



HAL
open science

Quantification statistique et étude expérimentale de mouvements sismiques : application à l'évaluation du risque

Veronique Caillot

► **To cite this version:**

Veronique Caillot. Quantification statistique et étude expérimentale de mouvements sismiques : application à l'évaluation du risque. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1992. Français. NNT : . tel-00709805

HAL Id: tel-00709805

<https://theses.hal.science/tel-00709805>

Submitted on 19 Jun 2012

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

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

HATZ



Observatoire de Grenoble
et
Institut de Recherches Interdisciplinaire de Géologie et de Mécanique

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER de GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Mention : **PHYSIQUE**

Spécialité : **Géophysique Interne**

par

Véronique CAILLOT

SUJET

**QUANTIFICATION STATISTIQUE ET ETUDE EXPERIMENTALE DE
MOUVEMENTS SISMIQUES.
APPLICATION A L'EVALUATION DU RISQUE**

Soutenue le 5 Mars 1992 devant la commission d'examen

- | | | |
|-----|--------------------|--------------------|
| MM. | M. Campillo | Président |
| | M. Cara | Rapporteur |
| | J.C. Gariel | Rapporteur, invité |
| | P.Y. Bard | Directeur de Thèse |
| | P. Bois | Examineur |
| | P. Mouroux | Examineur |
| | A. Pecker | Examineur |

Observatoire de Grenoble
et
Institut de Recherches Interdisciplinaire de Géologie et de Mécanique

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER de GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Mention : **PHYSIQUE**

Spécialité : **Géophysique Interne**

par

Véronique CAILLOT

SUJET

**QUANTIFICATION STATISTIQUE ET ETUDE EXPERIMENTALE DES
MOUVEMENTS SISMIQUES.
APPLICATION A L'EVALUATION DU RISQUE**

Soutenue le 5 Mars 1992 devant la commission d'examen

MM.	M. Campillo	Président
	M. Cara	Rapporteur
	J.C. Gariel	Rapporteur, invité
	P.Y. Bard	Directeur de Thèse
	P. Bois	Examineur
	P. Mouroux	Examineur
	A. Pecker	Examineur

à mes parents, à Laurent

Remerciements

Ces quelques lignes s'adressent à tous ceux et toutes celles sans qui ce travail n'aurait pu être mené à bien et grâce à qui ces quelques années de dur labeur au LGIT furent très agréables.

Mes remerciements vont tout d'abord :

- aux financeurs de cette étude : le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées et le Ministère de la Recherche et de la Technologie
- à Georges Poupinet et Guy Perrier qui m'ont accueillie au Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique.
- à tous les membres du jury, le Président Michel Campillo, les rapporteurs Jean-Christophe Gariel et Michel Cara, les examinateurs Pierre Mouroux, Alain Pecker et enfin Philippe Bois qui a accepté de faire bénéficier le risque sismique de ses conseils d'Hydrologue Statisticien.

Un grand merci à Pierre-Yves Bard, directeur de thèse attentif et enthousiaste, avec qui j'ai particulièrement apprécié de travailler. Il m'a entièrement convaincue que le risque sismique était une branche intéressante, utile et indispensable de la sismologie, dans laquelle il restait encore beaucoup à faire!

Je tiens à remercier très sincèrement le Professeur Bruce Bolt de l'Université de Berkeley qui m'a accueillie à la "Seismographic Station" et m'a permis de travailler sur les données très intéressantes du réseau SMART1.

Nous n'aurions pu réaliser cette étude sans Alberto Marcellini et L'ENEA/ENEL qui nous ont fourni les données du réseau accélérométrique italien : je les en remercie.

C'est grâce à Denis Hatzfeld que j'ai pu quitter bureau et ordinateur pour m'initier aux expériences de terrain et découvrir le Maroc, ses couscous fameux et ses belles montagnes. J'ai beaucoup apprécié notre collaboration pour ce sixième de thèse. Paolo Cantù, stagiaire très sympathique de l'Institut Polytechnique de Milan, est venu se joindre à nous l'espace de quelques semaines, pendant lesquelles il a très efficacement participé au traitement des données. Pour terminer sur ce couplet Maroc, merci également aux collègues de manip : Taj Edine, Hassan, Abdou, Abdelkrim, Medina, Mustapha, Michel et Bertrand.

