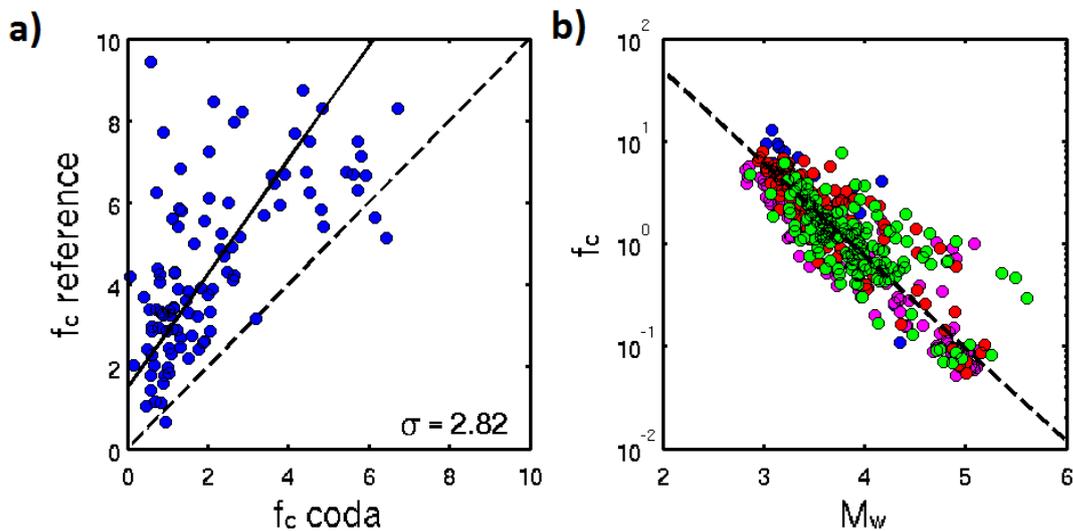


Figure IV. 18: a) Comparaison entre les fréquences coin f_c estimées dans cette analyse de coda et celles issues de *Drouet et al.* (2010). b) Relation entre les fréquences coin f_c et les magnitudes de moment M_w estimées à partir de la coda pour la région nord-ouest (rond bleu), la région nord-est (rond rose), la région sud-ouest (rond rouge) et la région sud-est (rond vert).

IV.6 Conclusions

Cette analyse fréquentielle de la coda a permis d'estimer les paramètres de source M_0 et f_c ainsi que la magnitude de moment M_w de 424 événements enregistrés par le réseau LDG entre 1997 et 2013 de magnitude M_{L-LDG} supérieure à 3.5. Basée sur le modèle de diffusion d'*Aki & Chouet* (1975) (voir section II.2), la méthode consiste à déterminer séparément les termes de site, de génération de coda et de propagation à plusieurs fréquences afin d'obtenir le spectre de la source sismique. Cette étude a permis de mettre en évidence l'importance des effets de site et l'efficacité de la coda dans leur estimation. Par ailleurs, elle a permis de déterminer les facteurs de qualité Q_c régionaux nécessaire dans la quantification des hétérogénéités du milieu. Les variations de $Q_c(f)$ entre les quatre régions révèlent des milieux géologiques présentant des taux d'hétérogénéité différents. Cette étude a souligné l'importance de régionaliser l'estimation de l'atténuation Q_c^{-1} en France métropolitaine, et aussi, la complexité de la région du sud-est. Après avoir corrigé les enveloppes de coda des termes de site, de propagation et de génération de coda, nous avons donc obtenu le spectre de source $\Omega(f)$ et donc le moment sismique M_0 et la fréquence coin f_c . La comparaison entre les magnitudes M_w de référence et celles obtenues à partir de la coda révèle une bonne corrélation linéaire avec une pente proche de 1. Etant donné que nous n'observons pas de variations régionales entre les magnitudes M_{w-coda} et $M_{w-référence}$ (figure IV. 17), nous supposons correct le fait d'utiliser un unique terme de génération de coda $G(f)$ pour toute la zone d'étude. Cependant, nous avons remarqué un écart de magnitude entre les magnitudes M_{w-coda} et $M_{w-référence}$. En conclusion à cette étude, nous pouvons dire que l'utilisation de la coda semble donc être un moyen robuste pour estimer le moment sismique M_0 , la fréquence coin f_c et la magnitude de moment M_w . Néanmoins, l'hypothèse d'un libre parcours moyen indépendant de la fréquence est sûrement la cause de l'écart de magnitude et de la faible valeur des fréquences coin. Ainsi, plutôt que d'utiliser le modèle de diffusion d'*Aki & Chouet* de 1975, il serait intéressant d'essayer de modéliser les enveloppes de coda avec la théorie du transfert radiatif et notamment de tester la méthode de *Schönfelder & Wegler* (2006) afin de déterminer le libre parcours moyen en plus des autres termes. Pour tester cette méthode, il sera préférable comme dans l'étude d'utiliser des larges-bande plutôt que des courte-périodes.

Une autre méthode d'estimation de M_w à partir de la coda a été testée sur les données. Il s'agit de l'approche de *Mayeda et al.* (2003) (voir section II.3) qui présente des résultats concluants dans plusieurs régions du monde (*Eken et al.*, 2004 ; *Morasca et al.*, 2005 ; *Yoo et al.*, 2011). L'application de cette méthode de calibration empirique des enveloppes de coda est présentée pour les quatre régions dans l'annexe 4. Cependant, nous n'avons pas obtenu les résultats escomptés. En effet, les magnitudes de moment estimées par la méthode de *Mayeda et al.* (2003) présentent de fortes variations avec les magnitudes M_w de référence et celles obtenues précédemment dans l'analyse fréquentielle de la coda.

Chapitre V : Estimation de M_w à partir de la coda enregistrée sur des sismogrammes analogiques

Afin de déterminer les magnitudes de moment M_w pour le catalogue SI-Hex (1962-2009), nous avons développé une méthode « coda » applicable aussi bien sur les signaux numériques que sur les sismogrammes analogiques enregistrés sur papier. Comme ces signaux sont souvent saturés en amplitude, ils ne peuvent pas être numérisés. Par conséquent, l'analyse fréquentielle, vue dans le chapitre IV, ne peut pas être utilisée pour ces enregistrements analogiques. Nous avons donc dû étudier les propriétés de la coda dans la large bande de fréquence [0.3-7Hz] du système d'enregistrement analogique de l'instrument. Quelques analyses préliminaires ont déjà été effectuées dans le chapitre III. Ce chapitre est constitué de l'article « M_w estimation from crustal coda-waves recorded on analog seismograms » de *Denieul et al.* soumis en juillet 2014 à la revue BSSA (Bulletin of Seismological Society of America) et en cours de révision. Il explique la méthode utilisée pour estimer la magnitude de moment M_w directement à partir des sismogrammes enregistrés sur le papier. Dans cette étude, nous avons développé un modèle de coda empirique dérivant du modèle de diffusion d'*Aki & Chouet (1975)*. En effet, nous avons observé qu'en retirant la dépendance fréquentielle du modèle d'*Aki & Chouet (1975)*, on obtenait une expression d'amplitude de coda $B_c(t)$ qui modélisait bien la coda des signaux analogique, soit :

$$B_c(t) = W_0 \cdot t^{-\gamma} \cdot \exp(-\beta_0 \cdot t). \quad (\text{V-1})$$

Les coda synthétiques calculés à partir du modèle de diffusion d'*Aki & Chouet (1975)* ont permis de valider ce modèle empirique. Nous avons ensuite testé ce modèle sur 109 évènements enregistrés numériquement par les stations LDG. Afin de rester cohérent avec la période d'enregistrement analogique, nous n'avons utilisé que les stations installées avant 1976 (figure III. 1). Etant donné la forme particulière des enveloppes de coda enregistrées à la station corse PGF (voir section IV.2 et IV.3), nous avons décidé de ne pas utiliser cette station dans l'élaboration de la méthode. Contrairement aux chapitres III et IV, les données utilisées sont les enregistrements de séismes de magnitude M_{L-LDG} supérieure à 4. Ce choix de limite inférieure de magnitude provient de la stratégie proposée par le groupe SI-Hex. En effet, les magnitudes de moment M_w du catalogue SI-Hex ont été estimées par la méthode « coda » pour les évènements de M_{L-LDG} supérieures à 4 et par loi de régression linéaire M_L-M_w pour les séismes de plus petite magnitude (*Cara et al., 2014*). A partir de ces données, nous avons observé que l'expression (V-1) ne convenait qu'en prenant un facteur β_0 variant avec le temps. En pratique, une variation linéaire $\beta_0(t) = \beta_1 + \beta_2 t$ s'est avérée être suffisante. Les valeurs β_1 et β_2 ont été déterminées pour chacune des quatre régions. Afin de voir si ce modèle empirique tirés

des observations avait une justification théorique, nous avons calculé des coda synthétiques régionales en estimant les facteurs de qualité $Q_c(f)$. Les facteurs de qualité obtenus à partir de ces données sont très similaires à ceux estimés précédemment dans la section IV-3 (figure IV. 10). Nous avons conclu que le modèle empirique (V-1) avec un paramètre β_0 dépendant du temps ne représentait pas bien la fin des coda synthétiques calculées avec un facteur de qualité $Q_c(f)$ unique pour tout le signal. En introduisant une dépendance de Q_c avec le laps de temps (voir section IV-3), par exemple en introduisant deux facteurs de qualité aux coda synthétiques, on explique bien par contre la variation temporelle de β_0 . Après avoir démontré la pertinence de ce modèle empirique, nous avons corrigé les enveloppes de coda des signaux bruts $B_c(t)$ des paramètres de coda γ et β_1 et β_2 . Nous avons ensuite corrigé le terme restant W_0 des effets de site de la même manière que dans la section IV-2. Nous avons considéré la magnitude M_{coda} comme le logarithme du terme W_0 corrigé. En comparant avec des magnitudes de moment M_w provenant de plusieurs études et laboratoires, on observe une relation linéaire entre les deux magnitudes avec une pente proche de 1. A partir de la relation obtenue entre M_{coda} et M_w , on peut donc conclure qu'il est possible de déterminer M_w directement sur les signaux analogiques.

M_w estimation from crustal coda-waves recorded on analog seismograms

Marylin Denieul, Olivier Sèbe, Michel Cara, Yves Cansi

Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Université de Strasbourg,
Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre,
5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg, FRANCE
Email: marylin.denieul@unistra.fr

Abstract

Accurate magnitude determinations are important issues when producing seismicity catalogs aimed at assessing seismic hazard, especially in moderate seismicity regions. When only a few seismic stations are available, the stability of coda wave amplitudes presents great advantages as compared to S/L_g wave amplitudes for estimating magnitude. We develop a method for processing coda-waves to determine the moment magnitude M_w that is valid both for recent digital short-period records and old analog short-period seismograms. Since spectral analyses of paper records are most often not possible, we fit the coda envelopes of the raw time signal. Our empirical representation of the coda envelope is tested with synthetics and its parameters are determined using 109 earthquakes digitally recorded at 12 stations of the LDG French velocimetric network between 1997 and 2013. The coda parameters are adapted to the four broad geological zones which can be defined in France. Within each zone, this model matches the observed coda-wave envelope for M_w between 3.4 and 5.3. Synthetic coda signals computed from the regional quality factors $Q_c(f)$ within the [0.3-7Hz] frequency-band of the instrument show that the frequency and regional variation of Q_c are enough to explain the coda shape of the raw signal. This empirical coda model is only valid for events with corner frequency larger than the 1-Hz cutoff frequency of the LDG instrument. When applying this raw signal envelope model to actual data, the site effect at each station must be accounted for. From this empirical coda model, we obtain stable corrected coda amplitudes which can be directly converted into M_w by linear regression.

Introduction

Moment magnitude estimation, M_w , is a difficult task when using historical seismograms. Although M_w is increasingly used in recent regional seismicity catalogs thanks to the development of broadband networks, assessing M_w of past events with analog short-period records is by far not obvious. Teleseismic recordings are generally useless for moderate size events, so that only records from stations located at a few hundred kilometers or less from the epicenters can be used. Since M_w is related to the low-frequency plateau of the source spectrum (Kanamori, 1977), M_w determination is limited to sources with corner frequencies above the instrumental natural frequency. When only short-period 1-Hz sensors are available, the lowest corner frequency corresponds to $M_w \approx 5$ earthquakes. An additional difficulty with old analog short-period networks is that in most cases no digitization of the records are

possible, either because they are clipped or, if not, simply because the paper speed may be too slow.

In such a situation, the use of coda-waves presents great advantages. The first one is that the coda is often the only on-scale signal in the records (e.g. figure 1). Another advantage clearly underlined by Mayeda and Walter (1996), Mayeda et al. (2003, 2007), and Abercrombie (2013) is that coda-wave amplitudes are significantly less variable among the different stations than direct wave amplitudes. The potential of coda-waves for determining seismic moment in a regional context has been shown by Sens-Schönfelder and Wegler (2006) by using the German broad-band network. With this network they could determine the full source spectra together with the intrinsic and scattering Q in northern Europe by using the radiative transfer theory.

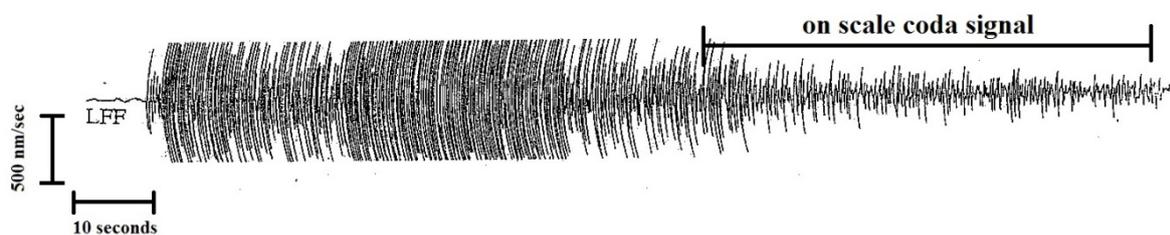


Figure 1: Paper record of the 1978-05-27 earthquake in west of France at station LFF ($\Delta=198\text{km}$), $M_{L-LDG}=3.1$.

No such approach is possible when only analog short-period records are available as it is the case in France prior to 1998. LDG (Laboratoire de Détection et de Géophysique of the French Atomic Commission CEA) was the only institution operating a large aperture permanent network with well calibrated 1Hz velocimetric sensors in France in the 1960s and 1970s. A limited set of these stations are still in operation, and were equipped with high-dynamics digital recording systems in 1998. Our main aim is to use the unclipped part of LDG analog coda records to determine M_w from this limited set of stations, after testing and calibrating our method with recent digital data from the same stations. With the exception of the coda duration (Real and Teng, 1973) for which an important literature exists, few papers estimate magnitude from the raw coda signal. One example is Herrmann (1980) who determined both the coda quality factor Q_c and the seismic moment M_0 from apparent frequency-time plots (Aki, 1969).

Our approach is different. By looking at the shape of synthetic coda signal in the time domain, we propose a simple empirical coda model which fits well synthetic coda envelopes computed in the [0.3-7Hz] frequency band corresponding to the analog paper recorder in use at LDG prior to the digital period. After applying such a coda-wave model to recent digital records made with the same seismometers at the same stations as in the 1960s, we show that this simple coda model requires a lapse-time dependence of the coda parameter in order to fit the records regardless of magnitude. We propose a simple explanation why this empirical model fits the observed coda envelopes in terms of quality factors that are both frequency-dependent and spatially varying. Finally, we also show how to estimate site factors at the different

station directly from the time-signal records before converting the coda amplitude into moment magnitude M_w . This coda method designed for processing paper seismograms is compared with full coda envelope fitting in the last section.

Time versus frequency representation

Coda-wave generation and propagation are frequency dependent. A frequency analysis should be performed for estimating the source amplitude. However, because in most cases, it is not possible to digitize the short-period records, no frequency analysis is possible. We show in this section how to develop a coda envelope model in order to fit the coda amplitude on the unclipped part of the record.

Since the pioneering work of Aki (1969), several models of earthquake coda waves have been developed such as the single scattering model (Aki and Chouet, 1975; Sato, 1977), the diffusion model (Wesley, 1965; Aki and Chouet, 1975), or the more complete description of coda-wave generation by the radiative transfer theory (Wu and Aki, 1988; Zeng *et al.*, 1991; Margerin *et al.*, 1998). All assume the separability of source, site and path effects for local coda waves where the time-frequency dependent coda amplitude $A_c(f, t)$ can be written as:

$$A_c(f, t) = \Omega(f).I(f).G(f).S(f).C(f, t) \quad (1)$$

where $\Omega(f)$ represents the source spectrum, $I(f)$ the instrument response, $G(f)$ the coda generation term, $S(f)$ the site factor, and $C(f, t)$ is the path term which depends on the structure of the crust, and possibly of the upper mantle, in a broad area surrounding the source and the station. This frequency-dependent propagation term is independent of epicentral distance and is given by:

$$C(f, t) = t^{-\gamma}.exp(-\beta(f).t) \quad (2)$$

where the parameters γ and $\beta(f)$ describe the shape of the temporal coda amplitude decay (Mayeda, 1993). In the single-scattering model of Aki and Chouet (1975), these coda parameters have a simple physical signification: γ is the geometrical spreading factor and $\beta(f)$ relates to the coda attenuation Q_c^{-1} that contains both intrinsic and scattering effects:

$$\beta(f) = \frac{\pi f}{Q_c(f)} \quad (3)$$

$Q_c(f)$ is characteristic of the regional geology and tectonics (Sato and Fehler, 1998) and its frequency dependence is commonly written as:

$$Q_c(f) = Q_0.f^\alpha \quad (4)$$

where Q_0 and α are the attenuation parameters. Figure 2 shows for example the frequency dependent coda envelopes of a $M_w=4.9$ earthquake located in northeastern France recorded at station HINF. It clearly shows the variation of the coda amplitude $A_c(f, t)$ with frequency at a

fixed t , the high frequencies being more attenuated than the low frequencies. The propagation term $C(f, t)$ of equation (2) that fits the observed envelopes is obtained by fixing $\gamma = 0.75$ as predicted by the diffusion model of Aki and Chouet (1975), and taking the mean β value obtained by least-square fitting all regional seismograms in each narrow frequency band. β is found to be frequency dependent. Note that the radiative transfer theory also predicts $\gamma = 0.75$ (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). A method aimed at measuring the source amplitude $\Omega(f)$ from the coda amplitudes $A_c(f, t)$ needs to correct for the frequency-dependent terms $I(f)$, $G(f)$, $S(f)$ and $C(f)$ of equation (1). Only then can the low-frequency part of the source spectrum $\Omega(f)$ be converted into M_w .

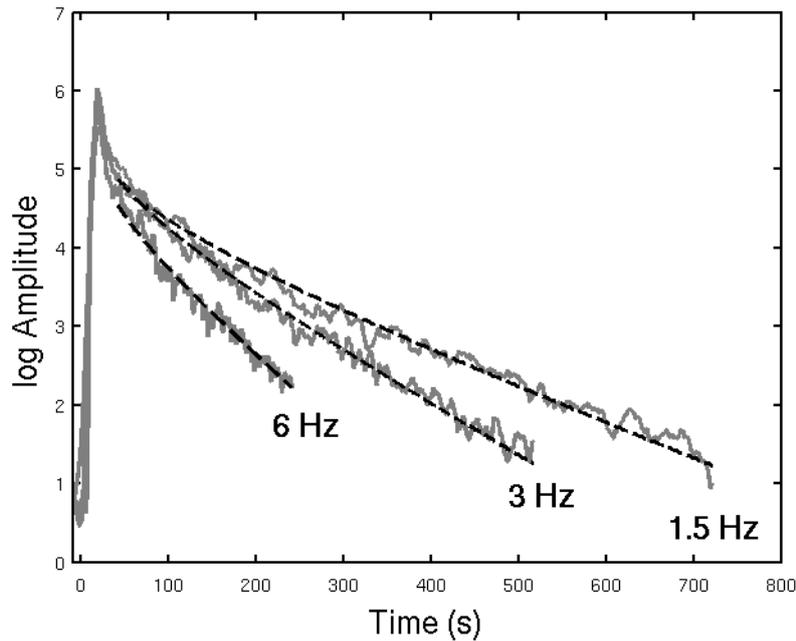


Figure 2: Envelopes of the HINF 1 Hz vertical velocimetric record filtered around 1.5, 3 and 6 Hz ($M_w=4.9$, 60km from HINF in northeastern France). The envelopes are smoothed with a 20s times $1/f_n$ wide moving window where f_n is the filter central frequency. The black dotted lines show the coda envelopes predicted by equations (1) and (2).

When only analog paper records such as the one displayed in figure 1 are available, frequency analysis is, in most cases, not possible and the best information we have is the coda envelope of the raw signal. We therefore test using synthetics the validity of a simple representation of this envelope. We drop the frequency variables in equations (1) and (2), and represent the envelope by:

$$B_c(t) = W_0 \cdot t^{-\gamma} \cdot \exp(-\beta_0 t). \quad (5)$$

where the constant term W_0 can be considered as the product of a source term Ω_0 , an instrument magnification I_0 , a site factor S_0 and a scattering term G_0 , all referring to some dominant frequency of the recorded signal. In this empirical model, the constant terms γ and β_0 describe the shape of the coda amplitude of the raw time-domain signal. Note that the

parameter β_0 cannot be linked simply to the quality factor Q_0 of relation (4) as $Q_c(f)$ is frequency dependent.

In order to test if the coda model (5) is in agreement with the frequency-dependent properties of coda waves, we have computed synthetic coda signals by summing over the whole frequency range the coda amplitude $A_c(f, t)$ given by equations (1-4) and by using $Q_c(f)$ of Chevrot and Cansi (1996) for France. We use white gaussian noise for the coda generation term $G(f)$ of equation (1), and the model of Brune (1970) for the source term $\Omega(f)$:

$$\Omega(f) = \frac{M_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right]} \quad (6)$$

where M_0 is the seismic moment and f_c the corner frequency that depends on M_0 . No site factor $S(f)$ is considered in the computation. In order to compare the synthetic coda signal with the raw coda waves recorded at LDG stations, we take into account the instrumental response $I(f)$ of the 1Hz ZM500 velocity sensor developed by the LDG with its [0.3-7Hz] analog recording device. Note that the coda quality factor $Q_c(f)$ used in the computation was determined by Chevrot and Cansi (1996) from the same LDG stations as those used in the present paper. The parameters, Q_0 and α , of (4) are 278 and 0.67 respectively and the geometrical spreading γ is again fixed at 0.75. Since only the raw coda shape modeling is of interest for testing the empirical representation (5), we normalize the seismic moment M_0 and the coda generation amplitude $G(f)$ to 1. Figure 3a represents the synthetic coda signal computed with a corner frequency of 1Hz. Adjusting the parameters W_0 and β_0 of equation (5) that fit the synthetic coda envelope in the least square sense, we obtain figure 3d. The empirical coda model of equation (5) clearly fits the synthetic coda. In order to check if this empirical coda model is valid for other attenuating media, different coda quality factors $Q_c(f)$ have been tested. Figure 3b and 3e correspond for example to $Q_c(f) = 100f^{50}$ while figure 3c and 3f correspond to $Q_c(f) = 500f^{90}$. Even in these two extreme cases of attenuation, the empirical representation (5) still fits equally well the raw coda envelopes. The model of equation (5) is a good representation of the raw coda envelope for the frequency dependent diffusion model of Aki and Chouet (1975) as seen by the LDG instruments.

However, it is important in fact to note that the shape of the raw coda envelope depends both on the source corner frequency f_c , and on the instrumental response $I(f)$. Figure 4a shows the synthetic coda envelopes computed for several corner frequencies and the LDG instrumental response $I(f)$. The shape of the coda envelope clearly depends on the corner frequency and thus on the magnitude if the whole time span is considered. Interestingly, the corner frequency dependence is less pronounced for the displacement sensor response of the Wood-Anderson instrument (figure 4b). For corner frequencies f_c higher than 1Hz, the decay rate of the synthetic coda amplitude is clearly lower after convolution by the instrumental response of a displacement sensor than for a velocimetric sensor. Figure 4c represents the synthetic coda envelopes for the ground displacement. The coda envelope shape of figure 4c is weakly

sensitive to the corner frequency f_c while it clearly depends on f_c in figure 4a. A simple explanation of this effect is the increase of the high frequency content of the coda when passing from a displacement sensor to a velocimeter. A conclusion of these synthetic tests is thus that direct access to the seismic moment M_0 , i.e. the low frequency plateau of the displacement spectra ($f < f_c$), would need to first correct for the instrumental response. Such an instrumental correction being impossible when processing raw paper records, we see below that a way to circumvent the difficulty is to consider a time-dependent β_0 .

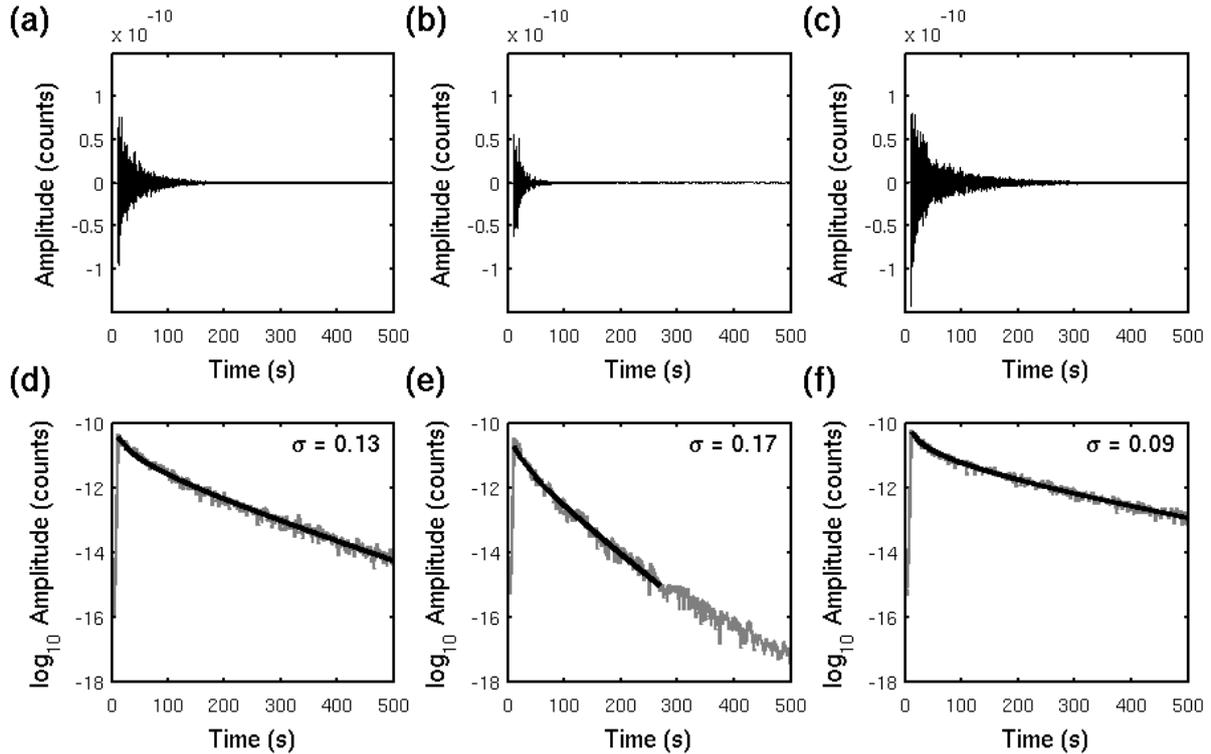


Figure 3: Synthetic coda signal computed with a corner frequency f_c of 1Hz and (a) with $Q_c(f) = 278.f^{0.67}$ (Chevrot and Cansi, 1996), (b) with $Q_c(f) = 100.f^{0.50}$ and (c) with $Q_c(f) = 500.f^{0.90}$; (d), (e), (f) Logarithm of the synthetic coda envelope represented in (a), (b), (c) respectively (grey line). The black lines represent the coda model of equation (5) obtained for the three coda synthetics until a coda end time corresponding to a signal-to-noise ratio of 2. The σ values correspond to the root mean square between the synthetic coda and the coda model.

Before testing this more sophisticated coda model, let us first compare the constant β_0 coda model (5) with the coda envelope of real LDG records.

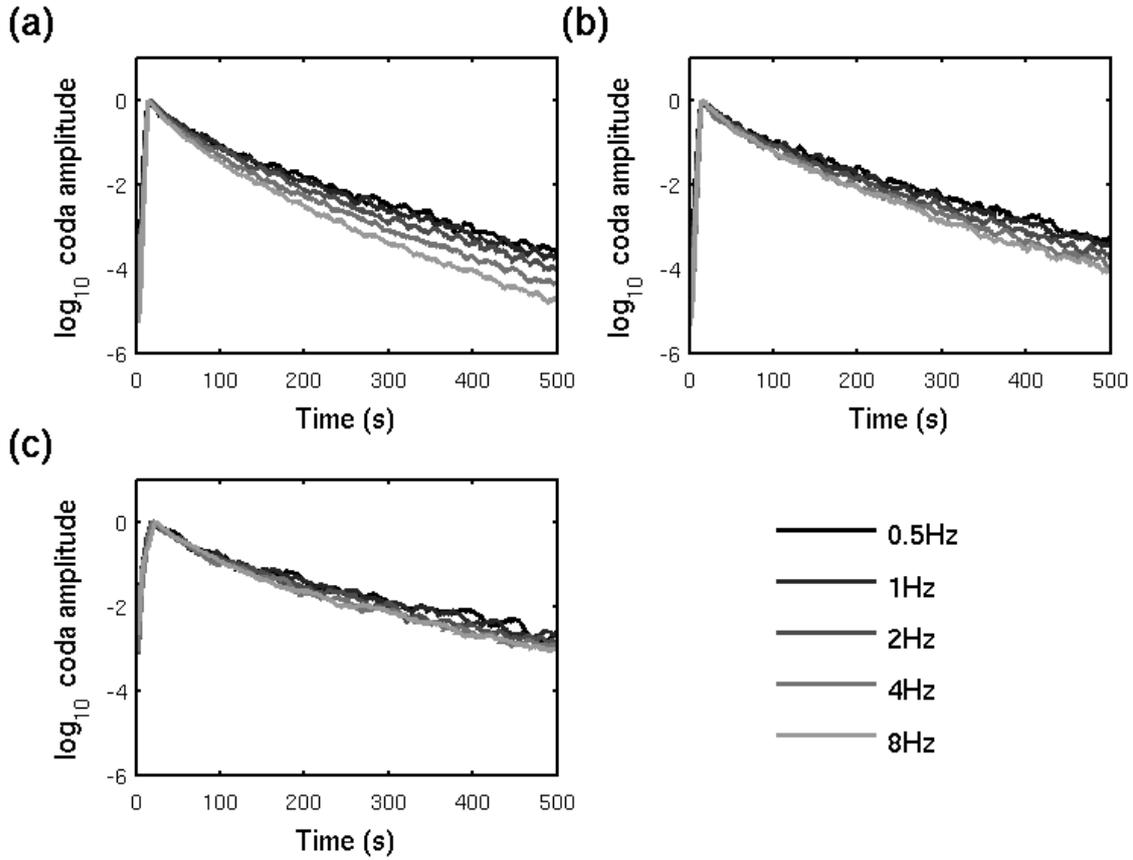


Figure 4: Logarithm of the synthetic coda envelopes computed with $Q_c(f) = 278 \cdot f^{0.67}$ (Chevrot and Cansi, 1996) for several corner frequencies (0.5, 1, 2, 4 and 8 Hz) (a) after applying a filter which mimics the LDG velocity sensor and the [0.3-7Hz] recording device, (b) for a Wood-Anderson instrument and (c) ground motion. The corner frequencies increase from dark to light lines.

LDG coda-wave observations

LDG seismograms recorded digitally between 1997 and 2013 on the same stations as in the 1960s are used for testing the coda model. We have selected 109 earthquakes recorded by 12 stations only, in order to be consistent with the seismic network existing before 1976 during the analog recording time. The dataset includes all 1997-2013 tectonic events with local magnitude M_{L-LDG} larger than 4. According to Braunmiller et al. (2005), LDG local magnitudes present a bias of +0.6 compared to moment magnitude M_w . In the following, magnitudes of events will be noted M and will be related to LDG magnitudes by the relation $M = M_{L-LDG} - 0.6$. Stations and epicenters are shown in figure 5. We analyze the vertical-component records directly at the output of the instrument, i.e. no deconvolution of the instrumental response is applied. The output signal is band-pass filtered with a second-order butterworth filter between 0.3 and 7 Hz, in order to mimic the transfer function of the old LDG analog recording system. The envelopes are obtained by Hilbert transform and smoothed by averaging them within a 10 seconds boxcar sliding window.

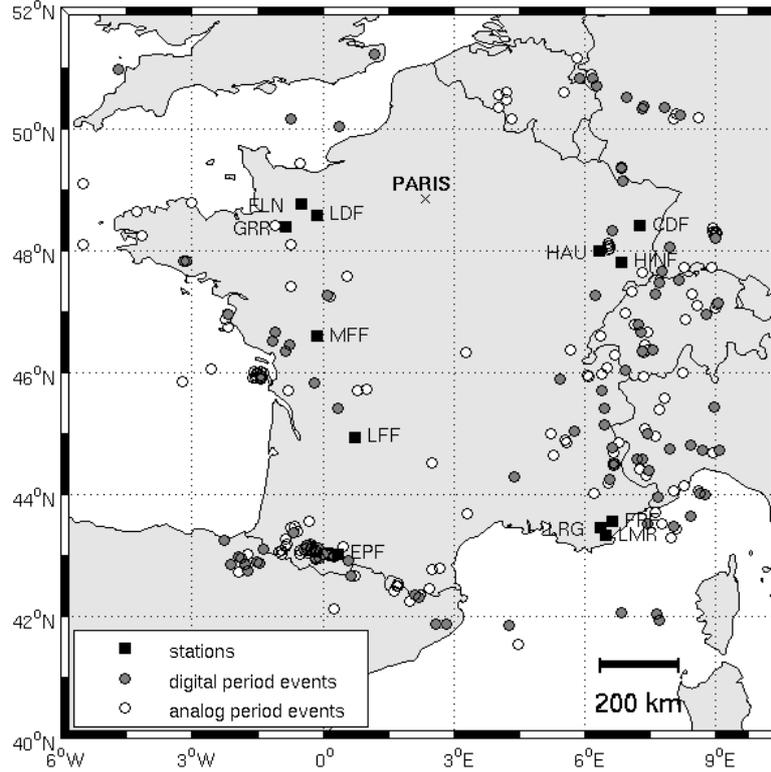


Figure 5: Map of epicenters (circles) and stations (squares) used in this study. Events with magnitude $M > 3.4$ recorded during the 1997-2013 digital period are represented by gray circles, and those recorded by the analog LDG instruments between 1962 and 1997 are represented by white circles.

Variability of M_L versus coda magnitude

The well known low inter-station variability of coda-wave amplitudes observed in the frequency domain, e.g. in the study of Mayeda and Walter (1996), can be confirmed on the raw output of the [0.3-7Hz] band-pass of the LDG instrument. Figure 6 shows the comparison of coda amplitudes and the maxima of S_g/L_g signals between pairs of stations. Figure 6a, 6c and 6e represent the S_g/L_g amplitudes corrected for distance using the relation derived from $M_{L-LDG} A_0(\Delta) = \Delta^{-0.9} \exp(-0.0015\Delta)$ for all the $M > 4.5$ events at stations LMR, MFF and HAU. The S_g/L_g amplitudes exhibit large interstation scatter despite the attenuation versus distance corrections. This scatter may be partly due to azimuthal source radiation effects and to variations of attenuation along the epicenter-station paths. Figure 6b, 6d and 6f show identical results for envelopes of coda waves averaged in 100s time window. The coda amplitudes exhibit much smaller interstation scatter than that of S_g/L_g amplitudes, suggesting a much lower sensitivity to the source radiation pattern and the propagation effects than the direct waves. Estimating magnitudes using the raw coda signals recorded at few stations should thus be more reliable than using the maximum amplitudes of S_g/L_g waves. This amplitude stability presents an obvious advantage for magnitude determination over the classical M_L computations (which are based on S_g/L_g maximum amplitudes), in particular when a limited number of stations is available, as already shown by Mayeda *et al.* (2003) in the frequency domain.

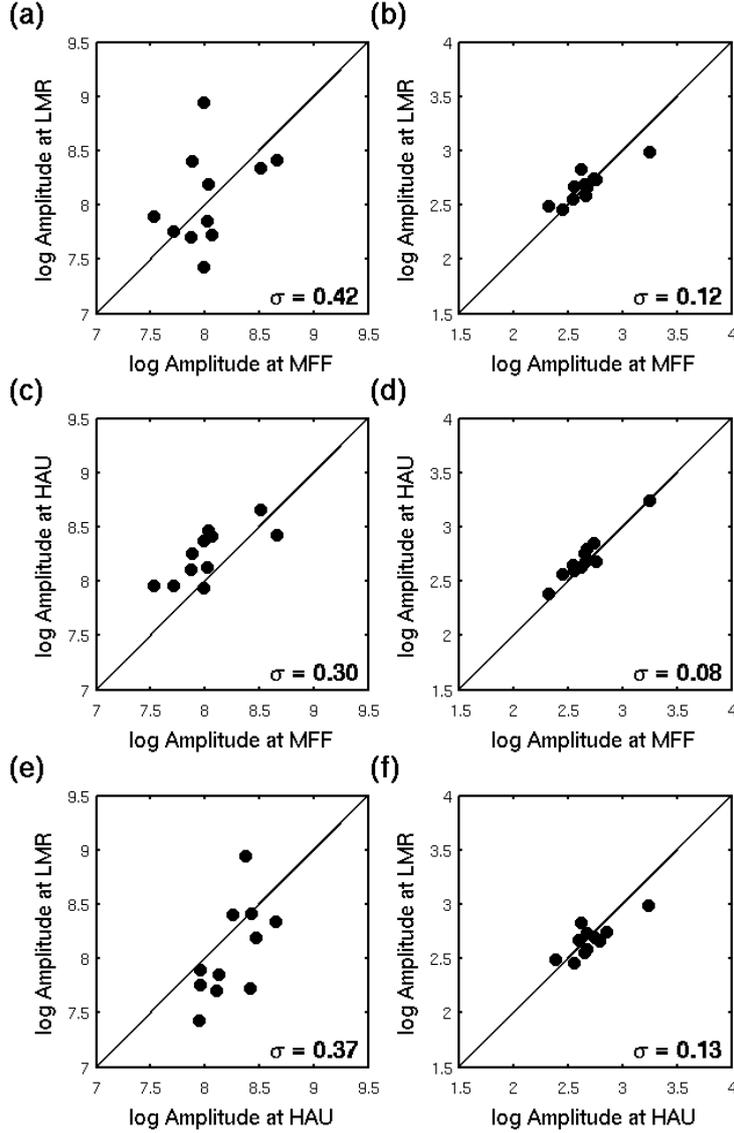


Figure 6: Interstation plots of (a), (c), (e) distance-corrected S_g/L_g amplitudes and (b), (d), (f) coda amplitudes averaged in a time window of 100s centered around 400s between the stations LMR, MFF and HAU (1997-2013 events with M greater than 4.5).

Time window

An important factor in coda-wave analysis is the choice of the coda time window to be analyzed. Its beginning is commonly set at a time when the amplitude decay starts to be stable and its end is set at the time when the signal-to-noise ratio reaches 1 or 2 (Herraiz and Espinosa, 1987). For lapse-times starting just after the S -wave traveltime, the early coda can be contaminated by direct phases and a distance correction has to be made (Mayeda *et al.*, 2003). The coda is often considered as stable after twice the S -wave traveltime and always after three times the S -wave traveltime (Rautian and Khalturin, 1978). In some cases, this rule cannot be applied because not enough coda signal remains above the noise level. According to Campillo *et al.* (1985) who analyzed LDG records, the whole L_g coda corresponds to group velocities below 2.6 km.s^{-1} . When this rule is used for short epicentral distances, the coda

starts at a time that is too close to the direct S_g/L_g maximum amplitude and may be contaminated with direct arrivals. For this reason, we have preferred to start the coda window at a time t_s beginning well after the S_{MS} -wave arrival, i.e. $t_s(\Delta, h) = 1.5t_{S_{MS}}$ with $t_{S_{MS}} = (1/v)(\Delta^2 + (2H - h)^2)^{1/2}$, where H is the crustal thickness, Δ the epicentral distance, h the focal depth and v the shear-wave speed. The factor 1.5 results from a compromise between the time corresponding to a group velocity of $2.6\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ (Campillo et al., 1985) and twice the S-wave traveltime (Rautian and Khalturin, 1978) for epicentral distances greater than 100km (figure 7a). It was chosen by visualizing ~ 250 records of $M > 4.5$ events. For our application to France, we have taken $H=35\text{km}$ and $v=3.4\text{km/s}$ obtained by averaging regional parameters (Cara et al., 2014). Finally, we set the end of the coda window at the time when the signal-to-noise ratio reaches 2, the averaged noise being measured within the 20s window preceding the origin time of the event. Because aftershocks may change the shape of the coda envelope, producing some artificial increase of Q (e.g. Doherty and Bean, 1996), a cleaning algorithm has been applied in order to end the coda window before a positive jump of coda amplitude. Figure 7b shows the relationship between the magnitude M and the coda duration which is kept for processing the digital records. This relationship is established by averaging the coda duration of all the records within 0.1 magnitude intervals.

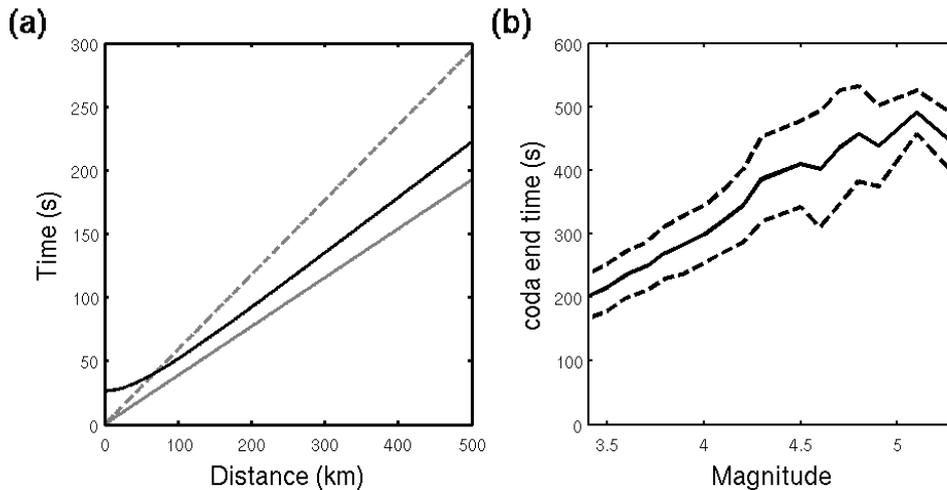


Figure 7: (a) Hodochrons corresponding to twice the S-wave traveltime (gray dotted line), group velocity of $2.6\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ (gray line) and 1.5 times the S_{MS} traveltime (black line). (b) Observed signal-to-noise ratio=2 coda duration versus magnitude M . The dotted line represents the limits of the $\pm 1\sigma$ standard deviation computed for all events within 0.1 magnitude intervals.

The time-window defined above only concerns the digital seismograms used for developing the coda method. For processing the analog records, it represents the upper bounds of the coda window which can be used to estimate M_w . Since this time window can be considered as the stable part of the coda waves, we can apply our analysis method either to the whole coda window or to a subpart of it.

The need for a time variation of β_0

In order to estimate the regional parameter β_0 of (5) from the records, we apply a linear regression to the logarithm of the product $B_0(t)t^\gamma$, γ being fixed at 0.75. According to (5), the observations are then fit with the two-parameters model (a_0, b_0):

$$\log_{10}[B_c(t)t^\gamma] = a_0 - b_0t \quad (7)$$

where a_0 and b_0 correspond to the $\log_{10}(W_0)$ and $\beta_0 \cdot \log_{10}(e)$ respectively. The linear regression is applied over all the regional records and the averaged b_0 yields the final regional β_0 . Figure 8a shows the envelopes of the regional events recorded in northeastern France together with the constant β_0 model (black dotted line). We see that a constant β_0 poorly fits the observed raw time coda envelopes, whereas it clearly fits the synthetic coda envelopes (figure 2). Introducing a quadratic exponential term by setting $\beta_0(t) = \beta_1 + \beta_2t$ is enough to correctly fit the envelopes of the raw signal (figure 8b). In conclusion, in order to model the coda-envelope shape, we propose a slight modification of the empirical coda model (5) by introducing a linear temporal variation of β_0 :

$$B_c(t) = W_0 \cdot t^{-\gamma} \cdot \exp[-(\beta_1t + \beta_2t^2)]. \quad (8)$$

In the next section, we will see that a spatial variation of Q_c , in addition to its frequency dependence, can explain the time variation of β_0 (see figure 9).

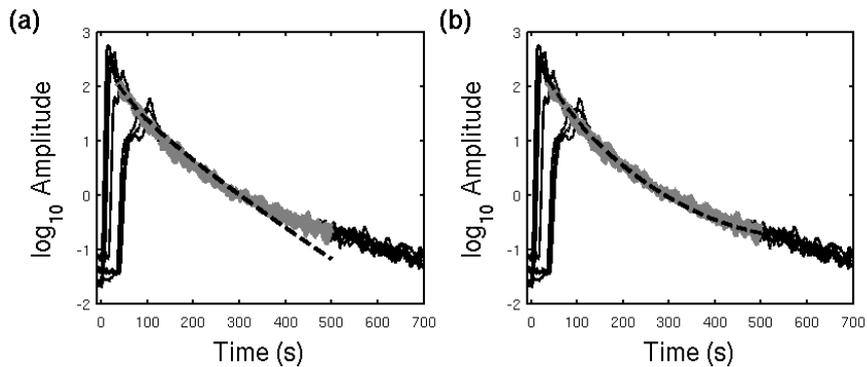


Figure 8: Logarithm of the raw signal envelopes of three northeastern events recorded at HINF, HAU and CDF (see figure 5). For each record, the coda window is represented by a grey line. The black dotted line represents the coda model of equation (5) with (a) the linear exponential term $-\beta_0t$ and (b) the quadratic exponential term $-(\beta_1t + \beta_2t^2)$. The envelopes are normalized at 300s.

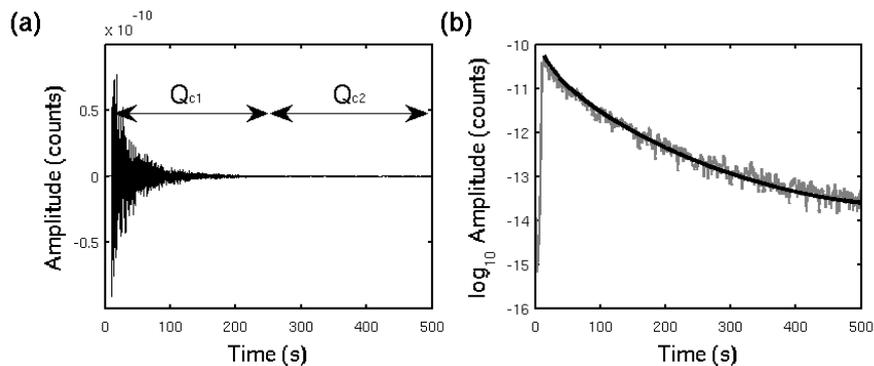


Figure 9: (a) Synthetic coda signal computed with a corner frequency f_c of 1Hz and with $Q_{c1}(f) = 286.f^{0.66}$ for time smaller than 250s and $Q_{c2}(f) = 513.f^{0.46}$ for time greater than 50s; (b) Logarithm of the synthetic coda envelope represented in (a) (grey line) and the coda model of equation (8) where $\beta_1=18,7.10^{-3}$ and $\beta_2=-16,3.10^{-6}$ (black line).

Modeling regional coda observations in France and the surrounding areas

In order to look at possible regional variations of β_1 and β_2 , we have divided the study area in four broad zones according to tectonic and geological criteria. Due to the location of most eastern and southern epicenters near the borders with Germany, Switzerland, Italy and Spain, the study area is divided in the four broad regions shown in figure 10 where both regional stations and epicenters can be gathered: the northeastern region includes Oligocene rift valleys and northern Jura chain; the southeastern region includes the western Alps, the Mediterranean margin and part of the Po plain in Italy; the southwestern region includes the Pyrenees and the Aquitain basin; the northwestern region covers the hercynian central and Armorican massif and part of the Paris basin. The number of stations and events used in each region is given in table 1.

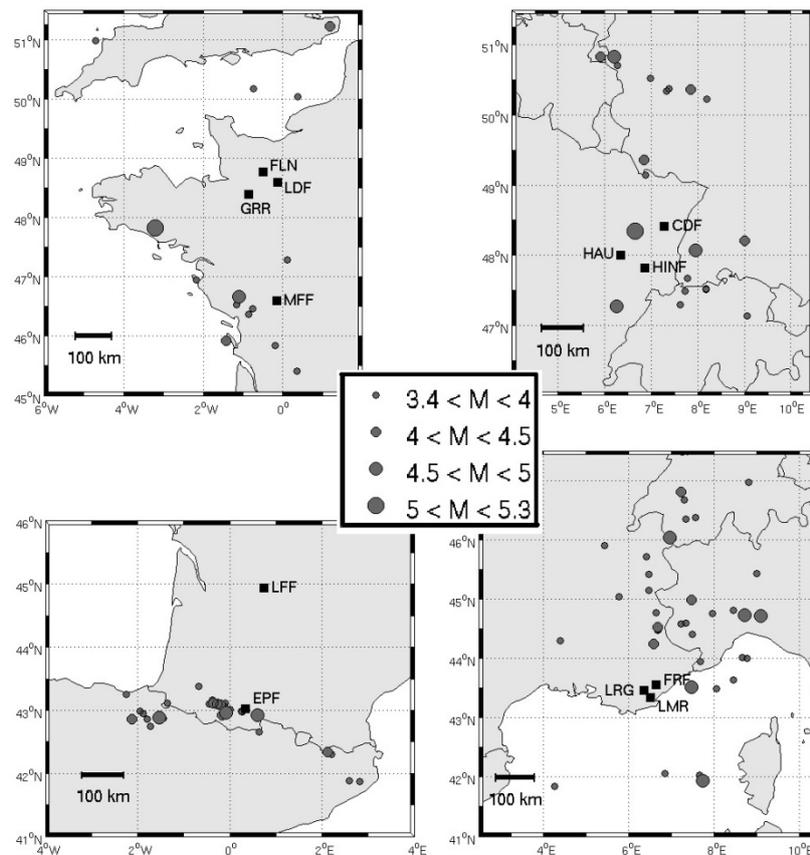


Figure 10: Maps of four regions of the study area. The stations and earthquake epicenters are represented by a black square and a black circle respectively.