L'aide et la sympathie de tous fut indispensable, voire même d'un grand secours! Je remercie donc, en vrac et en désordre : Martin, pour les discussions intéressantes que nous avons eues à propos de la régression multilinéaire et de la navigation en Méditerranée (ainsi que la mise en pratique!); Anne (popo) et Olivier, pour les nombreux conseils, dépannages et blagues via l'informatique (et galères, via ferrata); Guy, tout à la fois poinçonneur, scotcheur, revieweur de transparents, projectionniste et grimpeur en tête; Nathalie et Isabelle pour leur relecture attentive; Jean Pierre pour m'avoir fait recommencer, à très juste titre, tous mes transparents; Anne et Helle pour avoir participé aux collages scotchages et numérotages de dernière minute; et tous les autres, pour leur bonne humeur. Le "pot" doit sa réussite au dynamisme de la famille Nivet-Caillot, aux conseils culinaires de Laurent (2) et aux célèbres spécialités de Gilles.

Enfin, mon plus grand merci va à Laurent, qui a participé à toutes les étapes de cette thèse, qui est aussi un peu la sienne!

SOMMAIRE

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

INTRODUCTION GENERALE.....	1
I. LES EFFETS DE SITE ET LE RISQUE SISMIQUE.....	3
I.1. LES EFFETS DE SITE	4
I.1.1. Effets des couches superficielles peu consolidées	6
I.1.1.1. Le phénomène physique.....	6
I.1.1.2. Conséquences dans le domaine fréquentiel	8
I.1.1.3. Conséquences dans le domaine temporel.....	10
I.1.1.4. Conséquences dans le domaine spatial	10
I.1.2. Effets topographiques.....	10
I.1.3. Effets des discontinuités latérales.....	11
I.2. LA PRISE EN COMPTE DE L'ACTION SISMIQUE EN GENIE PARASISMIQUE.....	12
I.2.1. Aléa sismique régional.....	12
I.2.2. Prise en compte des effets locaux.....	14
I.2.2.1. Représentation physique de l'action sismique en génie parasismique	14
I.2.2.2. Spectres de forme standard adaptés aux conditions de site.....	16
I.2.2.3. Utilisation d'accélérogrammes.....	18
I.2.2.4. Etudes de microzonage.....	18
I.3. MISE EN EVIDENCE DE LA DISPERSION DANS LA QUANTIFICATION DES EFFETS DE SITE POUR LES CODES PARASISMIQUES.....	20
I.3.1. Où intervient l'action sismique dans le calcul parasismique d'une structure?	20
I.3.2. Dispersion dans la classification des sols.....	22
I.3.3. Comparaison de la quantification des effets de site dans les différents codes.....	22
II. ETUDE DE LA VARIABILITE DU SPECTRE DE REPONSE ELASTIQUE EN ACCELERATION	23
II.1. LE RESEAU SMART1 ET SES ENREGISTREMENTS	24
II.1.1. Situation géographique et géologique	24
II.1.2. Sismicité et données disponibles.....	26
II.2. VARIABILITE INTRINSEQUE DU SPECTRE	26
II.2.1. Observations brutes.....	26
II.2.1.1. Signaux temporels	26

II.2.1.2. Spectres de réponse.....	26
II.2.2. Influence de la variation de la profondeur du socle sous le réseau.....	30
II.2.3. Variations de l'écart type à la moyenne sur toutes les stations.....	32
II.3. EFFETS DE LA MAGNITUDE ET DE LA DISTANCE.....	36
II.4. IMPORTANCE COMPAREE DES COMPOSANTES HORIZONTALES ET VERTICALES.....	40
II.5. EFFETS DE SITE.....	42
II.5.1. Spectre de réponse.....	42
II.5.2. Accélération maximale.....	44
III. OBTENTION DE FORMES SPECTRALES ADAPTEES AU SITE.....	47
III.1. ETUDES ANTERIEURES.....	48
III.1.1. Formes spectrales obtenues par Seed et al. (1976).....	48
III.1.2. Commentaires et conclusion.....	50
III.2. LES DONNEES DU RESEAU ACCELEROMETRIQUE ITALIEN.....	50
III.2.1. Caractéristiques du réseau accélérométrique.....	50
III.2.2. Données disponibles.....	52
III.2.3. Choix des données.....	54
III.3. OBTENTION DE FORMES SPECTRALES ADAPTES AU SITE.....	58
III.3.1. Jeux de données homogènes.....	58
III.3.2. Moyennes pondérées.....	58
III.3.3. Comparaison des deux méthodes.....	64
III.3.4. Comparaison avec les résultats d'autres études.....	64
IV. ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES ITALIENNES PAR REGRESSION MULTILINEAIRE.....	69
IV.1. CHOIX D'UNE LOI D'ATTENUATION.....	70
IV.1.1. Choix des paramètres.....	72
IV.1.1.1. Source sismique.....	72
IV.1.1.2. Propagation.....	73
IV.1.1.3. Paramètres de site.....	73
IV.1.2. Choix de la relation.....	73
IV.2. METHODES DE RESOLUTION POSSIBLES.....	75
IV.2.1. La régression multilinéaire.....	75

IV.2.1.1. Principe général.....	75
IV.2.1.2. Validité du résultat de la régression - Intervalle de confiance.....	77
IV.2.1.3. Données utilisées pour la régression.....	80
IV.2.2. Régression multilinéaire en deux étapes.....	83
IV.2.3. Régression multilinéaire classique pondérée.....	84
IV.3. DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS PAR LES DEUX METHODES.....	84
IV.3.1. Comparaison régression en deux étapes - régression pondérée.....	84
IV.3.2. Régressions par type de site.....	92
IV.3.3. Régressions sans le site S2.....	94
IV.3.3.1. Comparaison des deux méthodes.....	94
IV.3.3.2. Validité du résultat final.....	96
IV.3.4. Conclusions.....	100
IV.4. PREDICTION DU SPECTRE DE REPOSE AU ROCHER DANS LE CONTEXTE DE LA FRANCE - COMPARAISON AVEC LES RECOMMANDATIONS AFPS 90.....	104
V. ETUDE DE LA DUREE ET DE L'ENERGIE EN FONCTION DE LA FREQUENCE.....	106
V.1. DUREE DE LA SOLLICITATION SISMIQUE.....	107
V.1.1. Intérêt et définitions.....	107
V.1.2. Durées calculées sur les enregistrements italiens.....	111
V.1.3. Calcul de la durée par plages de fréquences.....	111
V.1.3.1. Méthode.....	111
V.1.3.2. Obtention de lois d'atténuations pour chaque plage de fréquences par régression multilinéaire.....	115
V.1.4. Prédiction de la durée dans le cas des zones I-b et II définies dans les normes parasismiques françaises.....	121
V.2. ENERGIE SPECTRALE.....	125
V.2.1. Définition.....	125
V.2.2. Obtention de lois d'atténuation pour chaque plage de fréquences par régression multilinéaire.....	125
VI. ETUDE INSTRUMENTALE DES EFFETS DE SITE: LA VALLEE D'AL HOCEIMA (MAROC).....	130
VI.1. ETUDE SISMOTECTONIQUE.....	131
VI.1.1. Contexte géologique et géodynamique, sismicité de la région étudiée.....	131
VI.1.2. Enregistrement et traitement des données.....	131
VI.1.3. Localisation des épïcêtres.....	133
VI.1.4. Etude des mécanismes au foyer.....	135