Table 1 - Number of events and stations used in this study

| REGION | EVENT | STATION |
|------------|-------|---------|
| North East | 21 | 3 |
| North West | 19 | 4 |
| South East | 36 | 3 |
| South West | 33 | 2 |

Regional β_1 and β_2 parameters

The regional coda parameters β_1 and β_2 are determined by using a grid search technique and listed in table 2. Only the coda envelopes with time duration larger than 50 seconds are used. We let β_1 vary between 10^{-7} and 10^{-4} and β_2 between $-2 \cdot 10^{-2}$ and 0. For each β_1 - β_2 pair, the standard deviation σ of the difference between the observed and estimated coda envelopes is stored in a σ matrix for each records of a given region. The average of these matrices taken over all the records of each region is shown in figure 11. The white circle in figure 11 corresponds to the β_1 - β_2 pair which best fits the data. The northeastern and southwestern regions present similar values of β_1 and β_2 , meaning that their coda shapes are also similar. The values for the northwestern and the southwestern regions are very different (table 2). The fit between the observed and modeled coda envelopes is shown in figure 12 which represents the source-normalized coda envelopes of each region and the envelopes computed with the parameters β_0 , β_1 and β_2 of table 2. The normalization of the coda envelopes is obtained by correcting the coda amplitudes $B_c(t)$ of each record for the constant a_0 of equation (7). The quadratic model of equation (8) fits the coda envelopes of the raw-time signal better than the standard coda model of equation (5) in all regions. The overall mean standard error of the regression between the coda model and the data is about two times smaller for the quadratic model ($\sigma=0.0041$) than for the linear model ($\sigma=0.0096$). Moreover, the empirical quadratic model fits the observed coda envelopes whatever the source size of the event, as shown in figures 13, 14, 15 and 16, for magnitudes M between 3.6 and 5.3. This latter observation may be understood as an ability of (8) to model both short coda-wave envelopes, that may correspond to small magnitudes, as well as the long duration coda observed for large magnitudes.

Table 2 - Values of the coda parameters β_0 , β_1 and β_2 for each region

| Parameters | North West | North East | South West | South East |
|--------------------------------|------------|------------|------------|------------|
| β_0 ($\times 10^{-3}$) | 10.1 | 11.7 | 12.9 | 16.6 |
| β_1 ($\times 10^{-3}$) | 13.6 | 18.7 | 18.9 | 26.2 |
| β_2 ($\times 10^{-6}$) | -9.4 | -16.3 | -16.1 | -29.7 |

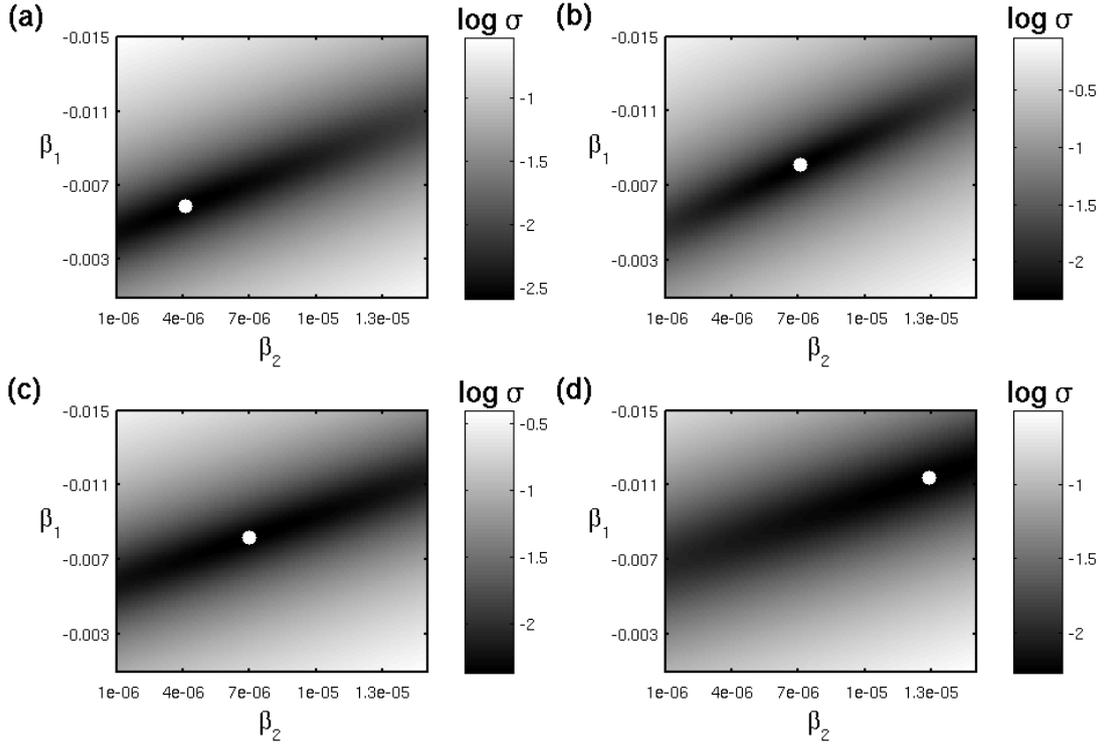


Figure 11: Logarithm of the standard deviation σ of the misfit between observed and modeled coda envelopes for variable parameters β_1 and β_2 : (a) northwestern, (b) northeastern, (c) southwestern, and (d) southeastern regions. The white circle corresponds the β_1 - β_2 pair which best fits the data.

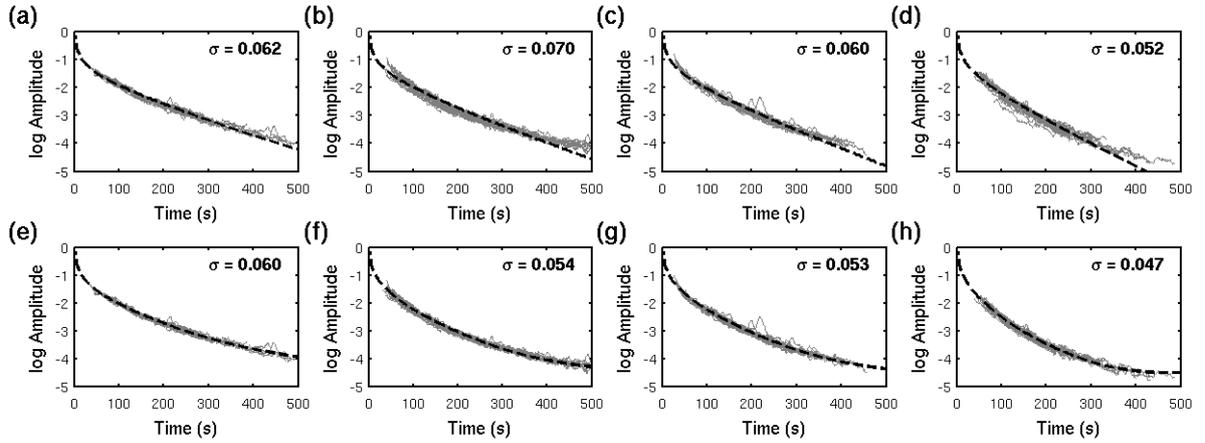


Figure 12: Logarithm of the raw coda envelopes of all regional records in northwestern (a and e), northeastern (b and f), southwestern (c and g), and southeastern (d and h) regions. The dotted lines in (a, b, c and d) represent the linear coda model of equation (5) with the constant regional β_0 values of table 2 and, in (e, f, g and h), the quadratic coda model of equation (8) with parameters β_1 and β_2 of table 2. The coda envelopes represented by the grey lines are normalized by the constant factor W_0 obtained after the coda amplitude correction for the propagation term C_0 .

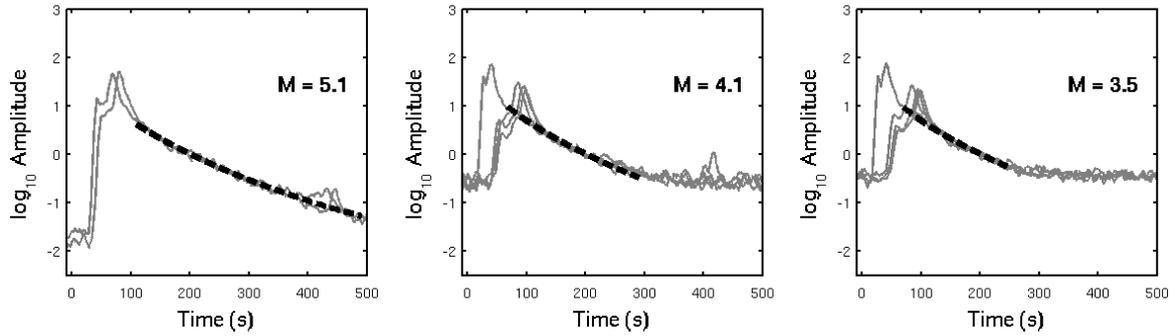


Figure 13: Example of the regional records of three events which occurred in the northwestern region with different magnitude M . The grey lines are the logarithm of the raw signal envelopes and the black dotted lines correspond to the quadratic coda model over a selected time window which starts at the smallest starting time and finishes at the maximal coda end time among the different records of the region. The envelopes are normalized at $t=200$ s.

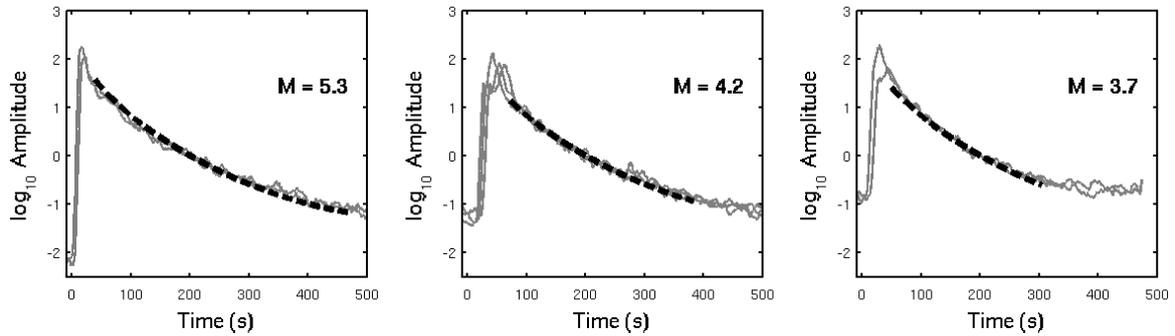


Figure 14: Same as figure 13 but for the northeastern region.

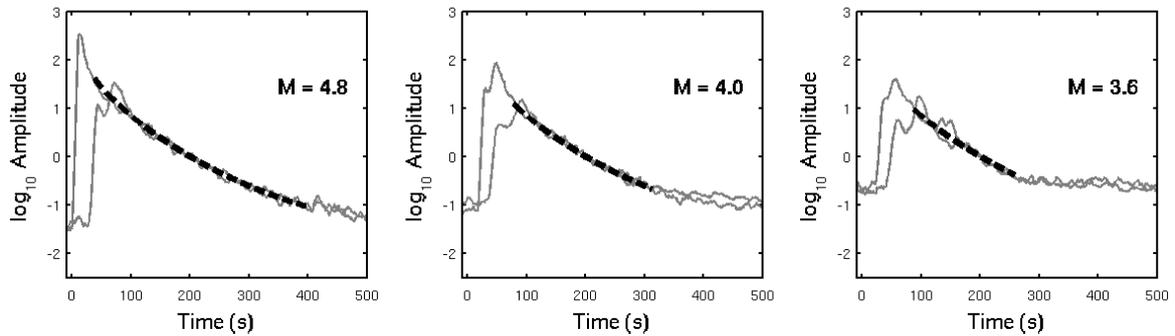


Figure 15: Same as figure 13 but for the southwestern region.

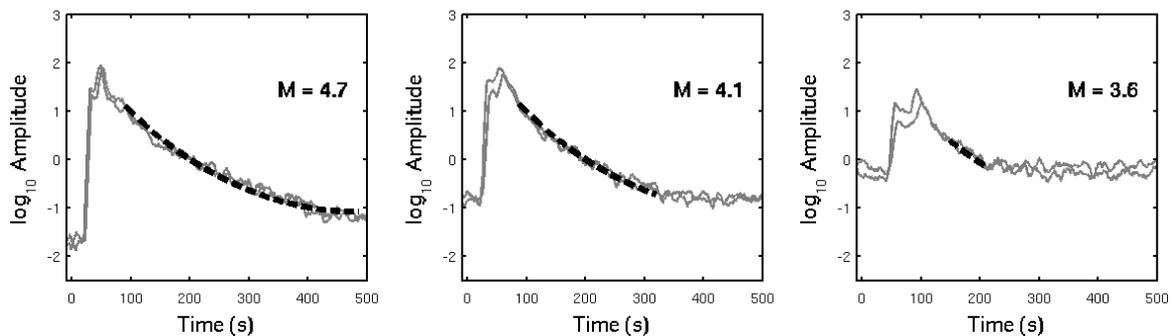


Figure 16: Same as figure 13 but for the southeastern region.

Comparison between the synthetic and observed coda envelopes

In order to explain why the quadratic model fits the coda envelope better than the linear model, we perform additional tests with synthetic coda-waves based on (2). For realistic comparison with the observed coda, a knowledge of the frequency dependent regional $Q_c(f)$ from (3) is required. We account for this frequency dependence by analyzing records of recent events in six narrow frequency bands of $0.33f_n$ bandwidth centered on frequencies between 1 and 6 Hz. We then estimate the attenuation parameter $\beta(f)$ of equation (2) following the same procedure as for equation (7) but by introducing a frequency dependence of the two-parameters model:

$$\log_{10}[A_c(f, t)t^\nu] = a(f) - b(f)t. \quad (9)$$

According to equations (1) and (2), this yields $a = \log_{10}(\Omega IGS)$ and $b = \beta \cdot \log_{10}(e)$ at the frequency f . The values $b(f)$ are kept only if the correlation coefficient of the linear regression is greater than 0.9 and the coda window length is greater than 100s. The frequency variation of the mean b values is shown for each region in figure 17 (a, b, c and d). The b values have larger standard deviations in the southeastern region than in the other regions. One of the reasons is clearly the high structural heterogeneity of this region which includes the deep crust of the Alps, the graben like structure of the Rhone valley, part of the deep sedimentary basin of the Italian Po plain, the Mediterranean margin and the ligurian sea between Corsica and the French Riviera. Indeed, the Moho depth in this region varies from 60 km beneath the Alps to less than 20 km in the Ligurian Sea. Figure 17e and table 3 show $Q_c(f)$ according to equation (4) and the values of Q_0 and α found in the four regions. Q_c values are very similar in the northeastern and southwestern regions, but are lower in the southeastern region and higher in the northwestern region.

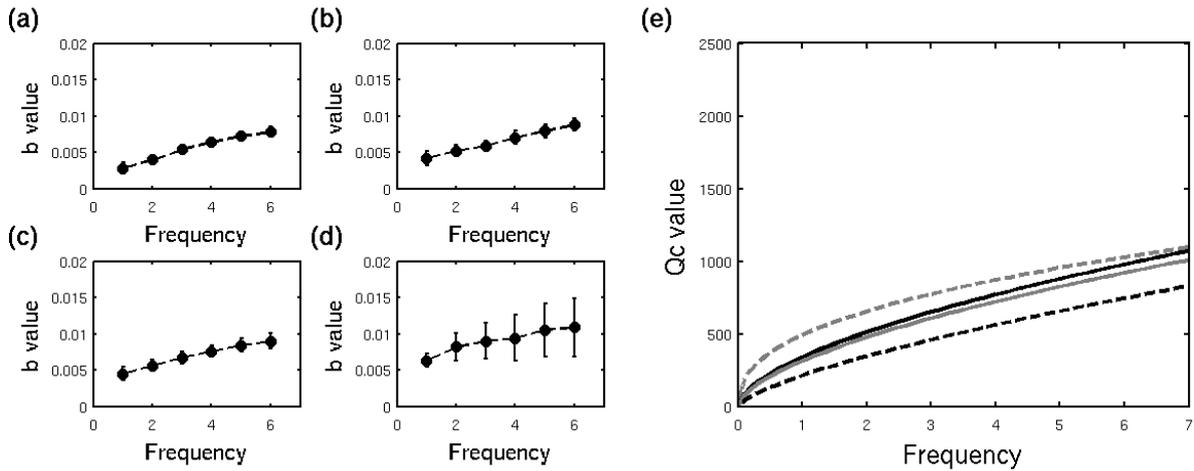


Figure 17: Frequency variation of the parameter b in the four French regions: (a) northwest, (b) northeast, (c) southwest and (d) southeast. The $\pm\sigma$ error bar is represented for each frequency. (e) Q_c versus frequency sorted by increasing values: northwestern region (dashed grey line), northeastern region (solid black line), southwestern region (solid grey line) and southeastern region (dashed black line).

Table 3 - Quality factor coefficients of equation (5) estimated for the whole coda window, for lapse-time smaller than 250s and greater than 250s for the four regions

| | NORTHWEST | | NORTHEAST | | SOUTHWEST | | SOUTHEAST | |
|------------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|------|-----------|----------|
| | Q_0 | α | Q_0 | α | Q_0 | A | Q_0 | α |
| t | 491 | 0.41 | 339 | 0.59 | 313 | 0.60 | 212 | 0.70 |
| $t < 250s$ | 532 | 0.38 | 286 | 0.66 | 296 | 0.63 | 197 | 0.69 |
| $t > 250s$ | 443 | 0.48 | 513 | 0.46 | 480 | 0.46 | 331 | 0.99 |

Figure 18 shows the logarithm of the observed coda envelopes around 2Hz corrected for t^ν and normalized by the parameter $a(f)$ for each record. All the corrected coda envelopes should thus have the same amplitude level regardless of event magnitude. In all regions, the estimated b parameter fits the coda envelopes at short lapse-time, but not at times greater than 200-300s. This means that the apparent regional $Q_c(f)$ is modified at large lapse-time particularly in the heterogeneous southeastern region. Such a lapse-time dependence of $Q_c(f)$ has been described by several authors (Rautian & Khalturin, 1978; Roecker *et al.*, 1982; Kosuga, 1992; Gholamzadeh *et al.*, 2014). Most of these authors interpret the change in coda decay rate with lapse-time as due to the depth variation of seismic wave attenuation. Since we have highlighted the attenuation variation between the four French regions, we suggest another explanation of the regional variation of Q_c . Indeed, as we can see in the map of figure 19, at large lapse-times, coda waves are propagated in regions in which the Q_c values are different than in the epicentral region.

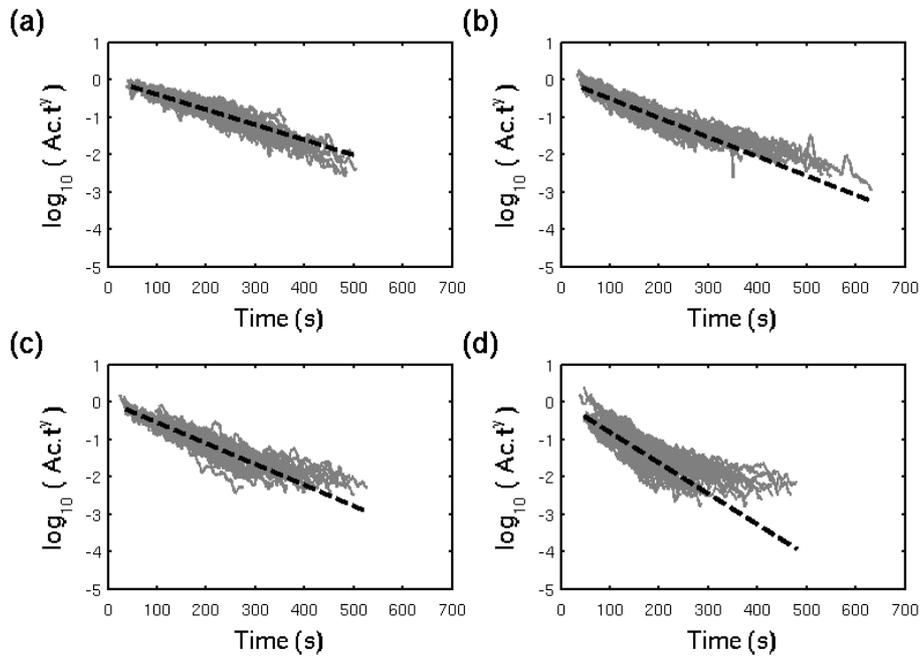


Figure 18: Observed coda envelopes corrected of t^ν and $a(f)$ (see equation (9)) filtered around 2Hz for all the regional records of events which occurred in the (a) northwestern, (b) northeastern, (c) southwestern and (d) southeastern regions. The dotted line represents the regional b value at 2Hz.

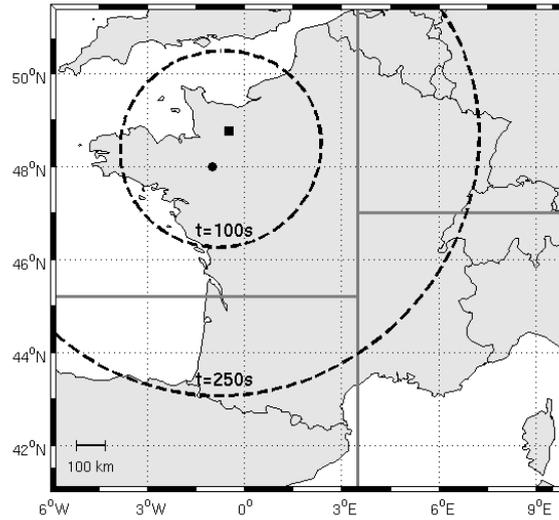


Figure 19: Backscattering areas for coda waves at two lapse-times (100 and 250s) for a regional source-station pair, represented by a circle and a square respectively, located in the northwestern region.

In order to quantify these changes in $Q_c(f)$, we have re-estimated the b parameter in the time windows starting at 250s in each region, and show these values in table 3. Figure 20 shows the frequency variation of b and Q_c estimated at large lapse-time with Q_0 and α given in table 3. Comparing figures 20 and 17, we observe an increase of $Q_c(f)$ in the northeastern, southwestern and southeastern regions whereas the northwestern region presents a lower $Q_c(f)$ than when the entire coda window is considered. The northwestern, northeastern and southwestern regions present similar frequency variations of Q_c but the southeastern region presents a very different variation: $Q_c(f)$ values are larger than those estimated at short lapse-time at frequencies above 2Hz. This particular behavior of the coda decay rate is likely due to the strong structural heterogeneity of the southeastern region compared to the other regions. The regional value of Q_0 and α estimated for lapse-times smaller than 250s (table 3) are very close to the mean value obtained from the whole coda window because the majority of the records present a coda duration smaller than 300s.

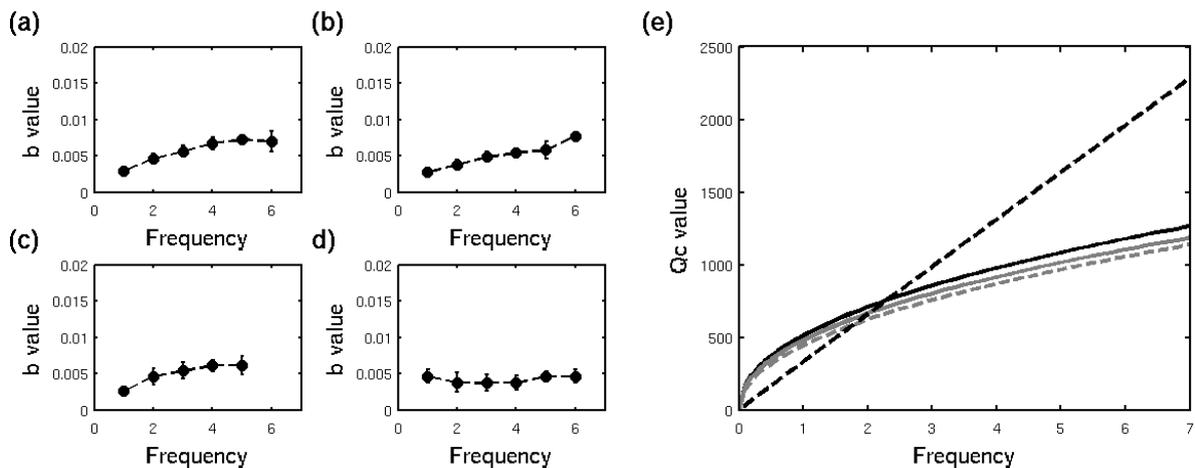


Figure 20: Same as figure 17 but for b and Q_c values estimated from a coda window starting at 250s.

These lapse-time dependent coda quality factors $Q_c(f)$ are taken into account in the synthetic coda envelopes displayed in figure 21 which are computed for a corner frequency of 1Hz corresponding to $M_w=5.0\pm 0.5$ according to various authors (Hiramatsu *et al.*, 2002; Abercrombie, 1995; Lio (1986); Drouet *et al.*, 2010). The synthetic coda clearly fit the quadratic coda model for each region. Nevertheless the fit is still poor at lapse-times greater than 400s in the southeastern region.

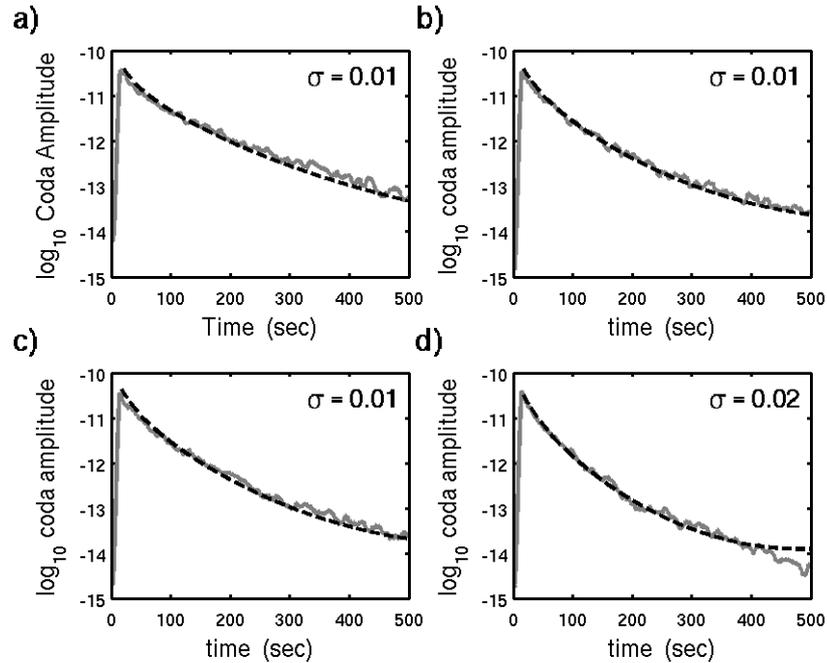


Figure 21: Comparison between synthetic coda envelopes computed from the regional coda quality factors (gray line) and the quadratic fit obtained from the observed raw time coda envelopes (dashed black line) for (a) the northwestern, (b) the northeastern, (c) the southwestern and, (d) the southeastern regions. These synthetic coda are computed for a corner frequency of 1Hz. σ is the standard deviation of the amplitude differences between both envelopes.

Figure 22 is a comparison between the empirical quadratic coda model and the synthetic coda envelopes computed for other corner frequencies. The fit between the synthetic coda and the empirical quadratic representation of the data is good for a corner frequency of 1Hz but it becomes rather poor at lapse-times larger than about 300s for a corner frequency of 10Hz corresponding to $M_w \approx 3$ according to Hiramatsu *et al.* (2002). This poor fit of coda envelopes concerns small earthquakes with short coda duration (see figure 7b). Although at lapse-times greater than 250s, the empirical quadratic coda model does not fit the synthetic coda signal computed for high corner frequencies, this does not influence the seismic moment estimates because for these small magnitudes, the coda duration is smaller than 250s. Synthetic coda envelopes computed for corner frequency of 1 and 0.3 Hz are similar, but at times greater than 300s, the coda amplitudes of 0.3Hz corner frequency synthetics are larger than these of the quadratic coda model except for the southeastern region. Therefore for corner frequencies smaller than 1Hz (corresponding to $M_w > 5 \pm 0.5$), the moment magnitude may be

underestimated when using the coda modeling proposed here on short-period velocimetric records.

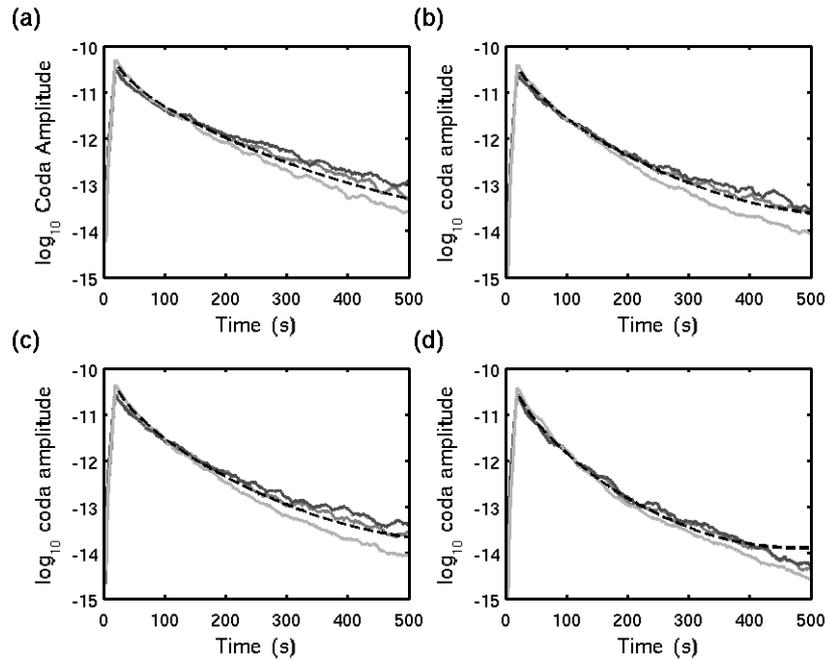


Figure 22: Comparison between the quadratic coda model (dotted black line) and the synthetic coda envelopes (grey lines) for (a) the northwestern, (b) the northeastern, (c) the southwestern and, (d) the southeastern regions. The coda synthetics are computed for three corner frequencies (0.3, 1 and 10 Hz). The increasing corner frequencies are marked by the grey scale from dark to light.

Application to M_w determination on analog records

We apply the empirical quadratic model detailed in the previous sections to fit the analog coda envelopes of events located in France and the surrounding regions. By fitting the observed coda envelopes with this empirical model, it is straightforward to obtain the constant term W_0 which corresponds to the product of four terms: the source Ω_0 , the instrument magnification I_0 , the coda generation G_0 and the site factor S_0 . In order to determine the moment magnitude M_w from a limited set of stations, it is important to correct the observed coda signal for the site factors at the station.

Site factor

The site factors at the stations are estimated by looking at large lapse-times when the decay rate of the coda becomes similar at all stations (Lacombe *et al.*, 2003). Such a stable rate of decaying coda is visible in figure 23a for times greater than 300s. The overall amplitude of the coda is station dependent. Because, for a given event and at large lapse time, source, coda generation and propagation terms do not depend on the epicentral distance, these differences in amplitude are due to site effects at the stations. To correct for this site effect, we have

estimated relative amplifications by computing the mean amplitude ratio between the station j and a reference station in a fixed $\Delta=50$ s time window. Lacombe *et al.* (2003) used this method for studying coda waves filtered in narrow frequency bands and we adapted this approach for the time domain signal by defining the relative station factor S_0^j as:

$$S_0^j = \frac{\langle B_c^j(t) \rangle_{\Delta T}}{\langle B_c^{ref}(t) \rangle_{\Delta T}} \quad (10)$$

where $\langle \rangle$ means averaging over the time window ΔT . The station FLN is chosen as reference station as in Campillo *et al.* (1985) and Lacombe *et al.* (2003). In order to locate the time window ΔT at large enough lapse time so that waves propagate in the diffusive regime, we use only events with long coda duration (i.e. $M>4.5$). We estimate site factors for all the stations using all the events that present steady amplitude decay rate in the 50s time window. The final station factor S_0^j at station j corresponds to the mean site factor computed for nine selected events. The coda envelopes corrected for these site factors are shown in figure 23b. Figure 23c represents the standard deviation of W_0 among the stations for each event. The grey squares correspond to the standard deviation of W_0 before station factors correction and the black triangles correspond to the standard deviation of W_0 after correction. For most events, the uncorrected W_0 terms present a greater standard deviation than the corrected ones.

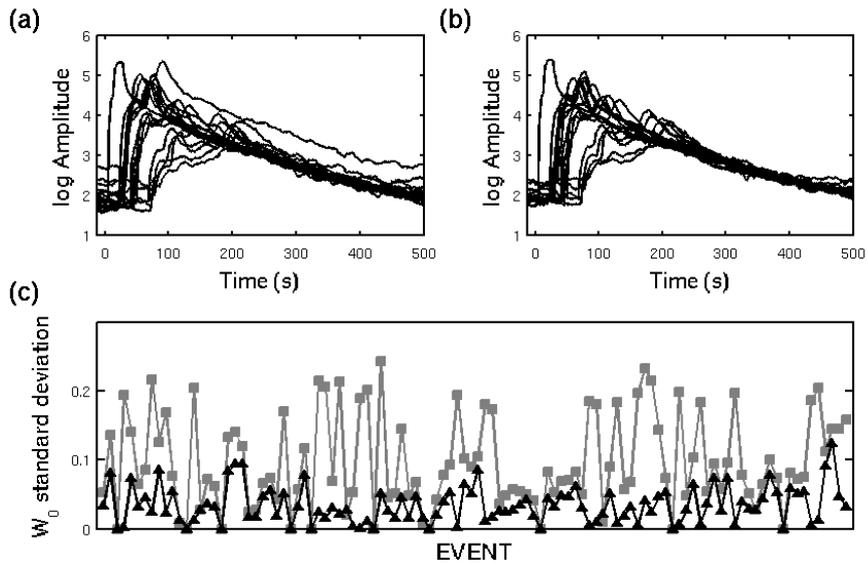


Figure 23: Envelopes of all LDG seismograms of a northwestern earthquake (a) before station factors correction and (b) after station factors correction; (c) standard deviation of W_0 among the different stations for 109 events before (grey square) and after (black triangle) station factors correction.

After correcting the coda envelope for the propagation term $C_0(t) = t^{-\gamma} \cdot \exp[-(\beta_1 t + \beta_2 t^2)]$ and the station site factor S_0^j , equation (8) can be rewritten:

$$B_c^{corr}(t) = \Omega_0 \cdot I_0 \cdot G_0 \cdot S_0^{ref} \quad (11)$$

where S_0^{ref} is the absolute site factor of the reference station. The source term Ω_0 is directly related to the seismic moment M_0 and to the moment magnitude M_w :

$$M_w = \frac{2}{3}(\log(M_0) - 9.1) \quad (12)$$

where M_0 is in N.m (Kanamori, 1977; Hanks and Kanamori, 1979). Computing M_w from the product $\Omega_0 \cdot G_0 \cdot I_0 \cdot S_0^{ref}$ would necessitate the knowledge of G_0 and S_0^{ref} for which we may have large uncertainties.

Instrumental effect

Let us define a coda magnitude M_{coda} as the time average of the logarithm of the product $\Omega_0 \cdot I_0 \cdot G_0 \cdot S_0^{ref}$. In order to estimate the slope of the relationship between M_{coda} and M_w , we have computed synthetic coda signals for various M_0 and their corresponding corner frequencies. $M_{coda} = \log_{10}(\Omega_0 \cdot I_0 \cdot G_0 \cdot S_0^{ref})$ is computed for $G_0=1$, and $S_0^{ref}=1$ and is compared to $\log_{10}(M_0)$ in figure 24. When no instrument is considered, M_{coda} is referred to the ground displacement and the slope $M_{coda}-\log_{10}(M_0)$ is very close to 1 (black symbols). When the LDG velocimetric sensor and the [0.3-7Hz] recording device are taken into account, the slope of the linear regression line is 0.74 and is clearly different from 1 (grey symbols). Interestingly also, the slope between M_w and M_{coda} is very close to one. The reason is that the factor $2/3$ in the definition of M_w (12) is close to our empirically defined slope of 0.74. By simulating coda signals for the velocimetric LDG sensors and the analog recording device acting as a [0.3-7Hz] band-pass filter, we thus conclude that M_{coda} behave as M_w and not as $\log_{10}(M_0)$.

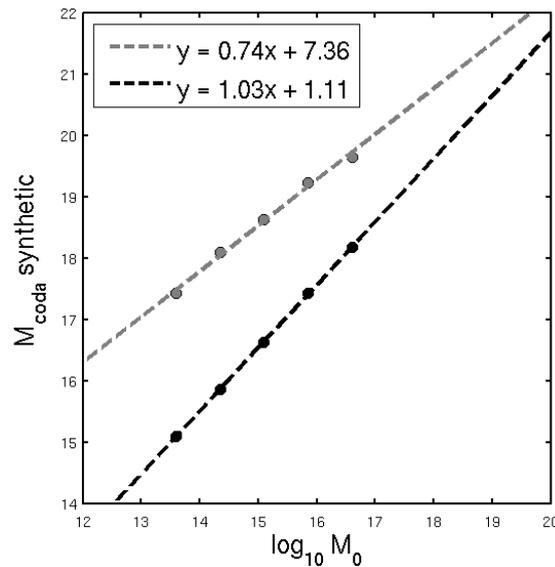


Figure 24: Linear regressions between the logarithm of the seismic moment M_0 and M_{coda} . The grey circles correspond to synthetic coda at the output of the LDG instrument and the black circles correspond to synthetic coda of the ground displacement.

Calibration with reference values of M_w

Due to the difficulties in estimating S_0^{ref} and due to the different hypothesis which can be made on the coda excitation term G_0 , we have followed a pragmatic approach in Cara *et al.* (2014) to guarantee unbiased M_w by calibrating the coda magnitude M_{coda} with reference moment magnitudes M_w . Among the four regions under study, we have selected three regions where enough moment magnitude determinations have been made from recent broadband instruments: the northeastern, southwestern and southeastern regions. The parameters of the linear regressions made between M_w and M_{coda} in the three regions are given in table 4. In the southwestern region, we selected the reference M_w from Chevrot *et al.* (2011). The linear relationship between the two magnitudes presents a good correlation coefficient of 0.94 and a slope close to 1. We observe a similar M_{coda} - M_w relationship in the southeastern region in which we take the moment magnitude M_w estimated by the Geoazur group (see Data and Resource Section) and Delouis *et al.* (2009). The correlation coefficient is 0.98 and the slope close to 1. In the northeastern region, the reference M_w are those given by the Swiss Seismological Service (SED) (see Data and Resource Section). The M_{coda} - M_w regression presents a smaller slope of 0.8 and a good correlation of 0.98. In this latter case, the predicted slope close to 1 inferred from our synthetic test between M_w and M_{coda} is not found. Calibrating the coda magnitude M_{coda} with the reference moment magnitude M_w seems to be an efficient way to determine unbiased values of M_w from the raw LDG analog records (figure 25).

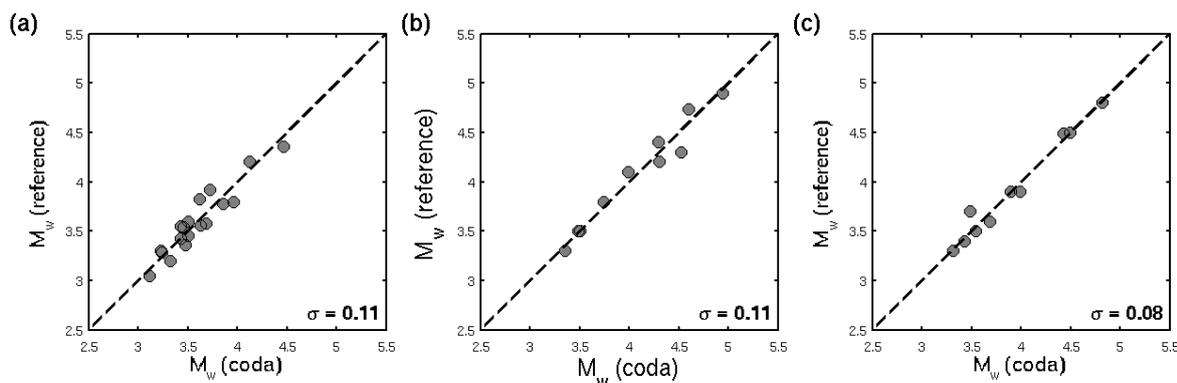


Figure 25: Comparison between the reference moment magnitudes M_w and those obtained from coda waves for (a) the southwestern, (b) the southeastern and (c) the northwestern regions.

Paper seismogram processing

When no digitized signal is available, coda amplitudes have to be measured by hand on the paper records. The method consists in measuring one or several coda amplitudes at times selected within the available coda window. Figure 26 shows on a recent digital signal which part of the record may be accessible on a clipped paper record. The black part of the signal corresponds to the coda window used for processing the digital seismograms. Unfortunately,

as displayed in figure 1, the signal amplitudes are often clipped and only the part of the signal lying between the two black dotted lines can be analyzed. The coda envelope is drawn by hand and the duration τ between the event origin time and the time corresponding to the coda double amplitude level A_0 is measured. Those single or multiple pairs of measurements (A_0 , τ) are the basic data from which M_{coda} can be determined. The first step is to convert the analog paper seismogram unit of A_0 to the recent digital record unit by multiplying the amplitude A_0 by the paper-to-digital conversion factor. In a second step, the coda magnitude M_{coda} is computed by correcting $\log_{10}[A_0(\tau)/2]$ of the station site and propagation terms. The last stage is to convert M_{coda} into M_w by using the regional relationship such as ones displayed in figure 25. This manual processing of the paper records is the only way to extract information from the seismogram archives when no digitization is possible. Higher uncertainty than for the digital records is expected in the magnitude estimation but errors are difficult to evaluate.

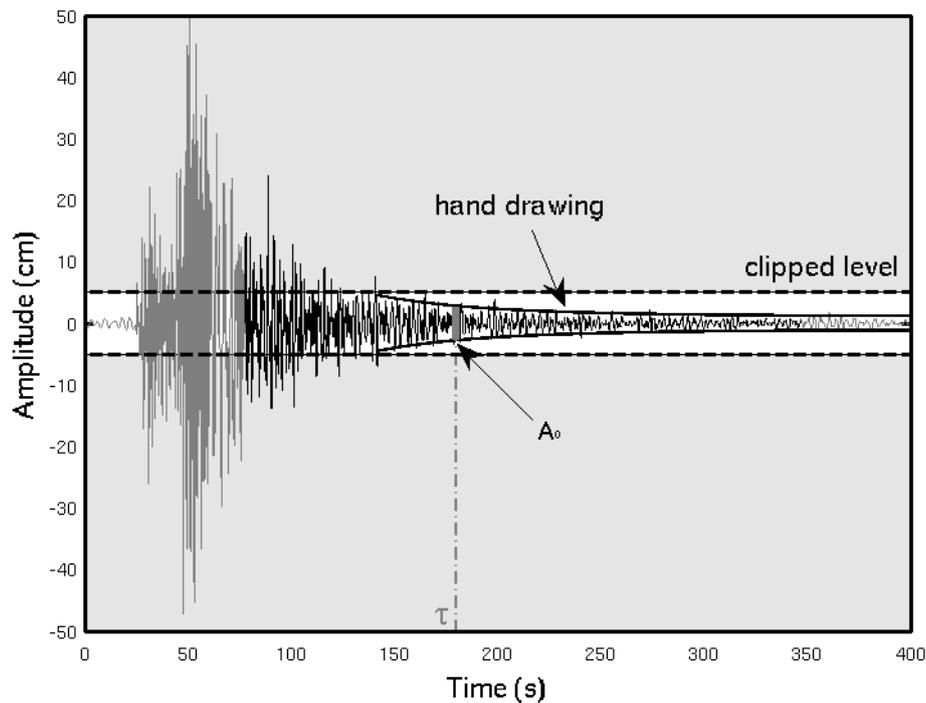


Figure 26: Application of the coda method to clipped paper seismograms.

Table 5 shows the results of M_w estimation from one and two measurements of the coda amplitudes together with the whole coda window for six events. Although the seismograms are digitally recorded, the moment magnitudes of the second and third columns, M_{w1} and M_{w2} , are obtained in the same manner as for the paper record processing. The magnitudes M_{w1} are estimated by measuring the time τ at the coda amplitude threshold $A_0=3\text{cm}$, and the magnitudes M_{w2} correspond to the averages of two $A_0(\tau)$ values with $A_0=3\text{cm}$ and $A_0=10\text{cm}$. The magnitudes M_{w3} are obtained in the same manner as for the digital seismograms we have seen before. Columns 5, 6 and 7 show the magnitude difference between M_{w1} , M_{w2} and M_{w3} . In most cases, the greatest magnitude is M_{w1} and the smallest is M_{w3} . The magnitude difference between M_{w1} and M_{w3} is between 0 and 0.5. In order to reduce the magnitude uncertainty, it is thus important to measure the coda amplitude $A_0(\tau)$ at several times. Note

however, by looking at the M_w ref. column that most of moment magnitudes M_{w1} , M_{w2} and M_{w3} lie within the interval of published M_w values.

Table 5 - Comparison between magnitudes M_w estimated from the coda method from one coda amplitude, two coda amplitudes and the whole coda window, and reference moment magnitudes.

| Event | Magnitude M_w | | | M_w difference | | | M_w ref. |
|------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|------------------|-----------------|-----------------|------------|
| | 1 amp. M_{w1} | 2 amp. M_{w2} | window M_{w3} | $M_{w1}-M_{w2}$ | $M_{w1}-M_{w3}$ | $M_{w2}-M_{w3}$ | |
| 2003-02-22 20:41:06 | 5.1 | 5 | 4.8 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 4.5 - 5 |
| 2004-02-23 17:31:21 | 4.3 | 4.2 | 4.4 | 0.1 | -0.1 | -0.2 | 4.2 - 4.5 |
| 1999-10-04 18:14:27 | 4.4 | 4.3 | 4.3 | 0.1 | 0.1 | 0 | 4.4 - 4.9 |
| 2006-11-17 18:19:51 | 4.9 | 4.7 | 4.5 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 4.5 |
| 2003-04-11 09:26:58 | 5.4 | 5.3 | 4.9 | 0.1 | 0.5 | 0.4 | 4.9 |
| 2005-09-08 11:27:18 | 4.5 | 4.5 | 4.2 | 0 | 0.3 | 0.3 | 4.3 - 4.6 |

M_w Reference from Delouis *et al.* (2009), Geoazur group (see Data and Resources), Drouet *et al.* (2010), SED laboratory (see Data and Resources), Harvard CMT project (see Data and Resources), Dufumier *et al.* (2002), INGV laboratory (see Data and Resources).

Conclusion

We propose a coda method for estimating moment magnitude M_w from analog seismograms recorded with classical 1Hz velocimetric sensors. As no frequency analysis is possible on most of the paper records, we have developed an empirical coda model that fits the coda envelope of the raw time signal. Even if our two-parameter model with a constant β_0 fits the synthetics computed with spatially homogeneous quality factors, it does not fit the observed coda envelopes for magnitudes between 3.4 and 5.3. Introducing a quadratic time variation of exponential term (i.e. $\beta_0 = \beta_1 + \beta_2 t$), a good fit to the observed coda is obtained whatever the magnitude. When applying this quadratic model to four broad zones covering France and the surrounding areas, we show that this quadratic representation of the exponent factor can be understood as an effect of the lapse-time dependence of coda attenuation due to the regional and frequency dependence of the coda quality factors $Q_c(f)$.

In agreement with Mayeda *et al.* (2003) who looks the coda properties in the frequency domain, we confirm that even in the time-domain the coda-wave amplitudes is more stable than those of direct waves. This stability property is important for assessing magnitude from old analog seismograms as few stations existed at the time. For application to France and to

the LDG seismic network, we also show the importance of the station site factor correction. After correcting the coda envelopes for both propagation and site terms, the logarithm of the remaining coda amplitude term, M_{coda} , can be compared to some well determined M_w values of recent earthquakes occurring in the same regions. When so, the slope of the least-square linear relationship between M_{coda} and M_w is found to be close to 1. This method based on coda-waves recorded with 1Hz velocimeters belonging to a sparse network of stations may thus provide more accurate magnitudes than the local magnitude M_L in the range $3.4 < M < 5.3$ where it has been tested. Extrapolation to other type of sensors, such as displacement or accelerometric sensors, and to higher or lower magnitude, however, is not tested. It would require different calibration at various steps of the method.

This coda method was used to revisit seismicity of France with LDG records in the period 1962-2009 by Cara *et al.* (2014) for all events with M_{L-LDG} greater than 4, or $M_w > \sim 3.4$. The obtained M_w magnitudes are available on the BSCF website.

Data and Resources

Seismograms used in this study were provided by LDG (Laboratoire de Détection Géophysique) of CEA (Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives). Reference moment magnitudes M_w are available at <https://geoazur.oca.eu>, <https://www.seismo.ethz.ch>, <http://globalcmt.org/CMTsearch.html> and <http://www.bo.ingv.it/RCMT/searchRCMT.html> (last accessed in November 2014). The 1962-2009 seismicity catalog of France is available at BCSF (Bureau Central Sismologique Français) <http://www.franceseisme.fr/sismicite.html> (last accessed in November 2014).

Acknowledgments

This study was funded by the SIGMA project (Seismic Ground Motion Assessment) (EDF grant n°3000-AAP-5910083836). The authors would like to thank the members of the SIGMA scientific committee Thierry Camelbeeck, Francesca Pacor, John Douglas and Pierre-Yves Bard for their review and advice during the course of the project. They also would like to thank Alessia Maggi for her comments on the revised version of this paper.

References

- Abercrombie, R. (1995). Earthquake source scaling relationships from 1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5km depth. *J. Geophys. Res.*, *100*, 24,015-24,036.
- Abercrombie, R. E. (2013). Comparison of direct and coda wave stress drop measurements for the Wells, Nevada, earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, *118*, 1458-1470.
- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, *74*, 615-631.

- Aki, K., & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.* , 80, 3322-3342.
- Braunmiller, J., Deichmann, N., Giardini, D., Wiemer, S., & Group, S. M. (2005). Homogeneous moment-magnitude calibration in Switzerland. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 95, 58-74.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* , 75 (26), 4997-5009.
- Campillo, M., Plantet, J.-L., & Bouchon, M. (1985). Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from Lg waves: data analysis and numerical modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 75, 1395-1411.
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., & SI-Hex, G. (2014). SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity in metropolitan France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* , submitted.
- Chevrot, S., & Cansi, Y. (1996). Source spectra and site-response estimates using the coda Lg waves in western Europe. *Geophys. Res. Lett.* , 23, 1605-1608.
- Chevrot, S., Sylvander, M., & Delouis, B. (2011). A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophys.* , 510, 239-251.
- Delouis, B., Charlety, J., & Vallée, M. (2009). A method for rapid determination of moment magnitude M_w for moderate to large earthquakes from the near-field spectra of strong-motion records (MWSYNTH). *Bull. Seism. Soc. Am.* , 99, 1827-1840.
- Doherty, J. T., & Bean, C. J. (1996). The influence of non-regularly decaying coda wave envelopes upon the estimation of coda Q. *Geophys. Res. Lett.* , 23, 3087-3090.
- Drouet, S., Cotton, F., & Guéguen, P. (2010). vs30, k, regional attenuation and M_w from accelerograms: application to magnitude 3-5 French earthquakes. *Geophys. J. Int.* , 182, 880-898.
- Dufumier, H. (2002). Synthesis of magnitude and focal mechanism computations for $M > 4.5$ earthquakes in France for the period 1995-2000. *J. Seismology* , 6, 163-181.
- Gholamzadeh, A., Rahimi, H., & Farzam, Y. (2014). Spatial and temporal variation of coda-wave attenuation in the Faryab region, southeast of the Sanandaj-Sirjan zone, using aftershocks of the Tiab earthquake of 28 february 2006. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 104 (1), 529-539.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* , 84, 2348-2350.
- Herraiz, M., & Espinosa, F. (1987). Coda waves: a review. *PAGEOPH.* , 125, 500-577.
- Herrmann, R. B. (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 70, 447-468.

- Hiramatsu, Y., Yamanaka, H., Tadokoro, K., Nishigami, K., & Shiro, O. (2002). Scaling law between corner frequency and seismic moment of microearthquakes: Is the breakdown of the cube law a nature of earthquakes? *Geophys. Res. Lett.* , 29.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.* , 82, 2981-2987.
- Kosuga, M. (1992). Dependence of coda Q on frequency and lapse time in the western Nagano region, Central Japan. *J. Phys. Earth* , 40, 421-445.
- Lacombe, C., Campillo, M., Paul, A., & Margerin, L. (2003). Separation of intrinsic absorption and scattering attenuation from Lg coda decay in central France using acoustic radiative transfer theory. *Geophys. J. Int.* , 154, 417-425.
- Lio, Y. (1986). Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyne.cm. *J. Phys. Earth* , 34, 127-169.
- Margerin, L., Campillo, M., & van Tiggelen, B. (1998). Radiative transfer and diffusion of waves in a layered medium: new insight into coda Q. *Geophys. J. Int.* , 134, 596-612.
- Mayeda, K., & Walter, W. R. (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.
- Mayeda, K., Hofstetter, A., O'Boyle, J. L., & Walter, W. R. (2003). Stable and transportable regional magnitudes based on coda-derived moment-rate spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 93, 224-239.
- Mayeda, K., Malagnini, L., & Walter, W. R. (2007). A new spectral ratio method using narrow band coda envelopes: evidence for non-self-similarity in the Hector Mine sequence. *Geophys. Res. Lett.* , 34, L11303.
- Rautian, T. G., & Khalturin, V. I. (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 68, 923-948.
- Real, C. R., & Teng, T. L. (1973). Local Richter magnitude and total signal duration in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 63, 1809-182.
- Roecker, S. W., Tucker, B., King, J., & Hatzfeld, D. (1982). Estimates of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 72, 129-149.
- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth* , 25, 27-41.
- Sato, H., & Fehler, M. C. (1998). *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth, in Modern Acoustics and Signal Processing*. New york: AIP Press.

Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Radiative transfer theory for estimation of the seismic moment. *Geophys. J. Int.* , 167, 1363-1372.

Wesley, J. P. (1965). Diffusion of seismic energy in the near range. *J. Geophys. Res.* , 70, 5099-5106.

Wu, R.-S., & Aki, K. (1988). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves- separation of scattering effect from intrinsic attenuation II. Application of the theory to Hindu Kush region. *PAGEOPH.* , 128, 57-80.

Zeng, Y., Su, F., & Aki, K. (1991). Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium 1. Theory. *J. Geophys. Res.* , 96, 607-619.

Marylin Denieul and Michel Cara

Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Université de Strasbourg, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre,
5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg, FRANCE

Olivier Sèbe and Yves Cansi

Service Laboratoire de Détection Géophysique, Département analyse, surveillance, environnement,
Commissariat à l'Energie Atomique, DAM/Ile de France,
Bruyère-Le-Châtel, 91297, Arpajon, FRANCE

Chapitre VI : Application au projet SI-Hex

Avant de traiter les données, nous avons effectué quelques modifications à la méthode présentée dans l'article du chapitre V afin de l'appliquer non seulement aux enregistrements des stations régionales mais aussi à celles installées au centre de la France qui sont à plus grande distance des sources sismiques. Puis nous avons sélectionné les événements de référence pour la loi de calibration M_w-M_{coda} . L'autre problème à résoudre est que les signaux n'ont pas été enregistrés sur les mêmes supports durant la période 1962-2013. Il faut donc traiter les données différemment selon la période d'enregistrement. Pour finir, nous avons estimé la magnitude de moment M_w pour l'ensemble des événements de magnitude M_{L-LDG} supérieures à 4 enregistrés par les plus anciennes stations LDG entre 1962 et 2013 dans la zone d'étude. La plupart d'entre elles a été intégrée au catalogue SI-Hex.

VI.1 Intégration des stations du centre de la France

Nous avons vu dans le chapitre V comment estimer la magnitude de moment M_w à partir de la coda d'enregistrement analogique régional. Etant donné qu'une grande partie des stations installées avant 1976 est localisée dans le centre de la France (figure III. 1), nous avons décidé d'utiliser ces stations pour estimer la magnitude de coda M_{coda} . Bien que l'on ait vu précédemment que la stabilité de la coda permettait une estimation d'une magnitude fiable à partir de peu de stations, l'apport de plus de signaux reste appréciable pour diminuer l'écart interstation. Les données utilisées sont montrées dans la figure VI. 1. Il s'agit de tous les événements tectoniques de magnitude M_{L-LDG} supérieure à 4 qui se sont produits dans la zone d'étude entre janvier 1962 et avril 2013. Les stations régionales sont représentées par un triangle vert et celles considérées comme centrales sont représentées par un triangle jaune. Dans cette section, nous allons présenter l'intégration des stations centrales dans la méthode « coda ».

En intégrant les effets de site à l'équation (V-1), on peut réécrire le modèle empirique de coda $B_c(t)$ comme :

$$B_c(t) = W_0 \cdot S_0 \cdot C_0(t) \quad (VI-1)$$

Où W_0 représente le produit entre les termes de source, de génération de coda et de l'instrument et dont le logarithme correspond à la magnitude M_{coda} , S_0 représente les effets de site et C_0 est le terme de propagation défini par :

$$C_0(t) = t^{-\gamma} \cdot e^{-(\beta_1 t + \beta_2 t^2)}. \quad (VI-2)$$

Le coefficient γ est fixé à 0.75 et les paramètres β_1 et β_2 ont été déterminés pour les quatre régions de la zone d'étude (chapitre V). Il faut donc déterminer les paramètres de coda β_1 et β_2 pour les enregistrements des stations centrales. Dans la section III.2, nous

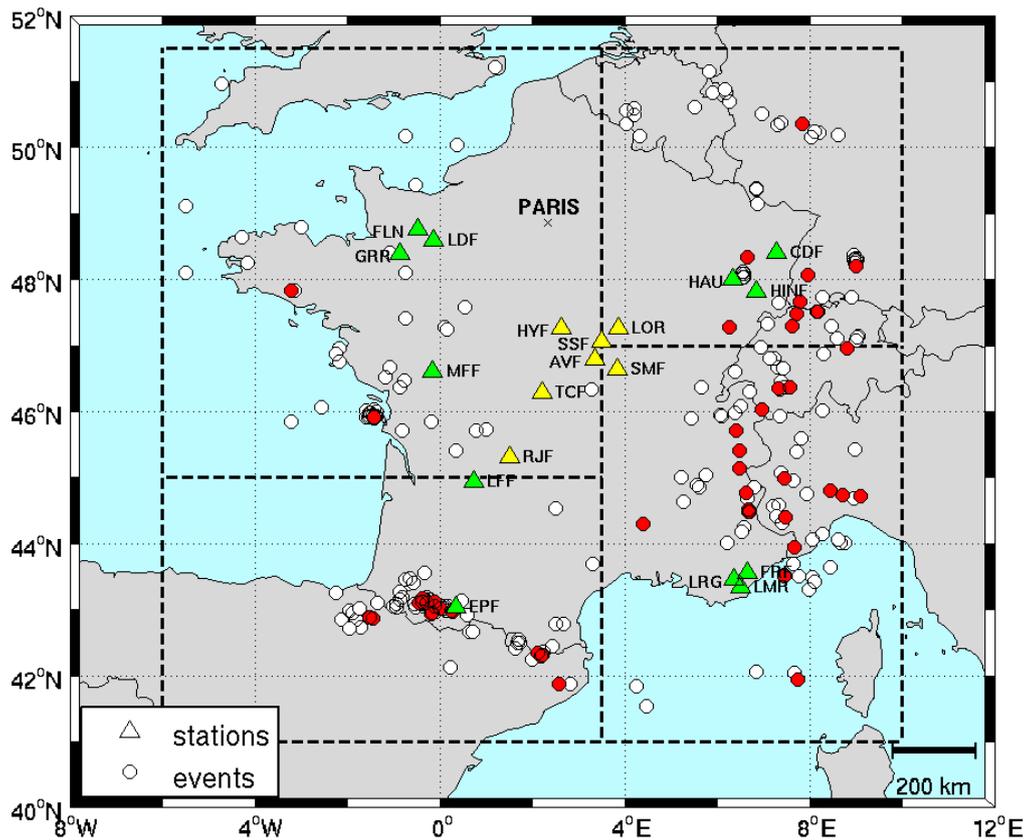


Figure VI. 1: Localisation des stations et des épicentres des séismes utilisés dans cette étude. Les stations régionales et centrales sont représentées par un triangle vert et jaune respectivement. Tous les évènements traités par la méthode « coda » sont représentés par un cercle. Si l'évènement est un séisme avec une magnitude M_w de référence (tableau IV. 5), le cercle est rouge sinon il est blanc. Les lignes pointillées noires représentent les limites régionales.

avons remarqué que la forme des enveloppes de coda enregistrées aux stations centrales est quasiment identique quelque soit la région épicentrale de l'évènement. Nous avons donc déterminé les paramètres de coda β_1 et β_2 centraux à partir des enregistrements des stations centrales de tous les évènements qui se sont produit dans la zone d'étude. Le tableau VI. 1 montre les valeurs de β_1 et β_2 obtenues pour les stations centrales et rappelle celles obtenue pour les stations régionales dans le chapitre V. La figure VI. 2 représente le logarithme des enveloppes de coda des évènements enregistrés par les stations régionales et centrales. En intégrant les paramètres β_1 et β_2 (tableau VI. 1) aux équations (VI-1) et (VI-2), nous avons estimé le terme constant $W_0.S_0$ pour chaque enregistrement et corrigé les amplitudes de coda de ce terme afin d'obtenir un même niveau d'amplitude. Dans la figure VI. 2e, on remarque que la coda des enregistrements des stations centrales présente bien le même taux de décroissance d'amplitude pour tous les évènements. Dans la figure VI. 2, on peut noter que le modèle quadratique représente bien la forme des enveloppes de coda pour tous les cas (stations régionales et centrales). Par contre, étant donné la forme particulière du modèle quadratique de la région sud-est à des temps longs, nous avons décidé de fixer un temps de fin de coda maximal à 500s.

| | Nord-Ouest | Nord-Est | Sud-Ouest | Sud-Est | Centre |
|--------------------------------|------------|----------|-----------|---------|--------|
| β_1 ($\times 10^{-3}$) | 13.6 | 18.7 | 18.9 | 26.2 | 16.6 |
| β_2 ($\times 10^{-6}$) | -9.4 | -16.3 | -16.1 | -29.7 | -12.2 |

Tableau VI. 1: Valeurs des paramètres de coda β_1 et β_2 pour les quatre régions ainsi que pour les enregistrements des stations centrales.

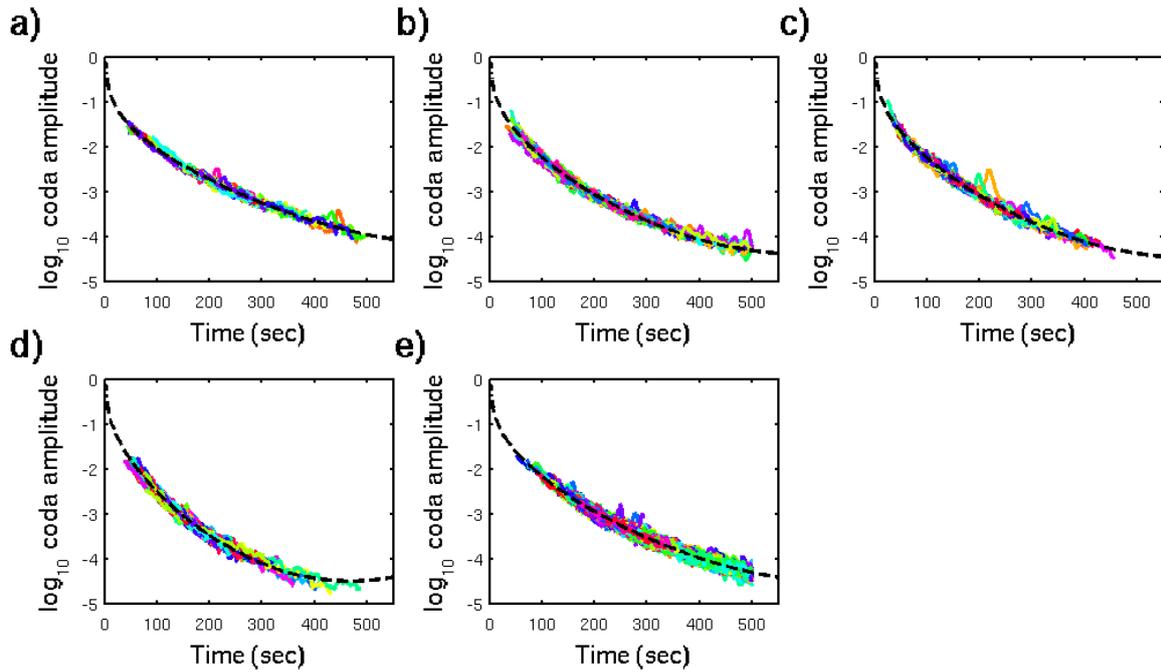


Figure VI. 2: Enveloppes de coda corrigées du produit $W_0.S_0$ (voir équation (VI-1)) pour tous les enregistrements régionaux des séismes qui se sont produit dans les régions a) du nord-ouest, b) du nord-est, c) du sud-ouest et d) du sud-est, et e) pour tous les évènements enregistrés par les stations centrales. La ligne pointillée noire représente les termes de propagation C_0 (voir équation (VI-2) et tableau VI. 1).

Après avoir corrigé les enveloppes de coda du terme de propagation $C_0(t)$, il faut ensuite estimer le terme de site S_0 pour toutes les stations de la figure VI. 1. La méthode utilisée pour estimer les effets de site est montrée dans le chapitre V (Lacombe *et al.*, 2003). Le tableau VI. 2 montre les valeurs S_0 obtenues pour toutes les stations de la figure VI. 1 ainsi que leur écart-type σ . On peut noter la forte valeur de S_0 pour la station HYF. Il est donc important de corriger les amplitudes de coda des effets de site afin d'obtenir des valeurs de magnitudes fiables. Nous avons voulu comparer les termes de site constants de S_0 obtenus dans la large bande de fréquence [0.3-7Hz] avec les variations fréquentielles des termes de site $S(f)$ vu dans la section IV.2 (figure VI. 3). On remarque que pour la plupart des stations, le terme S_0 semble être une valeur moyenne de $S(f)$ sur toutes les fréquences.

| STATIONS | S_0 | σ |
|----------|-------|----------|
| FLN | 1.00 | 0.00 |
| LDF | 0.96 | 0.11 |
| GRR | 1.00 | 0.07 |
| MFF | 0.86 | 0.12 |
| CDF | 0.69 | 0.26 |
| HAU | 0.81 | 0.21 |
| HINF | 0.71 | 0.15 |
| EPF | 0.72 | 0.14 |
| LFF | 1.34 | 0.26 |
| FRF | 0.57 | 0.16 |
| LRG | 1.19 | 0.08 |
| LMR | 0.55 | 0.20 |
| HYF | 3.71 | 0.90 |
| LOR | 0.77 | 0.14 |
| SSF | 0.71 | 0.09 |
| AVF | 0.70 | 0.11 |
| SMF | 0.74 | 0.17 |
| TCF | 0.69 | 0.10 |
| RJF | 0.85 | 0.15 |

Tableau VI. 2: Facteurs de site S_0 et écart-type σ pour les stations de l'étude (figure VI. 1).

Après avoir corrigé les enveloppes de coda du terme de site S_0 et des paramètres de coda γ , β_1 et β_2 , on obtient un niveau plat d'amplitudes (figure VI. 4a). La moyenne des amplitudes corrigées correspond au paramètre constant W_0 de l'équation (VI-1). La magnitude de coda M_{coda} correspond à la moyenne sur toutes les stations du logarithme du paramètre W_0 estimé à partir de sismogrammes enregistrés par des velocimètres de fréquence de coupure de 1Hz et filtrés entre 0.3 et 7Hz pour simuler le système d'enregistrement analogique. Dans la figure VI. 4, on peut observer une différence de niveau d'amplitude entre les enveloppes de coda corrigées enregistrées par les stations régionales (figure VI. 4a) et les stations centrales (figure VI. 4b), ce qui produit un écart de magnitude de coda. Nous avons remarqué que cet écart de niveau d'amplitude est constant et propre à la région épiscopale. Etant donné que le terme de source, inclus dans le paramètre W_0 , doit être le même à toutes les stations pour un événement donné, ces écarts de niveau d'amplitude peuvent être expliqués par une variation régionale du terme de génération de coda aussi inclus dans le paramètre W_0 . Par conséquent, afin

d'inclure les enregistrements des stations centrales dans l'estimation de M_{coda} , nous avons corrigé le logarithme des enveloppes de coda d'un terme constant K adapté à chaque région épacentrale. Le terme K qui pourrait représenter le terme relatif de génération de la coda de chaque région est montré sous forme logarithmique dans le tableau VI. 3. La figure VI. 4 montre l'ensemble des enveloppes de coda après correction du coefficient K .

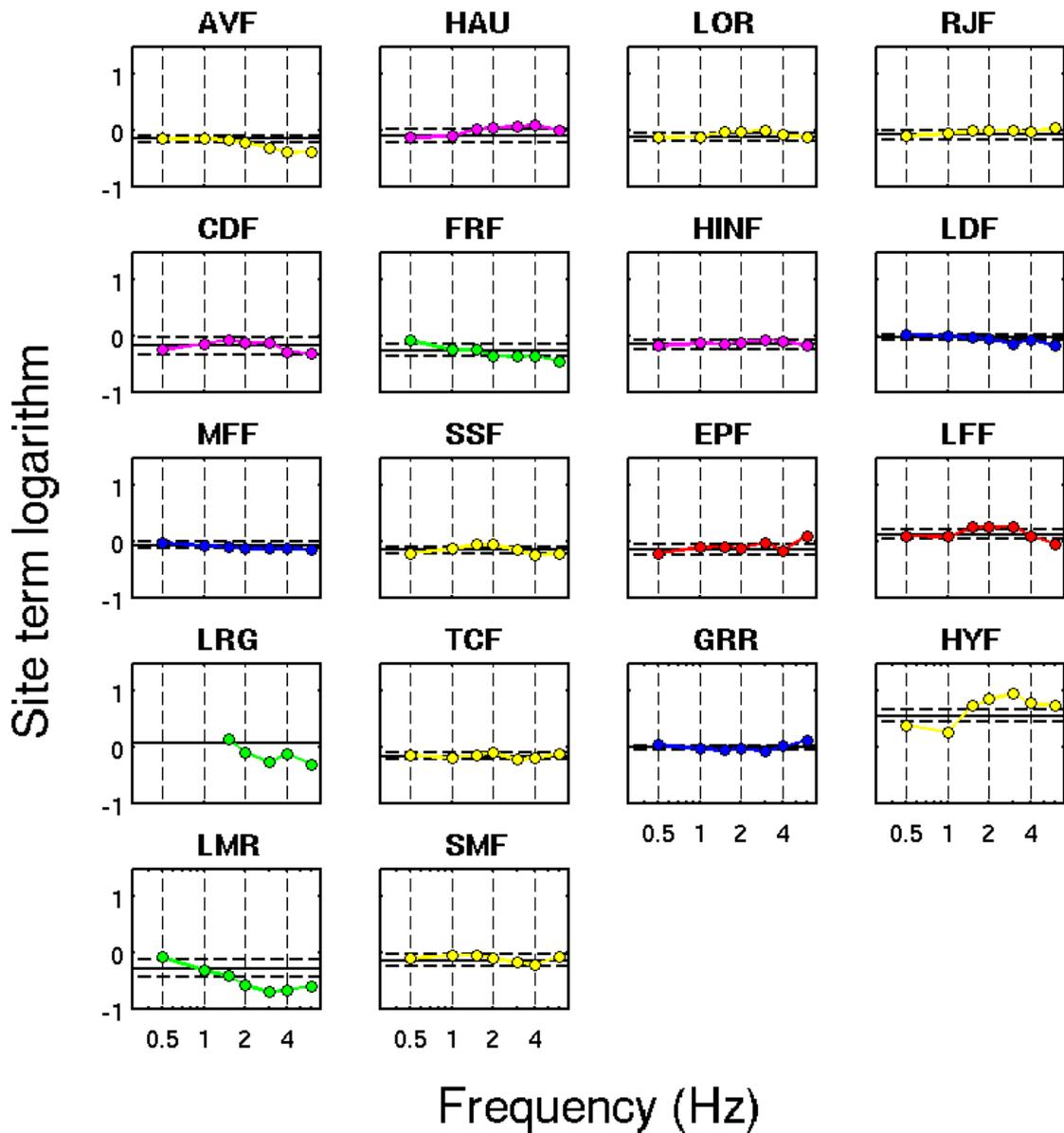


Figure VI. 3 : Variation fréquentielle des termes de site $S(f)$ (voir section IV.2) des stations de la figure VI. 1. Les stations de la région nord-ouest sont représentées en bleu, celles du nord-est en rose, celles du sud-ouest en rouge, celles du sud-est en vert et les stations centrales sont en jaune. La ligne noire correspond à la valeur constante de S_0 et les lignes pointillées représentent $S_0 \pm \sigma$.

En résumé, à une station donné j , le paramètre constant W_0 correspond à :

$$W_{0j} = \left\langle \frac{B_{c_j}(t)}{S_{0j} \cdot C_0(t)} \right\rangle_{\Delta T} \quad (\text{VI-3})$$

si la station j est régionale, et :

$$W_{0j} = \left\langle \frac{B_{c_j}(t)}{S_{0j} \cdot C_0(t) \cdot K} \right\rangle_{\Delta T} \quad (\text{VI-4})$$

si la station j est centrale, où ΔT est la fenêtre de coda sur laquelle la moyenne $\langle \rangle_{\Delta T}$ est effectuée. L'enregistrement est sélectionné uniquement s'il présente une fenêtre de coda ΔT supérieure à 10s. La magnitude de coda M_{coda} d'un évènement donné enregistré par N stations est défini par :

$$M_{coda} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \log_{10} (W_{0j}). \quad (\text{VI-5})$$

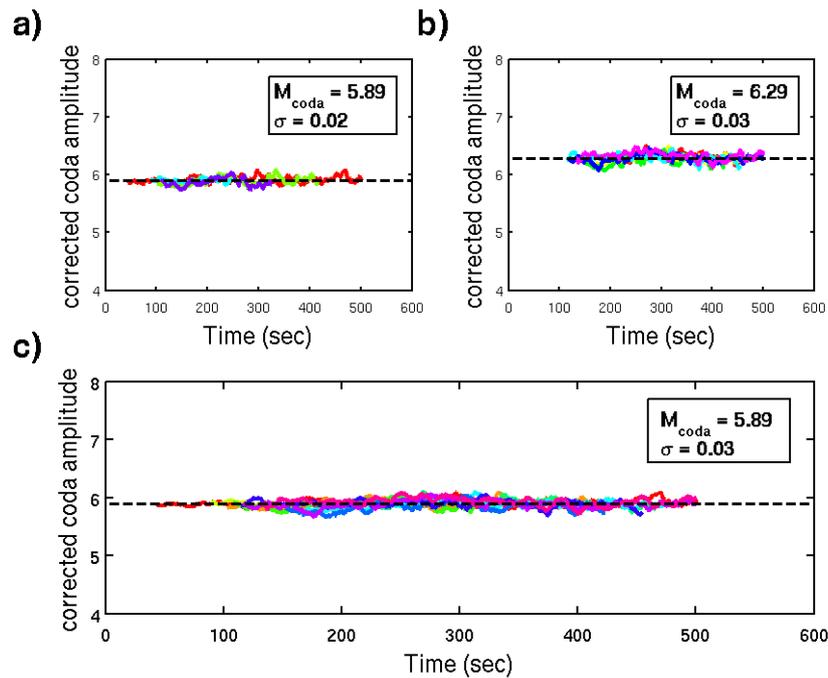


Figure VI. 4: Logarithme des enveloppes de coda corrigées des termes S_0 et $C_0(t)$ du séisme n°135253 (tableau III. 1) enregistrée par a) les stations régionales, b) les stations centrales et, c) les stations régionales et centrales après correction du facteur K (tableau VI. 3).

| | Nord-Ouest | Nord-Est | Sud-Ouest | Sud-Est |
|-----------------|------------|----------|-----------|---------|
| $K (\log_{10})$ | 0.4 | 0 | -0.05 | -0.5 |

Tableau VI. 3: Valeurs logarithmiques des facteurs correctifs centraux K de l'équation (VI-4) pour les quatre régions.

VI.2 Loi de calibration $M_{coda}-M_w$

Les magnitudes de coda M_{coda} étant estimées pour tous les évènements, nous pouvons maintenant les calibrer avec des magnitudes de moment M_w de référence. Les magnitudes M_w de référence sont présentées dans le tableau IV. 5. Dans l'annexe 3, il s'agit des évènements de M_L supérieure à 4 dont la magnitude M_w est représentée en rouge. La figure VI. 5a montre la comparaison entre les magnitudes M_{coda} et M_w . La régression linéaire obtenue est :

$$M_w = 0.91 \times M_{coda} - 1.68. \quad (VI-6)$$

On observe une relation linéaire entre les deux magnitudes avec un très bon coefficient de corrélation R et une pente proche de 1. Après avoir converti pour un évènement donné la valeur mesurée M_{coda} en M_w avec les paramètres de régression l'équation (VI-6), nous obtenons la magnitude de moment $M_{w-analog\ coda}$ de cet évènement. La figure VI. 5b montre la comparaison entre l'ensemble des magnitudes de moment de référence et celles obtenues par la méthode « coda ». On peut remarquer un faible écart-type de 0.16.

L'écart-type de $M_{w-analog\ coda}$ est obtenu à partir de la relation suivante :

$$\sigma_{M_w} = \sqrt{(M_{coda} - \langle M_{coda} \rangle)\sigma_a^2 + a\sigma_{M_{coda}}^2 + \sigma_b^2} \quad (VI-7)$$

Où $\langle M_{coda} \rangle$ correspond à la moyenne des 50 valeurs de M_{coda} représentées sur la figure VI. 5a et est égal à 3.84, a et b sont les paramètres de régression soit 0.91 et -1.68 respectivement, σ_a et σ_b sont les écarts-type des paramètres a et b et sont égaux à 0.0465 et 0.189 respectivement (*Castellaro et al., 2006*).

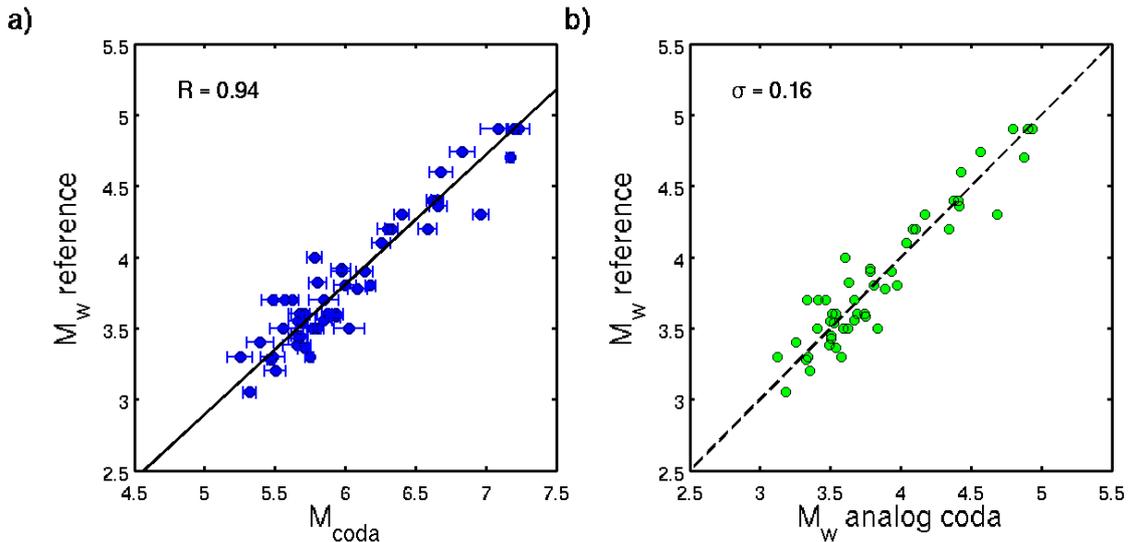


Figure VI. 5: a) Comparaison entre les magnitudes de coda M_{coda} et les magnitudes de moment M_w de référence. Les barres horizontales représentent l'écart-type de M_{coda} entre les stations. La ligne noire est la régression linéaire entre les deux magnitudes et R est le coefficient de corrélation. b) Comparaison entre les magnitudes M_w de référence et les magnitudes $M_{w-analog\ coda}$ converties de M_{coda} par la relation VI.6.

VI.3 Traitement des signaux analogiques et numériques

Afin d'estimer la magnitude de moment M_w à partir de la coda des sismogrammes du LDG des évènements de magnitude M_{L-LDG} supérieure 4 qui se sont produit depuis 1962, il est nécessaire d'aborder la question de la mesure des amplitude de coda sur les enregistrements analogiques anciens. En fait, le LDG a connu trois périodes d'enregistrement : le support papier entre 1962 et 1977, le support analogique magnétique entre 1977 et 1997, et le support numérique depuis 1997. Dans le cadre de la méthode « coda », la plus grande différence entre ces trois périodes est la longueur de fenêtre de coda disponible. Bien que la magnitude M_w estimée à partir d'une longue fenêtre de coda soit plus stable, il est possible de déterminer la magnitude de moment à partir d'une seule amplitude de coda. Afin d'appliquer la méthode « coda », les signaux ont été traité différemment selon leur support d'enregistrement.

Pour les signaux récents enregistrés numériquement, le traitement est montré dans le chapitre V et la section VI.1. La figure VI. 6 illustre la méthode « coda » pour un séisme enregistré numériquement. Bien que les sismogrammes des stations centrales aient été utilisés pour estimer la magnitude M_w de ce séisme, seuls les enregistrements régionaux corrigés du terme de site S_0 sont représentés dans cette figure. Les lignes pointillées noires représentent l'abaque de magnitude de moment pour la région du sud-est. La forme des enveloppes de coda étant modélisée par l'équation (VI-2), il reste plus qu'à mesurer le niveau d'amplitude pour obtenir M_w (ligne rouge).

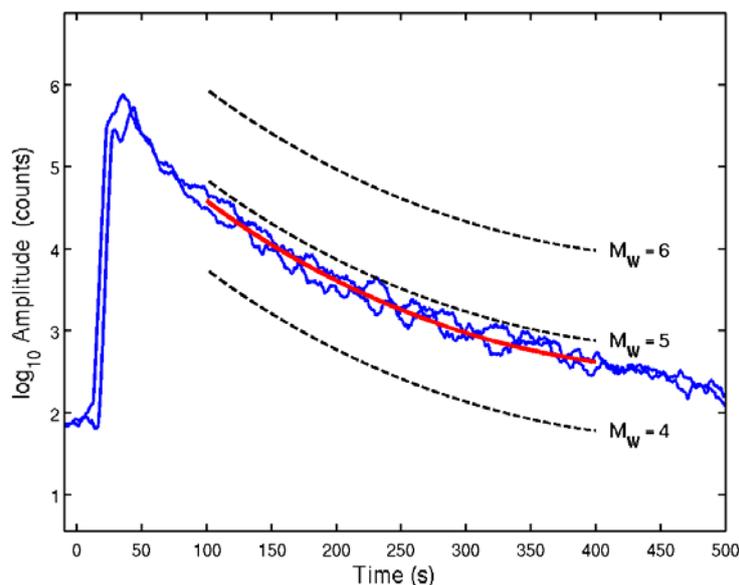


Figure VI. 6: Illustration d'estimation de M_w par la méthode « coda » pour le séisme du 7 avril 2014 qui s'est produit près de Barcelonnette. Les lignes bleues représentent les enveloppes enregistrées aux stations FRF et LMR et les lignes pointillées noires correspondent au modèle de coda des équations (VI-1) et (VI-2) pour plusieurs tailles de source. La magnitude de moment obtenue par la méthode coda pour cet évènement est $4.78 (\pm 0.04)$ qui correspond à la ligne rouge.

(http://www-dase.cea.fr/actu/dossiers_scientifiques/2014-04-07/index.html).

Pour les enregistrements analogiques sur support magnétique, les signaux ont été numérisés. Par conséquent, nous avons pu les traiter de la même manière que les enregistrements récents numériques, mais avec deux différences qui sont l'intégration du gain de l'instrument et le choix de la fenêtre de coda manuellement. En effet, durant la période 1977-1997, le gain des instruments varie de station en station et change avec le temps contrairement à la période d'enregistrement numérique. Afin de se référer à une procédure homogène, les signaux analogiques ont été réajustés au gain instrumental des sismogrammes récents numériques. Les enregistrements analogiques sont souvent saturés en amplitudes et présentent quelques fois des anomalies. Dans ce cas, la fenêtre de temps utilisée pour estimer la magnitude de coda a été sélectionnée manuellement par inspection visuelle de chaque sismogramme (figure VI. 7). Après avoir effectué ces ajustements, nous avons appliqué le même traitement que pour les signaux numériques.

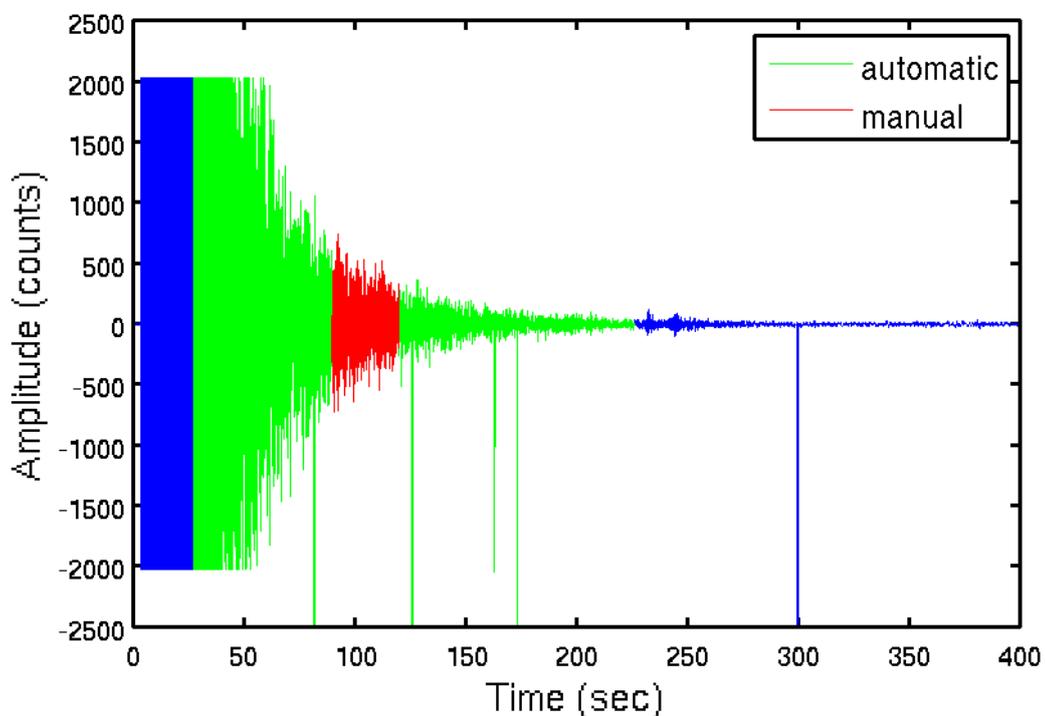


Figure VI. 7: Sismogramme d'un séisme qui s'est produit dans les Pyrénées (23/02/1984) enregistré par la station EPF. Le signal vert correspond à la fenêtre de coda automatiquement sélectionnée lors du traitement des signaux numériques, et le signal rouge est la fenêtre de coda sélectionnée manuellement.

Pour la période d'enregistrement sur papier, nous avons utilisé les paramètres d'une étude de magnitude de durée faite à différents niveaux d'amplitude dans la coda (*Plantet & Nicolas, 1990, rapport interne ; Joffroy, 1992, rapport de stage*). Étant donné que les sismogrammes du LDG enregistrés sur papier sont tronqués en temps, il est difficile d'estimer une magnitude de durée fiable. *Plantet & Nicolas (1990)* ont donc établi une nouvelle échelle de magnitude avec d'autres critères de durée. Ils définissent la durée du signal comme l'écart de temps entre l'arrivée de l'onde P et le temps correspondant au seuil d'amplitude de coda crête-à-crête A_0 . À partir de l'amplitude de coda $B_0 = A_0/2$ et le temps correspondant à partir du temps d'origine t_0 (figure VI. 8), nous pouvons estimer

la magnitude de coda M_{coda} . La première étape est de convertir l'unité des sismogrammes sur papier de B_0 (cm) en unité d'enregistrement numérique. On utilise pour cela le rapport des gains entre les enregistrements numériques et analogiques sur papier à 1Hz. Ensuite le logarithme de $B_0(t_0)$ est corrigé des paramètres de site et de propagation. Lorsqu'il n'y a qu'une seule mesure d'amplitude, les enveloppes de coda ne sont lissées que visuellement par l'analyste lors de la mesure de $B_0(t_0)$ elles ne peuvent pas être moyennées sur une fenêtre de temps comme pour les enregistrements récents. Dans ce cas, l'estimation de la magnitude présente une plus forte incertitude que dans la période numérique ou analogique magnétique. Il est possible de réduire l'incertitude sur la magnitude en mesurant le temps t_0 à plusieurs seuils d'amplitude de coda B_0 et en moyennant toutes les amplitudes B_0 après correction des termes de site et de propagation. C'est ce qui a été fait pour les données de *Joffroy* (1992) où deux valeurs d'amplitude de coda ont été déterminées.

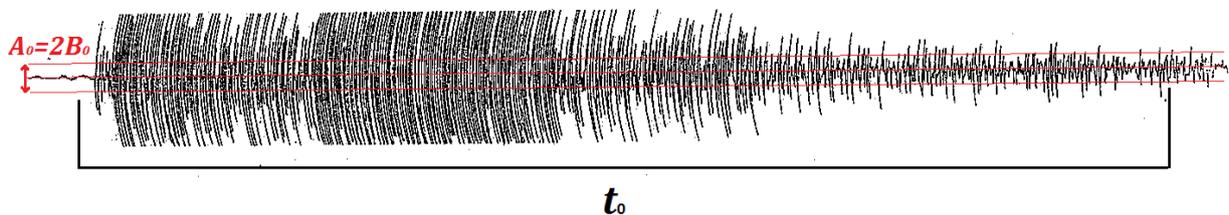


Figure VI. 8: Illustration de la méthode utilisée pour traiter les sismogrammes enregistrés sur papier.

VI.4 Résultats

Les magnitudes de moment M_w de 257 séismes ont été obtenues à partir de la méthode « coda » dont une partie est représentée dans le catalogue SI-Hex disponible sur le site www.franceseisme.fr. L'ensemble des magnitudes de moment M_w estimées dans cette étude est montré dans l'annexe 5. Plusieurs exemples de M_w sont montrés dans le tableau VI. 4. Nous avons sélectionné des séismes dont la magnitude M_w a été déterminée indépendamment par d'autres études afin d'effectuer une comparaison. La différence entre les deux magnitudes M_w est de l'ordre de ± 0.1 ou 0.2 , à l'exception de certains événements qui présentent un écart nettement plus important de M_w . Ces derniers sont les séismes n°2, 3, 7, 8 et 9 dont la magnitude de moment de référence a été obtenue à partir de donnée macrosismique.

Deux séismes récents ont été analysés par la méthode « coda ». Il s'agit d'un séisme près de Vannes qui s'est produit le 21 novembre 2013, et d'un séisme près de Barcelonette le 7 avril 2014. Les magnitudes M_w obtenues pour ces événements sont 3.51 et 4.78 respectivement. Les enveloppes régionales du séisme de Barcelonette sont représentées dans la figure VI. 6. Pour cet événement, le laboratoire Géoazur a estimé une magnitude de moment de 4.8. Dans l'ensemble, les résultats obtenus par la méthode « coda » sont donc très satisfaisants.

| | DATE | HEURE | LAT | LON | M_w coda | M_w ref. | Référence | $M_{w-coda} -$ M_{w-ref} |
|----|------------|-------|-------|-------|---------------|---------------|----------------------------------|-------------------------------|
| 1 | 14-03-1964 | 02h37 | 46.87 | 8.31 | 5.2 | 5.3 | <i>Bernardi et al. (2005)</i> | -0.1 |
| 2 | 24-10-1965 | 12h16 | 46.37 | 7.46 | 5.0 | 4.4 | SED-ETHZ | 0.6 |
| 3 | 24-03-1967 | 17h38 | 46.45 | 7.38 | 4.9 | 4.1 | SED-ETHZ | 0.8 |
| 4 | 13-08-1967 | 22h07 | 43.18 | -0.82 | 5.2 | 5.1 | <i>Cara et al. (2008)</i> | 0.1 |
| 5 | 18-06-1968 | 05h27 | 45.59 | 7.83 | 5.1 | 5.2 | SED-ETHZ | -0.1 |
| 6 | 26-02-1969 | 01h28 | 48.30 | 4.62 | 4.7 | 4.7 | SED-ETHZ | 0 |
| 7 | 21-07-1970 | 11h24 | 46.66 | 7.44 | 4.2 | 3.8 | SED-ETHZ | 0.4 |
| 8 | 29-09-1971 | 07h18 | 47.07 | 9.01 | 4.4 | 4.9 | <i>Bernardi et al. (2005)</i> | -0.5 |
| 9 | 18-05-1972 | 08h11 | 48.25 | 8.98 | 3.9 | 4.4 | SED-ETHZ | -0.5 |
| 10 | 03-09-1978 | 05h08 | 48.31 | 8.96 | 5.1 | 5.2 | <i>Braunmiller et al. (2005)</i> | -0.1 |
| 11 | 13-04-1992 | 01h20 | 51.16 | 5.82 | 5.4 | 5.3 | Obs. Royal Belgique | 0.1 |
| 12 | 14-12-1994 | 08h56 | 45.98 | 6.39 | 4.4 | 4.3 | <i>Braunmiller et al. (2005)</i> | 0.1 |
| 13 | 21-04-1995 | 08h02 | 43.70 | 7.64 | 4.4 | 4.5 | <i>Courbouleix et al. (1998)</i> | -0.1 |
| 14 | 18-02-1996 | 01h45 | 42.78 | 2.51 | 4.7 | 4.9 | <i>Dufumier et al. (2002)</i> | -0.2 |
| 15 | 31-03-1996 | 06h08 | 45.93 | 7.36 | 4.1 | 4.2 | <i>Braunmiller et al. (2005)</i> | -0.1 |
| 16 | 15-07-1996 | 00h13 | 45.93 | 6.09 | 4.9 | 4.8 | <i>Dufumier et al. (2002)</i> | 0.1 |
| 17 | 31-10-1997 | 04h23 | 44.24 | 6.59 | 4.3 | 4.0 | <i>Drouet et al. (2010)</i> | 0.3 |
| 18 | 04-10-1999 | 18h14 | 42.92 | 0.60 | 4.2 | 4.4 | <i>Dufumier et al. (2002)</i> | -0.2 |
| 19 | 16-05-2002 | 14h56 | 42.93 | -0.17 | 3.9 | 4.0 | <i>Delouis et al. (2009)</i> | -0.1 |
| 20 | 30-09-2002 | 06h44 | 47.83 | -3.20 | 4.2 | 4.3 | <i>Perrot et al. (2005)</i> | -0.1 |
| 21 | 22-02-2003 | 20h41 | 48.34 | 6.66 | 4.9 | 4.7 | <i>Delouis et al. (2009)</i> | 0.2 |
| 22 | 23-02-2004 | 17h31 | 47.28 | 6.26 | 4.4 | 4.5 | <i>Delouis et al. (2009)</i> | -0.1 |
| 23 | 08-09-2005 | 11h27 | 46.03 | 5.29 | 4.7 | 4.5 | <i>Delouis et al. (2009)</i> | 0.2 |
| 24 | 17-11-2006 | 18h19 | 42.97 | -0.08 | 4.3 | 4.5 | <i>Delouis et al. (2009)</i> | -0.2 |

Tableau VI. 4: Exemples de séismes dont la magnitude M_w a été déterminée par la méthode « coda » et comparé avec des magnitudes de référence provenant de la littérature et d'observatoire.

Chapitre VII : Conclusions

L'objectif principal de ce travail de thèse était de développer une méthode d'estimation de magnitude M_w à partir de la coda sismique applicable aussi bien sur les sismogrammes récents numériques que sur ceux plus anciens enregistrés sur papier. Le but final était de l'appliquer sur les enregistrements du Laboratoire de Détection et de Géophysique du CEA et ainsi, de déterminer la magnitude de moment des événements enregistrés en France métropolitaine depuis 1962 pour le catalogue SI-Hex. Cependant, avant le développement d'une méthode M_w , plusieurs études des propriétés de la coda en France métropolitaine étaient nécessaires afin de mieux comprendre les variations régionales et fréquentielles et de les prendre en considération dans la méthode finale.