VI.2. ETUDE DE LA REponse DE LA VALLEE DU NEKOR	139
VI.2.1. Données géologiques et caractéristiques du réseau	139
VI.2.2. Acquisition et tri des données	141
VI.2.2.1. Installation et maintenance du réseau	141
VI.2.2.2. Dépouillement	142
VI.2.2.3. Tri des événements.....	142
VI.2.3. Traitement des données	142
VI.2.3.1. La méthode des rapports spectraux.....	142
VI.2.3.2. Réponse instrumentale.....	144
VI.2.3.3. Etude du rapport signal/bruit.....	149
VI.2.3.4. Expansion géométrique et atténuation anélastique	149
VI.2.4. Etude des rapports spectraux.....	151
VI.2.4.1. Observation des signaux en temps	153
VI.2.4.2. Observation et interprétation des rapports spectraux obtenus pour deux multiplets.	154
VI.2.4.3. Influence de l'azimut et de la distance hypocentrale	163
VI.2.4.4. Les effets de site observés.....	171
CONCLUSION GENERALE.....	176
BIBLIOGRAPHIE.....	179
ANNEXES.....	185

INTRODUCTION GENERALE

Il n'existe, à l'heure actuelle, aucune méthode qui permette de prédire un tremblement de terre, c'est à dire qui donne avec précision le lieu, la date et la magnitude de celui-ci. Même s'il est nécessaire de poursuivre les recherches en matière de prédiction, il est indispensable de continuer à améliorer nos connaissances dans le domaine de la prévention, qui, à court et à moyen termes est susceptible d'améliorer la protection des populations contre les séismes. La cause principale des pertes en vies humaines dues aux tremblements de terre étant leurs effets destructeurs sur les constructions, la prévention consiste donc essentiellement en la réalisation d'ouvrages capables de leur résister. Cette tâche, qui est l'affaire à la fois des sismologues et des ingénieurs comporte trois étapes principales :

- tout d'abord, les sismologues doivent évaluer la taille et la fréquence des séismes susceptibles d'affecter le site considéré. Ce sont alors les pouvoirs publics qui, tenant compte de ces résultats, déterminent la sévérité des secousses contre lesquelles on entend se protéger.
- il s'agit ensuite pour les sismologues de caractériser les mouvements forts induits sur le site afin de fournir des résultats utilisables par les ingénieurs. Cette étape nécessite donc une étroite collaboration.
- enfin, les ingénieurs déterminent les mesures à prendre pour que les ouvrages résistent aux effets destructeurs des séismes.

L'objectif de ce travail est de contribuer à l'amélioration des connaissances dans le domaine de la caractérisation des mouvements forts pour la quantification de l'aléa sismique.

Pour caractériser les mouvements forts, trois phénomènes doivent être pris en compte: la source sismique, la propagation des ondes à grande échelle et la propagation des ondes dans les formations géologiques superficielles qui, suivant la géométrie et la nature de celles-ci peut générer des effets de site. Des progrès considérables ont été effectués ces vingt dernières années dans ces trois domaines ; néanmoins, toutes les méthodes qui ont été développées jusqu'à présent comportent de nombreuses lacunes qui induisent un degré d'imprécision assez élevé. Ces méthodes sont appliquées soit dans le cadre de l'établissement des codes parasismiques (utilisés dans 70 % des cas), soit dans le cadre d'études spécifiques pour le zonage sismique de grandes agglomérations ou pour la construction d'ouvrages à haut risque (installations nucléaires, barrages, usines chimiques...). L'un des objectifs de ce travail est donc d'analyser et d'améliorer le degré de fiabilité de ces méthodes.

Lors des séismes récents de Mexico en 1985 ($M=8.1$) et de Loma Prieta en 1989 ($M=7$), les effets de site furent à l'origine de dégâts importants, témoignant ainsi des insuffisances en ce qui concerne leur prise en compte dans les réglementations parasismiques. Plus frappant encore est l'exemple du séisme de Liège en 1983, qui, malgré une magnitude très modérée ($M=4.9$), fit de nombreux dégâts (Jongmans et al. 1990) ; un tel séisme est tout à fait susceptible de se produire en France. La caractérisation et la quantification des effets de site constituent une partie importante de ce travail.