Dans un premier temps, nous avons donc étudié les différents modèles théoriques de génération de coda ainsi que plusieurs approches qui permettent l'estimation des paramètres de source à partir de la coda. Cette partie bibliographique nous a permis de comprendre l'origine de la coda et son intérêt dans l'estimation de la magnitude. Après l'analyse de plusieurs modèles théoriques, nous avons décidé d'utiliser le modèle de diffusion multiple d'*Aki & Chouet (1975)* pour ce travail sur la coda. L'étape suivante a été d'observer les propriétés de la coda en France métropolitaine. En effet, une bonne connaissance des caractéristiques régionales de la coda sismique était nécessaire pour développer la méthode d'estimation de M_w à partir de la coda des signaux enregistrés en France. Cette première analyse a permis de mettre en évidence les variations régionales de la forme des enveloppes de coda entre quatre régions : les Alpes, le Massif Armoricain, les Pyrénées et le Graben du Rhin. Ces variations ont aussi été constatées lors de l'estimation des facteurs de qualité $Q_c(f)$ (section IV.2) et des paramètres de coda β_1 et β_2 (chapitre V). A partir de ces observations, nous avons donc divisé la zone d'étude en quatre régions présentant des contextes géologiques différents et estimé les paramètres de coda dans chacune de ces régions. Dans un second temps, nous avons effectué une analyse fréquentielle des ondes de coda. Etant donné que la génération de la coda dépend de la fréquence, il est important d'observer les variations fréquentielles des propriétés de la coda dans chaque région de la zone d'étude. Nous avons vu que l'amplitude de la coda dépend de quatre facteurs, qui dépendent eux-mêmes de la fréquence : la source sismique, le site sous la station, la production de coda et la propagation des ondes dans le milieu. Nous avons donc déterminé chaque terme pour plusieurs fréquences entre 0.5 et 6Hz et ainsi observé leurs variations fréquentielles. Avant de déterminer les facteurs de qualité $Q_c(f)$ nécessaire pour l'estimation du terme de propagation, nous avons défini quel coefficient de lissage et quelle fenêtre de coda permettaient une estimation stable du paramètre $b = \log_{10}(e)(\pi f / Q_c(f))$ (sections III.3.1 et III.3.2). Bien que le facteur géométrique γ soit égal à 0.75 dans le modèle d'*Aki & Chouet (1975)*, nous avons aussi étudié la relation entre γ et b et montré qu'il y avait un couplage entre ces deux paramètres (section III.3.3). A partir de cette analyse

fréquentielle des enveloppes de coda, nous avons pu obtenir le spectre du terme de source et ainsi estimer le moment sismique M_0 , la fréquence coin f_c et la magnitude de moment M_w . En comparant les magnitudes M_w issues de cette analyse de coda avec celles provenant d'autres études, on observe une pente proche de 1 et un bon coefficient de corrélation (à l'exception du SED). Cependant, dans tous les cas, il subsiste un décalage entre les deux magnitudes M_w . Cet écart de magnitude peut être causé par le choix des paramètres crustaux et l'indépendance fréquentielle du libre parcours moyen dans l'estimation du terme de génération de coda $G(f)$. Dans cette étude, nous avons décidé de corriger les magnitudes M_w issues de l'analyse de coda par l'écart moyen entre les deux magnitudes M_w . Cette étude a permis de montrer l'importance de corriger des effets de site lors du calcul de magnitude et de régionaliser l'estimation des facteurs de qualité Q_c dans la zone d'étude. Nous avons montré comment estimer les paramètres de source à partir de l'analyse fréquentielle des enveloppes de coda. Alors que la magnitude M_w est généralement obtenue à partir d'enregistrements téléseismiques, cette méthode permet de déterminer la magnitude de moment à partir de signaux courte-période régionaux ($\Delta < 500\text{km}$). Bien que cette méthode fréquentielle ne puisse être utilisée pour estimer la magnitude M_w des signaux analogiques, elle est mieux justifiée théoriquement et nous montre l'intérêt d'utiliser la coda sismique dans l'estimation de la magnitude.

Ces premières analyses nous ont donc permis d'avoir une base solide pour le développement de la méthode « coda ». Pour l'application d'une méthode d'estimation de M_w à des signaux analogiques enregistrés sur papier, nous avons dû considérer deux difficultés : l'impossibilité de filtrer les sismogrammes, de corriger de la réponse de l'instrument vélocimétrique et donc d'estimer la magnitude par analyse fréquentielle de la coda, et la variabilité de la longueur de fenêtre de coda allant de toute la fenêtre à une seule amplitude. Notre idée a été d'étudier les décroissances d'enveloppe de coda afin de proposer un abaque pour chaque région. Une première analyse a montré que la coda des sismogrammes à la sortie de l'instrument analogique, soit dans la bande de fréquence [0.3-7Hz], présentait la même forme dans une région donnée (section III.2). Nous avons donc modélisé ces enveloppes de coda de signaux bruts (ou analogiques) en s'inspirant du modèle d'*Aki & Chouet* (1975). En retirant la dépendance fréquentielle du modèle théorique, nous avons constaté une bonne représentation de la coda des signaux bruts lorsque l'on considère un terme exponentiel quadratique. Cette forme quadratique est due à la dépendance des propriétés de la coda avec le laps de temps. En effet, à partir de coda synthétique, nous avons montré que la forme de coda des signaux bruts ne pouvait être expliquée par un unique facteur de qualité $Q_c(f)$. L'autre observation est la bonne modélisation des données quelque soit la taille du séisme. Bien qu'à partir des coda synthétiques, nous avons observé une variation de la forme de l'enveloppe de coda brute avec la fréquence coin du séisme, la diminution de la longueur de fenêtre avec la magnitude permet d'expliquer cette bonne modélisation de la coda des signaux bruts pour tous les événements de magnitude M_{L-LDG} entre 4 et 6. Après correction de ce terme de propagation quadratique et du terme de site, nous obtenons une amplitude moyenne de coda stable dont le logarithme est la magnitude M_{coda} que l'on peut directement lier à

la magnitude M_w . Une relation linéaire avec un bon coefficient de corrélation explique bien la relation entre les magnitudes M_w de référence et les magnitudes M_{coda} qui représentent une moyenne sur toutes les fréquences des termes de source, de l'instrument et de génération de coda. Ce modèle permet à partir d'une seule amplitude de coda d'un sismogramme analogique d'estimer M_{coda} et ainsi d'obtenir M_w par la loi de régression $M_{coda}-M_w$. Les magnitudes M_w de tous les évènements de M_{L-LDG} supérieures 4 présents dans le catalogue SI-Hex ont été calculées à partir de cette relation. La méthode « coda » basée sur un modèle empirique montre des résultats très satisfaisants. Cependant, cette méthode présente une limite en magnitude car pour des évènements de fréquence coin inférieure à 1Hz, la magnitude M_w estimée par la méthode « coda » risque d'être sous-estimées. Afin d'améliorer cette méthode « coda », il reste donc à élargir le modèle empirique aux évènements de plus faible magnitude ou pour l'ensemble des stations LDG installées actuellement. De plus, il serait aussi intéressant de voir si cette approche est applicable à d'autres régions et à d'autres types de données (sismomètre, accéléromètre, ...).

Nous avons établi deux manières d'estimer la magnitude de moment M_w à partir de la coda. Basée sur un modèle théorique, la méthode spectrale permet à partir de l'analyse fréquentielle des enveloppes de coda d'estimer le moment sismique M_0 puis la magnitude M_w des signaux numériques. L'autre est la méthode « coda » qui permet d'estimer la magnitude M_w en utilisant un modèle de coda empirique sur des signaux bruts. La figure VII. 1 montre une comparaison entre les magnitudes de moment estimées par les deux méthodes de coda. La relation obtenue est :

$$M_{w-brut} = 0.98 \times M_{w-freq} - 0.08. \quad (VII-1)$$

La pente est quasiment de 1 entre les magnitudes M_w estimées par les deux méthodes utilisant la coda.

Dans ce travail de thèse, nous avons montré que la coda était une ressource efficace dans l'estimation du moment sismique de la source, surtout pour le traitement des sismogrammes analogiques où peu de stations sont disponibles et/ou les signaux sont parfois saturés en amplitude. Néanmoins, il existe des limites à ces méthodes d'estimation de magnitude à partir de la coda. En effet, pour des magnitudes plus faibles et/ou à des distances épacentrales plus grandes, la fenêtre de coda peut se retrouver dans le bruit. Les paramètres des méthodes présentées dans cette thèse pour les signaux courte-période du LDG ne peuvent donc être appliqués dans ces situations. Des adaptations seront alors nécessaires pour tenir compte d'un spectre de magnitudes et de distances plus large et de l'utilisation d'autres instruments.

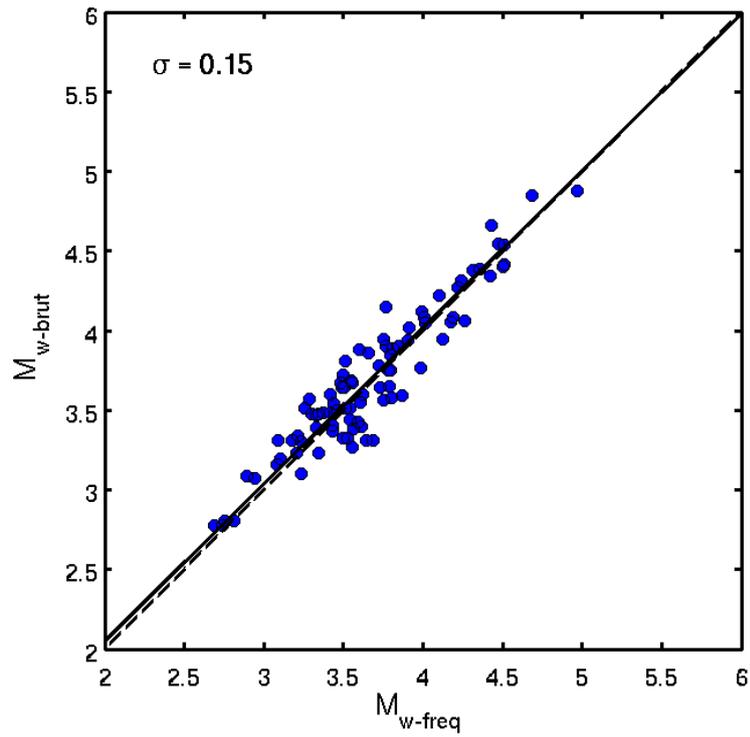
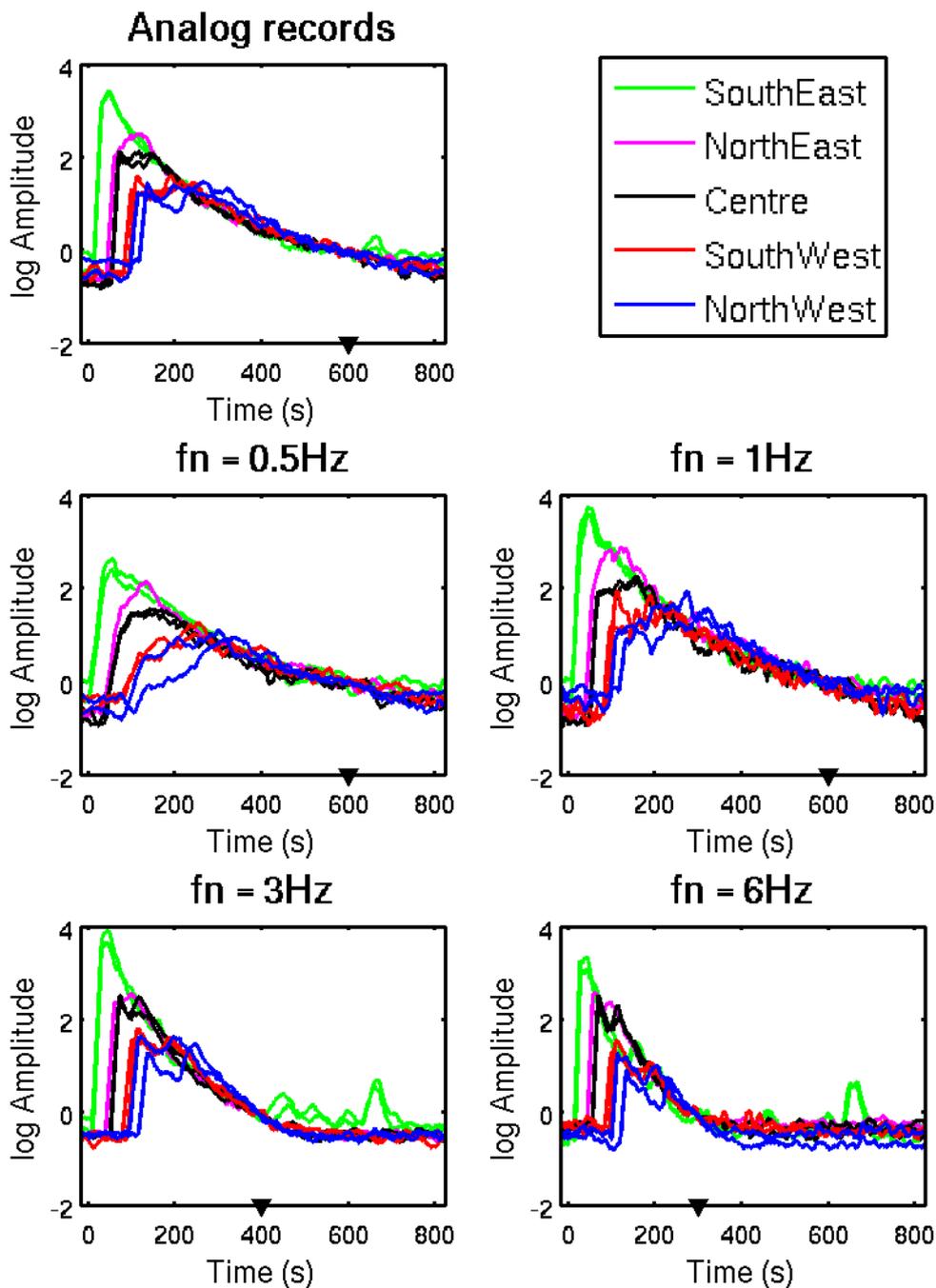


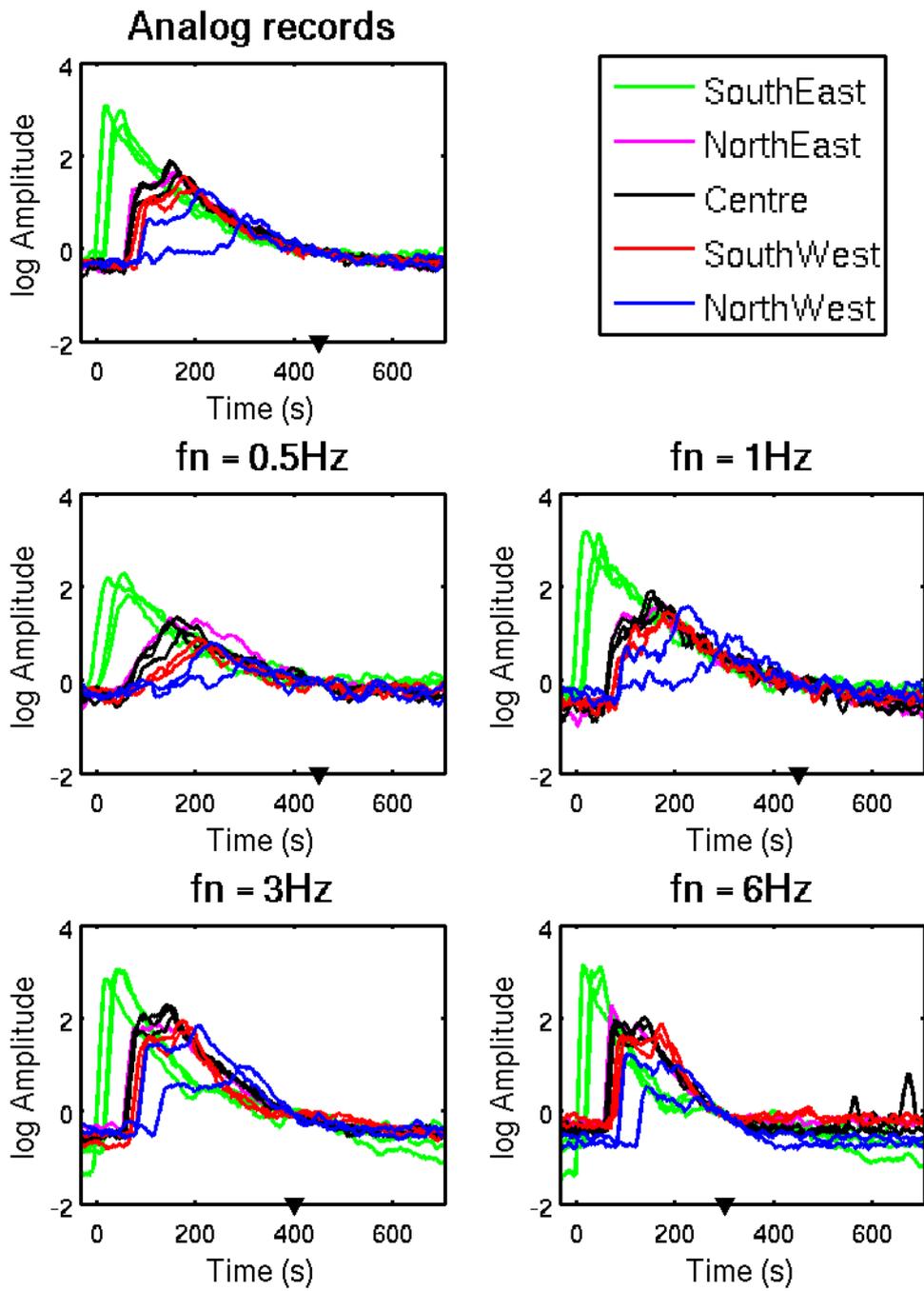
Figure VII. 1: Comparaison entre les magnitudes de M_{w-freq} estimées par analyse fréquentielle de la coda (chapitre IV) et M_{w-brut} estimé à partir du signal brut par la méthode « coda » (chapitres V et VI).

ANNEXES

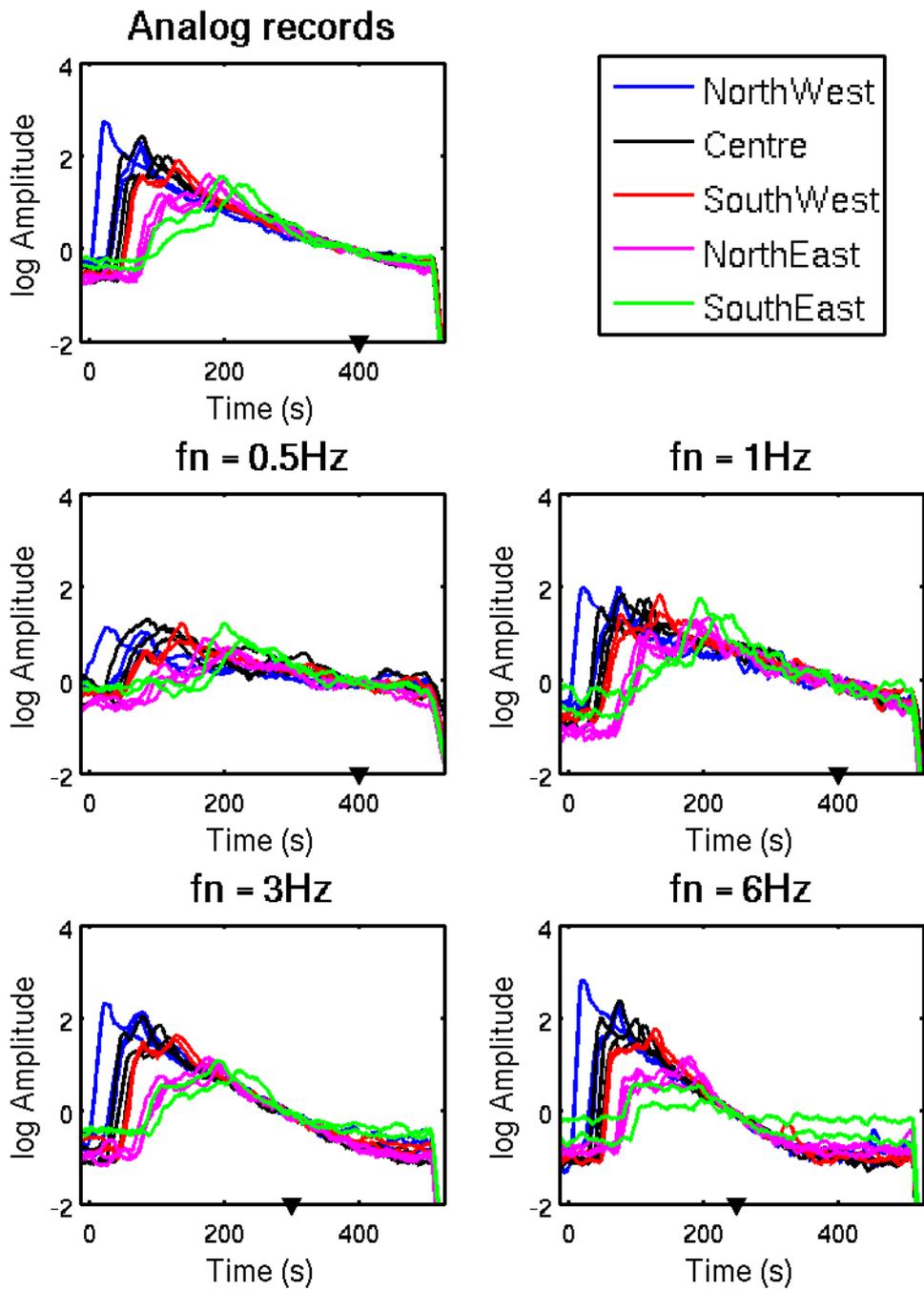
Annexe 1 : Variations régionales des enveloppes de coda



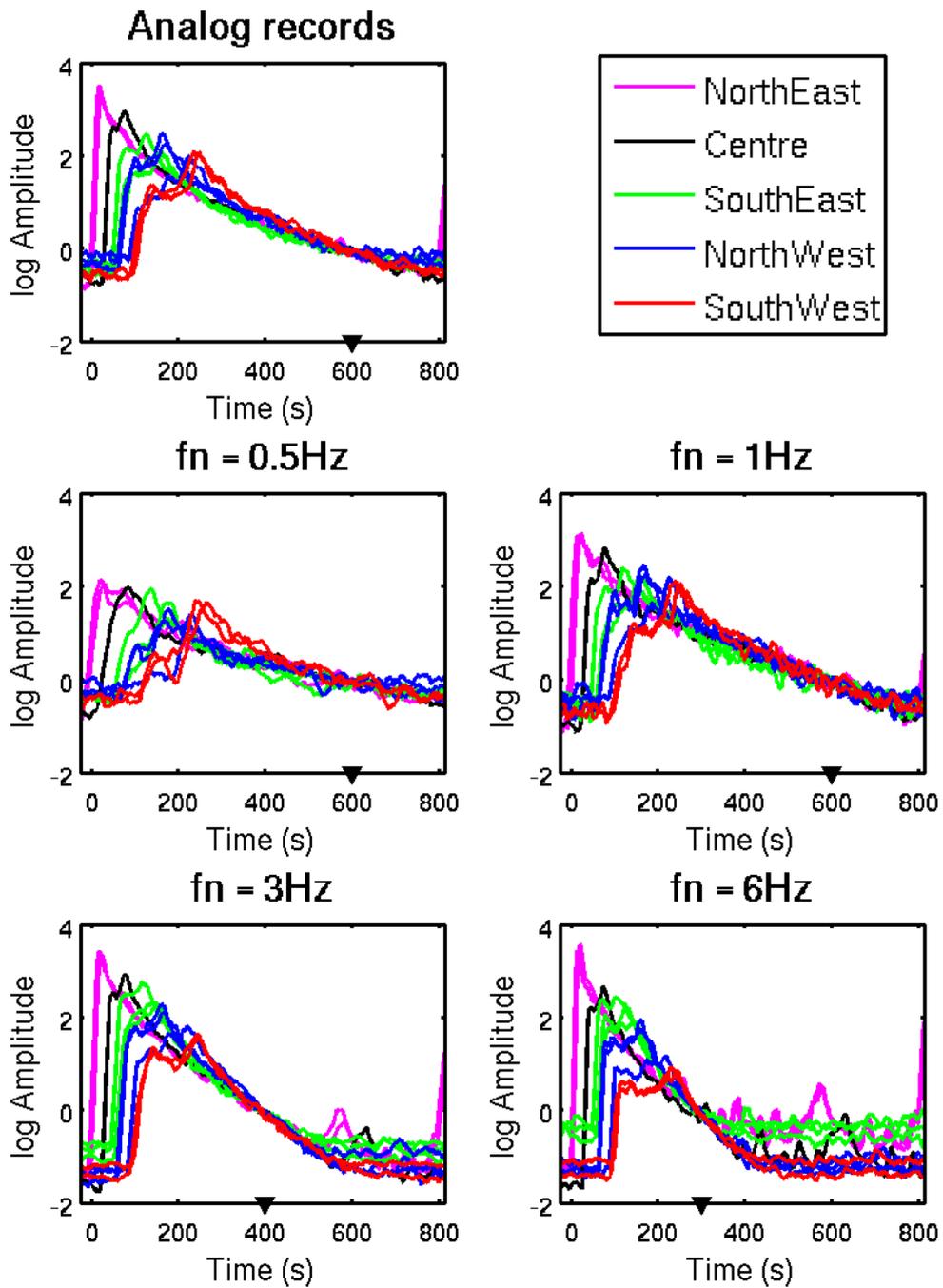
Annexe 1. 1: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°115304.



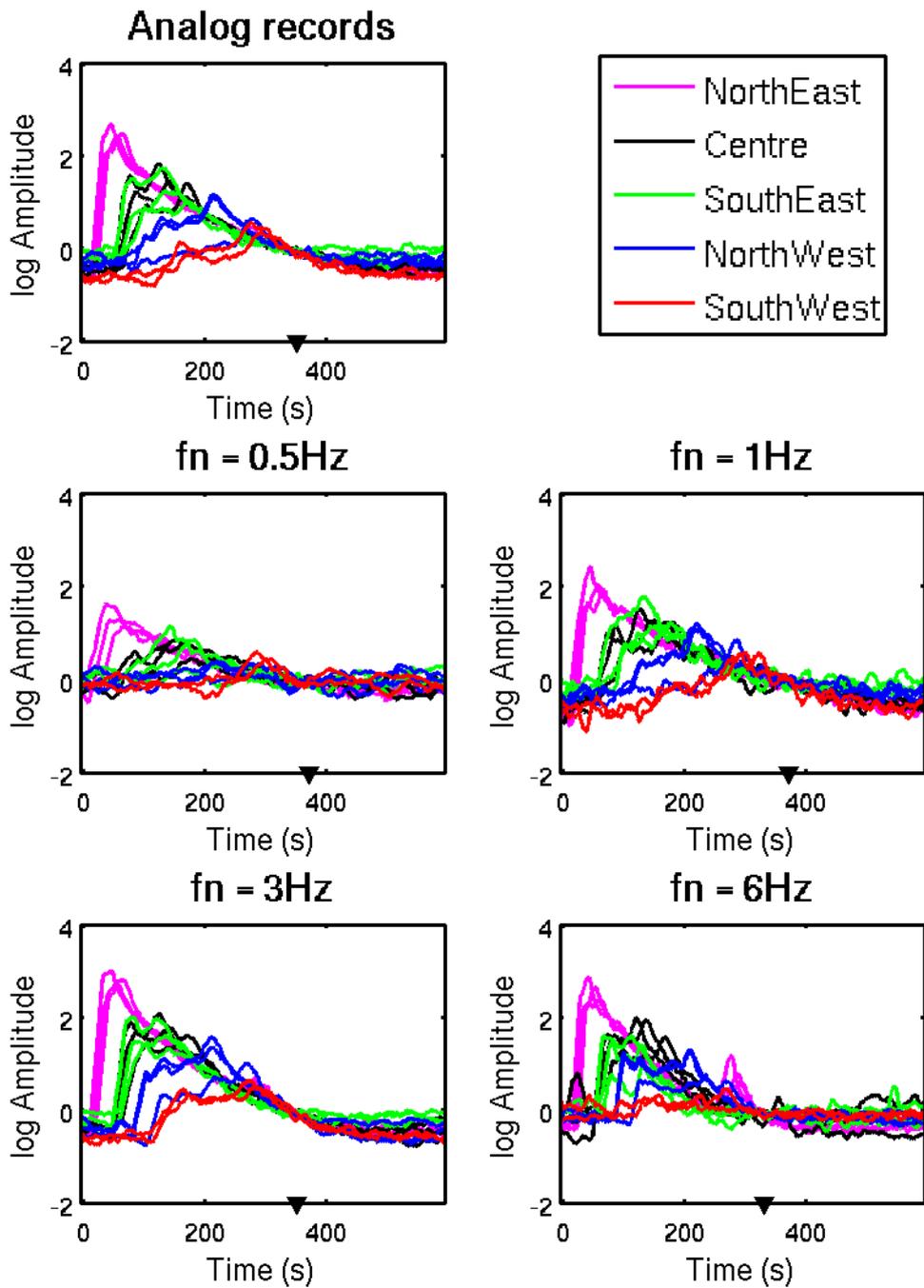
Annexe 1. 2: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°120161.



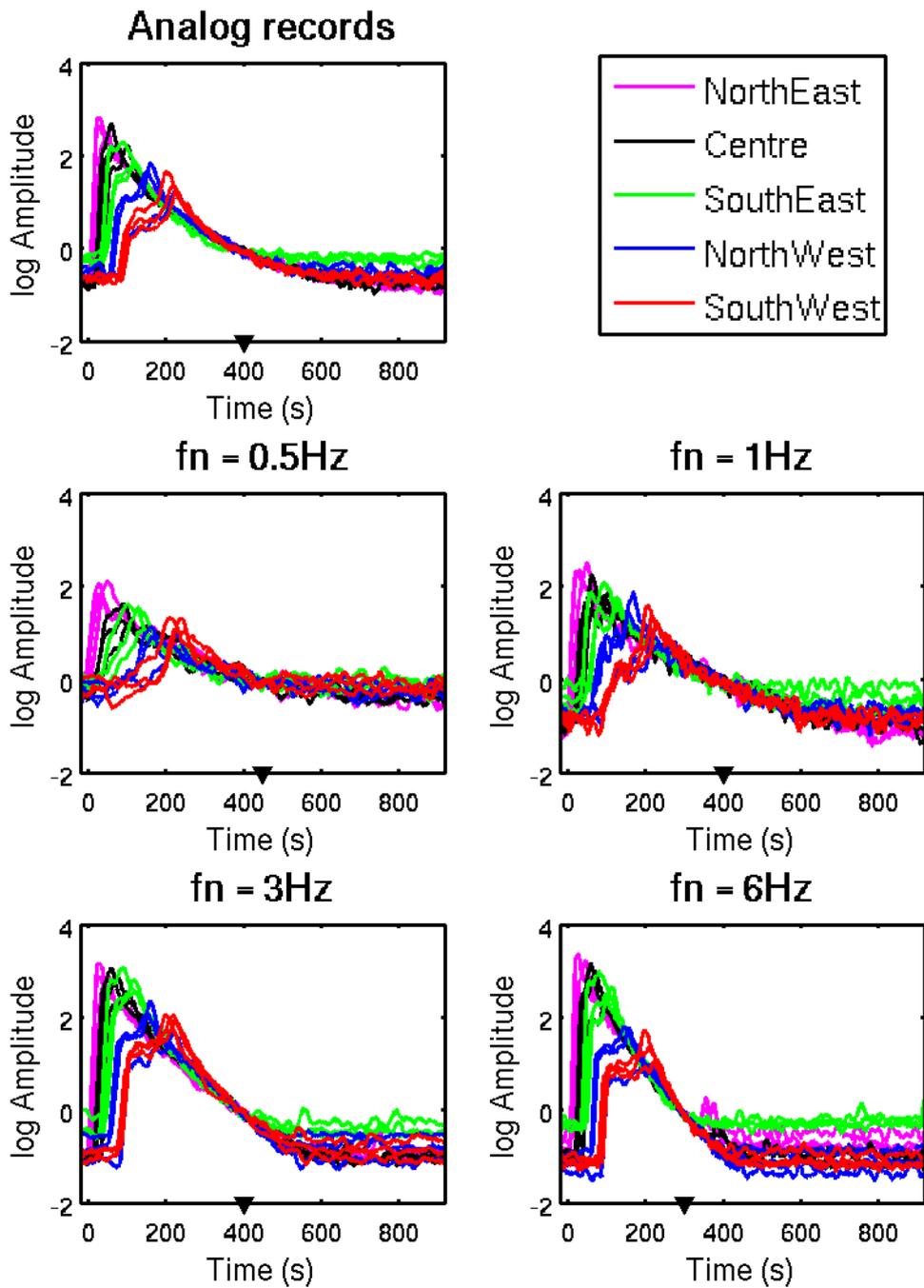
Annexe 1. 3: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°122832.



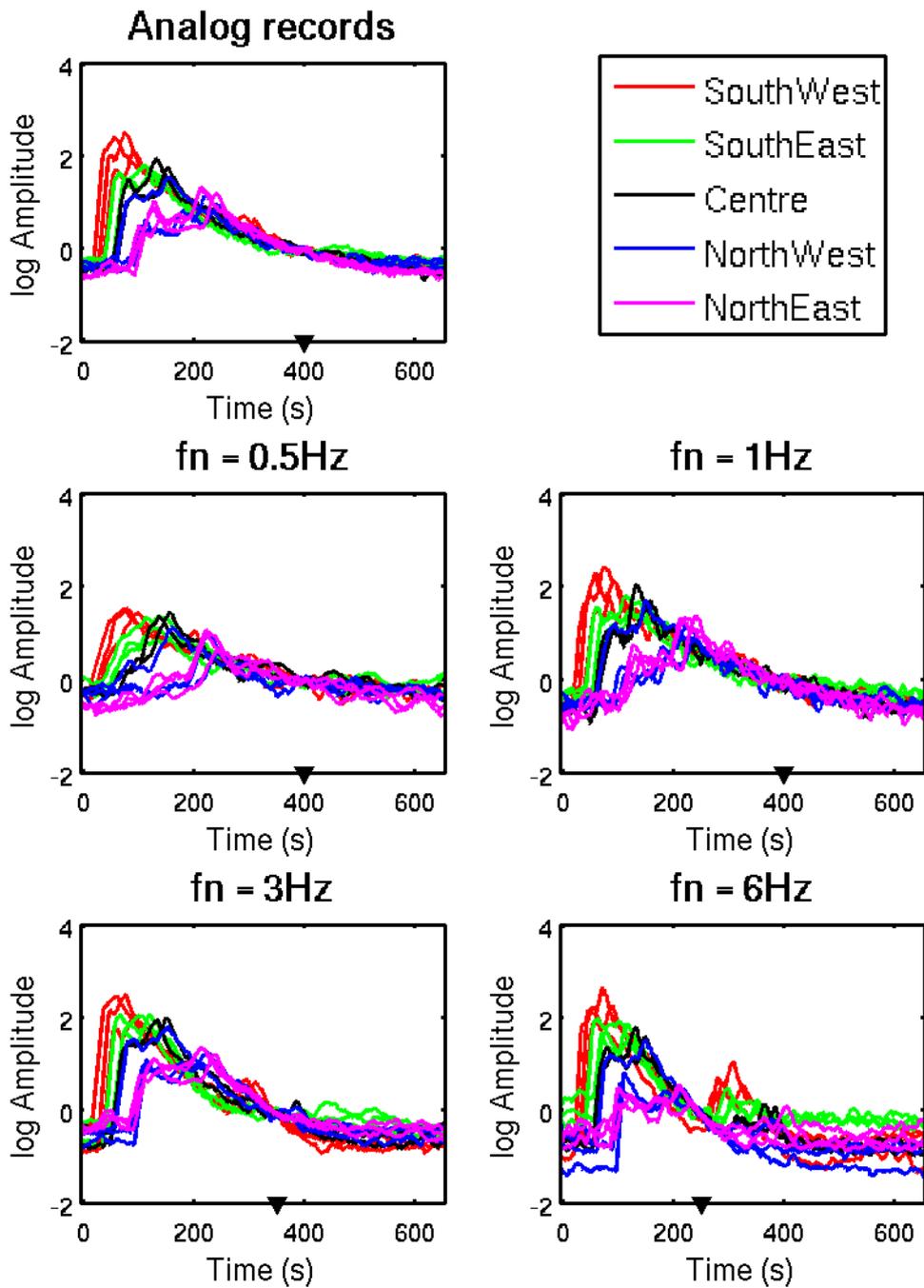
Annexe 1. 4: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°138271.



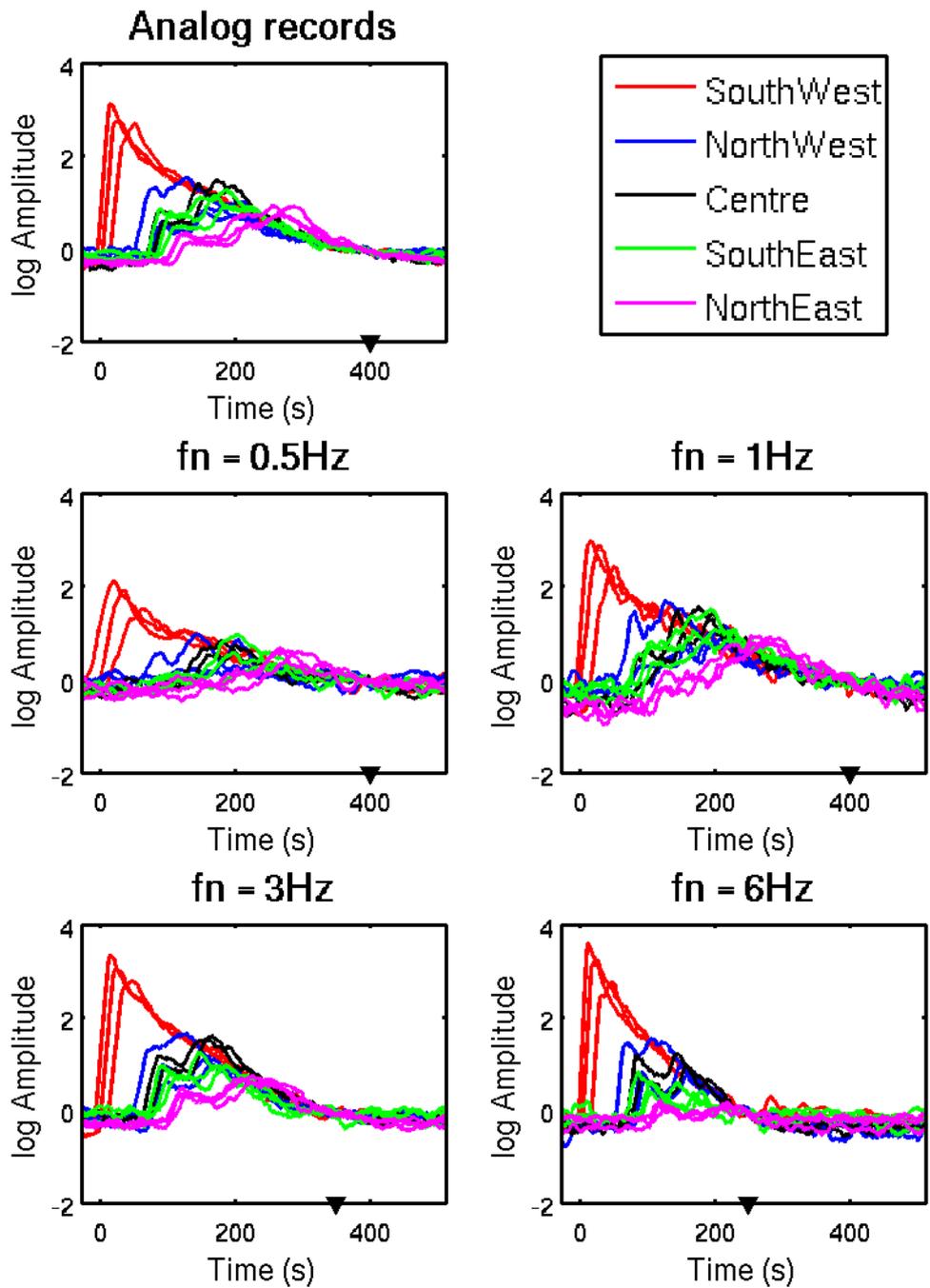
Annexe 1. 5: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°138926.



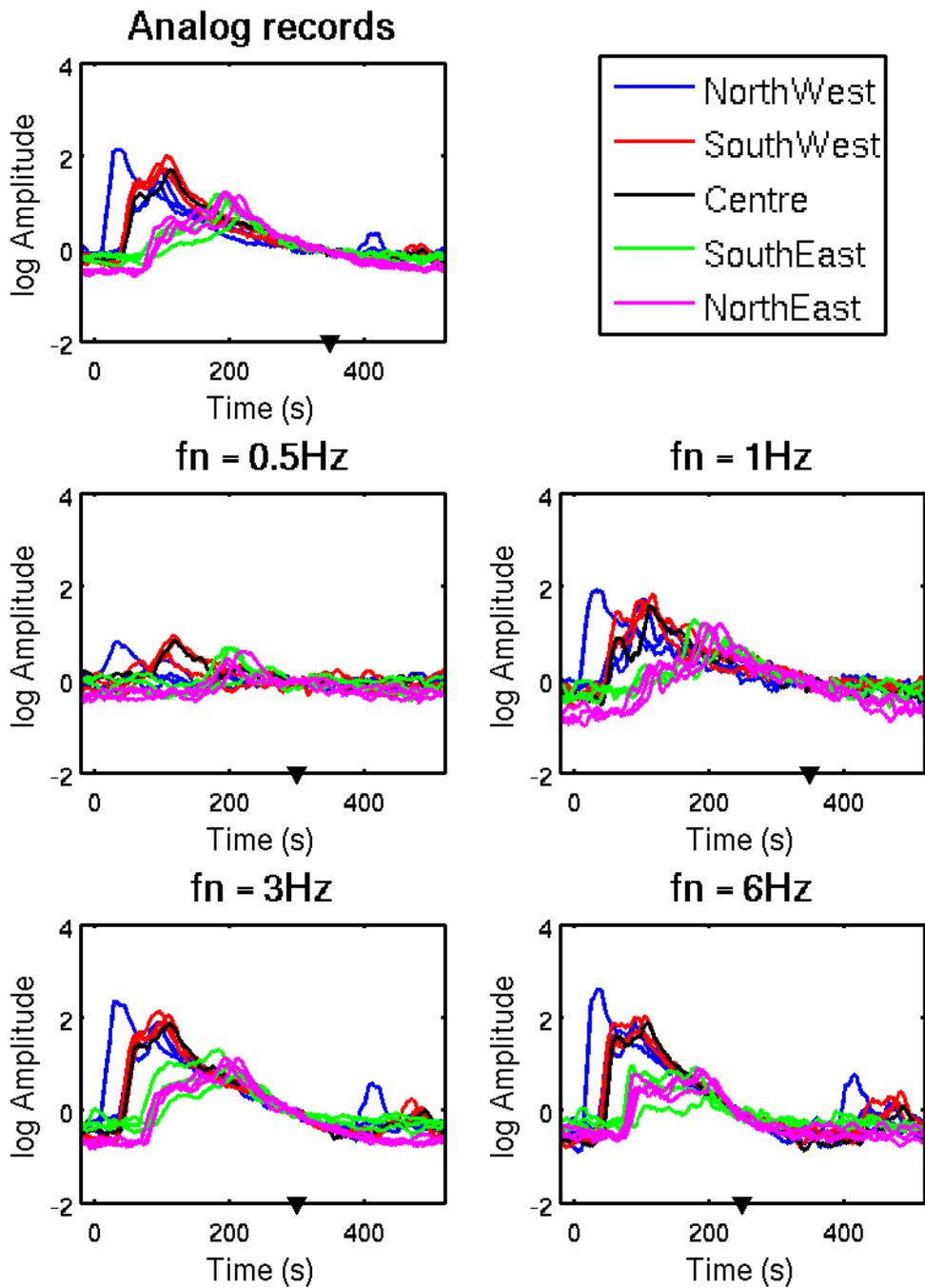
Annexe 1. 6: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°149307.



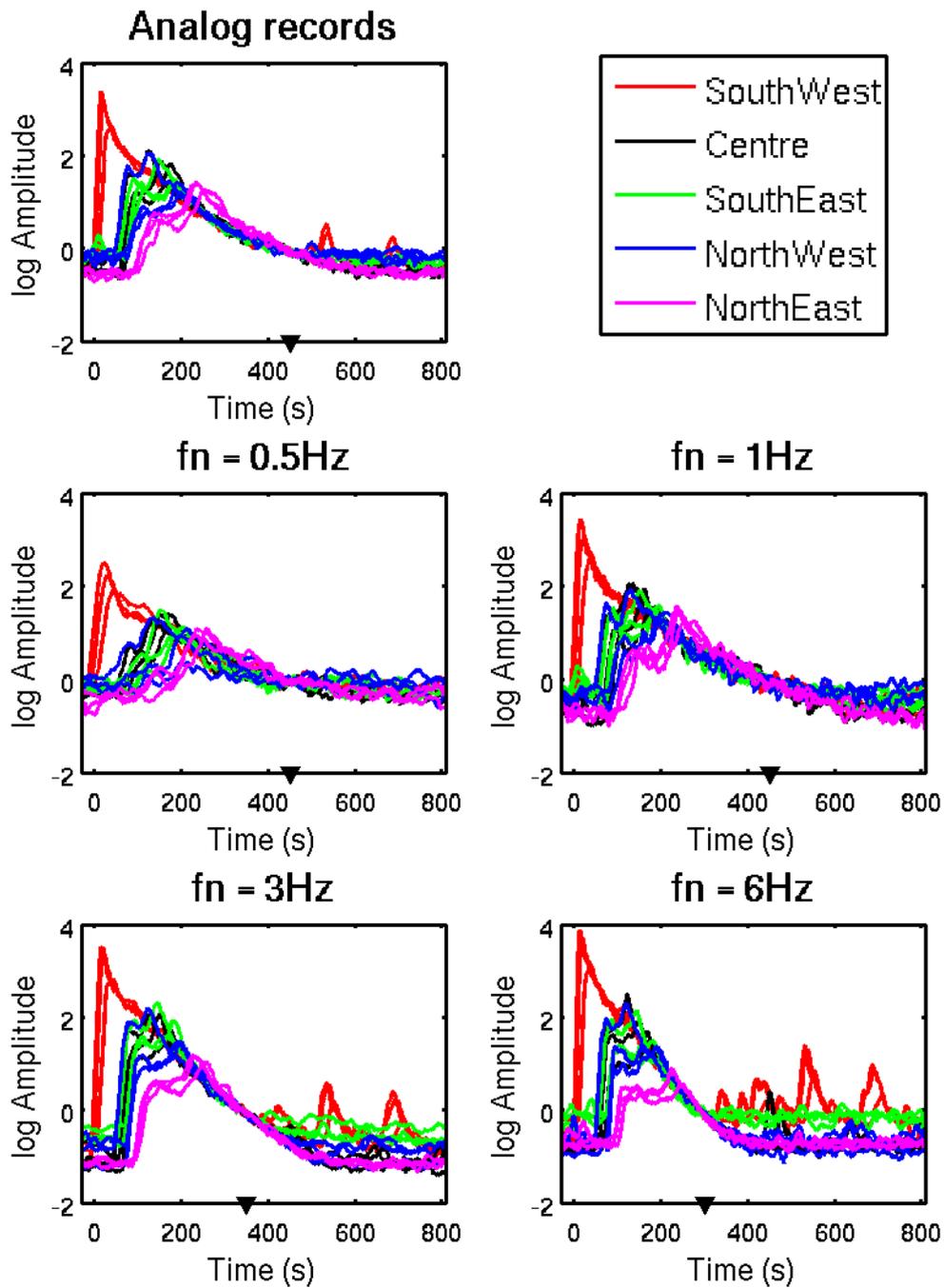
Annexe 1. 7: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°161313.



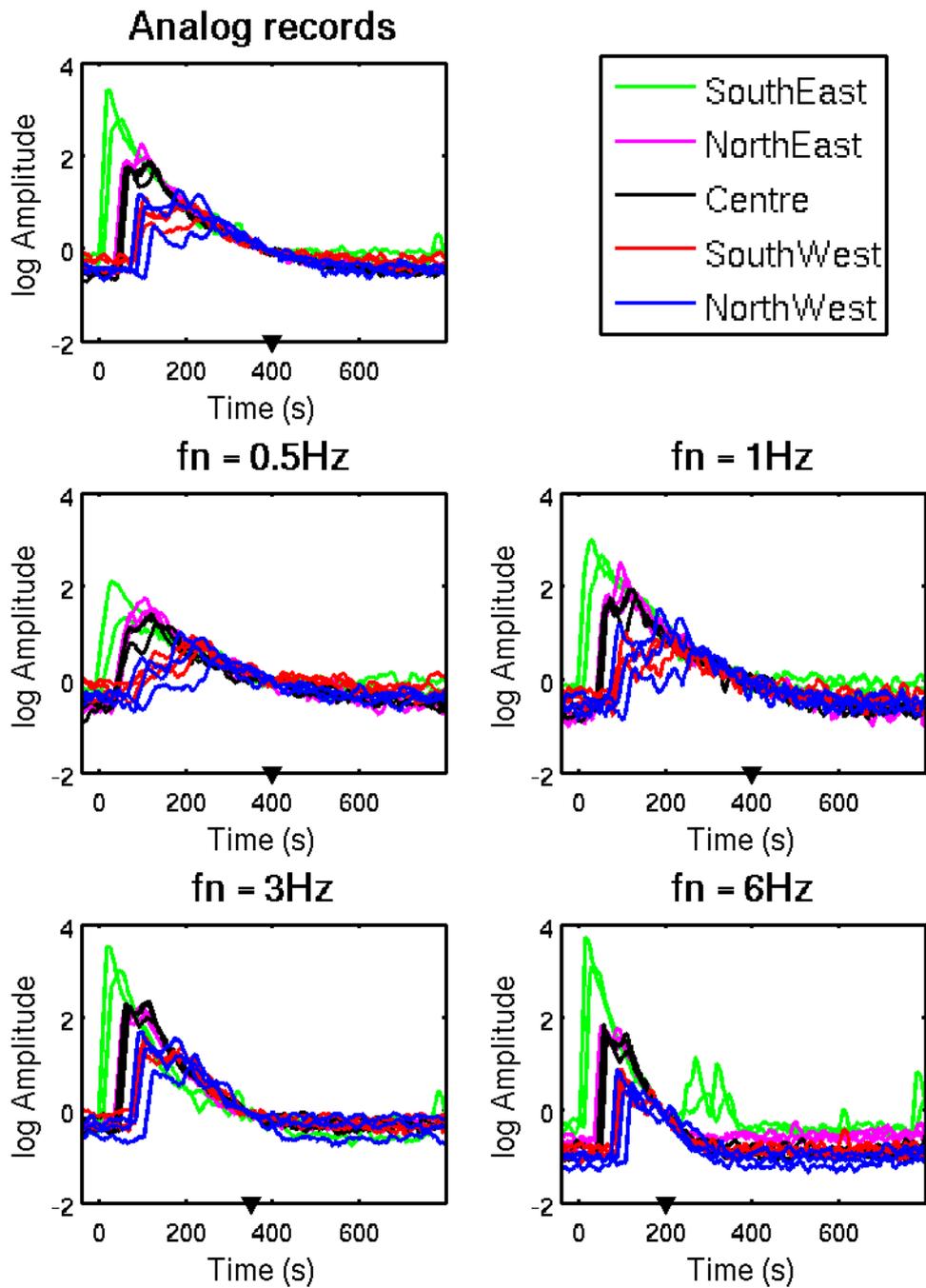
Annexe 1. 8: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°161607.