Ce mémoire comporte six parties :

- la première est consacrée à des généralités sur l'état des connaissances en ce qui concerne les effets de site et sur leur prise en compte dans les différents règlements en vigueur dans le monde.

- les trois parties suivantes concernent la caractérisation "classique" des mouvements forts à partir d'enregistrements accélérométriques et par l'intermédiaire du spectre de réponse qui reste jusqu'à présent l'outil le plus utilisé. Nous étudions tout d'abord sa variabilité en fonction de la magnitude des séismes, de la distance et des conditions géologiques locales, au moyen des données accélérométriques du réseau dense SMART1 (partie II) ; la connaissance et la quantification de cette variabilité sont en effet indispensables pour définir les méthodologies et les caractéristiques des données utilisées dans les deux parties suivantes. La troisième partie reprend la procédure classique d'obtention de formes spectrales adaptées au site pour tout d'abord en effectuer la critique, puis l'utiliser en y apportant des modifications. Dans la quatrième partie, nous utilisons la régression multilinéaire pour caractériser, en plus de la forme, le niveau des spectres par la magnitude, la distance hypocentrale et les conditions géologiques locales. Dans ces deux études, nous avons utilisé les données du réseau accélérométrique italien ce qui permet d'obtenir des résultats applicables dans le contexte de la sismicité de la France et du bassin Méditerranéen.

- dans la cinquième partie, nous étudions et quantifions la durée des mouvements forts qui joue un rôle primordial dans la réponse des structures, et au sujet de laquelle la bibliographie est actuellement très réduite. Nous proposons une définition de la durée en fonction de la fréquence pour obtenir, par régression multilinéaire, des relations liant cette durée à la magnitude, la distance hypocentrale, et aux conditions géologiques locales.

- les parties III et IV montrent qu'il est primordial, dans certains cas, d'effectuer des études spécifiques pour quantifier l'aléa sismique et déterminer la part des effets locaux. Ainsi, la sixième partie est consacrée à une étude in-situ des effets de site dans la vallée du Nekor (Nord du Maroc). Nous avons cherché non seulement à quantifier les effets de site, mais aussi à mettre en évidence les limitations de cette méthode.

I.

LES EFFETS DE SITE ET LE RISQUE SISMIQUE

INTRODUCTION

Cette première partie, présente le contexte dans lequel s'inscrit ce travail par un bref exposé de l'état des connaissances dans les domaines physiques, fondamentaux ou appliqués, sur lesquels il s'appuie. Notre objectif est de caractériser les mouvements forts en attachant une importance particulière aux effets de site, en vue de la quantification de l'aléa sismique. Nous résumerons donc tout d'abord les principaux résultats acquis en ce qui concerne les effets de site. Lors de la mise au point d'un code parasismique, le rôle du sismologue est de fournir à l'ingénieur les caractéristiques de l'action sismique contre laquelle on entend se protéger ; les procédures permettant de caractériser celle-ci sont ensuite présentées. Enfin, nous montrons que les propositions des différents codes parasismiques en vigueur de part le monde présentent une dispersion importante qui nous amène à discuter les méthodes utilisées.

I.1. LES EFFETS DE SITE

C'est en 1906, lors du séisme de San Francisco qu'a été effectuée l'une des premières études d'observation et d'analyse des effets de site (Lawson et al., 1908). Depuis, de nombreuses données macrosismiques et instrumentales ont permis de mettre en évidence différents types d'effets de site. Par ailleurs, les développements récents des méthodes analytico-numériques ont permis de modéliser ces phénomènes et d'en comprendre, au moins partiellement, les fondements physiques.