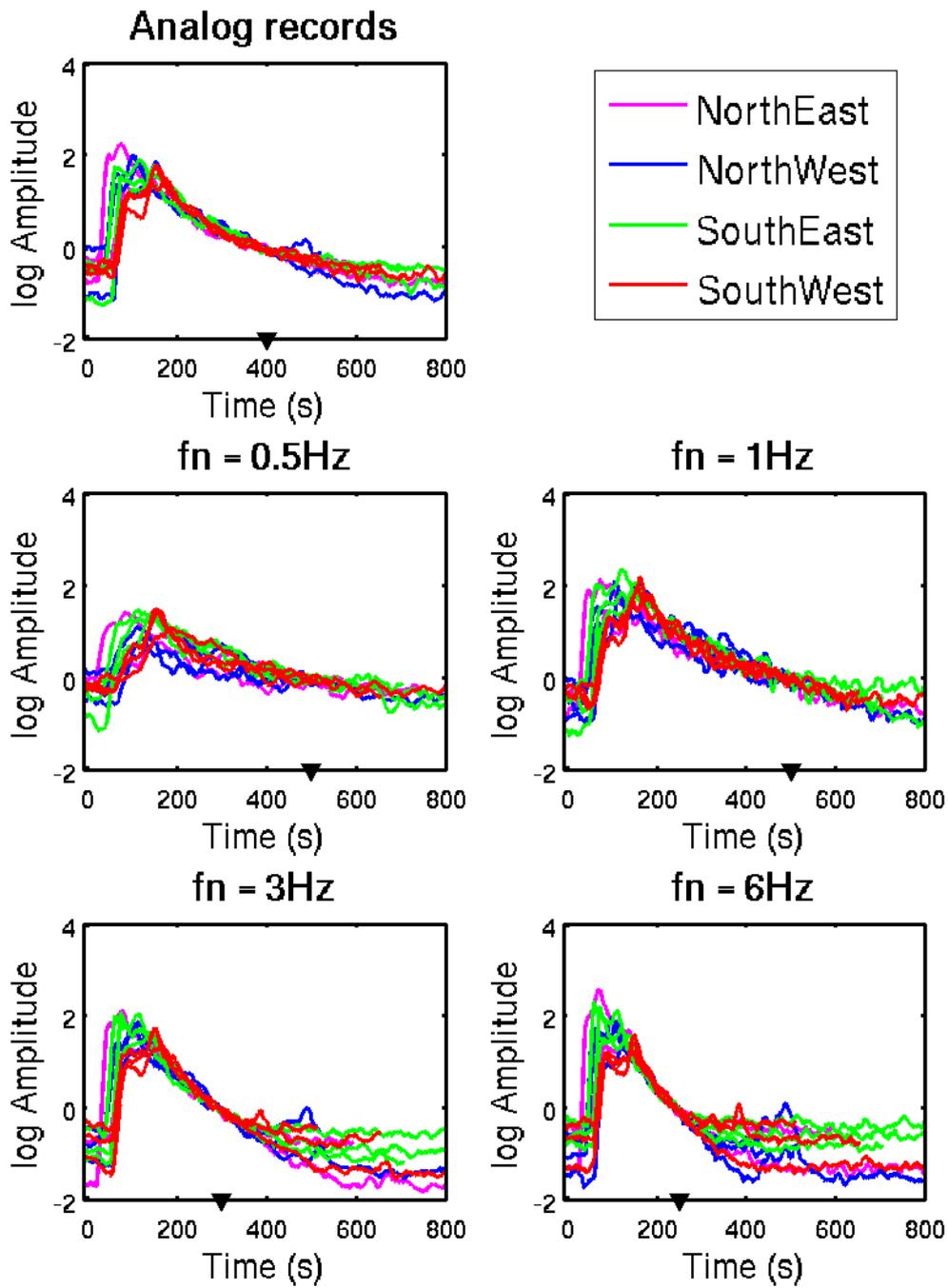
Annexe 1. 9: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°170660.



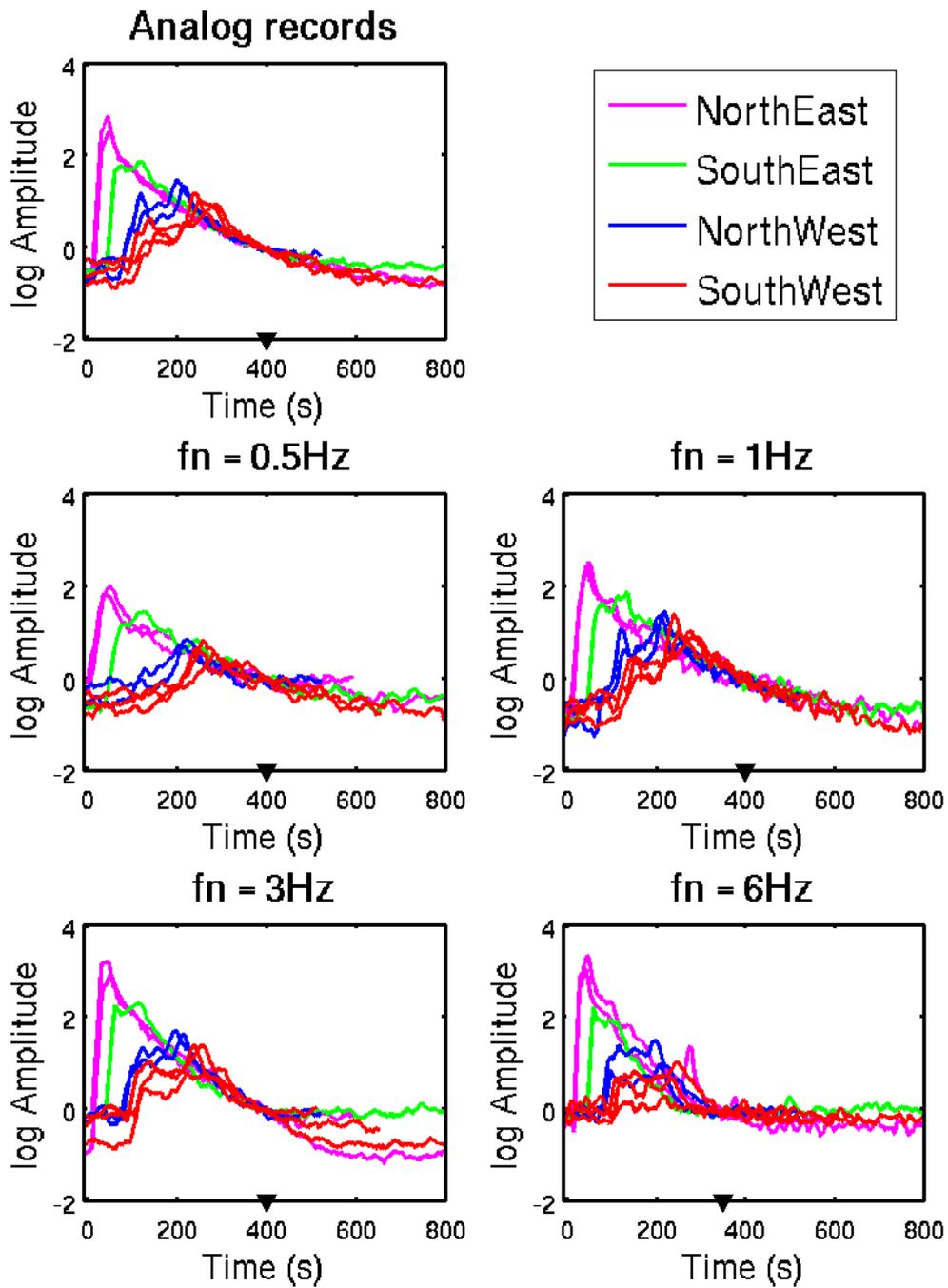
Annexe 1. 10: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°185260.



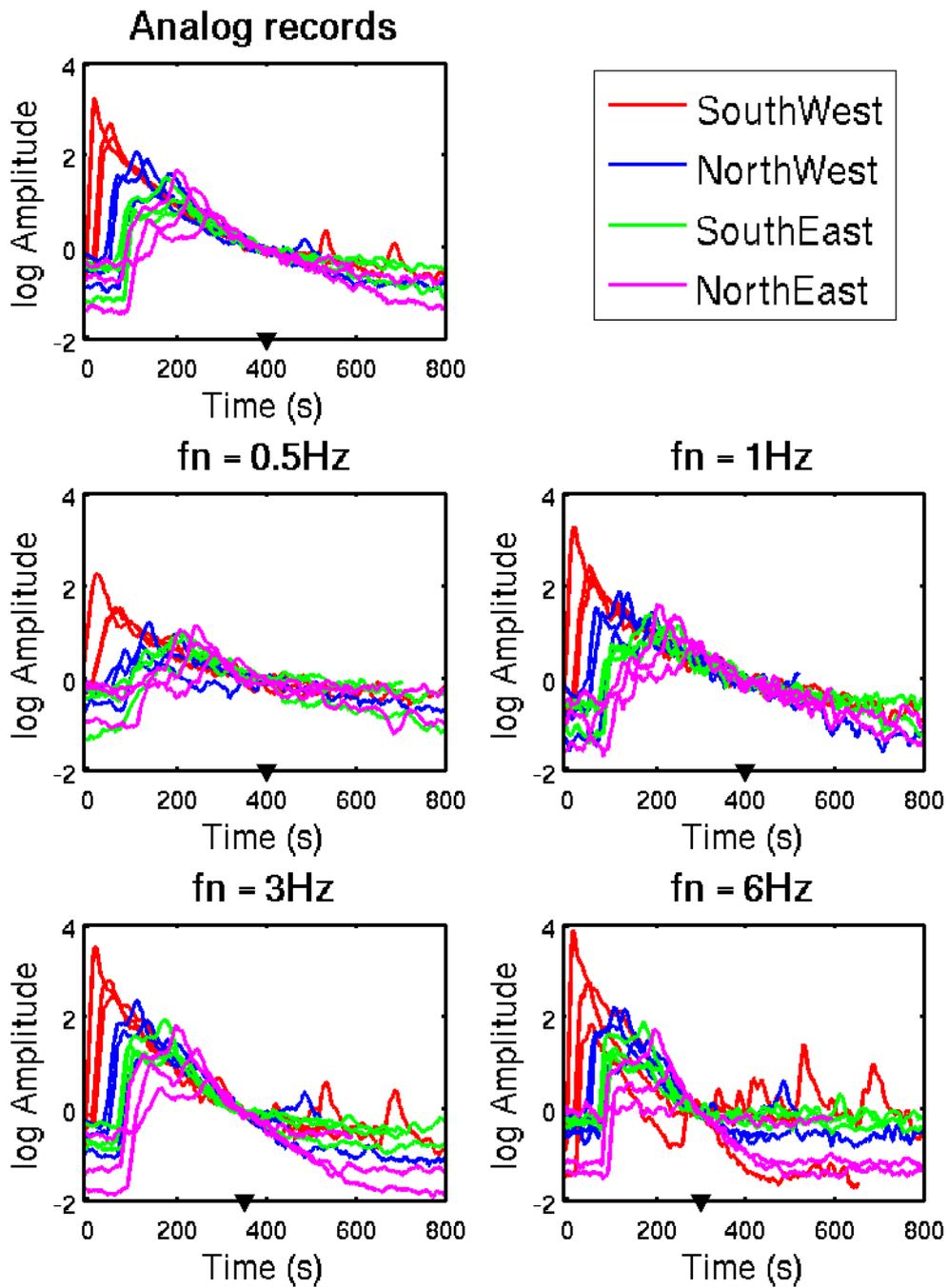
Annexe 1. 11: Figure similaire à la figure III. 7 pour l'évènement n°261806.



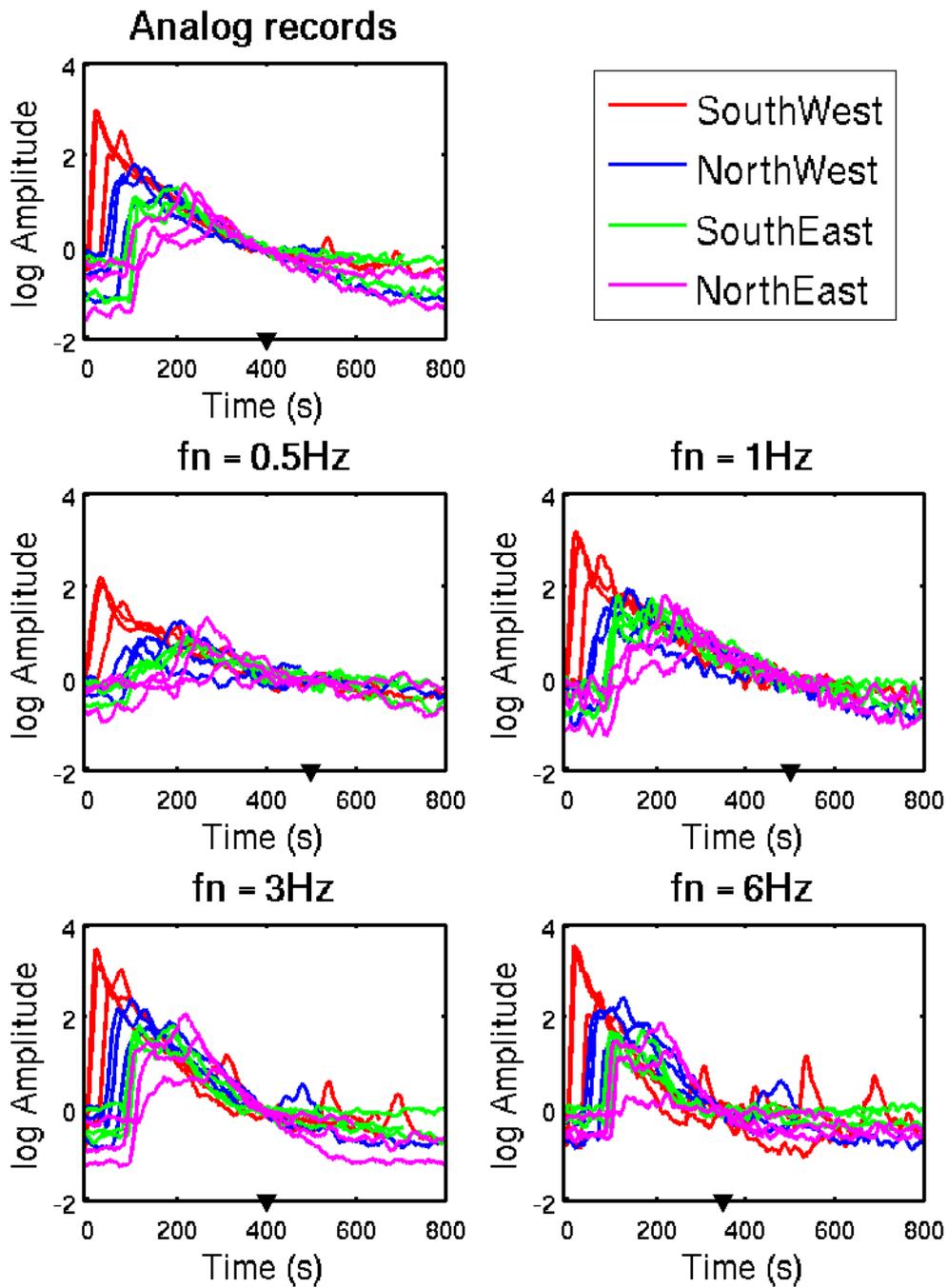
Annexe 1. 12: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station AVF.



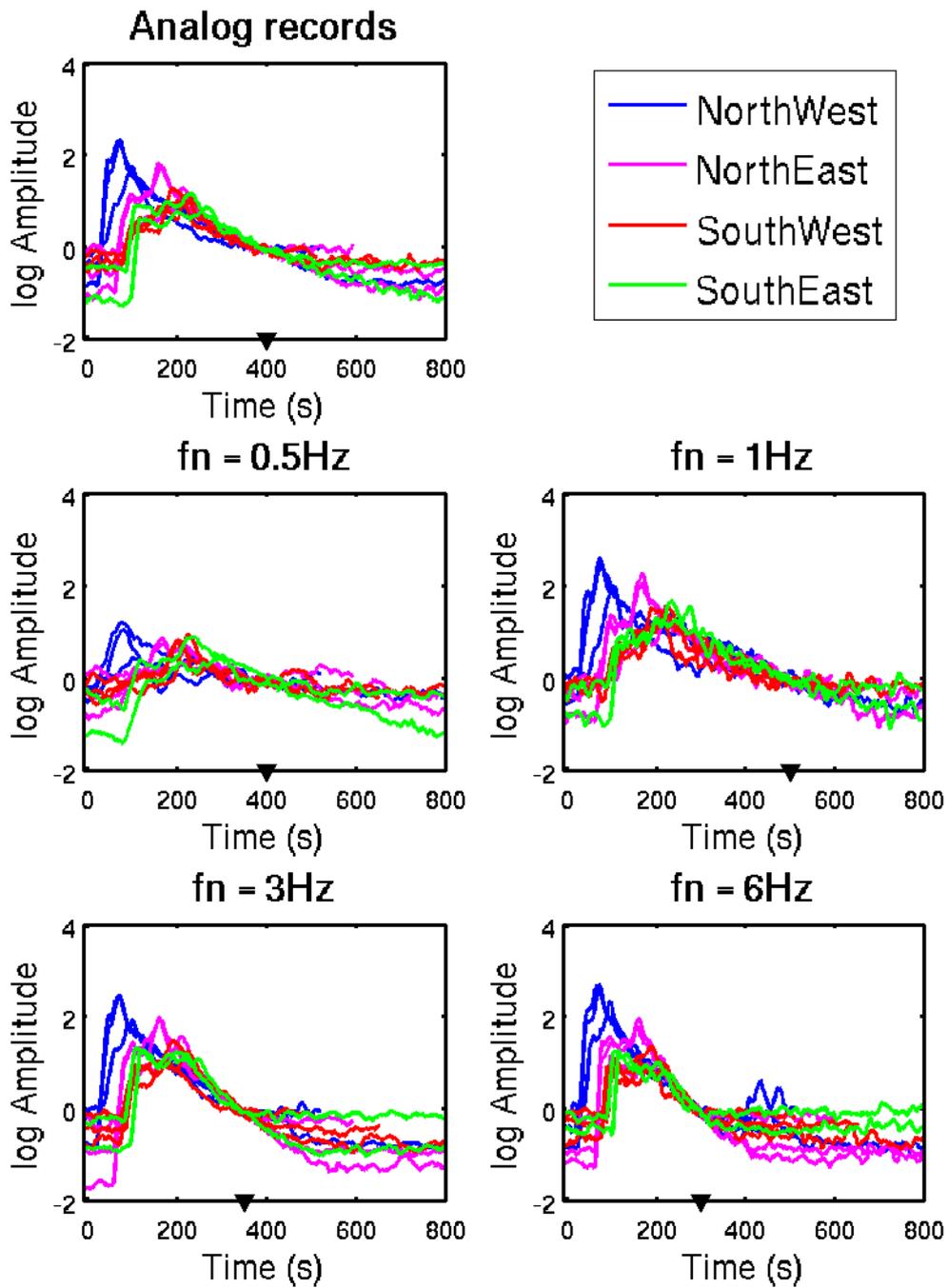
Annexe 1. 13: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station CDF.



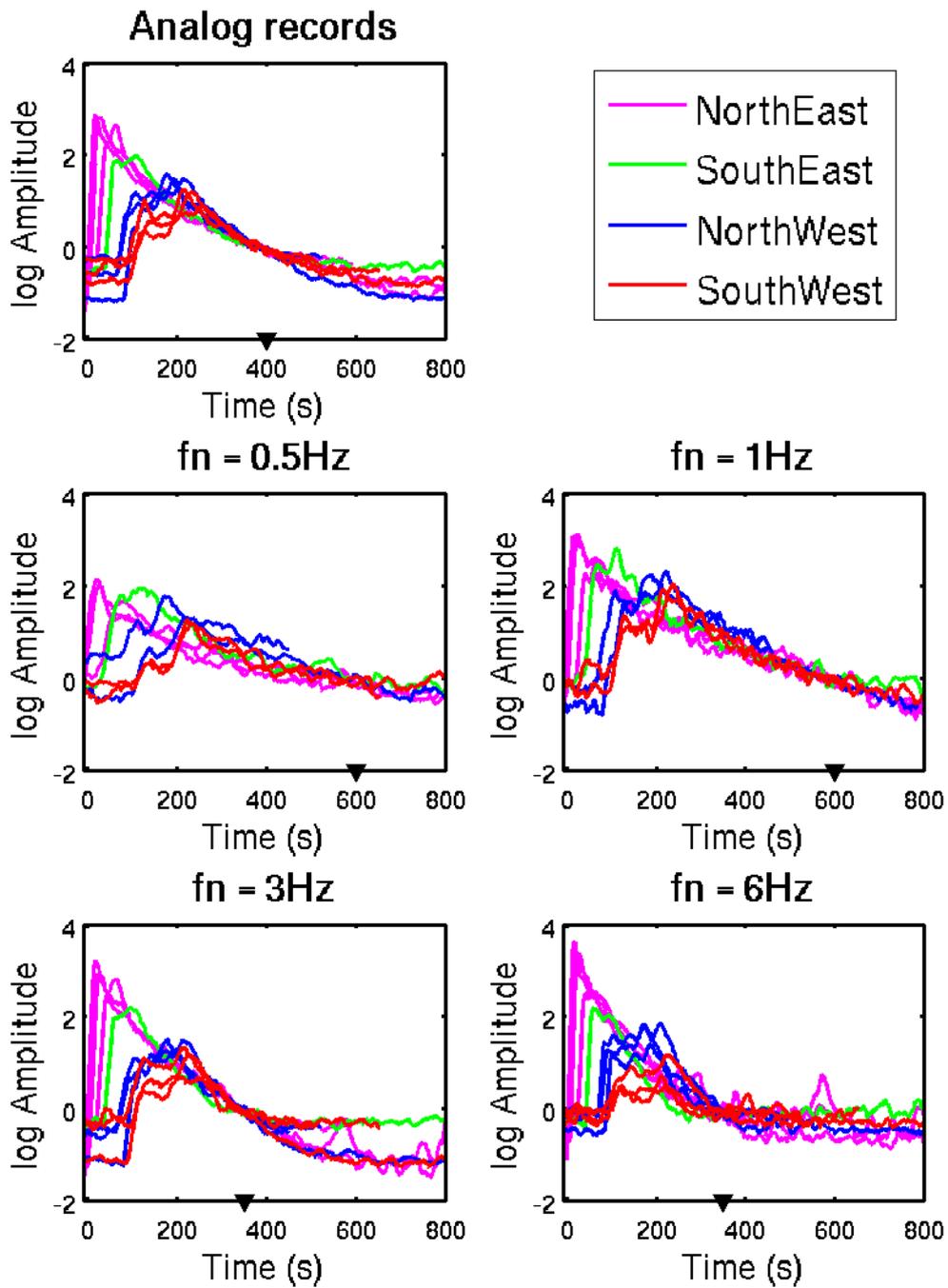
Annexe 1. 14: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station EPF.



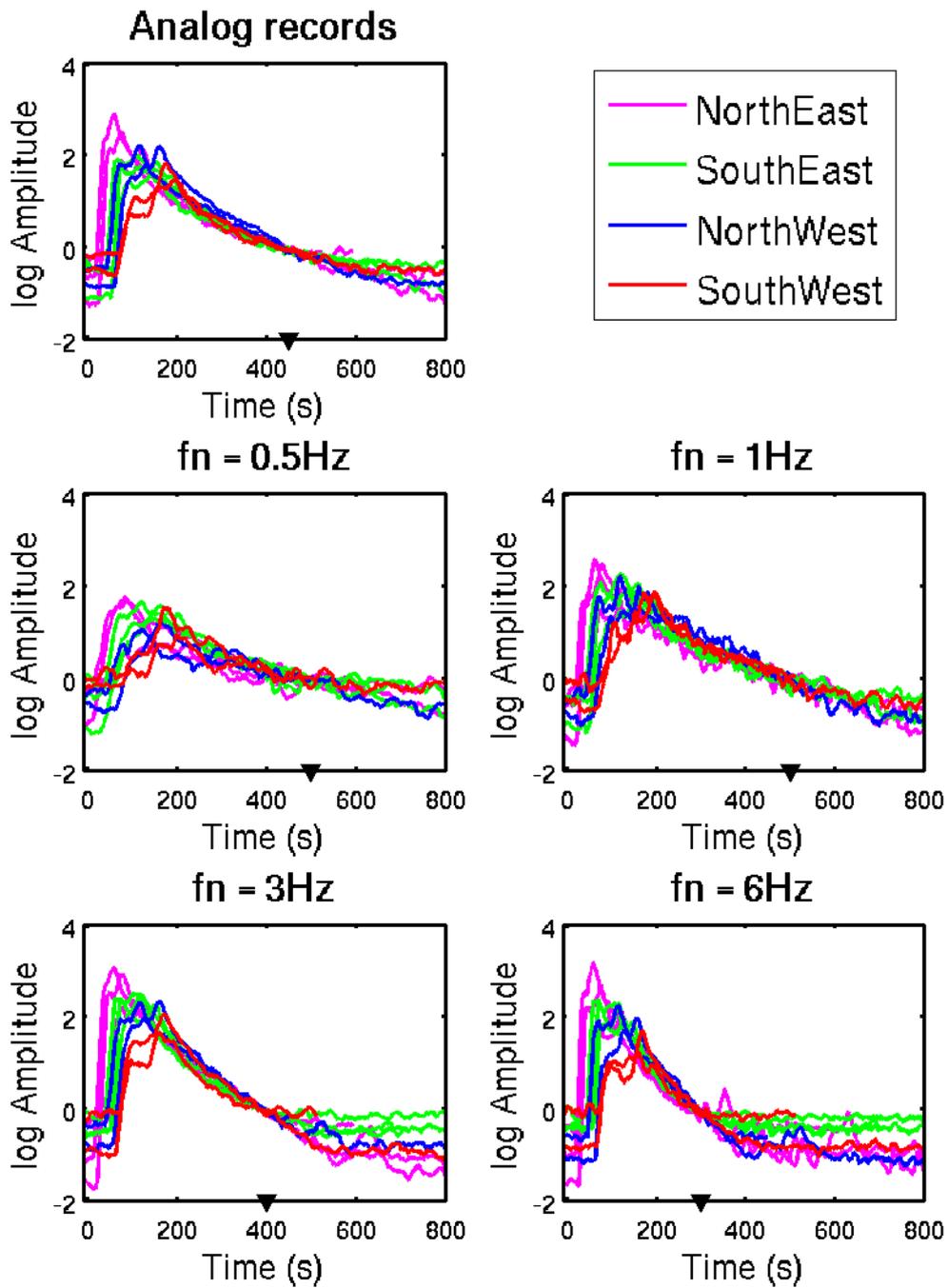
Annexe 1. 15: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station ETSF.



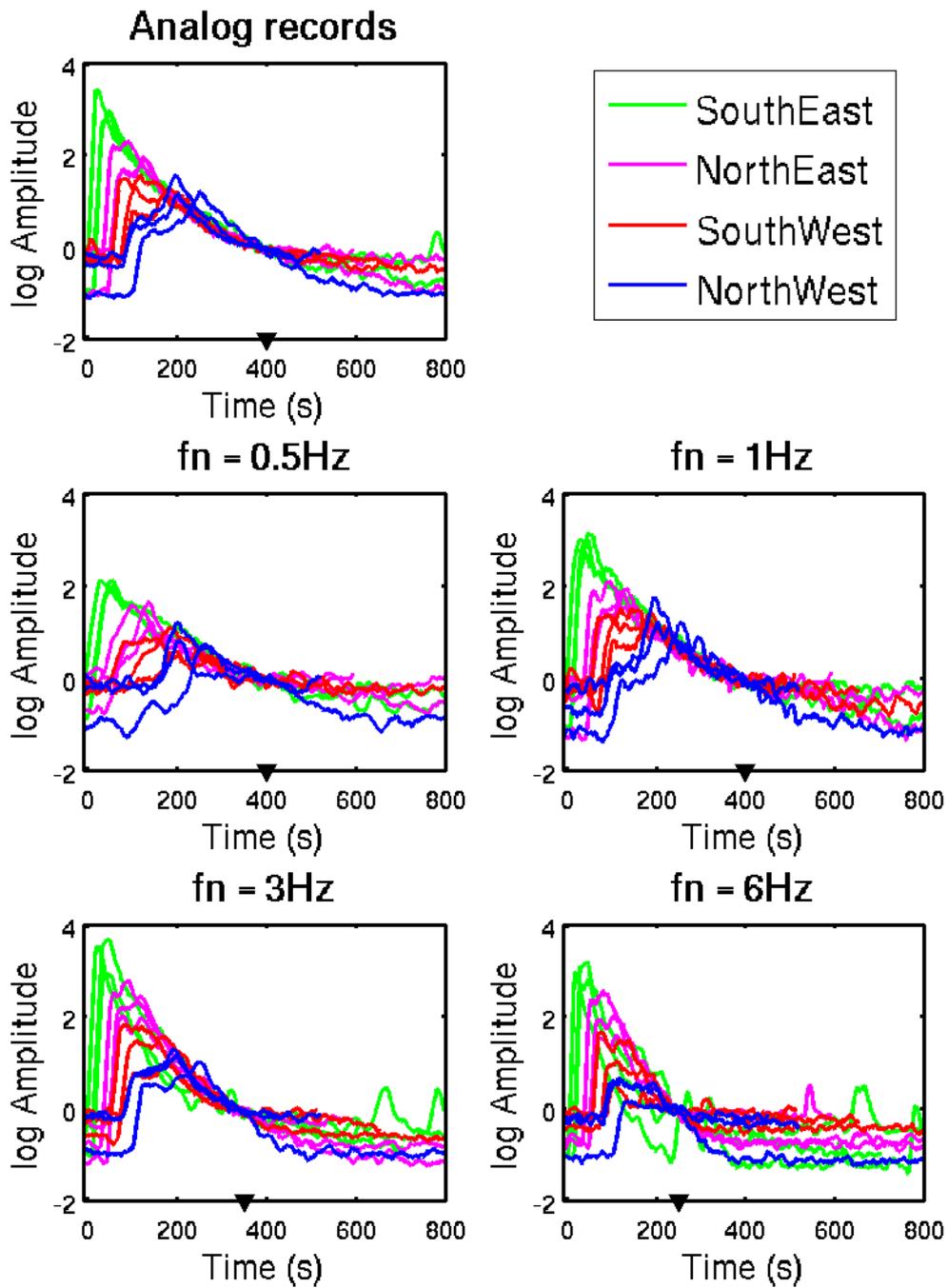
Annexe 1. 16: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station FLN.



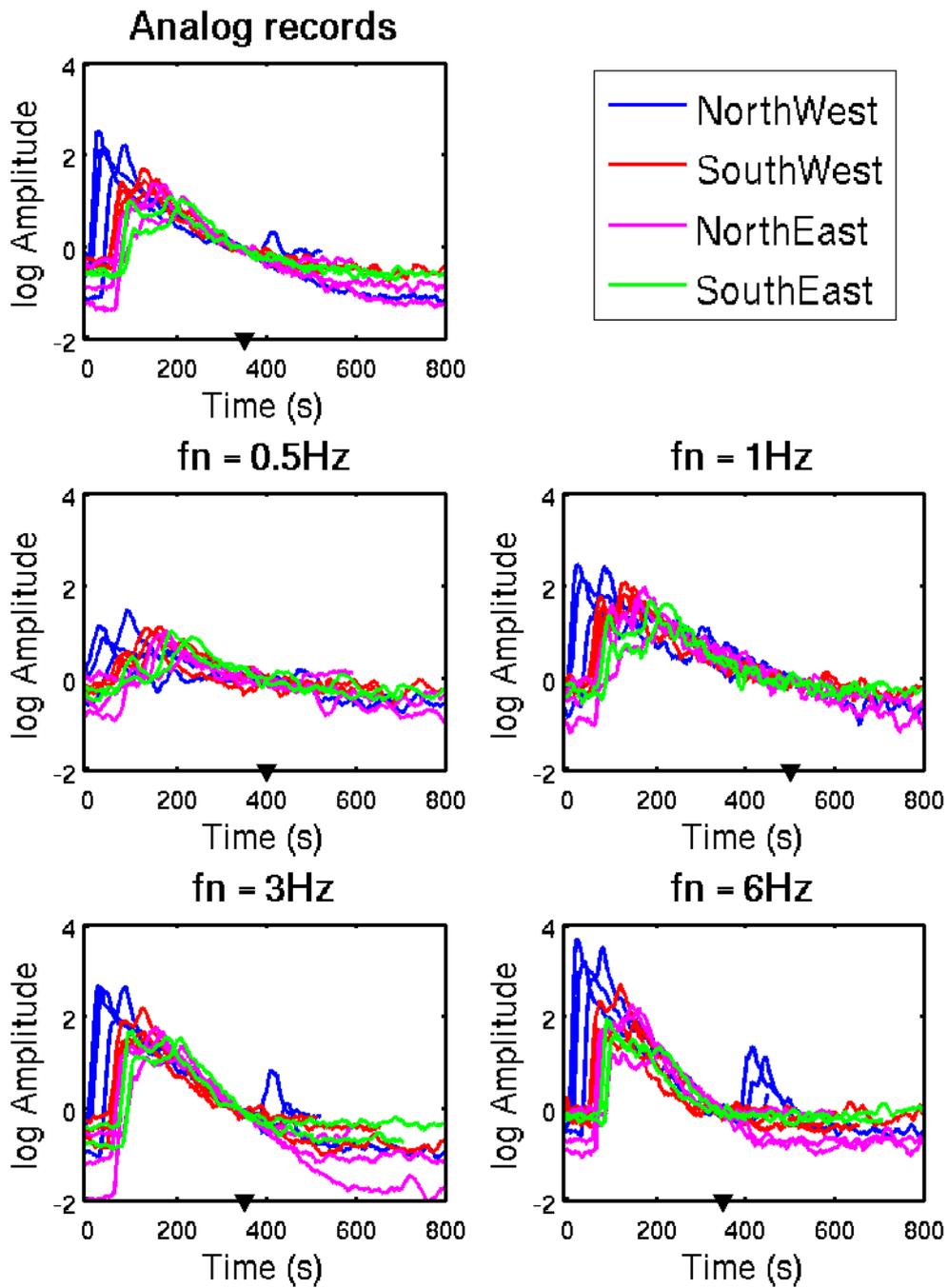
Annexe 1. 17: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station HAU.



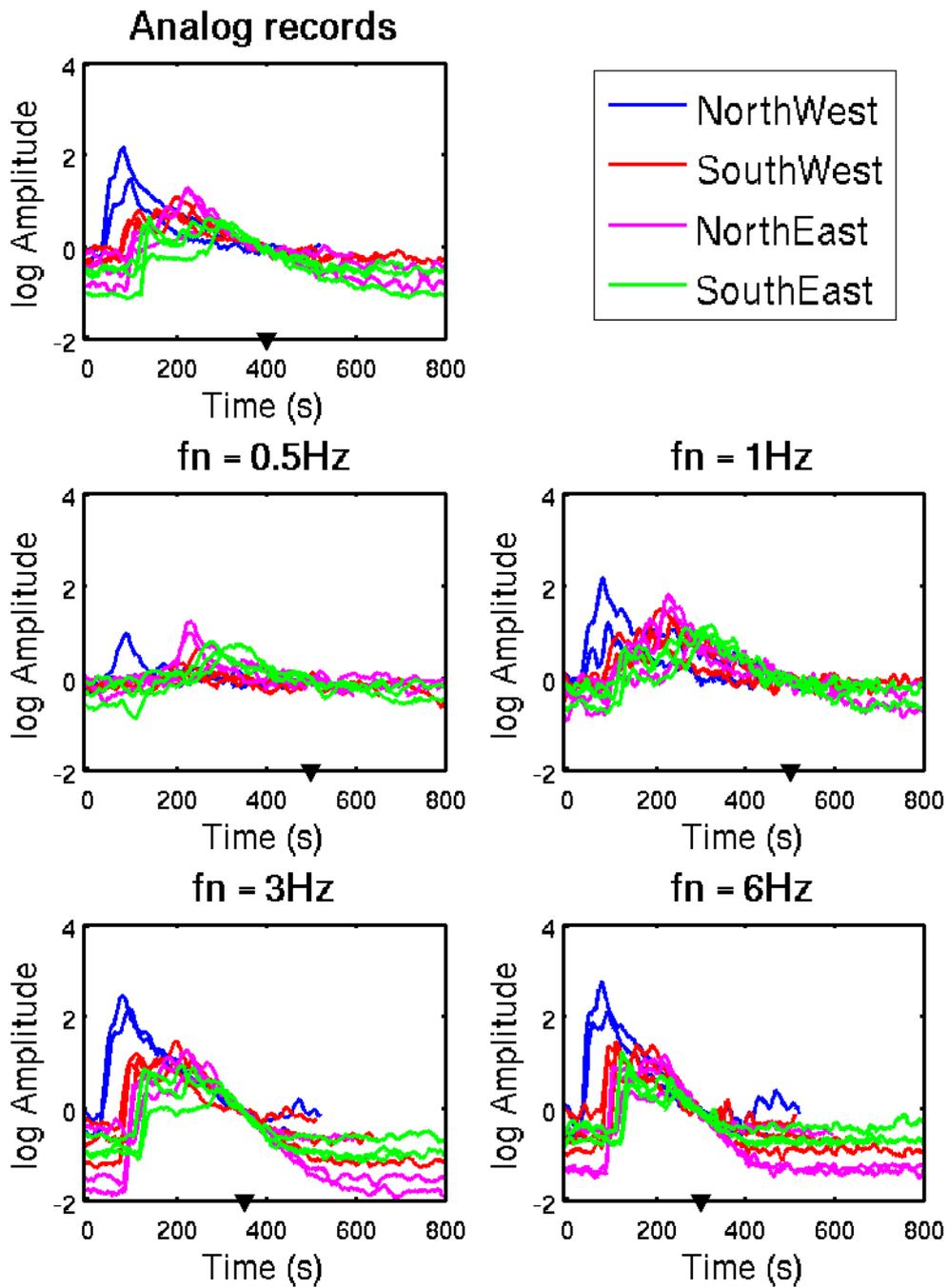
Annexe 1. 18: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station LOR.



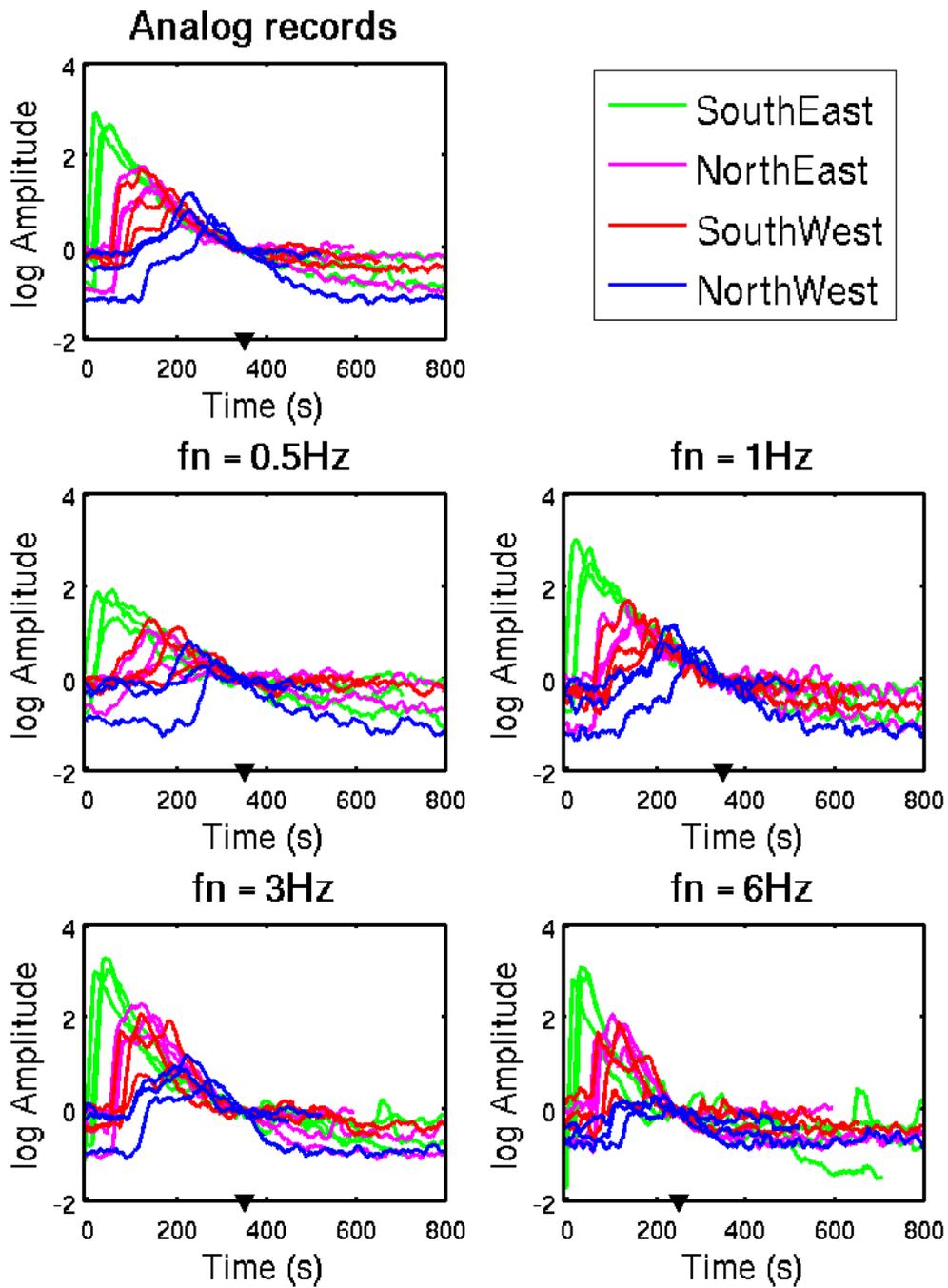
Annexe 1. 19: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station MBDF.



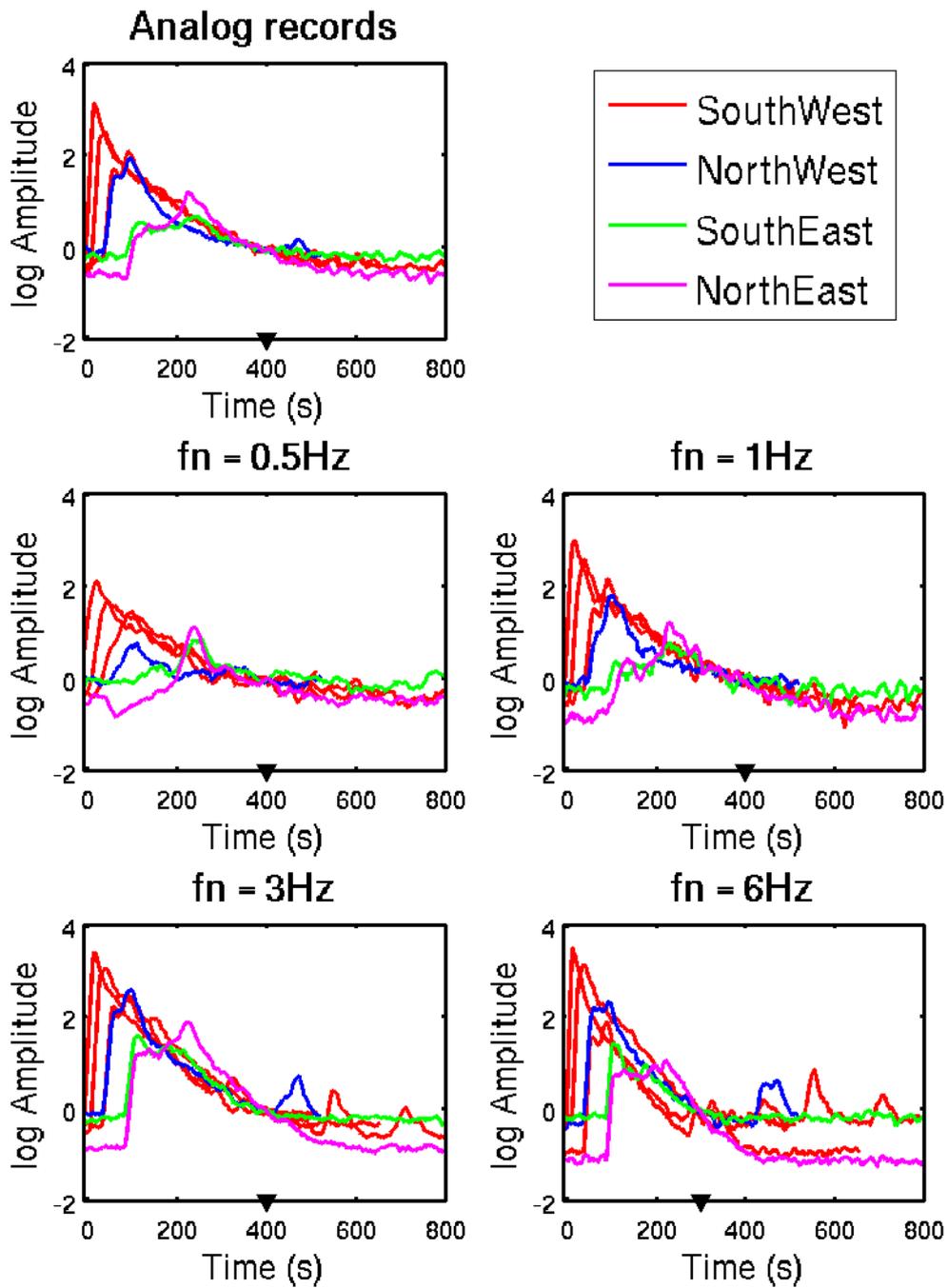
Annexe 1. 20: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station MFF.



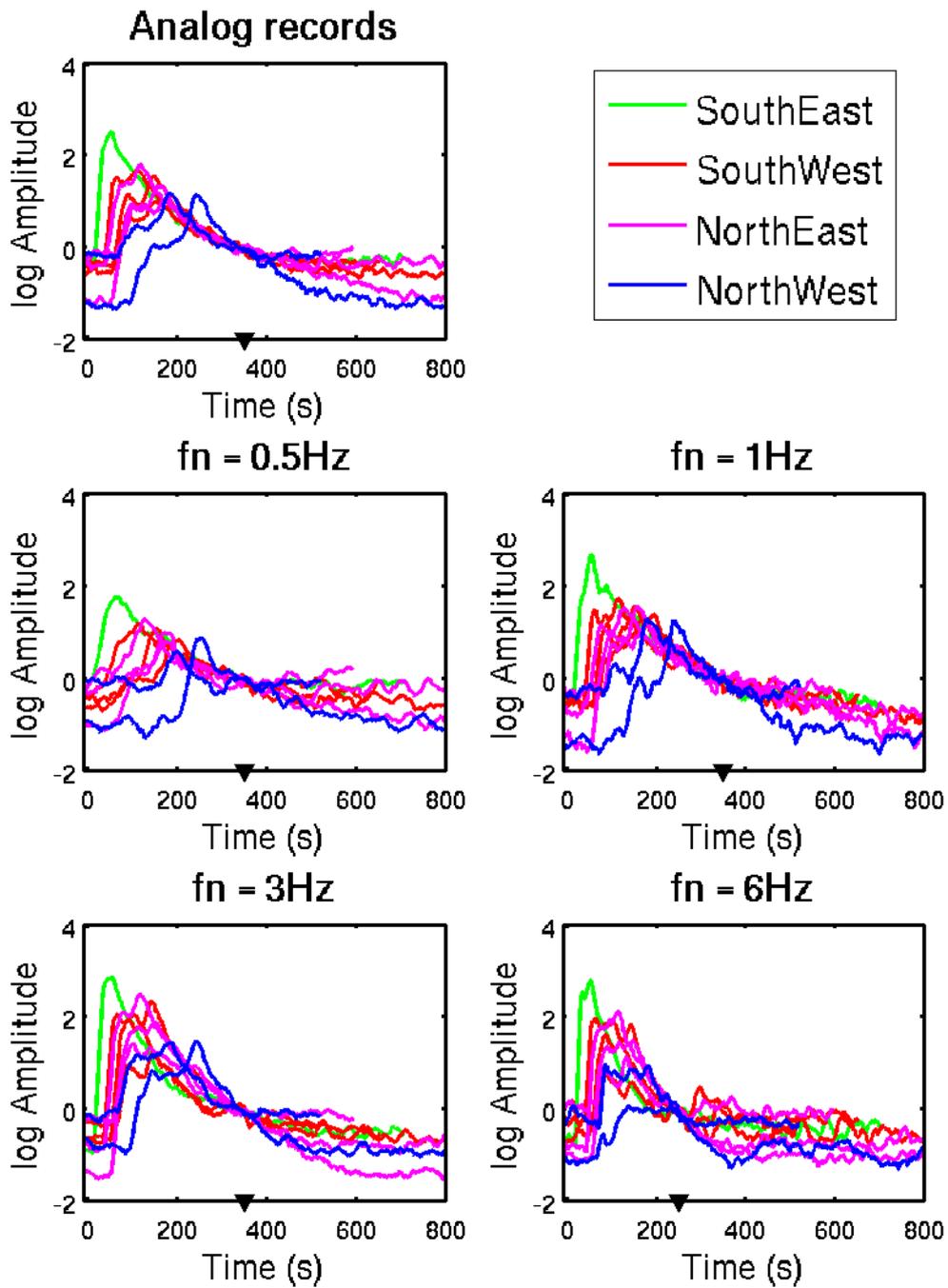
Annexe 1. 21: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station ROSF.



Annexe 1. 22: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station SBF.

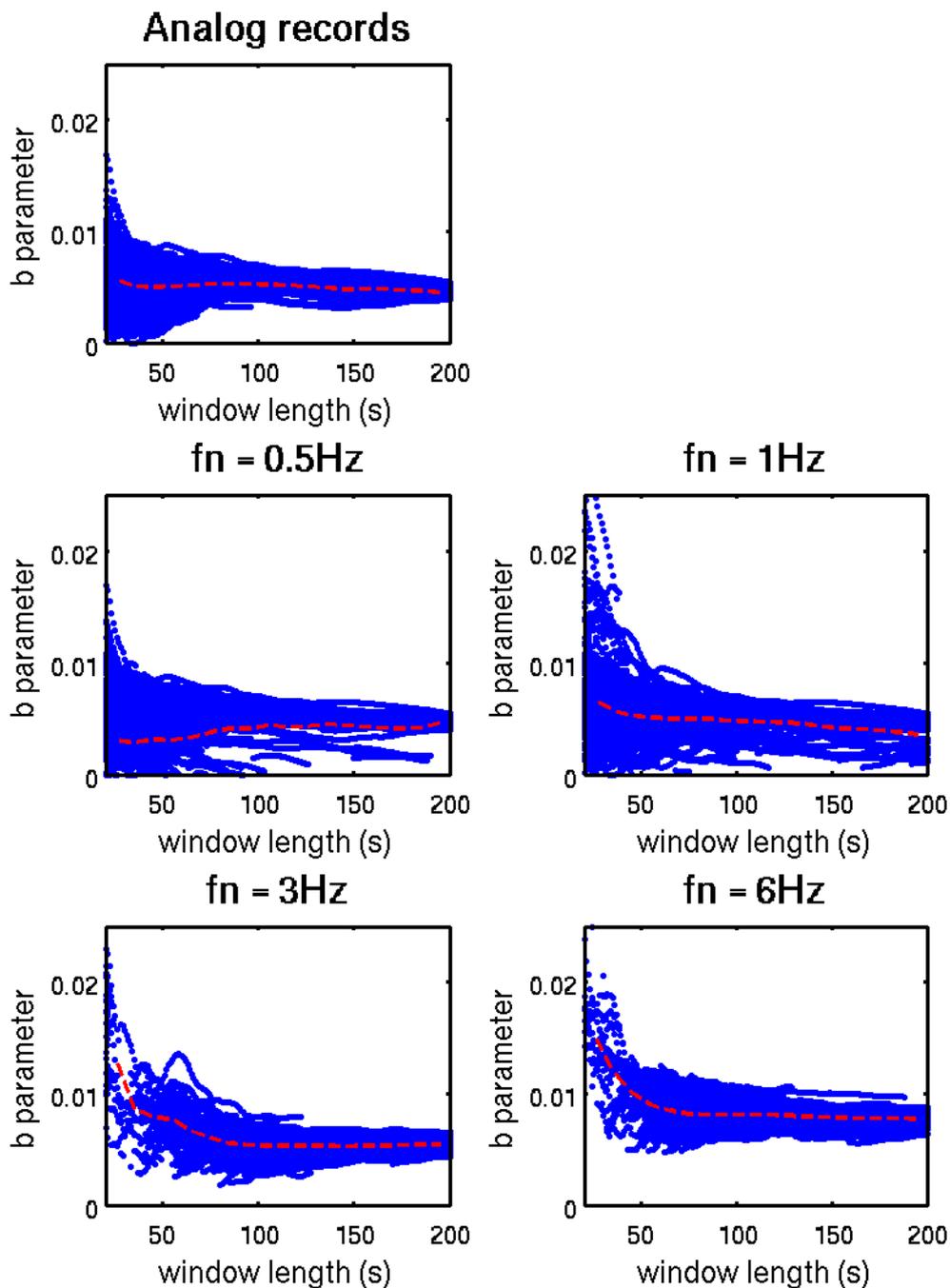


Annexe 1. 23: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station SJPF.

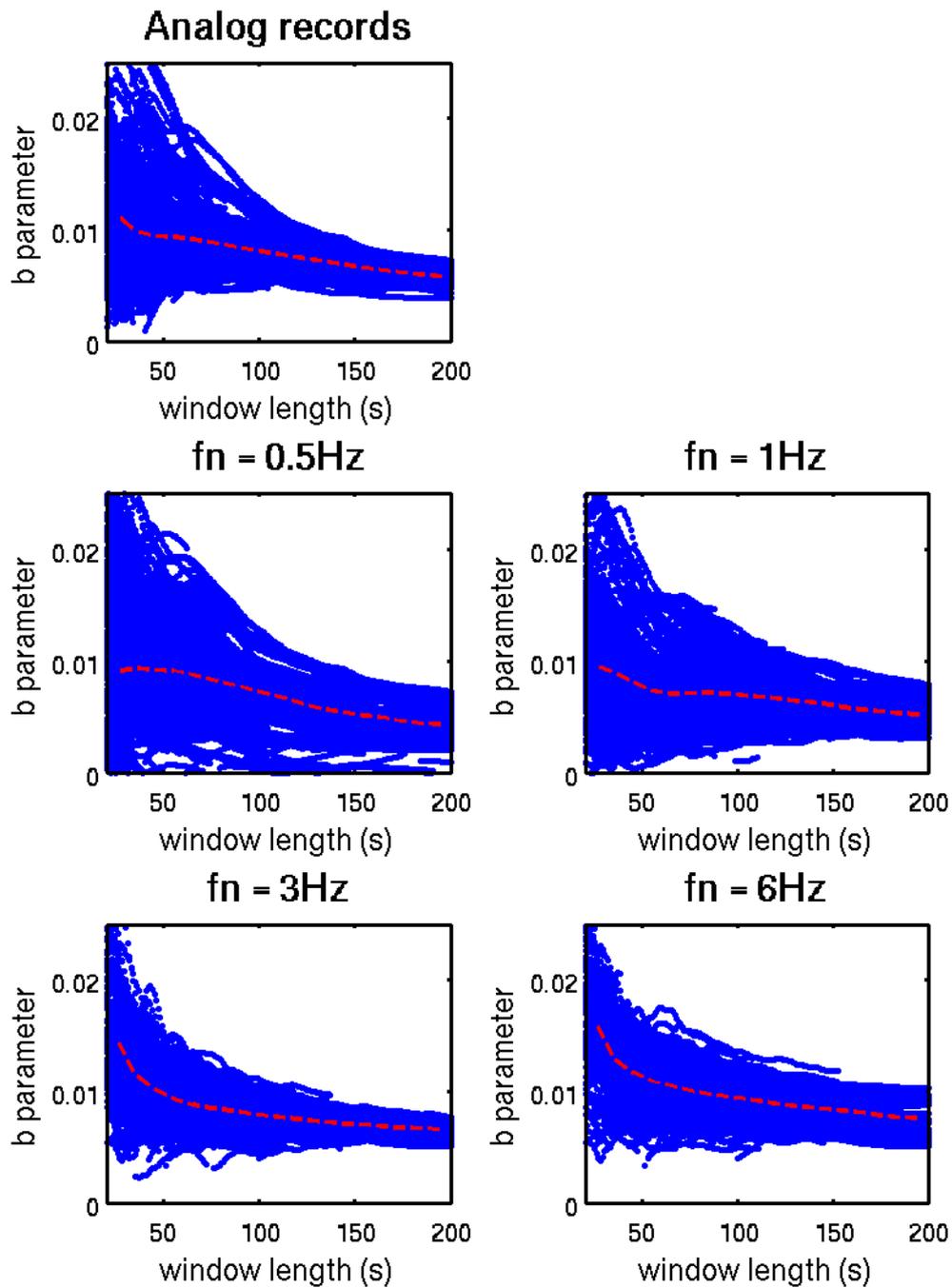


Annexe 1. 24: Figure similaire à la figure III. 10 pour la station SMRF.

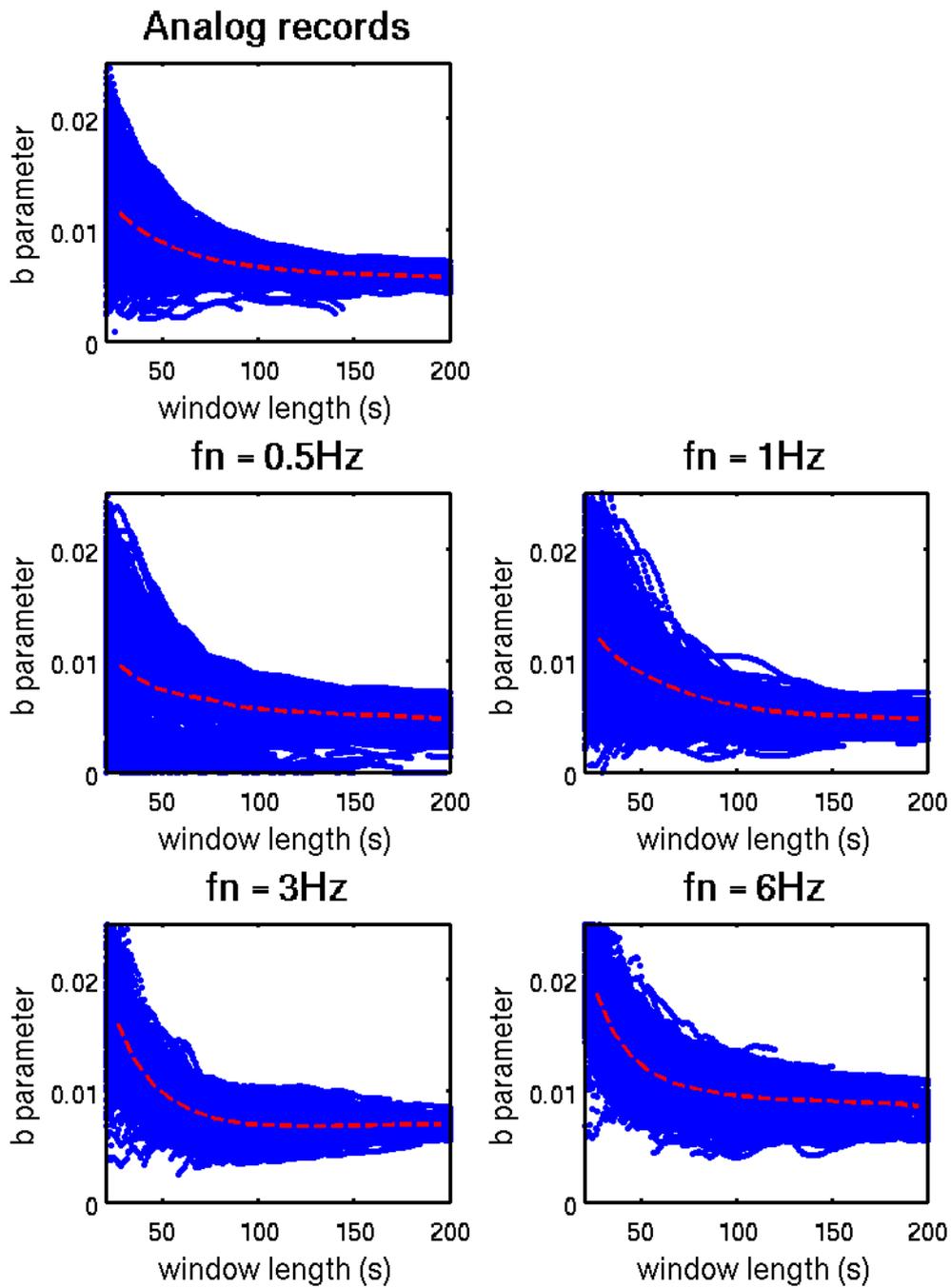
Annexe 2 : Variation de la valeur du paramètre b avec la taille de la fenêtre de coda



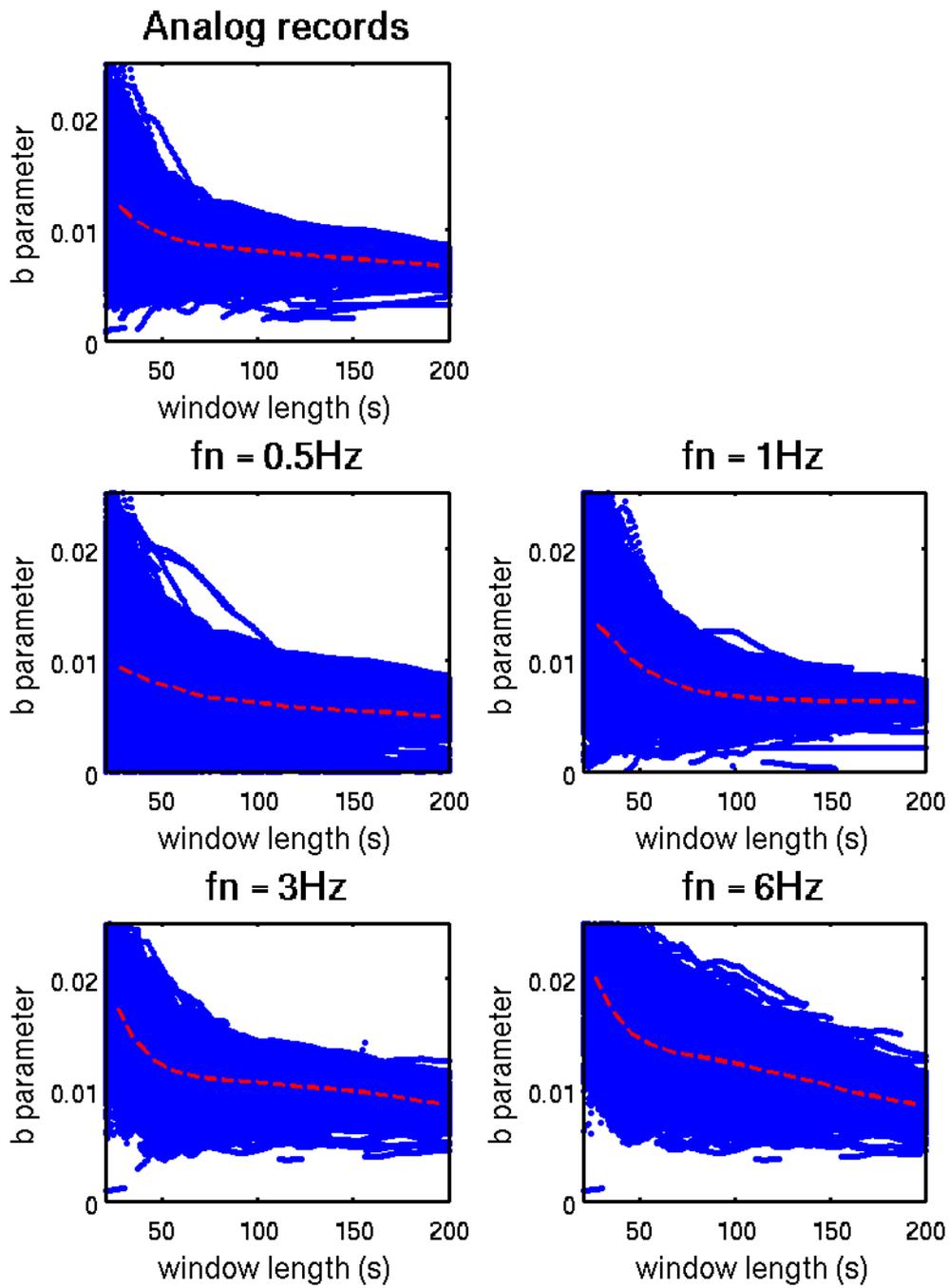
Annexe 2. 1: Variation de la valeur du paramètre b en fonction de la taille de la fenêtre de coda (entre 20 et 200 secondes) pour tous les sismogrammes de la région nord-ouest filtrés dans quatre bandes de fréquence étroites centrées sur f_n et une large bande de fréquence [0.3-7Hz] correspondant au système d'enregistrement analogique. Chaque point bleu représente la valeur de b estimée à partir d'un enregistrement dans une longueur de fenêtre donnée. La ligne pointillée rouge correspond à la valeur moyenne de b pour chaque taille de fenêtre.



Annexe 2. 2: Môme figure que l'Annexe 2. 1 pour la région nord-est.



Annexe 2. 3: Môme figure que l'Annexe 2. 1 pour la région sud-ouest.



Annexe 2. 4: Môme figure que l'Annexe 2. 1 pour la région sud-est.

Annexe 3 : Magnitude de moment M_w de référence

| Date | Heure | Lat | Lon | M_L | M_{w1} | M_{w2} | M_{w3} | M_{w4} | M_{w5} | M_{w6} | M_{w7} | M_{w8} | M_{w9} |
|------------|-------|-------|-------|-------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 15-05-1997 | 0h24 | 45,2 | 6,61 | 3,85 | | | | 3,2 | | | | | |
| 03-10-1997 | 15h03 | 44,3 | 6,49 | 3,78 | | | | 3,3 | | | | | |
| 31-10-1997 | 4h23 | 44,24 | 6,59 | 4,69 | | | | 4 | | | | 4,3 | |
| 06-11-1997 | 12h39 | 44,39 | 6,55 | 3,6 | | | | 3,2 | | | | | |
| 08-11-1997 | 1h56 | 44 | 8,05 | 3,99 | | | | 3,5 | | | | | |
| 11-04-1998 | 11h05 | 44,59 | 7,33 | 4,01 | | | | 3,5 | | | | | |
| 11-01-1999 | 3h36 | 45,04 | 5,77 | 4,21 | | | | 3,5 | | | | | |
| 14-02-1999 | 5h57 | 46,8 | 7,23 | 4,72 | | | | 4 | | | | | |
| 28-08-1999 | 15h03 | 45,27 | 6,52 | 3,63 | | | | 3,2 | | | | | |
| 13-09-1999 | 23h27 | 45,46 | 5,45 | 3,97 | | | | 3,2 | 3,3 | | | | |
| 04-10-1999 | 18h14 | 42,92 | 0,6 | 5,11 | | | | | | | | 4,9 | 4,4 |
| 06-04-2000 | 0h43 | 47,35 | 7,18 | 3,51 | | | | | 3,2 | | | | |
| 26-06-2000 | 19h29 | 44,45 | 6,92 | 3,58 | | | | 3,3 | | | | | |
| 19-08-2000 | 8h37 | 46,03 | 6,67 | 3,97 | | | | 3,4 | 3,4 | | | | |
| 21-8-2000 | 17h14 | 44,73 | 8,72 | 5,45 | | | | | 4,9 | 4,9 | | 4,8 | |
| 02-09-2000 | 11h44 | 44,75 | 8,58 | 3,52 | | | | | 3,2 | | | | |
| 13-11-2000 | 16h30 | 47,22 | 7,49 | 3,85 | | | | 3,2 | | | | | |
| 9-12-2000 | 14h20 | 43,74 | 7,42 | 3,72 | | | | 3,6 | | | | | |
| 23-02-2001 | 22h19 | 46,11 | 6,98 | 3,94 | | | | 3,3 | 3,5 | | | | |
| 25-02-2001 | 1h22 | 46,11 | 7,05 | 3,55 | | | | 3,1 | 3,3 | | | | |
| 25-02-2001 | 18h34 | 43,51 | 7,47 | 5,12 | 4,74 | | | | | | | 4,5 | |
| 14-0-2001 | 7h09 | 43,49 | 8,05 | 4,08 | | | | 3,6 | | | | | |
| 17-03-2001 | 0h30 | 46,93 | 8,85 | 3,78 | | | | | 3,4 | | | | |
| 30-05-2001 | 22h43 | 45,84 | 6,47 | 3,63 | | | | 2,9 | 3 | | | | |
| 03-06-2001 | 0h03 | 44 | 8,75 | 4 | | | | | 3,6 | | | | |
| 04-06-2001 | 19h17 | 43,03 | 0,13 | 3,64 | | | | 3,5 | | | | | |
| 01-07-2001 | 19h37 | 44,49 | 7 | 3,75 | | | | 3,3 | | | | | |
| 18-07-2001 | 22h47 | 44,81 | 8,45 | 4,44 | | | | | 4,2 | | | 4,1 | |
| 26-01-2002 | 7h35 | 44,35 | 7,3 | 3,5 | | | | 3,2 | | | | | |
| 29-04-2002 | 15h14 | 46,05 | 8,55 | 3,9 | | | | | 3,5 | | | | |
| 16-05-2002 | 14h56 | 42,93 | -0,17 | 4,81 | 4,05 | 3,78 | | 4 | | | | | |
| 16-05-2002 | 15h14 | 42,95 | -0,16 | 4,36 | | 3,43 | | 3,8 | | | | | |
| 19-05-2002 | 4h44 | 43,01 | 0,12 | 3,8 | | | | 3,4 | | | | | |
| 31-05-2002 | 16h50 | 46,33 | 7,32 | 3,62 | | | | 3,2 | 3,2 | | | | |
| 21-06-2002 | 2h26 | 41,83 | 2,77 | 3,66 | | | | 3,5 | | | | | |
| 22-07-2002 | 5h45 | 50,83 | 6,2 | 5,55 | | | | | | | | 4,5 | |
| 05-09-2002 | 20h42 | 43,1 | -0,44 | 4,15 | | 3,3 | | 3,5 | | | | | |
| 30-09-2002 | 6h44 | 47,83 | -3,2 | 5,67 | | | | | | | 4,3 | 4,3 | |
| 09-12-2002 | 13h44 | 43,02 | 0,18 | 3,71 | | | | 3,2 | | | | | |
| 11-12-2002 | 20h09 | 43,12 | -0,38 | 4,26 | | 3,54 | | 3,8 | | | | | |
| 12-12-2002 | 17h59 | 43,1 | -0,27 | 4,86 | | 3,8 | | 4 | | | | | |
| 21-01-2003 | 18h01 | 43,12 | -0,37 | 4,61 | | 3,58 | | 3,8 | 3,98 | | | | |
| 04-02-2003 | 20h49 | 46,1 | 7,78 | 3,61 | | | | 3,1 | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | | |
|------------|-------|-------|-------|------|------|------|-----|-----|------|------|--|--|--|
| 22-02-2003 | 20h41 | 48,34 | 6,66 | 5,93 | 4,74 | | 4,7 | 4,5 | 4,8 | 5 | | | |
| 22-02-2003 | 20h54 | 48,34 | 6,67 | 3,73 | | | | 3,1 | | | | | |
| 26-02-2003 | 3h32 | 42,3 | 2,21 | 4,39 | | 3,45 | | 3,8 | | | | | |
| 04-03-2003 | 19h08 | 48,34 | 6,65 | 3,57 | | | | 2,9 | | | | | |
| 10-03-2003 | 13h25 | 44,85 | 7,93 | 3,5 | | | | 3 | | | | | |
| 22-03-2003 | 13h36 | 48,21 | 9 | 4,76 | | | | 3,9 | 3,9 | | | | |
| 24-03-2003 | 7h54 | 47,65 | 6,68 | 3,64 | | | | 3 | | | | | |
| 11-04-2003 | 9h26 | 44,72 | 9,09 | 5,33 | | | | | 4,9 | | | | |
| 29-04-2003 | 4h55 | 46,38 | 7,56 | 4,15 | | | | 3,5 | 3,5 | | | | |
| 06-05-2003 | 21h59 | 46,97 | 8,81 | 4,2 | | | | 3,4 | 3,6 | | | | |
| 25-05-2003 | 23h03 | 45,14 | 6,48 | 4 | | | | 3,4 | 3,7 | | | | |
| 10-06-2003 | 22h59 | 44,78 | 7,7 | 3,83 | | | | 3,2 | 3,3 | | | | |
| 22-08-2003 | 9h21 | 46,35 | 7,34 | 4,17 | | | | | 3,6 | | | | |
| 22-08-2003 | 9h30 | 46,34 | 7,33 | 3,98 | | | | | 3,5 | | | | |
| 01-09-2003 | 19h28 | 44,23 | 7,51 | 3,74 | | | | 3,4 | | | | | |
| 20-12-2003 | 3h29 | 44,45 | 7,28 | 3,6 | | | | 3,2 | | | | | |
| 28-01-2004 | 20h09 | 45,43 | 5,45 | 3,8 | | | | 3,1 | | | | | |
| 03-02-2004 | 21h16 | 42,58 | 0,83 | 3,67 | | | | 3,3 | | | | | |
| 18-02-2004 | 14h31 | 46,6 | 7,02 | 3,76 | | | | 3,1 | 3,2 | | | | |
| 23-02-2004 | 17h31 | 47,28 | 6,26 | 5,54 | 4,49 | | 4,4 | 4,2 | 4,49 | | | | |
| 13-03-2004 | 20h00 | 48,03 | 7,99 | 3,55 | | | | 2,9 | | | | | |
| 14-05-2004 | 0h30 | 45,05 | 7,61 | 3,95 | | | | 3,4 | 3,53 | | | | |
| 01-06-2004 | 16h50 | 42,3 | 2,2 | 4,16 | | 3,2 | | 3,5 | | | | | |
| 04-06-2004 | 4h56 | 42,31 | 2,2 | 3,53 | | | | 3,2 | | | | | |
| 12-06-2004 | 4h44 | 45,7 | 6,95 | 3,69 | | | | 3 | | | | | |
| 21-06-2004 | 23h10 | 47,49 | 7,72 | 4,08 | | | | 3,4 | 3,3 | | | | |
| 28-06-2004 | 23h42 | 47,52 | 8,17 | 4,23 | | | | 3,5 | 3,4 | | | | |
| 18-07-2004 | 2h12 | 42,87 | 0,97 | 3,83 | | 2,98 | | 3,5 | | | | | |
| 18-09-2004 | 12h52 | 42,89 | -1,52 | 5,16 | | 4,36 | | 4,6 | 4,62 | 4,72 | | | |
| 18-09-2004 | 19h58 | 42,9 | -1,49 | 3,5 | | | | 3,3 | | | | | |
| 21-09-2004 | 15h48 | 42,34 | 2,13 | 5,06 | | 4,2 | | 4,2 | 4,52 | | | | |
| 23-09-2004 | 9h58 | 42,35 | 2,13 | 3,98 | | | | 3,5 | | | | | |
| 30-09-2004 | 13h09 | 42,87 | -1,45 | 4,57 | | 3,92 | | 4,1 | 4,06 | | | | |
| 07-10-2004 | 6h16 | 42,93 | -1,43 | 3,9 | | 3,43 | | 3,7 | | | | | |
| 27-11-2004 | 22h22 | 43,07 | -0,11 | 3,67 | | | | 3,2 | | | | | |
| 05-12-2004 | 1h52 | 48,07 | 7,95 | 5,18 | | | 4,6 | 4,1 | 4,5 | 4,8 | | | |
| 15-01-2005 | 7h13 | 42,79 | 0,79 | 3,62 | | | | 3,4 | | | | | |
| 26-02-2005 | 20h36 | 42,61 | 0,83 | 3,72 | | | | 3,4 | | | | | |
| 25-03-2005 | 23h19 | 44,5 | 7,45 | 3,95 | | | | 3,5 | 4 | | | | |
| 10-04-2005 | 8h04 | 45,35 | 6,56 | 3,8 | | | | 3,2 | 3,4 | | | | |
| 18-04-2005 | 6h42 | 45,92 | -1,42 | 4,73 | | | 3,7 | | 3,8 | | | | |
| 12-05-2005 | 1h38 | 47,3 | 7,62 | 4,27 | | | | 3,5 | 3,7 | | | | |
| 15-06-2005 | 21h27 | 43,13 | -0,66 | 3,5 | | | | 3,3 | | | | | |
| 08-09-2005 | 11h27 | 46,03 | 6,96 | 5,29 | 4,47 | | 4,3 | 4,4 | 4,4 | 4,6 | | | |
| 08-09-2005 | 11h53 | 46,04 | 6,96 | 3,46 | | | | 2,7 | 2,79 | | | | |
| 10-09-2005 | 12h25 | 44,56 | 6,89 | 3,57 | | | | 3,3 | | | | | |
| 31-10-2005 | 3h39 | 45,71 | 6,41 | 4,09 | | | | 3,2 | 3,38 | | | | |

| | | | | | | | | | | | | | |
|------------|-------|-------|-------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|--|--|--|
| 03-11-2005 | 0h18 | 48,3 | 7,43 | 3,8 | | | | 3 | | | | | |
| 05-11-2005 | 0h30 | 43,04 | 0,09 | 3,73 | | | | 3,5 | | | | | |
| 12-11-2005 | 19h31 | 47,51 | 8,18 | 4,33 | | | | 3,3 | 3,5 | | | | |
| 20-12-2005 | 23h57 | 44,08 | 7 | 3,82 | | | 3,2 | 3,7 | | | | | |
| 27-12-2005 | 21h33 | 42,34 | 1,46 | 3,8 | | | | 3,4 | | | | | |
| 11-01-2006 | 10h32 | 45,91 | 5,45 | 4,13 | | | | 3,5 | | | | | |
| 07-02-2006 | 14h59 | 42,47 | 1,76 | 3,69 | | | | 3,2 | | | | | |
| 08-05-2006 | 21h47 | 42,81 | 2,12 | 3,6 | | | | 3,2 | | | | | |
| 20-05-2006 | 5h36 | 43,02 | -0,01 | 3,7 | | | | 3,2 | | | | | |
| 02-06-2006 | 8h41 | 43,09 | -0,27 | 3,51 | | | | 3 | | | | | |
| 02-09-2006 | 1h21 | 43,95 | 7,68 | 4,27 | | | 3,8 | 3,8 | | | | | |
| 11-09-2006 | 15h04 | 44,68 | 7,79 | 3,71 | | | | 3,2 | | | | | |
| 24-10-2006 | 0h04 | 43,44 | -0,6 | 3,58 | | | | 3,4 | | | | | |
| 24-10-2006 | 17h31 | 43,9 | 7,58 | 3,78 | | | | 3,3 | | | | | |
| 04-11-2006 | 16h44 | 43,14 | -0,34 | 3,81 | | | | 3,4 | | | | | |
| 17-11-2006 | 18h19 | 42,97 | -0,08 | 5,4 | 4,51 | | | 4,5 | | | | | |
| 18—11-2006 | 20h34 | 43,01 | -0,03 | 3,56 | | | | 3,2 | | | | | |
| 16-12-2006 | 8h17 | 43,06 | -0,12 | 4,12 | | 3,28 | | | | | | | |
| 19-08-2007 | 7h32 | 48,33 | 6,65 | 3,93 | | | | | 3,3 | | | | |
| 15-11-2007 | 13h47 | 43,01 | 0 | 4,47 | | 3,36 | | | | | | | |
| 17-02-2008 | 12h41 | 45,91 | 7,14 | 4 | | | | | 3,4 | | | | |
| 03-05-2008 | 12h14 | 42,99 | 0,25 | 4,08 | | 3,05 | | | | | | | |
| 18-05-2008 | 1h57 | 43,12 | -0,1 | 4,6 | | 3,56 | | | | | | | |
| 16-07-2008 | 20h33 | 43,17 | -0,38 | 4,4 | | 3,55 | | | | | | | |
| 22-07-2008 | 22h36 | 41,88 | 2,59 | 4,35 | | 3,6 | | | | | | | |
| 18-09-2008 | 12h55 | 43,08 | -0,34 | 3,92 | | 3,18 | | | | | | | |
| 24-10-2008 | 3h06 | 44,4 | 7,48 | 4,5 | | | 4,1 | 4,3 | | | | | |
| 05-05-2009 | 1h39 | 47,67 | 7,78 | 4,51 | | | | | 3,6 | 3,6 | | | |
| 01-04-2010 | 1h36 | 42,97 | 0,27 | 4,34 | | 3,82 | | | | | | | |
| 15-05-2010 | 5h09 | 46,13 | 7,72 | 3,56 | | | | | 3,2 | | | | |
| 30-06-2010 | 11h53 | 45,41 | 6,47 | 4,23 | | | | | 3,7 | | | | |
| 04-07-2010 | 16h34 | 43,75 | 8,2 | 3,69 | | | 3,7 | | | | | | |
| 30-07-2010 | 1h56 | 48,81 | 7,69 | 3,61 | | | | | 3,1 | | | | |
| 11-08-2010 | 1h28 | 45,55 | 7,85 | 3,57 | | | | | 3,6 | | | | |
| 14-02-2011 | 12h43 | 50,36 | 7,85 | 4,79 | | | | | 3,9 | 3,9 | | | |
| 02-07-2011 | 14h43 | 41,91 | 7,52 | 3,91 | | | 3,9 | | | | | | |
| 07-07-2011 | 19h21 | 41,94 | 7,73 | 5,31 | | | 4,9 | | | | | | |
| 25-07-2011 | 12h31 | 44,99 | 7,46 | 4,71 | | | 4,4 | 4,3 | 4,4 | | | | |
| 03-08-2011 | 1h36 | 44,3 | 4,4 | 4,34 | | | 3,5 | | | | | | |
| 11-02-2012 | 22h45 | 47,14 | 8,58 | 3,99 | | | 3,6 | 3,7 | | | | | |
| 26-02-2012 | 22h37 | 44,52 | 6,69 | 4,77 | | | 4,2 | 4,5 | 4,2 | | | | |
| 27-02-2012 | 16h31 | 44,48 | 6,67 | 4 | | | 3,3 | | | | | | |
| 02-03-2012 | 7h15 | 44,49 | 6,71 | 4,13 | | | 3,5 | | | | | | |
| 19-09-2012 | 18h56 | 43,88 | 5,85 | 3,42 | | | 3,2 | | | | | | |
| 25-10-2012 | 1h10 | 46,03 | 6,93 | 3,85 | | | 3,1 | 3,3 | | | | | |
| 30-12-2012 | 23h35 | 43,09 | -0,2 | 4,71 | | | 4 | | | | | | |
| 07-01-2013 | 4h20 | 44,77 | 6,64 | 4 | | | | | 4 | | | | |

Ce tableau représente tous les évènements de magnitude M_{L-LDG} supérieure à 3.5 dont on a répertorié des magnitudes de moment M_w . Ces magnitudes M_w ont été déterminées par différentes études :

- $M_{w1} = Delouis et al. (2009)$
- $M_{w2} = Chevrot et al. (2011)$
- $M_{w3} = Geoazur$
- $M_{w4} = Drouet et al. (2010)$
- $M_{w5} = SED$
- $M_{w6} = HRV-CMT$
- $M_{w7} = Perrot et al. (2005)$
- $M_{w8} = INGV$
- $M_{w9} = Dufumier et al. (2002)$

Les magnitudes de moment représentées en rouge sont celles qui ont été considérées comme magnitude M_w de référence dans les chapitres IV et VI.

Annexe 4 : Estimation de M_w par la méthode de *Mayeda et al.* (2003)

Basée sur une modélisation comprenant un grand nombre de paramètres fixés empiriquement, la méthode d'estimation de magnitude de moment M_w développée par *Mayeda et al.* (2003) présente des résultats très satisfaisants. Il s'agit d'un modèle de coda empirique défini par l'équation (II-29). Cette méthode de calibration empirique a été utilisée dans plusieurs régions du monde : l'Etat d'Israël (*Mayeda et al.*, 2003), la Turquie (*Eken et al.*, 2004), le nord de l'Italie (*Morasca et al.*, 2005) et la Corée (*Yoo et al.*, 2011). Dans toutes ces études, des spectres de source sismique stables sont obtenus. Nous avons donc voulu tester cette méthode en France métropolitaine dans les quatre régions de la zone d'étude. Nous avons utilisé les mêmes données que dans le chapitre IV (Figure III. 13). La méthodologie de calibration coda s'effectue en huit étapes représentées dans la figure 3 de *Mayeda et al.* (2003). Chaque terme de l'équation (II-29) va être paramétrisé de manière empirique afin d'automatiser l'estimation de M_w . Contrairement au modèle utilisé précédemment dans l'analyse fréquentielle de coda et aux propriétés de coda vu dans le chapitre II.1.2, dans ce modèle, les enveloppes de coda dépendent de la distance épacentrale. Cette dépendance est due au fait que la fenêtre de temps de coda utilisée par *Mayeda et al.* (2003) débute au temps d'arrivée de l'onde directe. Nous allons donc présenter les différentes étapes de la méthode ainsi que les résultats pour les quatre régions de la zone d'étude.

1) Formation des enveloppes de coda

Dans *Mayeda et al.* (2003), les signaux utilisés sont les deux composantes horizontales d'enregistrements large-bande. Dans notre cas, nous avons utilisé les signaux mis à notre disposition c'est-à-dire la composante verticale des sismogrammes courte-période du LDG. D'après *Mayeda et al.* (2003), bien qu'il soit moins souhaitable d'utiliser la composante verticale dans cette méthode, cela reste possible. Afin d'obtenir le déplacement du sol, les signaux sont corrigés de la réponse instrumentale et sont ensuite filtrés dans neuf bandes de fréquence étroites entre 0.3 et 8Hz (filtres Butterworth d'ordre 3). Les enveloppes sont obtenues par transformée de Hilbert. Nous avons ensuite pris le logarithme décimal de l'enveloppe et nous l'avons lissé de la même manière que précédemment. La fin de la fenêtre de coda a été définie au temps auquel le rapport signal/bruit est égal à 2.

2) Vitesse de la phase directe

Cette étape consiste à automatiser le début de la fenêtre de coda au temps d'arrivée des ondes directes. Pour chaque signal, nous avons déterminé le pic d'amplitude de l'enveloppe considéré comme le temps d'arrivée de l'onde directe. Dans chaque bande de fréquence, nous avons tracé la vitesse de l'onde directe obtenue en fonction de la distance épacentrale (voir figure 1 pour la bande de fréquence 2-3Hz). D'après *Mayeda et*

al. (2003), la variation de la vitesse de la phase directe avec la distance peut être représentée par une simple hyperbole définie par :

$$v(\Delta, f) = v_0(f) - \frac{v_1(f)}{v_2(f) + \Delta} \quad (1)$$

où Δ est la distance épacentrale et v_0 , v_1 et v_2 des constantes à déterminer. Nous avons déterminé les paramètres v_0 , v_1 et v_2 par la méthode des moindres carrés en utilisant la fonction Matlab « lsqcurvefit.m ». Les valeurs de v_0 , v_1 et v_2 pour toutes les bandes de fréquence et toutes les régions sont montrées dans le tableau 1. Contrairement à *Mayeda et al.* (2003) qui définissent les paramètres v_0 , v_1 et v_2 pour chaque station, nous avons décidé de les déterminer pour l'ensemble des stations régionales comme dans *Eken et al.* (2004), *Morasca et al.* (2005) et *Yoo et al.* (2011). Dans la figure 1, on remarque que le modèle (1) est bien adapté pour les quatre régions. A courte distance, la phase directe est l'onde S avec des vitesses plus faibles qu'à longue distance où il s'agit de l'onde L_g .

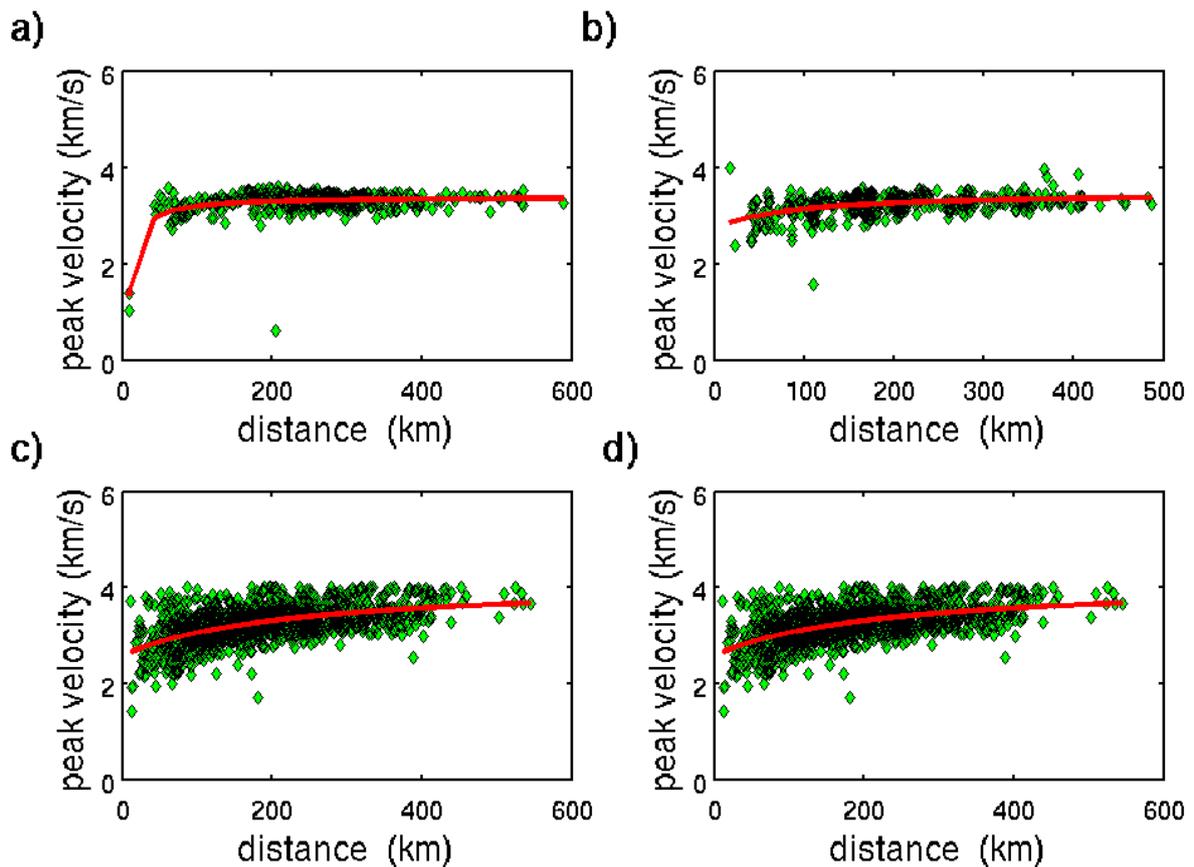


Figure 1: Vitesse de la phase directe en fonction de la distance épacentrale dans la bande de fréquence 2-3Hz pour les régions a) du nord-ouest, b) du nord-est, c) du sud-ouest et d) du sud-est. La ligne rouge représente l'équation (1) qui modélise le mieux l'ensemble des vitesses $v(\Delta)$ à 2-3Hz.

| f (Hz) | Nord-Ouest | | | Nord-Est | | | Sud-Ouest | | | Sud-Est | | |
|----------|------------|-------|-------|----------|-------|-------|-----------|-------|-------|---------|-------|-------|
| | v_0 | v_1 | v_2 | v_0 | v_1 | v_2 | v_0 | v_1 | v_2 | v_0 | v_1 | v_2 |
| 0.3-0.5 | 2.94 | 0.00 | 500 | 3.42 | 500 | 317 | 3.01 | 204 | 500 | 3.67 | 500 | 340 |
| 0.5-0.7 | 3.32 | 37.3 | 26.0 | 3.41 | 500 | 295 | 3.43 | 93.1 | 56.6 | 3.41 | 172 | 123 |
| 0.7-1.0 | 3.39 | 38.6 | 21.6 | 4.07 | 500 | 248 | 3.17 | 19.2 | 3.74 | 3.46 | 140 | 104 |
| 1.0-1.5 | 3.41 | 41.1 | 25.4 | 3.37 | 44.9 | 30.5 | 3.25 | 20.8 | 7.80 | 3.53 | 115 | 95.0 |
| 1.5-2.0 | 3.35 | 24.3 | 8.62 | 3.35 | 30.2 | 9.38 | 3.30 | 14.2 | 0.00 | 4.10 | 412 | 260 |
| 2.0-3.0 | 3.39 | 19.7 | 0.00 | 3.49 | 64.3 | 82.3 | 3.34 | 13.8 | 0.40 | 4.13 | 351 | 227 |
| 3.0-4.0 | 3.37 | 12.8 | 0.32 | 3.41 | 27.9 | 8.25 | 3.37 | 14.6 | 0.00 | 4.37 | 500 | 294 |
| 4.0-6.0 | 3.41 | 15.4 | 0.08 | 3.60 | 85.8 | 102 | 3.39 | 15.0 | 0.00 | 4.42 | 500 | 292 |
| 6.0-8.0 | 3.50 | 31.1 | 12.3 | 3.56 | 55.6 | 34.6 | 4.20 | 500 | 351 | 4.43 | 500 | 301 |

Tableau 1: Valeurs de v_0 , v_1 et v_2 de l'équation (1) pour chaque bande de fréquence pour les quatre régions.

3) Paramètres de coda

L'étape suivante est la détermination des paramètres de coda γ et b . Pour ce faire, nous avons reformulé l'équation (II-27) comme dans le chapitre IV.3, soit :

$$\log_{10} \left[A_c(f, t, \Delta) \cdot \left(t - \frac{\Delta}{v(\Delta)} \right)^{\gamma(\Delta)} \right] = \log_{10} \left[W_0(f) \cdot S(f) \cdot T(f) \cdot H \left(t - \frac{\Delta}{v(\Delta)} \right) \right] + b(\Delta) \cdot \left(t - \frac{\Delta}{v(\Delta)} \right) \cdot \log_{10}(e). \quad (2)$$

Dans cette méthode, la valeur de γ n'est pas unique. Le paramètre γ varie entre 0 et 2 avec un pas de 0.1 et le paramètre b est calculé pour chaque valeur de γ . Ensuite il faut appliquer une grille de recherche pour déterminer le couple γ - b présentant le coefficient de corrélation le plus élevé. La fenêtre de coda utilisée dans cette méthode débute à $t = \Delta/v(\Delta)$ avec $v(\Delta)$ déterminé précédemment par l'équation (1) et le Tableau 1. Nous avons fixé la largeur minimale de fenêtre de coda à 50s. Après avoir estimé les valeurs de γ et b pour chaque signal, nous avons tracé leur valeur en fonction de la distance épacentrale Δ (voir les figures 2 et 3 pour la bande de fréquence 2-3Hz). D'après *Mayeda et al.* (2003), comme pour la vitesse de la phase directe $v(\Delta)$, les paramètres de coda γ et b varient de manière hyperbolique en fonction de la distance Δ :

$$b(\Delta, f) = b_0(f) - \frac{b_1(f)}{b_2(f) + \Delta} \quad (3)$$

$$\gamma(\Delta, f) = \gamma_0(f) - \frac{\gamma_1(f)}{\gamma_2(f) + \Delta} \quad (4)$$

où les paramètres b_0 , b_1 , b_2 , γ_0 , γ_1 et γ_2 sont à déterminer. Leurs valeurs pour toutes les fréquences et régions sont montrées dans les tableaux 2 et 3. Dans la figure 2, on remarque une forte dispersion de la valeur de b , surtout pour la région du sud-est. Dans la figure 3 qui représente la variation de γ avec la distance, l'équation (4) semble convenir malgré la forte dispersion des valeurs de γ dans la région sud-est. Dans toutes

les bandes de fréquence, le paramètre b semble indépendant de la distance contrairement au paramètre γ .

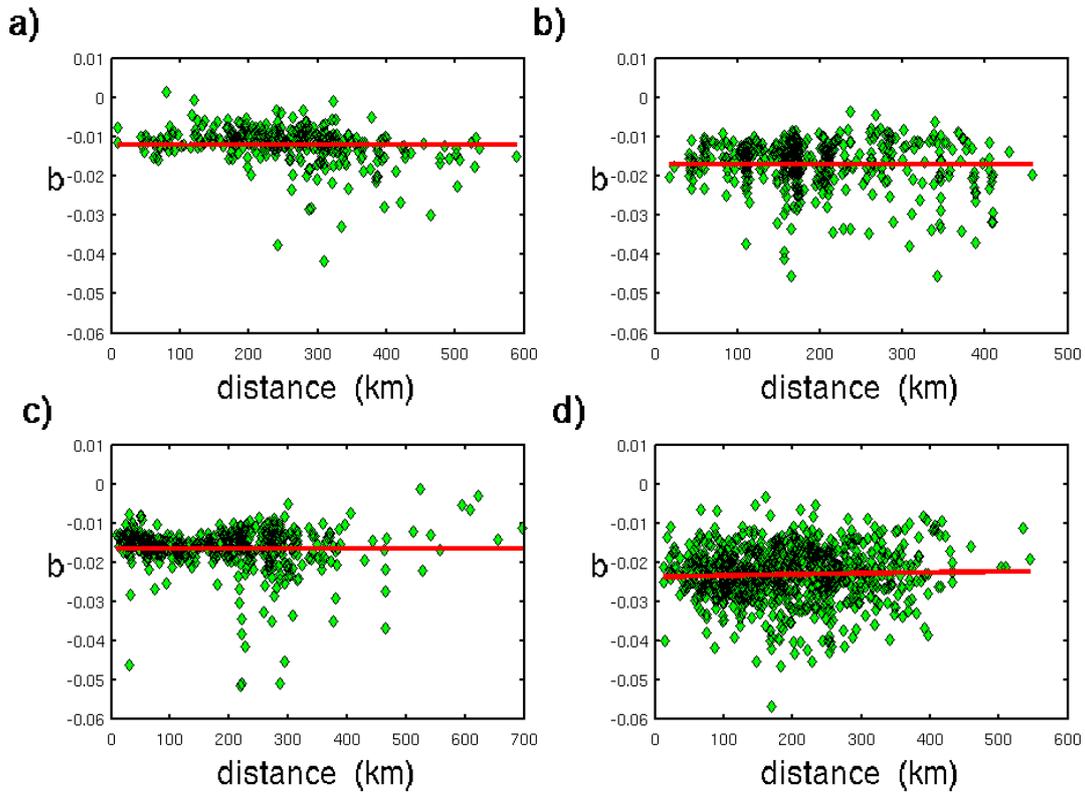


Figure 2: Valeur du paramètre b en fonction de la distance épacentrale dans la bande de fréquence 2-3Hz pour les régions a) du nord-ouest, b) du nord-est, c) du sud-ouest et d) du sud-est. La ligne rouge représente l'équation (3) qui modélise le mieux l'ensemble des vitesses $b(\Delta)$ à 2-3Hz.

| | Nord-Ouest | | | Nord-Est | | | Sud-Ouest | | | Sud-Est | | |
|----------|------------|-------|-------|----------|-------|-------|-----------|-------|-------|---------|-------|-------|
| f (Hz) | b_0 | b_1 | b_2 | b_0 | b_1 | b_2 | b_0 | b_1 | b_2 | b_0 | b_1 | b_2 |
| 0.3-0.5 | -0.02 | 0.04 | 0.00 | -0.01 | 10.0 | 729 | 0.00 | 10.0 | 401 | -0.01 | 2.08 | 94.8 |
| 0.5-0.7 | -0.01 | 0.00 | 1000 | -0.01 | 10.0 | 581 | -0.01 | 0.81 | 27.8 | -0.01 | 0.38 | 3.71 |
| 0.7-1.0 | -0.01 | 0.00 | 1000 | -0.01 | 10.0 | 838 | -0.01 | 1.02 | 74.7 | -0.01 | 10.0 | 739 |
| 1.0-1.5 | -0.01 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.88 | 1000 |
| 1.5-2.0 | -0.01 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 2.64 | 1000 |
| 2.0-3.0 | -0.01 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 4.12 | 1000 |
| 3.0-4.0 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 7.61 | 1000 |
| 4.0-6.0 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.03 | 4.82 | 1000 |
| 6.0-8.0 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 10.0 | 891 | -0.02 | 0.00 | 1000 | -0.02 | 10.0 | 851 |

Tableau 2: Valeurs de b_0 , b_1 et b_2 de l'équation (3) pour chaque bande de fréquence pour les quatre régions.