Lorsqu'un tremblement de terre se produit, le mouvement que l'on mesure en surface est traditionnellement considéré comme la résultante de trois effets : la source, la propagation et l'influence des conditions géologiques et topographiques locales (voir fig I-1). Cela peut se traduire par le produit de convolution suivant, si l'on considère que tous les effets sont linéaires et si l'on se trouve suffisamment loin de la source (cf. §IV.1.1.2) :

$$a(t) = s(t) * p(t) * g(t) \quad \text{où :}$$

- a(t) est le mouvement enregistré en surface
- s(t) est le terme source
- p(t) est la fonction qui caractérise le trajet source-site
- g(t) est la réponse locale du site

ce qui devient dans le domaine fréquentiel :

$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f)$ où A(f), S(f), G(f), sont les transformées de Fourier de a(t), s(t), p(t) et g(t). G(f) peut jouer un rôle très important dans la forme de la fonction A(f). Les différentes observations et études théoriques effectuées jusqu'à présent permettent de distinguer trois types d'effets de site (fig I-1) :

- les effets dus aux dépôts géologiques peu compacts et à leur géométrie, dont l'exemple le plus courant est le remplissage sédimentaire.
- les effets dus à la topographie
- les effets dus à des discontinuités latérales de la structure locale du sous-sol.

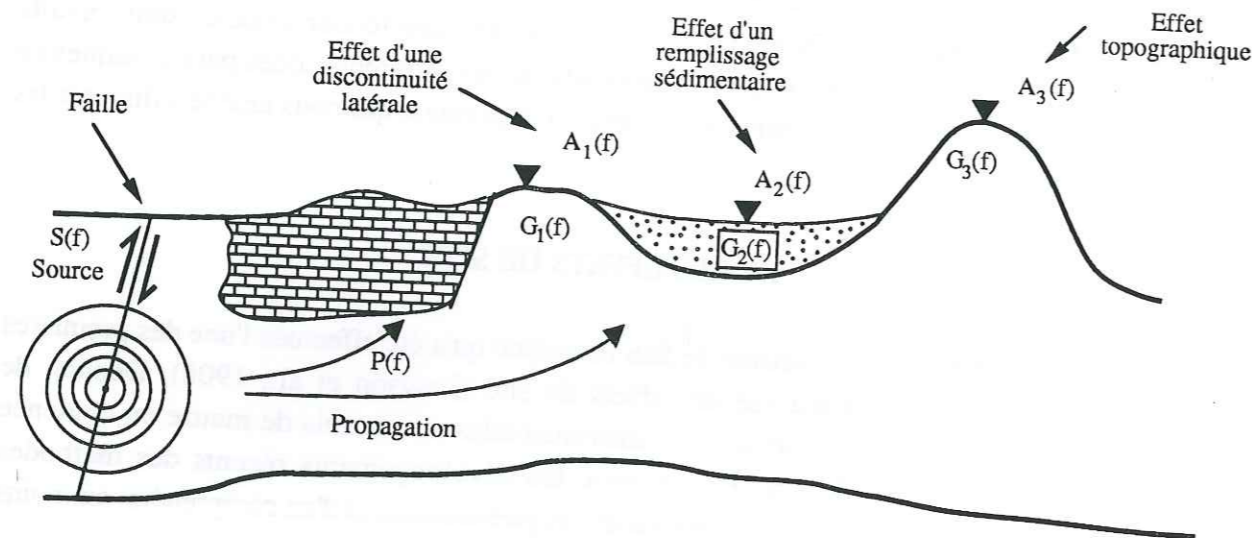


Figure I-1 : Illustration simplifiée des phénomènes affectant la propagation des ondes, de la source au site.

$$A_1(f) = S(f).P(f).G_1(f)$$

$$A_2(f) = S(f).P(f).G_2(f)$$

$$A_3(f) = S(f).P(f).G_3(f)$$

Comme ces phénomènes sont engendrés par des structures géologiques dont les dimensions varient de quelques dizaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres, les effets résultants peuvent se produire dans le domaine de fréquence qui intéresse le génie sismique, c'est à dire de 0.1 Hz (structures de grande taille : barrages, grands immeubles, ponts ...) à 20 Hz (petits équipements, canalisations ...).

Nous allons maintenant préciser, pour chacun de ces effets, le degré de connaissance tant expérimental que théorique acquis, tout en insistant sur l'importance que revêtent les effets de site pour l'étude du risque sismique en général.

I.1.1. Effets des couches superficielles peu consolidées

L'amplification des ondes sismiques due à des formations géologiques peu consolidées (alluvions, cônes de déjection, loess, moraines, bassins et couches sédimentaires) reposant sur une formation plus rigide est certainement l'effet de site le mieux connu à l'heure actuelle. Cet effet revêt une importance particulière pour le génie parasismique puisqu'un grand nombre de villes sont localisées le long de vallées alluviales ou dans des bassins sédimentaires, sur des dépôts superficiels jeunes et très peu rigides ; citons pour exemple : Mexico, Los Angeles, la baie de San Francisco, San Salvador, Bogota, Caracas, Lima, Tokyo, Lisbonne, Grenade, Malaga, et, pour la France, où le risque est moindre mais non nul : Nice et Grenoble.

Un grand nombre d'observations macrosismiques faites depuis le début de ce siècle montrent clairement que ces effets de site peuvent augmenter les effets destructeurs d'un facteur pouvant aller jusqu'à 2 ou 3 degrés sur l'échelle d'intensité MSK. Plus récemment, de nombreuses études instrumentales basées sur la comparaison des enregistrements obtenus sur rocher et sur diverses formations propices aux effets de site ont permis de quantifier plus précisément les amplifications, dans les domaines fréquentiels et temporels. Un exemple intéressant est celui du séisme de Mexico ayant eu lieu le 19 septembre 1985 ; la figure I-2-a en représente certains enregistrements ; ceux-ci montrent des amplitudes nettement supérieures pour les stations localisées sur les argiles de l'ancien lac, ainsi qu'un allongement spectaculaire de la durée par rapport aux stations situées sur des terrains plus consolidés. Les rapports spectraux correspondant mettent en évidence des fréquences auxquelles se produisent des amplifications spectrales pouvant aller jusqu'à 10 (fig. I-2-b).

Parallèlement à ces observations et études instrumentales, de nombreuses approches théoriques et numériques basées sur la propagation des ondes ont été développées et la confrontation des deux types d'investigations a permis de mieux comprendre les phénomènes physiques mis en jeu.

I.1.1.1. Le phénomène physique

Le phénomène physique responsable de l'amplification du mouvement sur les formations géologiques peu consolidées est le piégeage des ondes sismiques, dû au contraste d'impédance existant entre ces formations et un substratum, plus rigide. Quand la formation