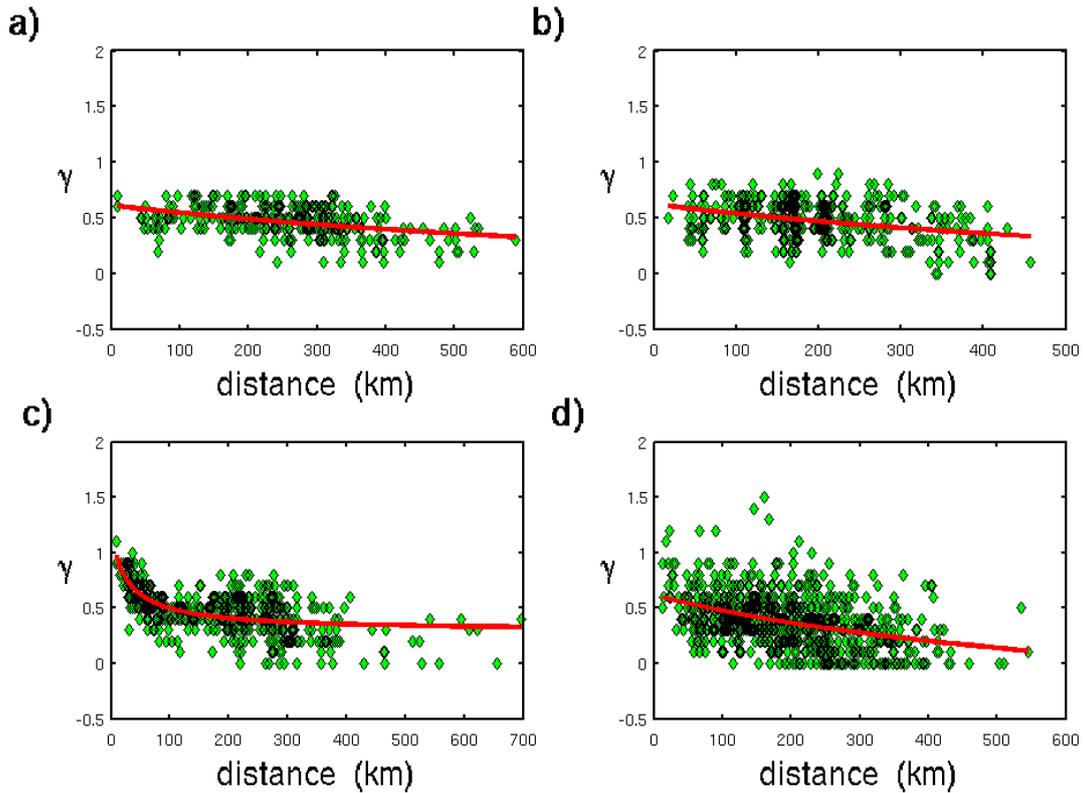


Figure 3: Valeur du paramètre γ en fonction de la distance épacentrale dans la bande de fréquence 2-3Hz pour les régions a) du nord-ouest, b) du nord-est, c) du sud-ouest et d) du sud-est. La ligne rouge représente l'équation (4) qui modélise le mieux l'ensemble des vitesses $\gamma(\Delta)$ à 2-3Hz.

| | Nord-Ouest | | | Nord-Est | | | Sud-Ouest | | | Sud-Est | | |
|----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| f (Hz) | γ_0 | γ_1 | γ_2 |
| 0.3-0.5 | -0.48 | -1000 | 1489 | 0.06 | -5.46 | 0.00 | -0.05 | -259 | 2000 | 0.07 | -0.00 | 1999 |
| 0.5-0.7 | 0.13 | -5.02 | 3.63 | 0.08 | -3.87 | 32.3 | 0.08 | -8.12 | 37.9 | 0.10 | -5.06 | 19.3 |
| 0.7-1.0 | 0.28 | -0.00 | 1999 | 0.12 | -0.00 | 2000 | 0.14 | -12.5 | 25.5 | 0.10 | -13.7 | 13.9 |
| 1.0-1.5 | -0.01 | -859 | 2000 | -0.24 | -1000 | 1504 | 0.17 | -23.8 | 20.5 | 0.11 | -26.1 | 28.1 |
| 1.5-2.0 | -0.37 | -1000 | 1027 | -0.28 | -1000 | 1171 | 0.27 | -23.1 | 21.4 | -0.01 | -119 | 185 |
| 2.0-3.0 | -0.24 | -1000 | 1176 | -0.33 | -1000 | 1056 | 0.29 | -26.9 | 31.6 | -0.63 | -1000 | 805 |
| 3.0-4.0 | -0.35 | -1000 | 1041 | -0.43 | -1000 | 914 | 0.35 | -18.4 | 19.3 | -0.69 | -1000 | 731 |
| 4.0-6.0 | -0.29 | -1000 | 1154 | -0.39 | -1000 | 957 | -0.01 | -216 | 278 | -0.75 | -1000 | 681 |
| 6.0-8.0 | -0.40 | -1000 | 998 | -0.37 | -1000 | 1067 | -0.53 | -910 | 729 | -0.21 | -259 | 259 |

Tableau 3: Valeurs de γ_0 , γ_1 et γ_2 de l'équation (4) pour chaque bande de fréquence pour les quatre régions.

4) Corrections de distance et dispersion interstation

Après avoir estimé la vitesse de l'onde directe v et les paramètres de coda γ et b , il faut ensuite déterminer le terme d'atténuation $P(f, \Delta)$. En effet, vu que la fenêtre de coda débute juste après l'arrivée de l'onde directe, il faut donc corriger les amplitudes de coda de la distance. Après avoir corrigé les enveloppes de coda des termes comprenant les paramètres de coda, il ne reste que des termes indépendants du temps, $W_0(f)$, $S(f)$, $T(f)$ et $P(f, \Delta)$. Pour déterminer le terme d'atténuation $P(f, \Delta)$, *Mayeda et al. (2003)* retirent la

magnitude de durée aux amplitudes de coda $A_c(f,t,\Delta)$ corrigées et tracent la valeur obtenue en fonction de la distance épacentrale Δ . Dans notre cas, nous avons utilisé la magnitude locale M_{L-LDG} pour normaliser l'enveloppe de coda corrigée du terme de source et obtenir le terme $P(f,\Delta)$ (en considérant les termes $S(f)$ et $T(f)$ égales à 1). Les figure 4a, 5a, 6a et 7a montrent les variations des enveloppes de coda corrigées des paramètres de coda et de la magnitude, soit $P(f,\Delta)$, en fonction de la distance épacentrale pour les quatre régions à la fréquence 2-3Hz. Lorsque l'on regarde les figures 4b, 5b, 6b et 7b, on remarque une forte dispersion interstation des amplitudes de coda avant la correction de distance $P(f,\Delta)$. *Mayeda et al. (2003)* définissent le terme $P(f,\Delta)$ par la relation suivante :

$$P(\Delta, f) = \left[1 + \left(\frac{\Delta}{p_2(f)} \right)^{p_1(f)} \right]^{-1} \quad (5)$$

où p_1 et p_2 sont à déterminer pour chaque bande de fréquence. Les valeurs de $p_1(f)$ et $p_2(f)$ pour les quatre régions sont montrées dans le tableau 4. Bien que les effets de site $S(f)$ et de génération de coda $G(f)$ n'aient pas été considérés dans cette étape, on remarque la relation (5) représentée par une ligne rouge pointillée dans les figures 4a, 5a, 6a et 7a modélise bien la variation des amplitudes de coda corrigées avec la distance. De plus, lorsque l'on regarde les figures 4c, 5c, 6c et 7c, la dispersion interstation des amplitudes de coda est nettement plus faible après avoir corrigé de la distance.

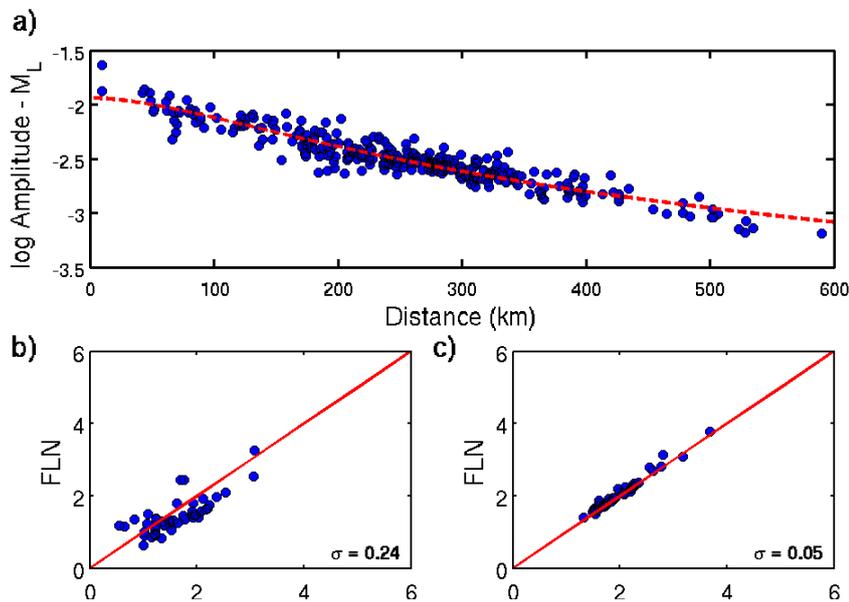


Figure 4: a) Amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda γ et b et de la source représentée par M_{L-LDG} pour la région nord-ouest dans la bande de fréquence 2-3Hz. La ligne rouge représente la relation (5) qui modélise le mieux les amplitudes de coda corrigées. Dispersion des amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda pour tous les évènements du nord-ouest à 2-3Hz entre les stations FLN et MFF b) avant la correction de distance et c) après la correction de distance.

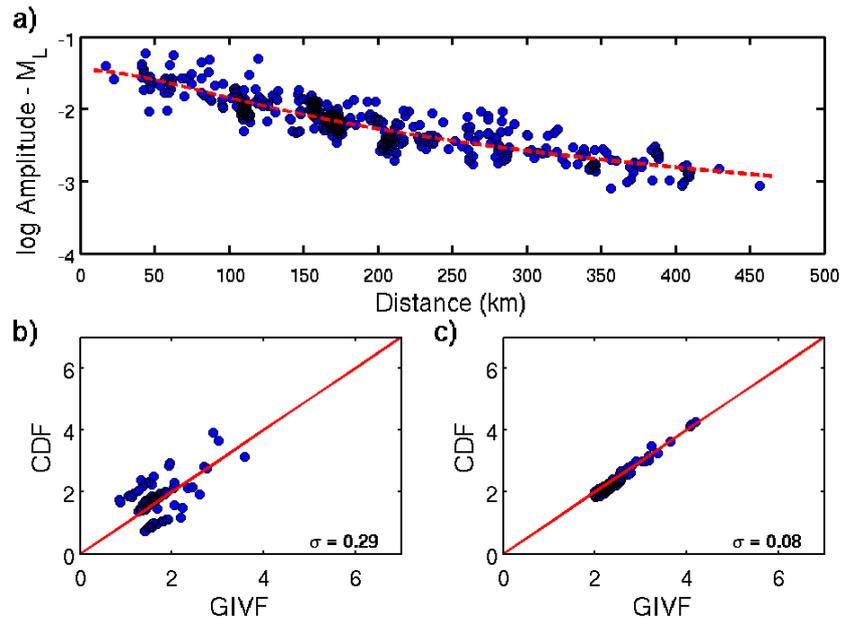


Figure 5 : a) Amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda γ et b et de la source représentée par M_{L-LDG} pour la région nord-est dans la bande de fréquence 2-3Hz. La ligne rouge représente la relation (5) qui modélise le mieux les amplitudes de coda corrigées. Dispersion des amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda pour tous les événements du nord-est à 2-3Hz entre les stations CDF et GIVF b) avant la correction de distance et c) après la correction de distance.

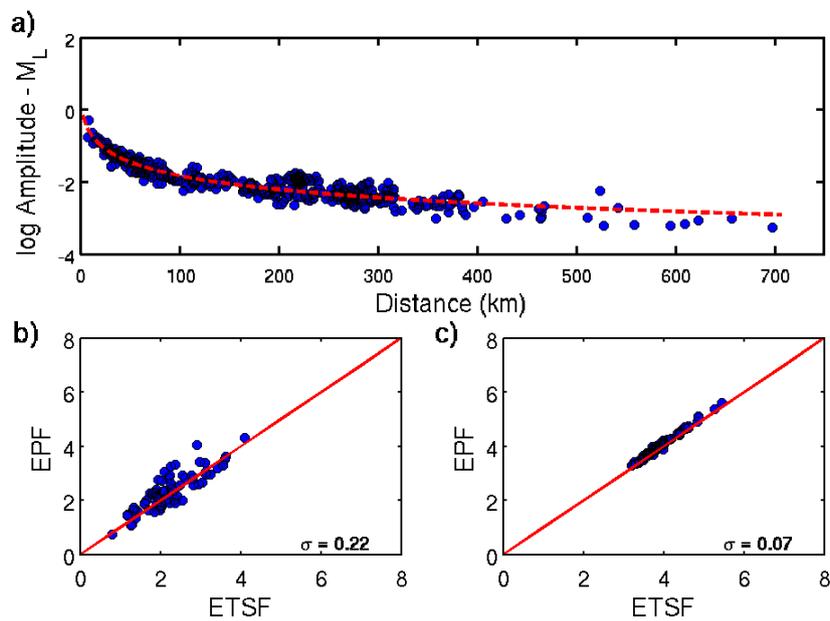


Figure 6 : a) Amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda γ et b et de la source représentée par M_{L-LDG} pour la région sud-ouest dans la bande de fréquence 2-3Hz. La ligne rouge représente la relation (5) qui modélise le mieux les amplitudes de coda corrigées. Dispersion des amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda pour tous les événements du sud-ouest à 2-3Hz entre les stations ETSF et EPF b) avant la correction de distance et c) après la correction de distance.

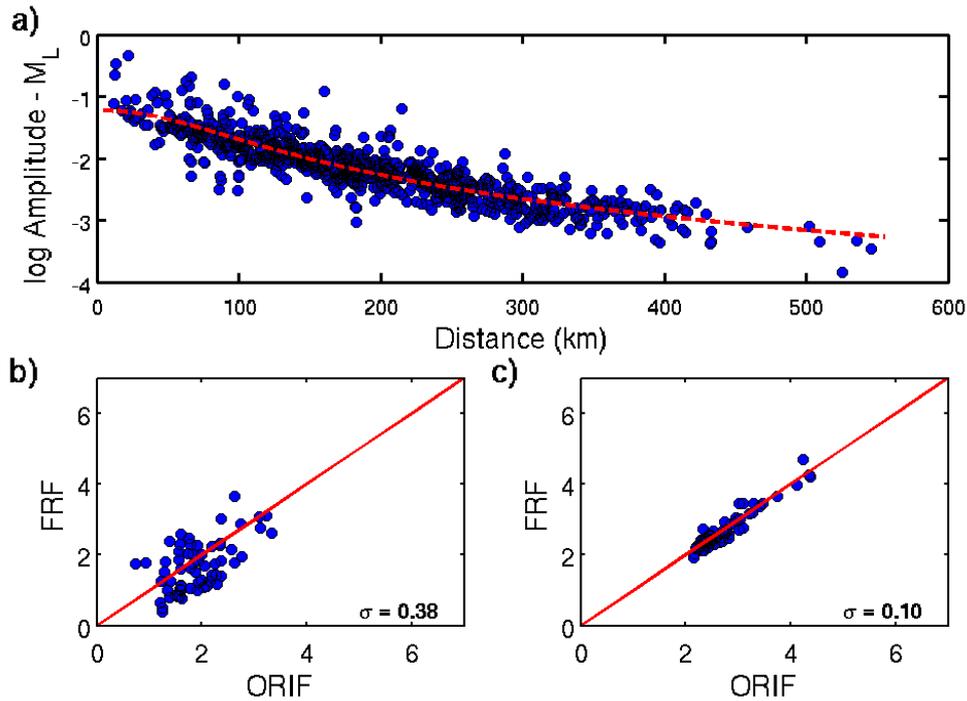


Figure 7: a) Amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda γ et b et de la source représentée par M_{L-LDG} pour la région sud-est dans la bande de fréquence 2-3Hz. La ligne rouge représente la relation (5) qui modélise le mieux les amplitudes de coda corrigées. Dispersion des amplitudes de coda corrigées des paramètres de coda pour tous les évènements du sud-est à 2-3Hz entre les stations FRF et ORIF b) avant la correction de distance et c) après la correction de distance.

| | Nord-Ouest | | Nord-Est | | Sud-Ouest | | Sud-Est | |
|----------|------------|-------|----------|-------|-----------|-------|---------|-------|
| f (Hz) | p_1 | p_2 | p_1 | p_2 | p_1 | p_2 | p_1 | p_2 |
| 0.3-0.5 | 0.01 | 0.00 | 3.01 | 179 | 2.13 | 178 | 0.71 | 0.00 |
| 0.5-0.7 | 0.44 | 0.00 | 4.34 | 209 | 1.04 | 17.4 | 0.76 | 0.00 |
| 0.7-1.0 | 0.27 | 0.48 | 2.81 | 250 | 1.04 | 2.51 | 1.06 | 0.00 |
| 1.0-1.5 | 0.41 | 0.00 | 2.31 | 191 | 1.19 | 0.00 | 1.36 | 0.00 |
| 1.5-2.0 | 1.33 | 71.8 | 2.23 | 139 | 1.21 | 0.00 | 1.81 | 38.5 |
| 2.0-3.0 | 1.79 | 144 | 1.95 | 83.4 | 1.28 | 3.65 | 2.34 | 74.8 |
| 3.0-4.0 | 2.34 | 141 | 2.13 | 65.7 | 1.28 | 0.00 | 2.71 | 78.7 |
| 4.0-6.0 | 2.69 | 154 | 1.87 | 34.8 | 2.14 | 63.3 | 3.00 | 83.4 |
| 6.0-8.0 | 3.10 | 144 | 1.93 | 16.5 | 2.30 | 64.9 | 2.75 | 57.8 |

Tableau 4: Valeurs de p_1 et p_2 de l'équation (5) pour chaque bande de fréquence pour les quatre régions.

5) Moment sismique et corrections de la fonction de Green

La dernière étape est de corriger les enveloppes de coda A_c des termes de site $S(f)$ et de génération de coda $G(f)$ afin d'obtenir le spectre de source $\Omega(f)$. Les figures 8a, 9a, 10a, 11a, 12a, 13a, 14a, et 15a représentent les amplitudes de coda corrigées c'est-à-dire $\log_{10}[\Omega(f).S(f).G(f)]$ pour tous les enregistrements d'un évènement. Dans les figures 8a et 9a, on observe les mêmes variations fréquentielles entre toutes les stations et les deux séismes de la région du nord-ouest. On remarque le même phénomène pour les régions

du sud-ouest (figures 12a et 13a) et du sud-est (Figure 14a et 15a). Seule la région du nord-est présente des variations d'amplitudes de coda différentes en fonction de la fréquence entre les stations et les événements (figure 10a et 11a). Afin d'obtenir le spectre de source de ces séismes, il faut tout d'abord déterminer le produit $S(f).G(f)$ pour chaque station et chaque fréquence. La méthode consiste à utiliser des événements de référence dont nous connaissons déjà la magnitude de moment et donc le spectre de source $\Omega(f)$ défini par l'équation (IV-9). Il suffit ensuite de déterminer pour chaque fréquence et chaque station l'écart entre les amplitudes de coda et le spectre de source de l'évènement de référence. Pour la région du sud-ouest, nous avons utilisé comme événements de référence ceux dont la magnitude M_w a été estimée dans *Chevrot et al.* (2011). Pour les régions du sud-est et du nord-est, nous avons utilisé comme référence les magnitudes de moment des laboratoires Geoazur et SED respectivement. Plusieurs événements de référence ont été utilisés pour ces trois régions. Le produit $S(f).G(f)$ d'une station donnée est donc défini comme la moyenne des écarts d'amplitude entre tous les événements à la fréquence f . Pour la région du nord-ouest, il n'y a qu'un événement de référence : le séisme n°135253 (tableau IV. 6) qui s'est produit près de Lorient (*Perrot et al.*, 2005). Les résultats pour quatre stations de chaque région sont montrés dans le tableau 5. Les figures 8b, 9b, 10b, 11b, 12b, 13b, 14b, et 15b représentent les amplitudes de coda après correction, soit le spectre de source $\Omega(f)$. A l'exception du séisme de Lorient (figure 9b), les spectres de source obtenus présentent des formes anormales surtout à basse fréquence ($f < 1$). Le spectre parfait du séisme de Lorient s'explique du fait qu'il s'agisse de l'unique événement de référence de la région du nord-ouest. Afin d'estimer des magnitudes M_w fiables, nous n'avons pas considéré les amplitudes de coda à basse fréquence dans l'estimation du moment sismique M_0 . La ligne pointillée noire représente le modèle (IV-9) obtenu permettant de déterminer les paramètres de source M_0 et f_c . Malgré les formes particulières des spectres de source de coda, les magnitudes de moment estimées à partir de cette méthode (tableau 6) ne sont pas incohérentes lorsqu'on les compare avec celles du tableau IV. 6.

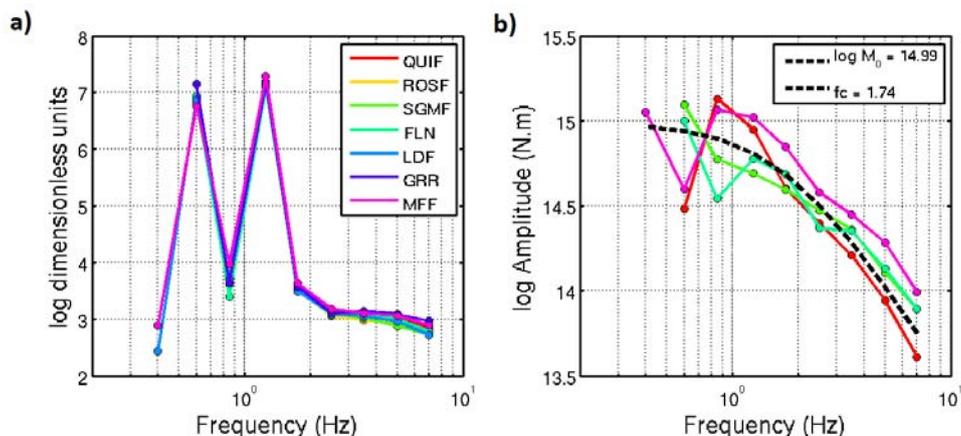


Figure 8 : a) Variation fréquentielle des enveloppes de coda corrigées des paramètres de coda γ et b et du terme d'atténuation $P(f,\Delta)$ pour le séisme de Chantonay (n°122832 dans le tableau III. 1). b) Spectre de source $\Omega(f)$ obtenu après la correction des termes de site $S(f)$ et de génération de coda $G(f)$. La ligne noire pointillée représente le modèle de source ω -carré de l'équation (IV-9) obtenu par méthode des moindres carrés.

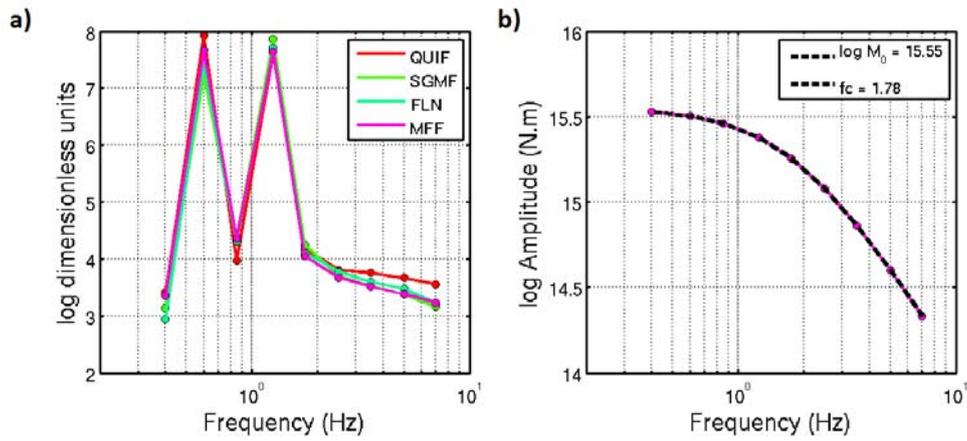


Figure 9: idem à la figure 8 pour l'évènement de Lorient (n°135253 dans le tableau IV. 6).

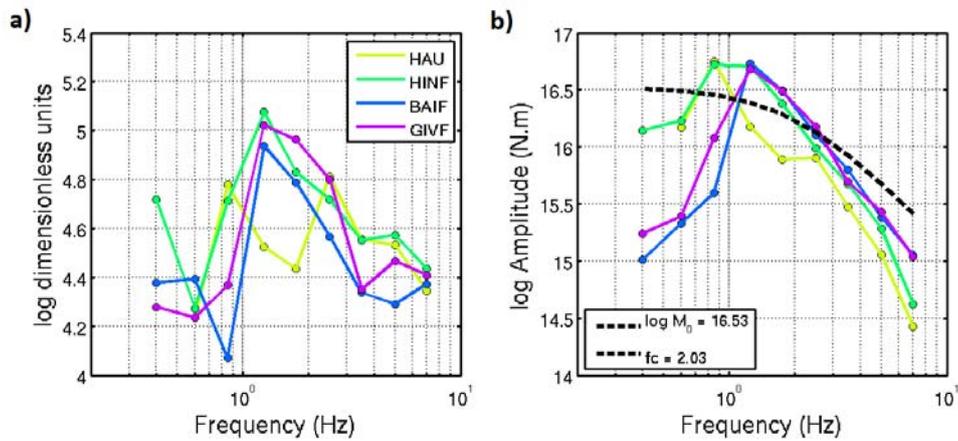


Figure 10: idem à la figure 8 pour l'évènement de Ramberviller (n°138271 dans le tableau IV. 6).

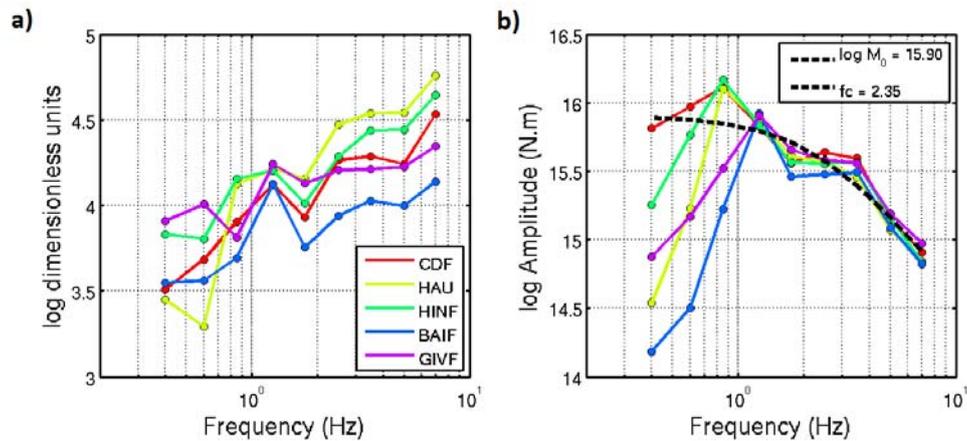


Figure 11: idem à la figure 8 pour l'évènement de Roulan-Besançon (n°14907 dans le tableau IV. 6).

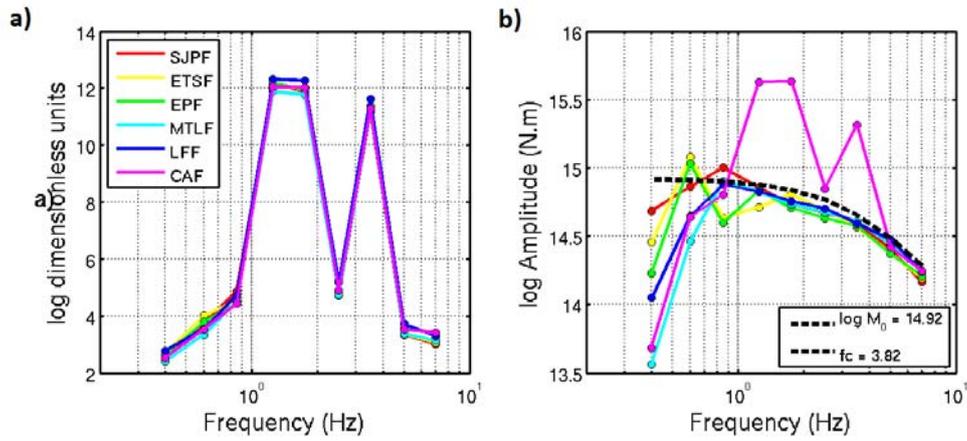


Figure 12: idem à la figure 8 pour l'évènement de Caunteret (n°132082 dans le tableau IV. 6).

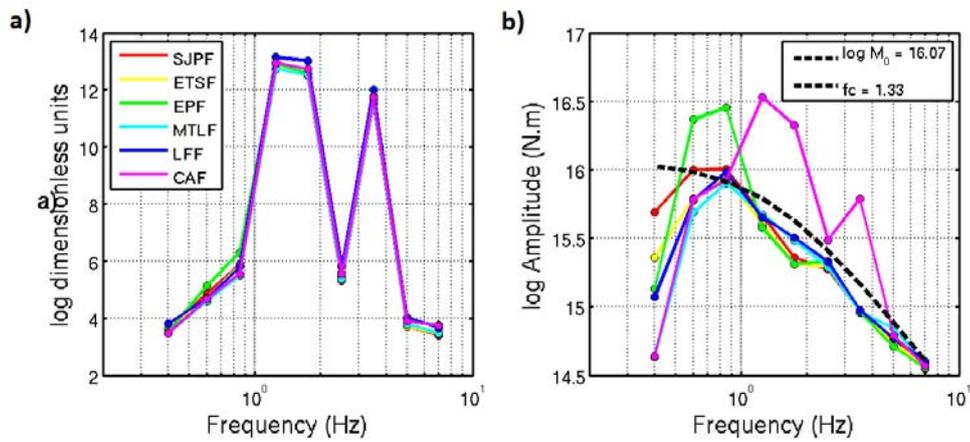


Figure 13: idem à la figure 8 pour l'évènement d'Argelès-Gazost (n°185216 dans le tableau IV. 6).

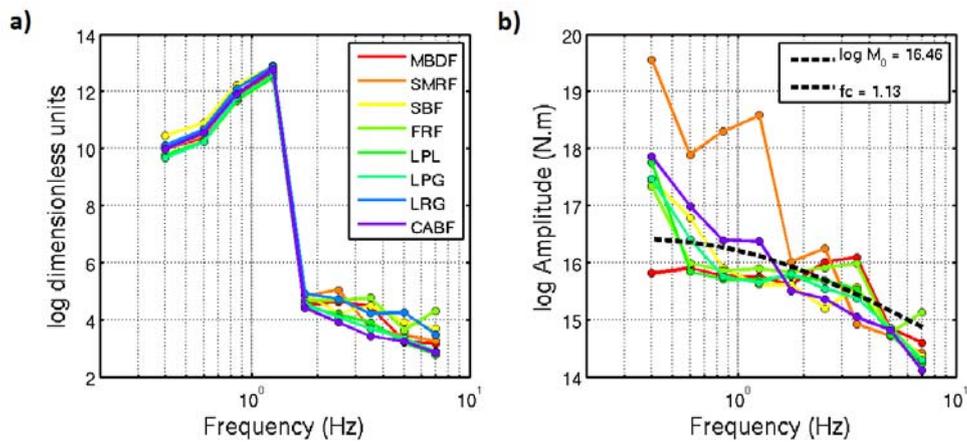


Figure 14: idem à la figure 8 pour l'évènement de mer Ligure (n°120161 dans le tableau III. 1).

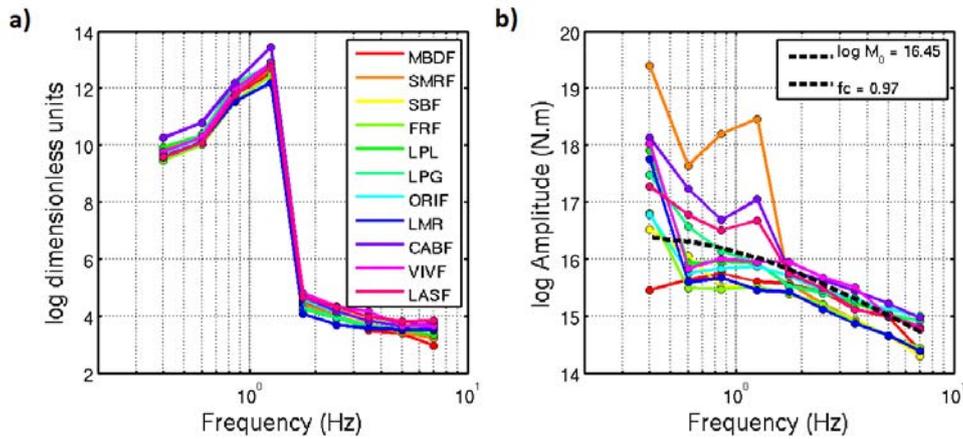


Figure 15: idem à la figure 8 pour l'évènement de Vallorcine (n°174477 dans le tableau IV. 6).

| f (Hz) | FLN | BAIF | EPF | FRF |
|----------|-------|-------|-------|-------|
| 0.3-0.5 | 12.58 | 10.63 | 11.60 | 7.35 |
| 0.5-0.7 | 8.06 | 10.94 | 11.23 | 5.47 |
| 0.7-1.0 | 11.15 | 11.53 | 10.14 | 3.95 |
| 1.0-1.5 | 7.67 | 11.79 | 2.66 | 3.07 |
| 1.5-2.0 | 11.15 | 11.70 | 2.73 | 11.17 |
| 2.0-3.0 | 11.29 | 11.53 | 9.73 | 11.24 |
| 3.0-4.0 | 11.26 | 11.46 | 3.19 | 11.22 |
| 4.0-6.0 | 11.13 | 11.09 | 10.81 | 11.13 |
| 6.0-8.0 | 11.10 | 10.68 | 10.80 | 10.82 |

Tableau 5: Valeurs des corrections de site $S(f)$ et de génération de coda $G(f)$ pour les stations FLN (région nord-ouest), BAIF (région nord-est), EPF (région sud-ouest) et FRF (région sud-est).

| n° séisme | 120161 | 122832 | 132082 | 135253 | 138271 | 149307 | 174477 | 185216 |
|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| M_w | 4.91 | 3.92 | 3.88 | 4.30 | 4.95 | 4.53 | 4.90 | 4.65 |

Tableau 6: Magnitude de moment M_w obtenue à partir de la méthode de *Mayeda et al.* (2003) pour les évènements des figures 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 et 15.

Cependant, lorsque l'on compare les magnitudes M_w obtenues avec celles issues précédemment dans l'analyse fréquentielle de coda et celles de référence (figure 16), on observe une faible corrélation linéaire entre les magnitudes. En effet, malgré une pente de 1, il y a une forte dispersion entre les magnitudes de moment estimées par la méthode de *Mayeda et al.* (2003) et par l'analyse de coda basée sur le modèle d'*Aki & Chouet* (1975). Les résultats peu satisfaisants obtenus sont peut-être dûs aux choix des données. En effet, l'utilisation de signaux large-bande, comme dans toutes les études utilisant la méthode (*Mayeda et al.*, 2003 ; *Eken et al.*, 2004 ; *Morasca et al.*, 2005 ; *Yoo et al.*, 2011), permettrait d'obtenir des spectres de source sur une grande gamme de fréquence et plus stables à basse fréquence. Malgré les résultats concluants dans *Mayeda et al.* (2003), cette méthode de calibration empirique nous interroge sur le nombre important de termes à déterminer, l'indépendance des paramètres entre eux et l'absence de justification théorique pour une partie du modèle de coda utilisé.

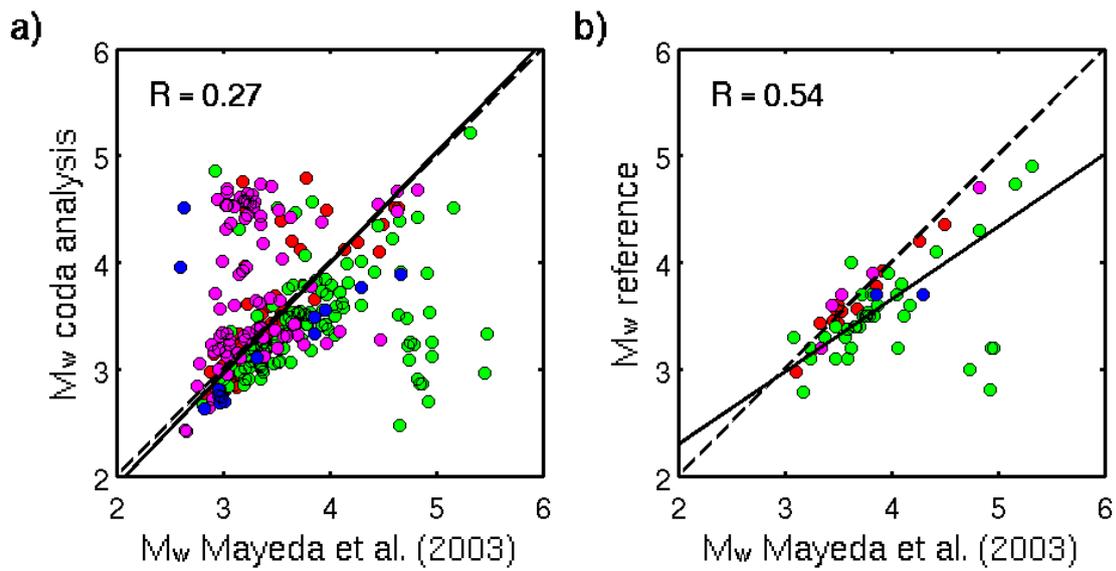


Figure 16: Comparaison des magnitudes de moment M_w déterminées par la méthode de *Mayeda et al. (2003)* avec les magnitudes M_w a) estimées lors de l'analyse fréquentielle de la coda et b) des événements de référence du tableau IV. 5. La ligne noire représente la régression linéaire entre les magnitudes.

Annexe 5 : Magnitudes de moment M_w estimées à partir de méthode « coda »

| n° | Année | Mois | Jour | Heure | Min | Sec | Lat | Lon | Mag LDG | Mag TYPE | Mw | σ | Nstat | σ Mw |
|-------|-------|------|------|-------|-----|-----|-------|-------|---------|----------|------|----------|-------|-------------|
| 71059 | 1963 | 4 | 25 | 13 | 36 | 11 | 44.86 | 5.60 | 4.46 | MD | 4.59 | 0.16 | 3 | 0.25 |
| 71061 | 1963 | 4 | 27 | 5 | 28 | 20 | 44.89 | 5.57 | 4.27 | MD | 4.16 | 0.12 | 2 | 0.22 |
| 71118 | 1963 | 7 | 19 | 11 | 43 | 16 | 43.30 | 7.99 | 4.31 | MD | 4.01 | 0.20 | 2 | 0.27 |
| 71136 | 1963 | 7 | 27 | 5 | 58 | 23 | 43.43 | 8,1 | 4,55 | MD | 4,72 | 0,06 | 2 | 0,20 |
| 71210 | 1964 | 3 | 14 | 2 | 37 | 24 | 46.87 | 8,31 | 4,62 | MD | 5,21 | 0,35 | 3 | 0,39 |
| 71327 | 1965 | 3 | 4 | 0 | 47 | 13 | 47.42 | -0,75 | 4,4 | ML | 3,93 | 0,23 | 4 | 0,29 |
| 71485 | 1965 | 10 | 24 | 12 | 16 | 56 | 46.37 | 7,46 | 4,43 | MD | 5,02 | 0,14 | 2 | 0,24 |
| 71510 | 1965 | 12 | 15 | 12 | 7 | 17 | 50.57 | 4,03 | 4,32 | ML | 3,99 | 0,00 | 1 | 0,19 |
| 71536 | 1966 | 1 | 16 | 12 | 32 | 51 | 50.60 | 4,21 | 4,25 | ML | 4 | 0,00 | 1 | 0,19 |
| 71668 | 1966 | 5 | 20 | 0 | 52 | 58 | 43.12 | 0,24 | 4,31 | MD | 4,21 | 0,08 | 2 | 0,21 |
| 71918 | 1967 | 3 | 24 | 17 | 38 | 16 | 46.45 | 7,38 | 4,3 | MD | 4,78 | 0,10 | 3 | 0,22 |
| 71922 | 1967 | 3 | 28 | 15 | 49 | 27 | 50.49 | 4,21 | 4,36 | ML | 4,14 | 0,03 | 2 | 0,19 |
| 72067 | 1967 | 8 | 13 | 22 | 7 | 50 | 43.18 | -0,82 | 5,29 | MD | 5,21 | 0,00 | 1 | 0,20 |
| 72278 | 1968 | 3 | 12 | 14 | 54 | 55 | 43.15 | -0,2 | 4,09 | ML | 3,94 | 0,07 | 2 | 0,20 |
| 72280 | 1968 | 3 | 15 | 13 | 44 | 27 | 46.88 | -2,24 | 4,15 | ML | 3,38 | 0,17 | 3 | 0,25 |
| 72304 | 1968 | 4 | 18 | 19 | 38 | 16 | 44.06 | 8,05 | 4,33 | MD | 4,33 | 0,27 | 3 | 0,32 |
| 72364 | 1968 | 6 | 18 | 5 | 27 | 36 | 45.59 | 7,83 | 4,84 | MD | 5,08 | 0,52 | 2 | 0,53 |
| 72536 | 1969 | 2 | 26 | 1 | 28 | 3 | 48.30 | 9,03 | 4,62 | MD | 4,69 | 0,02 | 2 | 0,20 |
| 72549 | 1969 | 3 | 11 | 18 | 18 | 15 | 42.67 | 0,72 | 4,01 | MD | 3,64 | 0,17 | 4 | 0,25 |
| 72674 | 1969 | 10 | 9 | 3 | 31 | 37 | 45.08 | 7,38 | 4,12 | ML | 4,14 | 0,10 | 3 | 0,21 |
| 72778 | 1970 | 3 | 14 | 0 | 32 | 34 | 42.50 | 1,73 | 4,01 | ML | 3,75 | 0,02 | 2 | 0,19 |
| 72782 | 1970 | 3 | 14 | 15 | 48 | 11 | 42.50 | 1,68 | 4,7 | ML | 4,27 | 0,04 | 4 | 0,20 |
| 72784 | 1970 | 3 | 16 | 6 | 26 | 43 | 42.55 | 1,72 | 4,3 | MD | 4,09 | 0,09 | 4 | 0,21 |
| 72799 | 1970 | 4 | 5 | 6 | 49 | 59 | 42.41 | 1,63 | 4,9 | ML | 4,28 | 0,00 | 1 | 0,19 |
| 72914 | 1970 | 7 | 21 | 11 | 24 | 39 | 46.66 | 7,44 | 4,37 | ML | 4,25 | 0,27 | 3 | 0,32 |
| 73119 | 1971 | 2 | 1 | 12 | 26 | 57 | 44.41 | 7,28 | 4,26 | ML | 4,38 | 0,13 | 3 | 0,23 |
| 73215 | 1971 | 6 | 21 | 7 | 25 | 32 | 46.37 | 5,67 | 4,29 | MD | 4,61 | 0,04 | 2 | 0,20 |
| 73338 | 1971 | 9 | 7 | 7 | 54 | 28 | 42.99 | 0,13 | 4,31 | ML | 3,97 | 0,08 | 4 | 0,20 |
| 73349 | 1971 | 9 | 25 | 10 | 34 | 6 | 44.07 | 8,63 | 4,36 | ML | 4,73 | 0,26 | 3 | 0,32 |
| 73354 | 1971 | 9 | 29 | 7 | 18 | 53 | 47.07 | 9,01 | 4,44 | MD | 4,44 | 0,04 | 2 | 0,20 |
| 73404 | 1971 | 11 | 30 | 5 | 23 | 20 | 46.76 | -2,16 | 4,33 | ML | 3,35 | 0,10 | 6 | 0,21 |
| 73483 | 1972 | 1 | 18 | 23 | 26 | 13 | 44.15 | 8,28 | 4,43 | ML | 4,54 | 0,03 | 2 | 0,20 |
| 73618 | 1972 | 5 | 18 | 8 | 11 | 2 | 48.25 | 8,98 | 4,28 | ML | 3,94 | 0,15 | 2 | 0,24 |
| 73723 | 1972 | 9 | 7 | 22 | 26 | 57 | 45.91 | -1,54 | 5,18 | MD | 4,98 | 0,11 | 6 | 0,22 |
| 73732 | 1972 | 9 | 8 | 1 | 51 | 52 | 46.03 | -1,43 | 3,86 | ML | 3,2 | 0,09 | 6 | 0,20 |
| 73739 | 1972 | 9 | 8 | 8 | 1 | 25 | 45.92 | -1,6 | 4,09 | MD | 3,06 | 0,09 | 5 | 0,20 |
| 73745 | 1972 | 9 | 9 | 2 | 39 | 6 | 46.00 | -1,37 | 4,14 | MD | 3,25 | 0,09 | 6 | 0,20 |
| 73756 | 1972 | 9 | 11 | 7 | 48 | 35 | 46.02 | -1,58 | 4,2 | MD | 3,86 | 0,05 | 6 | 0,20 |
| 73819 | 1972 | 11 | 24 | 9 | 56 | 52 | 48.65 | -4,27 | 4,15 | ML | 3,35 | 0,18 | 5 | 0,25 |
| 73851 | 1972 | 12 | 31 | 7 | 16 | 58 | 43.46 | -0,74 | 4,05 | ML | 3,73 | 0,21 | 4 | 0,27 |
| 73859 | 1973 | 1 | 6 | 2 | 6 | 38 | 45.99 | -1,49 | 4,47 | ML | 3,73 | 0,04 | 5 | 0,19 |
| 73945 | 1973 | 4 | 20 | 20 | 50 | 56 | 45.85 | -3,21 | 4,26 | MD | 3,36 | 0,11 | 6 | 0,21 |
| 74041 | 1973 | 9 | 19 | 23 | 29 | 2 | 43.12 | -0,31 | 4,15 | MD | 3,89 | 0,17 | 3 | 0,25 |
| 74087 | 1973 | 12 | 13 | 8 | 8 | 44 | 43.18 | -0,29 | 4,41 | MD | 4,49 | 0,11 | 3 | 0,22 |
| 74125 | 1974 | 2 | 8 | 20 | 12 | 18 | 44.18 | 6,54 | 4,29 | ML | 4,24 | 0,20 | 3 | 0,27 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|------|----|----|----|----|----|-------|-------|------|----|------|------|---|------|
| 74166 | 1974 | 4 | 18 | 2 | 24 | 35 | 44.53 | 2,5 | 4,03 | ML | 3,64 | 0.15 | 2 | 0.24 |
| 74270 | 1974 | 9 | 1 | 17 | 21 | 58 | 45.99 | -1,52 | 4,17 | ML | 3,39 | 0.09 | 4 | 0.21 |
| 74303 | 1974 | 10 | 31 | 7 | 15 | 45 | 43.27 | -0,86 | 4,2 | ML | 4,33 | 0.06 | 4 | 0.20 |
| 74490 | 1975 | 8 | 30 | 14 | 7 | 50 | 48.80 | -3 | 4,17 | ML | 3,4 | 0.13 | 7 | 0.22 |
| 74613 | 1976 | 2 | 11 | 23 | 43 | 52 | 45.93 | -1,52 | 4,27 | ML | 3,43 | 0.06 | 7 | 0.20 |
| 75031 | 1976 | 9 | 8 | 19 | 54 | 41 | 45.71 | 0,78 | 4,23 | ML | 3,41 | 0.13 | 7 | 0.22 |
| 75150 | 1976 | 10 | 7 | 23 | 45 | 56 | 46.07 | -2,56 | 4,24 | ML | 3,89 | 0.07 | 7 | 0.20 |
| 75369 | 1977 | 3 | 7 | 8 | 18 | 17 | 50.25 | 8.10 | 4.14 | ML | 3.39 | 0.06 | 4 | 0.19 |
| 75954 | 1977 | 7 | 3 | 12 | 13 | 27 | 44.69 | 6,66 | 4.35 | ML | 3.73 | 0.17 | 3 | 0.25 |
| 76124 | 1977 | 9 | 12 | 22 | 20 | 31 | 43.06 | -1 | 4,52 | ML | 3,72 | 0.04 | 6 | 0.19 |
| 76231 | 1977 | 10 | 10 | 6 | 5 | 56 | 45.95 | -1,44 | 4,73 | ML | 3,52 | 0.10 | 9 | 0.21 |
| 76432 | 1978 | 1 | 15 | 9 | 22 | 27 | 49.11 | -5,5 | 4,29 | ML | 3,22 | 0.07 | 3 | 0.20 |
| 76437 | 1978 | 1 | 16 | 14 | 31 | 16 | 48.29 | 9,01 | 4,57 | ML | 3,82 | 0.07 | 2 | 0.20 |
| 76523 | 1978 | 2 | 11 | 14 | 13 | 13 | 46.33 | 3,28 | 4,13 | ML | 2,65 | 0.13 | 5 | 0.22 |
| 76545 | 1978 | 2 | 17 | 2 | 34 | 18 | 43.15 | -0,86 | 4,06 | ML | 3,61 | 0.04 | 4 | 0.19 |
| 77125 | 1978 | 5 | 27 | 7 | 47 | 40 | 45.90 | -1,42 | 4,06 | ML | 2,94 | 0.03 | 3 | 0.19 |
| 77598 | 1978 | 8 | 29 | 22 | 23 | 48 | 43.69 | 3,3 | 4,02 | ML | 3,3 | 0.08 | 4 | 0.20 |
| 77624 | 1978 | 9 | 3 | 5 | 8 | 34 | 48.31 | 8,96 | 5,61 | ML | 5,05 | 0.02 | 7 | 0.20 |
| 77681 | 1978 | 9 | 3 | 8 | 10 | 12 | 48.32 | 9 | 4,01 | ML | 3,32 | 0.10 | 4 | 0.21 |
| 77693 | 1978 | 9 | 3 | 10 | 2 | 45 | 48.38 | 8,96 | 4,94 | ML | 4,14 | 0.04 | 7 | 0.19 |
| 77859 | 1978 | 9 | 18 | 18 | 14 | 38 | 43.56 | -0,33 | 4 | ML | 3,36 | 0.08 | 4 | 0.20 |
| 77867 | 1978 | 9 | 20 | 15 | 40 | 40 | 48.26 | -4,16 | 4,01 | ML | 2,97 | 0.08 | 3 | 0.20 |
| 78108 | 1978 | 11 | 3 | 6 | 38 | 0 | 42.79 | 2,69 | 4,25 | ML | 3,37 | 0.04 | 4 | 0.19 |
| 78111 | 1978 | 11 | 6 | 10 | 48 | 24 | 45.73 | 1 | 4,33 | ML | 3,31 | 0.14 | 9 | 0.23 |
| 78878 | 1979 | 4 | 16 | 12 | 27 | 12 | 44.64 | 5,28 | 4,34 | ML | 3,95 | 0.10 | 8 | 0.21 |
| 79271 | 1979 | 7 | 3 | 21 | 13 | 11 | 46.98 | 6,94 | 4,05 | ML | 3,94 | 0.05 | 5 | 0.20 |
| 79595 | 1979 | 9 | 28 | 5 | 28 | 46 | 43.14 | 0,47 | 4,03 | ML | 3,43 | 0.07 | 4 | 0.20 |
| 79849 | 1979 | 12 | 5 | 23 | 2 | 30 | 42.45 | 2,43 | 4,08 | ML | 3,39 | 0.07 | 3 | 0.20 |
| 80114 | 1980 | 2 | 29 | 20 | 40 | 48 | 43.03 | -0,53 | 5,77 | ML | 4,99 | 0.05 | 8 | 0.20 |
| 80468 | 1980 | 4 | 16 | 13 | 10 | 16 | 43.08 | -0,4 | 4,25 | ML | 3,54 | 0.02 | 3 | 0.19 |
| 10057 | 1980 | 10 | 6 | 5 | 2 | 27 | 44.69 | 8,96 | 4,06 | ML | 4,19 | 0.07 | 3 | 0.20 |
| 12259 | 1982 | 8 | 25 | 20 | 59 | 2 | 43.08 | -0,31 | 4,26 | ML | 3,47 | 0.00 | 1 | 0.19 |
| 13342 | 1983 | 7 | 7 | 3 | 52 | 25 | 48.41 | -1,09 | 4,17 | ML | 2,99 | 0.15 | 2 | 0.23 |
| 13682 | 1983 | 11 | 8 | 0 | 49 | 36 | 50.61 | 5,52 | 4,93 | ML | 4,31 | 0.06 | 3 | 0.20 |
| 13989 | 1984 | 2 | 23 | 5 | 51 | 44 | 43.02 | 0,12 | 4,52 | ML | 3,76 | 0.08 | 4 | 0.20 |
| 14011 | 1984 | 2 | 25 | 6 | 8 | 21 | 46.02 | -1,73 | 4,17 | ML | 3,15 | 0.14 | 2 | 0.23 |
| 14218 | 1984 | 4 | 17 | 8 | 53 | 39 | 45.00 | 5,22 | 4,38 | ML | 3,86 | 0.10 | 9 | 0.21 |
| 14297 | 1984 | 5 | 3 | 8 | 56 | 52 | 46.08 | 6,51 | 4,21 | ML | 3,84 | 0.04 | 8 | 0.19 |
| 14494 | 1984 | 6 | 19 | 11 | 40 | 37 | 44.01 | 6,21 | 4,06 | ML | 3,98 | 0.04 | 8 | 0.19 |
| 14681 | 1984 | 9 | 5 | 5 | 16 | 50 | 47.29 | 8,47 | 4,56 | ML | 3,76 | 0.07 | 2 | 0.20 |
| 14730 | 1984 | 9 | 26 | 4 | 54 | 27 | 42.36 | 2,24 | 4,4 | ML | 3,56 | 0.08 | 3 | 0.20 |
| 14998 | 1984 | 12 | 24 | 16 | 44 | 53 | 48.08 | 6,58 | 4,06 | ML | 3,08 | 0.04 | 4 | 0.19 |
| 15086 | 1984 | 12 | 29 | 11 | 2 | 37 | 48.08 | 6,54 | 4,82 | ML | 4,07 | 0.07 | 6 | 0.20 |
| 15087 | 1984 | 12 | 29 | 11 | 3 | 14 | 48.03 | 6,55 | 4,52 | ML | 3,85 | 0.09 | 6 | 0.21 |
| 15176 | 1984 | 12 | 29 | 14 | 2 | 6 | 48.04 | 6,58 | 4,25 | ML | 3,13 | 0.09 | 5 | 0.20 |
| 15202 | 1984 | 12 | 29 | 14 | 54 | 14 | 48.12 | 6,55 | 4,17 | ML | 3,07 | 0.00 | 1 | 0.18 |
| 15327 | 1984 | 12 | 31 | 23 | 26 | 54 | 48.04 | 6,58 | 4,05 | ML | 3 | 0.05 | 4 | 0.19 |
| 15579 | 1985 | 2 | 8 | 1 | 31 | 4 | 43.05 | 0,18 | 4,04 | ML | 3,17 | 0.10 | 3 | 0.21 |
| 15625 | 1985 | 2 | 28 | 21 | 33 | 2 | 47.65 | 7,34 | 4,03 | ML | 3,07 | 0.04 | 4 | 0.19 |
| 16068 | 1985 | 8 | 24 | 6 | 8 | 42 | 50.16 | 8,04 | 4,32 | ML | 3,37 | 0.06 | 4 | 0.19 |
| 16172 | 1985 | 9 | 30 | 11 | 16 | 28 | 47.58 | 0,55 | 4,69 | ML | 3,45 | 0.10 | 9 | 0.21 |
| 16621 | 1986 | 2 | 27 | 12 | 7 | 7 | 47.74 | 8,91 | 4,45 | ML | 3,59 | 0.09 | 6 | 0.21 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|------|----|----|----|----|----|-------|-------|------|----|------|------|---|------|
| 18024 | 1987 | 7 | 3 | 10 | 46 | 60 | 45.39 | 7,71 | 4,21 | ML | 3,68 | 0.05 | 5 | 0.19 |
| 18258 | 1987 | 9 | 20 | 11 | 53 | 59 | 46.80 | 7,15 | 4,24 | ML | 3,71 | 0.07 | 6 | 0.20 |
| 18356 | 1987 | 10 | 28 | 23 | 49 | 4 | 47.13 | 9,04 | 4,32 | ML | 3,59 | 0.04 | 5 | 0.19 |
| 18386 | 1987 | 11 | 11 | 7 | 15 | 23 | 43.04 | -0,21 | 4,13 | ML | 3,31 | 0.06 | 2 | 0.19 |
| 18483 | 1987 | 12 | 11 | 2 | 25 | 59 | 47.33 | 7,09 | 4,04 | ML | 3,3 | 0.10 | 4 | 0.21 |
| 18633 | 1988 | 2 | 5 | 8 | 36 | 42 | 45.71 | -0,81 | 4,01 | ML | 2,91 | 0.11 | 4 | 0.21 |
| 18910 | 1988 | 5 | 11 | 0 | 8 | 54 | 48.10 | -0,74 | 4,18 | ML | 2,91 | 0.06 | 8 | 0.19 |
| 19584 | 1989 | 1 | 6 | 19 | 33 | 9 | 42.99 | 0,16 | 4,95 | ML | 4,35 | 0.10 | 7 | 0.21 |
| 19737 | 1989 | 2 | 13 | 17 | 32 | 50 | 45.93 | -1,38 | 4,03 | ML | 2,83 | 0.00 | 1 | 0.18 |
| 19740 | 1989 | 2 | 14 | 0 | 47 | 2 | 45.93 | -1,39 | 4 | ML | 2,79 | 0.00 | 1 | 0.18 |
| 20044 | 1989 | 5 | 30 | 6 | 28 | 10 | 43.14 | -0,29 | 4,52 | ML | 3,71 | 0.08 | 5 | 0.20 |
| 20227 | 1989 | 8 | 21 | 6 | 52 | 60 | 48.10 | -5,5 | 5,02 | ML | 3,8 | 0.11 | 7 | 0.22 |
| 20317 | 1989 | 9 | 30 | 4 | 41 | 4 | 46.34 | 7,36 | 4,25 | ML | 3,71 | 0.06 | 5 | 0.20 |
| 20536 | 1989 | 12 | 26 | 20 | 0 | 0 | 43.52 | 7,46 | 4,51 | ML | 4,22 | 0.02 | 5 | 0.19 |
| 20700 | 1990 | 2 | 11 | 7 | 0 | 38 | 44.95 | 7,64 | 4,78 | ML | 4,33 | 0.07 | 7 | 0.20 |
| 20710 | 1990 | 2 | 14 | 15 | 55 | 55 | 46.30 | 6,71 | 4,03 | ML | 3,62 | 0.01 | 2 | 0.19 |
| 20729 | 1990 | 2 | 28 | 13 | 23 | 44 | 43.03 | -0,94 | 4,21 | ML | 3,53 | 0.09 | 2 | 0.21 |
| 20861 | 1990 | 4 | 15 | 7 | 50 | 36 | 43.51 | 7,78 | 4,15 | ML | 3,88 | 0.06 | 2 | 0.20 |
| 21016 | 1990 | 5 | 26 | 11 | 44 | 60 | 50.19 | 8,61 | 4,11 | ML | 3,48 | 0.00 | 1 | 0.19 |
| 21069 | 1990 | 6 | 12 | 18 | 48 | 58 | 43.16 | -0,33 | 4,24 | ML | 3,58 | 0.11 | 3 | 0.21 |
| 21524 | 1990 | 10 | 16 | 14 | 25 | 31 | 43.07 | -0,02 | 4,06 | ML | 3,48 | 0.00 | 1 | 0.19 |
| 21589 | 1990 | 10 | 31 | 6 | 46 | 48 | 43.40 | -0,58 | 4,13 | ML | 3,4 | 0.08 | 2 | 0.20 |
| 21593 | 1990 | 11 | 2 | 21 | 25 | 27 | 43.09 | -0,54 | 4,13 | ML | 3,33 | 0.00 | 1 | 0.19 |
| 21922 | 1991 | 2 | 11 | 15 | 43 | 45 | 44.86 | 6,79 | 4,65 | ML | 4,26 | 0.05 | 6 | 0.20 |
| 22040 | 1991 | 4 | 1 | 23 | 47 | 47 | 43.09 | -0,94 | 4,2 | ML | 3,49 | 0.01 | 2 | 0.19 |
| 22833 | 1991 | 12 | 6 | 19 | 34 | 4 | 47.24 | 0,15 | 4,15 | ML | 3 | 0.14 | 9 | 0.23 |
| 51991 | 1992 | 3 | 19 | 18 | 53 | 23 | 42.25 | 2,01 | 4,49 | ML | 3,63 | 0.12 | 2 | 0.22 |
| 52088 | 1992 | 4 | 13 | 1 | 20 | 3 | 51.16 | 5,82 | 5,95 | ML | 5,39 | 0.04 | 6 | 0.20 |
| 52120 | 1992 | 4 | 14 | 1 | 6 | 46 | 50.89 | 6,17 | 4,29 | ML | 3,4 | 0.14 | 2 | 0.23 |
| 52450 | 1992 | 6 | 20 | 2 | 32 | 12 | 43.48 | -0,64 | 4,09 | ML | 3,27 | 0.06 | 5 | 0.19 |
| 52778 | 1992 | 8 | 29 | 9 | 22 | 27 | 50.17 | 4,32 | 4,13 | ML | 3,2 | 0.09 | 3 | 0.20 |
| 53246 | 1992 | 12 | 30 | 21 | 34 | 13 | 47.73 | 8,29 | 4,23 | ML | 3,45 | 0.05 | 4 | 0.19 |
| 55987 | 1993 | 3 | 15 | 23 | 43 | 30 | 44.31 | 7,41 | 4,05 | ML | 3,59 | 0.06 | 7 | 0.20 |
| 56367 | 1993 | 6 | 14 | 12 | 28 | 38 | 46.01 | 8,27 | 4,51 | ML | 4,05 | 0.08 | 6 | 0.21 |
| 64761 | 1994 | 11 | 30 | 16 | 31 | 22 | 49.44 | -0,53 | 4,09 | ML | 2,99 | 0.08 | 3 | 0.20 |
| 64897 | 1994 | 12 | 14 | 8 | 56 | 0 | 45.98 | 6,39 | 5,06 | ML | 4,4 | 0.11 | 6 | 0.22 |
| 65530 | 1995 | 2 | 12 | 15 | 31 | 6 | 43.09 | -0,36 | 4,1 | ML | 3,41 | 0.15 | 2 | 0.23 |
| 66179 | 1995 | 4 | 21 | 8 | 2 | 56 | 43.70 | 7,64 | 4,75 | ML | 4,41 | 0.10 | 7 | 0.21 |
| 66911 | 1995 | 5 | 24 | 20 | 45 | 38 | 46.61 | 6,38 | 4,14 | ML | 3,6 | 0.19 | 4 | 0.26 |
| 67212 | 1995 | 6 | 20 | 1 | 54 | 49 | 50.36 | 4,04 | 4,89 | ML | 4,09 | 0.07 | 5 | 0.20 |
| 69114 | 1995 | 11 | 12 | 21 | 19 | 32 | 41.53 | 4,48 | 4,27 | ML | 4,19 | 0.14 | 2 | 0.23 |
| 69160 | 1995 | 11 | 16 | 5 | 57 | 25 | 47.11 | 8,6 | 4,26 | ML | 3,53 | 0.07 | 3 | 0.20 |
| 69815 | 1996 | 1 | 6 | 2 | 36 | 52 | 43.05 | -0,35 | 4,26 | ML | 3,37 | 0.04 | 2 | 0.19 |
| 70264 | 1996 | 2 | 18 | 1 | 45 | 46 | 42.78 | 2,51 | 5,64 | ML | 4,72 | 0.01 | 3 | 0.19 |
| 70407 | 1996 | 2 | 25 | 10 | 10 | 50 | 42.72 | -1,94 | 4,41 | ML | 3,81 | 0.03 | 2 | 0.19 |
| 70856 | 1996 | 3 | 31 | 6 | 8 | 5 | 45.93 | 7,36 | 4,48 | ML | 4,11 | 0.05 | 6 | 0.20 |
| 82443 | 1996 | 7 | 15 | 0 | 13 | 31 | 45.93 | 6,09 | 5,34 | ML | 4,86 | 0.12 | 2 | 0.23 |
| 82607 | 1996 | 7 | 23 | 4 | 8 | 42 | 45.95 | 6,08 | 4,19 | ML | 3,93 | 0.17 | 2 | 0.25 |
| 83800 | 1996 | 10 | 3 | 6 | 6 | 21 | 43.08 | -0,32 | 4,22 | ML | 3,46 | 0.00 | 1 | 0.19 |
| 84807 | 1996 | 12 | 12 | 14 | 32 | 25 | 43.05 | 0,12 | 4,16 | ML | 3,36 | 0.00 | 1 | 0.19 |
| 85149 | 1997 | 1 | 12 | 1 | 24 | 1 | 46.53 | -1.17 | 4.23 | ML | 3.07 | 0.13 | 9 | 0.22 |
| 85661 | 1997 | 2 | 24 | 12 | 6 | 18 | 43.63 | 8.45 | 4.22 | ML | 3.89 | 0.07 | 3 | 0.20 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|------|----|----|----|----|----|-------|-------|------|----|------|------|----|------|
| 87556 | 1997 | 7 | 2 | 3 | 20 | 5 | 42.66 | 0,64 | 4,02 | ML | 3,34 | 0.19 | 5 | 0.26 |
| 88299 | 1997 | 8 | 30 | 4 | 1 | 11 | 43.25 | -2,25 | 4,02 | ML | 3,31 | 0.00 | 2 | 0.19 |
| 89561 | 1997 | 10 | 31 | 4 | 23 | 44 | 44.24 | 6,59 | 4,69 | ML | 4,28 | 0.16 | 8 | 0.25 |
| 90011 | 1997 | 11 | 22 | 4 | 56 | 13 | 47.14 | 9,06 | 4 | ML | 3,19 | 0.15 | 7 | 0.23 |
| 90097 | 1997 | 11 | 29 | 20 | 6 | 11 | 50.22 | 8,2 | 4,35 | ML | 3,47 | 0.14 | 6 | 0.23 |
| 90161 | 1997 | 12 | 4 | 22 | 51 | 47 | 43.38 | -0,68 | 4,05 | ML | 3,44 | 0.20 | 6 | 0.27 |
| 92676 | 1998 | 4 | 11 | 11 | 5 | 2 | 44.59 | 7,33 | 4,01 | ML | 3,56 | 0.12 | 6 | 0.22 |
| 96173 | 1998 | 10 | 27 | 23 | 23 | 6 | 42.86 | -2,12 | 4,75 | ML | 3,96 | 0.26 | 7 | 0.31 |
| 97607 | 1999 | 1 | 11 | 3 | 36 | 37 | 45.04 | 5,77 | 4,21 | ML | 3,65 | 0.06 | 8 | 0.20 |
| 98337 | 1999 | 2 | 14 | 5 | 57 | 55 | 46.80 | 7,23 | 4,72 | ML | 4,13 | 0.03 | 8 | 0.19 |
| 98403 | 1999 | 2 | 16 | 1 | 50 | 0 | 43.11 | -1,35 | 4,1 | ML | 3,29 | 0.04 | 3 | 0.19 |
| 101131 | 1999 | 5 | 20 | 13 | 11 | 36 | 46.67 | 7,3 | 4,04 | ML | 3,55 | 0.11 | 6 | 0.21 |
| 106205 | 1999 | 10 | 4 | 18 | 14 | 27 | 42.92 | 0,6 | 5,11 | ML | 4,24 | 0.03 | 9 | 0.19 |
| 106267 | 1999 | 10 | 6 | 16 | 26 | 47 | 50.04 | 0,37 | 4,38 | ML | 3,05 | 0.07 | 11 | 0.20 |
| 108995 | 2000 | 1 | 20 | 3 | 3 | 19 | 50.52 | 6,98 | 4,26 | ML | 3,41 | 0.05 | 8 | 0.19 |
| 110010 | 2000 | 2 | 23 | 15 | 46 | 40 | 45.41 | 0,36 | 4,14 | ML | 2,81 | 0.11 | 11 | 0.21 |
| 115304 | 2000 | 8 | 21 | 17 | 14 | 27 | 44.73 | 8,72 | 5,45 | ML | 4,92 | 0.07 | 7 | 0.21 |
| 119664 | 2001 | 2 | 6 | 22 | 28 | 45 | 44.01 | 8,76 | 4,54 | ML | 4,07 | 0.09 | 9 | 0.21 |
| 120161 | 2001 | 2 | 25 | 18 | 34 | 44 | 43.51 | 7,47 | 5,12 | ML | 4,55 | 0.08 | 7 | 0.21 |
| 120777 | 2001 | 3 | 14 | 7 | 9 | 52 | 43.49 | 8,05 | 4,08 | ML | 3,64 | 0.09 | 3 | 0.21 |
| 122695 | 2001 | 5 | 31 | 23 | 42 | 57 | 50.98 | -4,71 | 4,02 | ML | 2,89 | 0.02 | 3 | 0.18 |
| 122832 | 2001 | 6 | 8 | 13 | 26 | 53 | 46.67 | -1,09 | 5,14 | ML | 3,68 | 0.03 | 10 | 0.19 |
| 123313 | 2001 | 6 | 21 | 19 | 55 | 49 | 49.15 | 6,87 | 4,17 | ML | 3,4 | 0.05 | 9 | 0.19 |
| 123384 | 2001 | 6 | 23 | 1 | 40 | 5 | 50.83 | 5,9 | 4,61 | ML | 3,68 | 0.04 | 9 | 0.19 |
| 123414 | 2001 | 6 | 25 | 6 | 49 | 18 | 45.90 | -1,41 | 4,13 | ML | 2,86 | 0.07 | 11 | 0.19 |
| 124125 | 2001 | 7 | 18 | 22 | 47 | 12 | 44.81 | 8,45 | 4,44 | ML | 4,06 | 0.06 | 9 | 0.20 |
| 130211 | 2002 | 2 | 21 | 10 | 21 | 51 | 42.95 | -1,88 | 4,37 | ML | 3,73 | 0.09 | 5 | 0.21 |
| 130642 | 2002 | 3 | 14 | 13 | 32 | 47 | 46.67 | -1,08 | 4,14 | ML | 2,77 | 0.07 | 9 | 0.19 |
| 130665 | 2002 | 3 | 17 | 14 | 46 | 31 | 50.71 | 6,28 | 4,01 | ML | 3,1 | 0.09 | 5 | 0.20 |
| 130704 | 2002 | 3 | 18 | 15 | 18 | 55 | 42.99 | -1,94 | 4,07 | ML | 3,28 | 0.04 | 2 | 0.19 |
| 132082 | 2002 | 5 | 16 | 14 | 56 | 35 | 42.93 | -0,17 | 4,81 | ML | 3,87 | 0.07 | 7 | 0.20 |
| 132083 | 2002 | 5 | 16 | 15 | 14 | 46 | 42.95 | -0,16 | 4,36 | ML | 3,49 | 0.07 | 7 | 0.20 |
| 133747 | 2002 | 7 | 22 | 5 | 45 | 6 | 50.83 | 6,2 | 5,55 | ML | 4,56 | 0.04 | 7 | 0.20 |
| 134745 | 2002 | 9 | 5 | 20 | 42 | 16 | 43.10 | -0,44 | 4,15 | ML | 3,32 | 0.09 | 5 | 0.20 |
| 135253 | 2002 | 9 | 30 | 6 | 44 | 48 | 47.83 | -3,2 | 5,67 | ML | 4,16 | 0.06 | 7 | 0.20 |
| 135210 | 2002 | 9 | 30 | 10 | 6 | 50 | 47.83 | -3,14 | 4,12 | ML | 2,95 | 0.12 | 7 | 0.22 |
| 136838 | 2002 | 12 | 11 | 20 | 9 | 53 | 43.12 | -0,38 | 4,26 | ML | 3,51 | 0.04 | 7 | 0.19 |
| 136862 | 2002 | 12 | 12 | 17 | 59 | 51 | 43.10 | -0,27 | 4,86 | ML | 3,96 | 0.04 | 7 | 0.19 |
| 137401 | 2003 | 1 | 12 | 15 | 56 | 36 | 41.62 | -5,97 | 4,37 | ML | 3,85 | 0.00 | 1 | 0.19 |
| 137589 | 2003 | 1 | 21 | 18 | 1 | 1 | 43.12 | -0,37 | 4,61 | ML | 3,73 | 0.03 | 7 | 0.19 |
| 138102 | 2003 | 2 | 14 | 4 | 49 | 17 | 46.36 | -0,87 | 4,13 | ML | 2,8 | 0.07 | 9 | 0.19 |
| 138271 | 2003 | 2 | 22 | 20 | 41 | 6 | 48.34 | 6,66 | 5,93 | ML | 4,86 | 0.03 | 6 | 0.20 |
| 138361 | 2003 | 2 | 26 | 3 | 32 | 58 | 42.30 | 2,21 | 4,39 | ML | 3,5 | 0.05 | 8 | 0.19 |
| 138926 | 2003 | 3 | 22 | 13 | 36 | 16 | 48.21 | 9 | 4,76 | ML | 3,77 | 0.06 | 8 | 0.20 |
| 139424 | 2003 | 4 | 11 | 9 | 26 | 58 | 44.72 | 9,09 | 5,33 | ML | 4,89 | 0.04 | 8 | 0.20 |
| 139934 | 2003 | 4 | 29 | 4 | 55 | 11 | 46.38 | 7,56 | 4,15 | ML | 3,57 | 0.07 | 6 | 0.20 |
| 140104 | 2003 | 5 | 6 | 21 | 59 | 46 | 46.97 | 8,81 | 4,2 | ML | 3,73 | 0.06 | 4 | 0.20 |
| 140741 | 2003 | 5 | 25 | 23 | 3 | 32 | 45.14 | 6,48 | 4 | ML | 3,45 | 0.04 | 7 | 0.19 |
| 143802 | 2003 | 8 | 22 | 9 | 21 | 34 | 46.35 | 7,34 | 4,17 | ML | 3,67 | 0.04 | 8 | 0.19 |
| 149307 | 2004 | 2 | 23 | 17 | 31 | 21 | 47.28 | 6,26 | 5,54 | ML | 4,39 | 0.04 | 9 | 0.20 |
| 157992 | 2004 | 5 | 22 | 5 | 19 | 4 | 50.38 | 7,38 | 4,21 | ML | 3,4 | 0.10 | 7 | 0.21 |
| 158341 | 2004 | 6 | 1 | 16 | 50 | 19 | 42.30 | 2,2 | 4,16 | ML | 3,34 | 0.07 | 6 | 0.20 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|------|----|----|----|----|----|-------|-------|------|----|------|------|----|------|
| 158953 | 2004 | 6 | 21 | 23 | 10 | 2 | 47.49 | 7,72 | 4,08 | ML | 3,11 | 0.08 | 9 | 0.20 |
| 159182 | 2004 | 6 | 28 | 23 | 42 | 30 | 47.52 | 8,17 | 4,23 | ML | 3,24 | 0.09 | 10 | 0.20 |
| 161124 | 2004 | 9 | 18 | 12 | 52 | 18 | 42.89 | -1,53 | 5,16 | ML | 4,4 | 0.06 | 9 | 0.20 |
| 161313 | 2004 | 9 | 21 | 15 | 48 | 6 | 42.34 | 2,13 | 5,06 | ML | 4,1 | 0.04 | 7 | 0.19 |
| 161607 | 2004 | 9 | 30 | 13 | 9 | 8 | 42.87 | -1,45 | 4,57 | ML | 3,77 | 0.07 | 9 | 0.20 |
| 166252 | 2004 | 12 | 5 | 1 | 52 | 39 | 48.07 | 7,95 | 5,18 | ML | 4,41 | 0.07 | 9 | 0.20 |
| 170375 | 2005 | 4 | 4 | 17 | 7 | 55 | 45.94 | -1,38 | 4,13 | ML | 2,8 | 0.07 | 10 | 0.19 |
| 170660 | 2005 | 4 | 18 | 6 | 42 | 50 | 45.92 | -1,42 | 4,73 | ML | 3,39 | 0.05 | 10 | 0.19 |
| 171267 | 2005 | 5 | 12 | 1 | 38 | 6 | 47.30 | 7,62 | 4,27 | ML | 3,32 | 0.07 | 9 | 0.20 |
| 172414 | 2005 | 6 | 22 | 19 | 41 | 38 | 46.95 | -2,17 | 4,14 | ML | 2,9 | 0.07 | 10 | 0.19 |
| 174477 | 2005 | 9 | 8 | 11 | 27 | 18 | 46.03 | 6,96 | 5,29 | ML | 4,67 | 0.07 | 9 | 0.21 |
| 175893 | 2005 | 10 | 31 | 3 | 39 | 59 | 45.71 | 6,41 | 4,09 | ML | 3,48 | 0.10 | 8 | 0.21 |
| 176166 | 2005 | 11 | 12 | 19 | 31 | 16 | 47.51 | 8,18 | 4,33 | ML | 3,39 | 0.09 | 10 | 0.21 |
| 176335 | 2005 | 11 | 20 | 10 | 48 | 60 | 45.43 | 8,99 | 4,04 | ML | 3,34 | 0.03 | 4 | 0.19 |
| 177452 | 2006 | 1 | 11 | 10 | 32 | 9 | 45.91 | 5,45 | 4,13 | ML | 3,59 | 0.06 | 9 | 0.20 |
| 183110 | 2006 | 8 | 24 | 20 | 1 | 0 | 45.84 | -0,19 | 4,26 | ML | 2,92 | 0.07 | 11 | 0.20 |
| 183305 | 2006 | 9 | 2 | 1 | 21 | 31 | 43.95 | 7,68 | 4,27 | ML | 3,79 | 0.07 | 8 | 0.20 |
| 184690 | 2006 | 11 | 5 | 0 | 37 | 40 | 47.28 | 0,11 | 4,07 | ML | 2,77 | 0.08 | 11 | 0.20 |
| 185216 | 2006 | 11 | 17 | 18 | 19 | 51 | 42.97 | -0,08 | 5,4 | ML | 4,43 | 0.03 | 9 | 0.19 |
| 186525 | 2006 | 12 | 16 | 8 | 17 | 1 | 43.06 | -0,12 | 4,12 | ML | 3,31 | 0.02 | 6 | 0.19 |
| 190346 | 2007 | 4 | 28 | 7 | 18 | 10 | 51.22 | 1,2 | 4,91 | ML | 3,69 | 0.04 | 11 | 0.19 |
| 193295 | 2007 | 8 | 3 | 2 | 58 | 10 | 50.34 | 7,32 | 4,37 | ML | 3,53 | 0.07 | 10 | 0.20 |
| 196113 | 2007 | 11 | 15 | 13 | 47 | 36 | 43.01 | 0 | 4,47 | ML | 3,53 | 0.04 | 8 | 0.19 |
| 197357 | 2008 | 1 | 3 | 6 | 7 | 54 | 49.38 | 6,86 | 4,14 | ML | 3,29 | 0.06 | 9 | 0.19 |
| 198587 | 2008 | 2 | 23 | 15 | 30 | 56 | 49.36 | 6,85 | 4,68 | ML | 3,86 | 0.05 | 10 | 0.20 |
| 200447 | 2008 | 5 | 3 | 12 | 14 | 22 | 42.99 | 0,25 | 4,08 | ML | 3,17 | 0.04 | 7 | 0.19 |
| 201195 | 2008 | 5 | 18 | 1 | 57 | 23 | 43.12 | -0,1 | 4,6 | ML | 3,66 | 0.06 | 9 | 0.20 |
| 203404 | 2008 | 7 | 16 | 20 | 33 | 34 | 43.17 | -0,38 | 4,4 | ML | 3,49 | 0.07 | 9 | 0.20 |
| 203658 | 2008 | 7 | 22 | 22 | 36 | 33 | 41.88 | 2,59 | 4,35 | ML | 3,5 | 0.07 | 8 | 0.20 |
| 231282 | 2008 | 10 | 24 | 3 | 6 | 40 | 44.40 | 7,48 | 4,5 | ML | 4,02 | 0.06 | 9 | 0.20 |
| 233889 | 2009 | 2 | 1 | 14 | 52 | 2 | 44.01 | 8,65 | 4,14 | ML | 3,76 | 0.02 | 2 | 0.19 |
| 234050 | 2009 | 2 | 9 | 8 | 38 | 30 | 43.12 | -0,25 | 4,13 | ML | 3,32 | 0.03 | 6 | 0.19 |
| 235968 | 2009 | 4 | 19 | 12 | 39 | 50 | 44.76 | 7,95 | 4,46 | ML | 3,68 | 0.05 | 8 | 0.19 |
| 236411 | 2009 | 5 | 5 | 1 | 39 | 25 | 47.67 | 7,78 | 4,51 | ML | 3,53 | 0.09 | 10 | 0.21 |
| 245044 | 2010 | 4 | 1 | 1 | 36 | 40 | 42.97 | 0,27 | 4,34 | ML | 3,62 | 0.06 | 9 | 0.20 |
| 247432 | 2010 | 6 | 30 | 7 | 15 | 15 | 46.47 | -0,76 | 4,21 | ML | 2,88 | 0.09 | 11 | 0.20 |
| 247444 | 2010 | 6 | 30 | 11 | 53 | 45 | 45.41 | 6,47 | 4,23 | ML | 3,65 | 0.11 | 8 | 0.22 |
| 250067 | 2010 | 9 | 28 | 11 | 29 | 40 | 45.95 | -1,42 | 4,47 | ML | 3,2 | 0.06 | 11 | 0.19 |
| 251604 | 2010 | 11 | 9 | 18 | 23 | 35 | 42.06 | 6,85 | 4,19 | ML | 3,87 | 0.08 | 2 | 0.20 |
| 252724 | 2010 | 12 | 19 | 6 | 8 | 49 | 41.87 | 2,83 | 4,08 | ML | 3,24 | 0.25 | 4 | 0.30 |
| 255984 | 2011 | 2 | 14 | 12 | 43 | 12 | 50.36 | 7,85 | 4,79 | ML | 3,92 | 0.06 | 10 | 0.20 |
| 261192 | 2011 | 7 | 7 | 19 | 21 | 48 | 41.94 | 7,73 | 5,31 | ML | 4,79 | 0.12 | 9 | 0.23 |
| 261440 | 2011 | 7 | 14 | 6 | 59 | 9 | 50.17 | -0,73 | 4,53 | ML | 3,3 | 0.07 | 11 | 0.20 |
| 261806 | 2011 | 7 | 25 | 12 | 31 | 21 | 44.99 | 7,46 | 4,71 | ML | 4,36 | 0.04 | 9 | 0.20 |
| 262143 | 2011 | 8 | 3 | 1 | 36 | 14 | 44.30 | 4,4 | 4,34 | ML | 3,81 | 0.12 | 9 | 0.22 |
| 270777 | 2012 | 2 | 26 | 22 | 37 | 55 | 44.52 | 6,69 | 4,77 | ML | 4,33 | 0.05 | 9 | 0.20 |
| 270855 | 2012 | 2 | 27 | 16 | 31 | 21 | 44.48 | 6,67 | 4 | ML | 3,56 | 0.04 | 7 | 0.19 |
| 271126 | 2012 | 3 | 2 | 7 | 15 | 51 | 44.49 | 6,71 | 4,13 | ML | 3,61 | 0.04 | 8 | 0.19 |
| 271230 | 2012 | 3 | 4 | 3 | 47 | 44 | 42.04 | 7,66 | 4,5 | ML | 4,09 | 0.16 | 5 | 0.24 |
| 284494 | 2012 | 10 | 3 | 9 | 20 | 44 | 44.58 | 7,22 | 4,45 | ML | 4,05 | 0.04 | 9 | 0.19 |
| 289543 | 2012 | 12 | 30 | 23 | 35 | 2 | 43.09 | -0,2 | 4,71 | ML | 3,9 | 0.05 | 9 | 0.20 |
| 289654 | 2013 | 1 | 5 | 23 | 26 | 12 | 43.07 | -0,22 | 4,06 | ML | 3,38 | 0.05 | 9 | 0.19 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|------|---|----|----|----|----|-------|-------|------|----|------|------|---|------|
| 289716 | 2013 | 1 | 7 | 4 | 20 | 24 | 44.77 | 6,64 | 4 | ML | 3,59 | 0.06 | 9 | 0.20 |
| 292655 | 2013 | 2 | 25 | 11 | 0 | 43 | 41.85 | 4,26 | 4,29 | ML | 3,95 | 0.06 | 8 | 0.20 |
| 294561 | 2013 | 3 | 23 | 2 | 57 | 40 | 42.86 | -1,8 | 4,18 | ML | 3,54 | 0.06 | 5 | 0.20 |
| 296523 | 2013 | 4 | 20 | 15 | 18 | 23 | 42.74 | -1,72 | 4,26 | ML | 3,63 | 0.06 | 8 | 0.20 |

Tableau représentant les 257 évènements traités par la méthode « coda » avec leurs caractéristiques (n°LDG, date, heure, localisation et magnitude LDG) et la magnitude moment de M_w obtenue avec l'écart-type intersation σ , le nombre de stations utilisées et l'écart-type σ_{M_w} (voir équation VI-7).

Bibliographie

Aki, K. (1956). Correlogram analyses of seismograms by means of a simple automatic computer. *J. Phys. Earth.* , 4, 71-79.

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.* , 56, 1217-1231.

Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* , 74, 615-631.

Aki, K. (1973). scattering of P waves under the Montana Lasa. *J. Geophys. Res.* , 78, 1334-1346.

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., & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.* , 80, 3322-3342.

Aki, K., & Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology: theory and methods*. New York: W. H. Freeman and Company.

Bernardi, F., Braunmiller, J., & Giardini, D. (2005). Seismic moment from regional surface-wave amplitudes: applications to digital and analog seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 95, 408-418.

Biwas, N. N., & Aki, K. (1984). Characteristics of coda waves: central and southcentral Alaska. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 74, 493-507.

Braunmiller, J., Deichmann, N., Giardini, D., Wiemer, S., & Group, S. M. (2005). Homogeneous moment-magnitude calibration in Switzerland. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 95, 58-74.

Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* , 75 (26), 4997-5009.

Calvet, M., & Margerin, L. (2013). Lapse-time dependence of coda Q: anisotropic multiple-scattering models and application to the Pyrenees. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 103, 1993-2010.

Campillo, M., Bouchon, M., & Massinon, B. (1984). Theoretical study of the excitation, spectral characteristics, and geometrical attenuation of regional seismic phases. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 74, 79-90.

Campillo, M., Plantet, J.-L., & Bouchon, M. (1985). Frequency-dependent attenuation in the crust beneath central France from Lg waves: data analysis and numerical modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 75, 1395-1411.

- Campillo, M., & 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., Feigner, B., Bouchon, M., & Béthoux, N. (1993). Attenuation of crustal waves across the alpine range. *J. Geophys. Res.*, *98*, 1987-1996.
- Campillo, M., & Lemarchand, F. (2002). Les clés de lecture du désordre terrestre. *LA RECHERCHE, HORS-SERIE n°9*, 62-65.
- Capon, J. (1974). Characterization of crust and upper mantle structure under Lasa as a random medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *64*, 235-266.
- Cara, M., Alasset, P. J., & Sira, C. (2008). Magnitude of historical earthquakes, from macroseismic data to seismic waveform modelling: application to the Pyrenees and a 1905 earthquake in the Alps. *2*, 369-384.
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., & SI-Hex group. (2014). SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity in metropolitan France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, submitted.
- Castellaro, S., Mulargia, F., and Y.Y. Kagan, Y.Y. (2006). Regression problems for magnitudes, *Geophys. J. Int.*, **165**, 913-930.
- Chevrot, S., & Cansi, Y. (1996). Source spectra and site-response estimates using the coda Lg waves in western Europe. *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 1605-1608.
- Chevrot, S., Sylvander, M., & Delouis, B. (2011). A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophys.*, *510*, 239-251.
- Cleary, J., & Hadon, R. (1972). Seismic wave scattering near the core-mantle boundary: a new interpretation of precursors to PKP. *Nature*, *240*, 549-550.
- Courbouleix, F., Deschamps, A., Cattaneo, M., Costi, F., Déverchère, J., Virieux, J., et al. (1998). Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquakes (Ml=4.7). *Tectonophys.*, *290*, 245-257.
- Dainty, A., Toksöz, M., Anderson, K., Pines, P., Nakamura, Y., & Latham, G. (1974a). Seismic scattering and shallow structure of the moon in Oceanus Procellarum. *Moon*, *9*, 11-29.
- Dainty, A. M., & Toksöz, M. N. (1981). Seismic codas on the earth and the moon: a comparison. *Phys. Earth Planet. Int.*, *26*, 250-260.
- Delouis, B., Charlety, J., & Vallée, M. (2009). A method for rapid determination of moment magnitude Mw for moderate to large earthquakes from the near-field spectra of strong-motion records (MWSYNTH). *Bull. Seism. Soc. Am.*, *99*, 1827-1840.

- Dewberry, S. R., & Crosson, R. S. (1995). Source scaling and moment estimation for the Pacific northwest seismograph network using S-coda amplitudes. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 85, 1309-1326.
- Doherty, J. T., & Bean, C. J. (1996). The influence of non-regularly decaying coda wave envelopes upon the estimation of coda Q. *Geophys. Res. Lett.* , 23, 3087-3090.
- Drouet, S., Cotton, F., & Guéguen, P. (2010). vs30, k, regional attenuation and Mw from accelerograms: application to magnitude 3-5 French earthquakes. *Geophys. J. Int.* , 182, 880-898.
- Dufumier, H. (2002). Synthesis of magnitude and focal mechanism computations for M>4.5 earthquakes in France for the period 1995-2000. *J. Seismology* , 6, 163-181.
- Eken, T., Mayeda, K., Hofstetter, A., & Örgülü, G. (2004). An application of the coda methodology for moment-rate spectra using broadband stations in Turkey. *Geophys. Res. Lett.* , 31, L11609.
- Gao, L. S., Lee, L. C., Biswas, N. N., & Aki, K. (1983b). Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 73, 377-389.
- Gholamzadeh, A., Rahimi, H., & Farzam, Y. (2014). Spatial and temporal variation of coda-wave attenuation in the Faryab region, southeast of the Sanandaj-Sirjan zone, using aftershocks of the Tiab earthquake of 28 february 2006. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 104 (1), 529-539.
- Greenfield, R. (1971). Short-period P-wave generation by Rayleigh-wave scattering at Novaya Zemlya. *J. Geophys. Res.* , 76, 7988-8002.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* , 84, 2348-2350.
- Haskell, N. A. (1966). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. part II. A statistical source model. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 56, 125-140.
- Herràiz, M., & Mezcua, J. (1984). Application of coda wave analysis to microearthquake analog data. *Ann. Geophys.* , 2, 545-552.
- Herraiz, M., & Espinosa, F. (1987). Coda waves: a review. *PAGEOPH.* , 125, 500-577.
- Herrmann, R. B. (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 70, 447-468.
- Hiramatsu, Y., Yamanaka, H., Tadokoro, K., Nishigami, K., & Shiro, O. (2002). Scaling law between corner frequency and seismic moment of microearthquakes: Is the breakdown of the cube law a nature of earthquakes? *Geophys. Res. Lett.* , 29.

- Joffroy, M. E. (1992). *Nouvelle échelle de magnitude de durée pour les forts séismes de l'est de la France*. Internship report.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.* , 82, 2981-2987.
- Kopnichev, Y. F. (1977). The role of multiple scattering in the formation of a seismogram's tail. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zeml.* , 13, 394-398, (in Russian).
- Kosuga, M. (1992). Dependence of coda Q on frequency and lapse time in the western Nagano region, Central Japan. *J. Phys. Earth* , 40, 421-445.
- Lacombe, C., Campillo, M., Paul, A., & Margerin, L. (2003). Separation of intrinsic absorption and scattering attenuation from Lg coda decay in central France using acoustic radiative transfer theory. *Geophys. J. Int.* , 154, 417-425.
- Larroque C., Delouis, B., Godel, B., & Nocquet J.M (2009). Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectono phys.*, 467, 22-34.
- Lee, W., Bennett, R., & Meagher, K. (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. *U.S. Geological Survey Open File Report* .
- Margerin, L., Campillo, M., & van Tiggelen, B. (1998). Radiative transfer and diffusion of waves in a layered medium: new insight into coda Q. *Geophys. J. Int.* , 134, 596-612.
- Mayeda, K. (1993). mb(LgCoda): a stable single station estimator of magnitude. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 83, 851-861.
- Mayeda, K., & Walter, W. R. (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.
- Mayeda, K., Hofstetter, A., O'Boyle, J. L., & Walter, W. R. (2003). Stable and transportable regional magnitudes based on coda-derived moment-rate spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 93, 224-239.
- Mayurama, T. (1963). On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* , 41, 467-486.
- Mitchell, B. J., Pan, Y., Xie, J., & Cong, L. (1997). Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution. *J. Geophys. Res.* , 102, 22,767-22,779.
- Morasca, P., Mayeda, K., Malagnini, L., & Walter, R. (2005). Coda-derived source spectra, moment magnitudes and energy-moment scaling in the western Alps. *Geophys. J. Int.* , 160, 263-275.

- Morasca, P., Mayeda, K., Gök, R., Phillips, W. S., & Malagnini, L. (2008). 2D coda and direct-wave attenuation tomography in Northern Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 98, 1936-1946.
- Nakamura, Y. (1976). Seismic energy transmission in the lunar surface zone determined from signals generated by movement of lunar rovers. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 66, 593-606.
- Nikolajev, A., & Tregub, F. (1970). A statistical model of the earth's crust: method and results. *Tectonophys.* , 10, 573-578.
- Omote, S. (1943). On the coda waves of the earthquake motions (part 1). *Bull. Earth. Res. Inst.* , 21, 458-500, (in Japanese).
- Paasschens, J. C. J. (1997). Solution of the time-dependent Boltzmann equation. *Phys. Review E*, 56, 1135-1141.
- Perrier, G., & Ruegg, J. C. (1973). Structure profonde du Massif Central Français. *Annales de Géophysique* , 29, 435-502.
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Deverchere, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., et al. (2005). Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France. *Geophys. J. Int.* , 162, 935-950.
- Plantet, J. L., & Nicolas, M. (1990). *Nouvelle échelle de magnitude de durée pour les forts séismes de l'ouest de la France*. Internal report.
- Rautian, T. G., & Khalturin, V. I. (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 68, 923-948.
- Real, C. R., & Teng, T. L. (1973). Local Richter magnitude and total signal duration in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 63, 1809-182.
- Richter, C. (1935). An instrumental magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 25, 1-32.
- Roecker, S. W., Tucker, B., King, J., & Hatzfeld, D. (1982). Estimates of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* , 72, 129-149.
- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth* , 25, 27-41.
- Sato, H. (1991). Study of seismogram envelopes based on scattering by random inhomogeneities in the lithosphere: a review. *Phys. Earth Planet. Int.* , 67, 4-19.
- Sato, H., & Fehler, M. C. (1998). *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth, in Modern Acoustics and Signal Processing*. New York: AIP Press.

- Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Radiative transfer theory for estimation of the seismic moment. *Geophys. J. Int.*, 167, 1363-1372.
- Sens-Schönfelder, C., Margerin, L., & Campillo, M. (2009). Laterally heterogeneous scattering explains Lg blockage in the Pyrenees. *J. Geophys. Res.*, 114, B07309.
- Takano, K. (1971). Analysis of seismic coda waves of ultra microearthquakes in the Matsushiro area - A comparison with Parkfield, California. *J. Phys. Earth*, 19, 209-216.
- Tsujiura, M. (1966). Frequency analysis of seismic waves, 1. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 44, 873-891.
- Tsujiura, M. (1967). Frequency analysis of seismic waves, 2. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 45, 973-995.
- Tsujiura, M. (1978). Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bull. Earthq. Inst. Univ. Tokyo*, 53, 1-48.
- Wesley, J. P. (1965). Diffusion of seismic energy in the near range. *J. Geophys. Res.*, 70, 5099-5106.
- Wu, R.-S., & Aki, K. (1988). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves-separation of scattering effect from intrinsic attenuation II. Application of the theory to Hindu Kush region. *PAGEOPH.*, 128, 57-80.
- Yoo, S., Rhie, J., Choi, H., & Mayeda, K. (2011). Coda-derived source parameters of earthquakes and their scaling relationships in the Korean peninsula. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101, 2388-2398.
- Zeng, Y., Su, F., & Aki, K. (1991). Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium 1. Theory. *J. Geophys. Res.*, 96, 607-619.

Marylin DENIEUL
MOMENT SISMIQUE ET CODA
D'ONDES CRUSTALES

Résumé

Une estimation précise de la magnitude est primordiale pour établir des catalogues de sismicité fiables. L'objectif de ce travail de thèse est de développer une méthode d'estimation de la magnitude de moment M_w à partir de la coda des ondes crustales applicable aussi bien sur les sismogrammes numériques et analogiques. Afin d'étudier les propriétés de la coda en France, nous avons réalisé une analyse fréquentielle et régionale des enveloppes de coda. Nous avons ainsi pu estimer le moment sismique M_0 et la magnitude de moment M_w pour des sismogrammes numériques, mais pas pour des enregistrements sur papier pour lesquels le filtrage n'est pas possible. Dans un second temps, nous avons observé les propriétés de la coda directement dans le domaine temporel. Nous avons déterminé un modèle empirique afin de représenter les enveloppes de coda du signal brut et obtenir une magnitude de coda M_{coda} .

Mots-clés : sismologie, magnitude de moment, coda sismique, modèle de diffusion, France métropolitaine, facteur de qualité, effets de site, sismogramme analogique.

Résumé en anglais

Accurate magnitude determination is necessary to establish reliable seismicity catalogs in order to assess seismic hazard. The main goal of this PhD is to develop a method for estimating moment magnitude M_w from coda waves applicable to new digital seismograms as well as to old paper records in France. In order to analyze coda waves properties in France, a study of the regional and frequency properties of coda-wave envelopes has been performed. From this spectral analysis of coda waves, we can estimate seismic moment M_0 and moment magnitude M_w from digital seismograms but not from paper records for which no frequency filtering is possible. Therefore, in a second step, we have analyzed the coda-waves properties directly in the time domain. We develop an empirical model which fits the coda envelopes of the raw signal and permits to obtain a coda magnitude M_{coda} . From the M_{coda}/M_w relationship, we determined the moment magnitude directly from the old paper records in France.

Key-words: seismology, moment magnitude, coda-waves, diffusion model, metropolitan France, coda quality factor, site effects, analog seismogram.