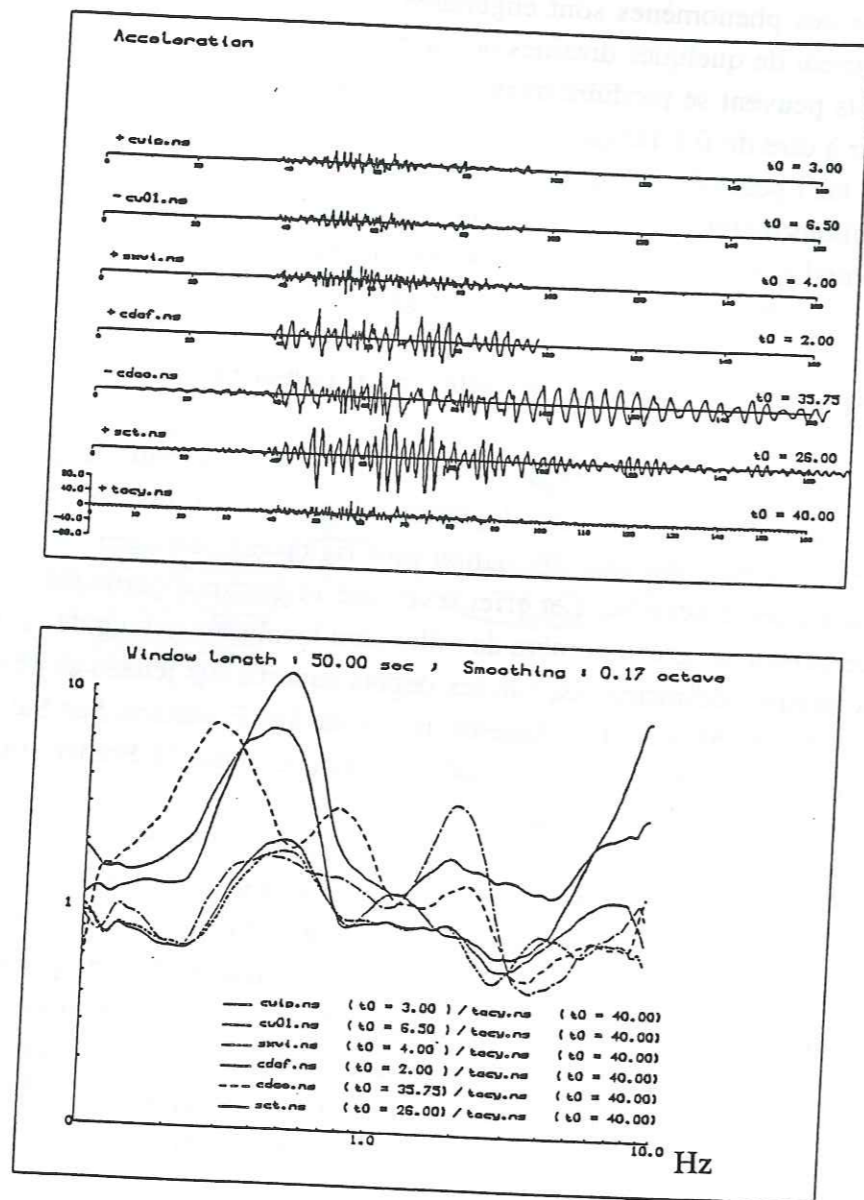


Figure I-2 : Enregistrements accélérométriques du séisme de Michoacan, le 19 septembre 1985

a - enregistrements obtenus dans la région de Mexico, à 300 km de l'épicentre environ, pour 7 stations :

- SCT, CDAO, CDAF : localisées sur les argiles
- SXVI : localisées dans la zone de transition
- CUIP, CUO1, TACY : localisées sur le rocher

b- rapports spectraux avec TACY pour station de référence.
(d'après Bard, 1988)

est constituée de couches horizontales (on est alors en présence d'une structure à une dimension, "1D"), ce piégeage n'affecte que les ondes de volume. Quand la structure est à 2 ou 3 dimensions (2D ou 3D), c'est à dire lorsque des hétérogénéités latérales sont présentes, (variations d'épaisseurs des sédiments dans le cas de vallées alluviales par exemple), le piégeage affecte également les ondes de surface qui se développent sur ces hétérogénéités.

Les interférences qui ont lieu entre ces ondes piégées donnent naissance à un phénomène de résonance dont les caractéristiques sont liées à la géométrie et aux propriétés mécaniques de la structure. Le cas de la résonance 1D est très simple (résonance verticale des ondes de volume), alors que les cas 2D et a fortiori 3D sont plus complexes (voir fig I-3).

I.1.1.2. Conséquences dans le domaine fréquentiel

Dans le domaine fréquentiel, la résonance est caractérisée par des pics spectraux. Les fréquences correspondant à ces pics dépendent à la fois de l'épaisseur h , de la vitesse des ondes S V_{S1} de la couche superficielle, et de la largeur pour les structures 2D et 3D. Dans le cas 1D d'une structure à une couche, les expressions de ces fréquences sont très simples :

$$f_0 = V_{S1} / 4h \quad \text{pour le mode fondamental}$$

$$f_n = (2n + 1)f_0 \quad \text{pour les harmoniques}$$

La valeur de f_0 est en général comprise entre 0.2 à 0.4 Hz (pour des dépôts très épais comme à Tokyo ou à Los Angeles, ou pour des matériaux extrêmement peu consolidés, comme les argiles de Mexico) et 10 Hz (pour des couches très minces comme les dépôts diluviaux ou les roches altérées) ; cependant, dès que la structure se complique, f_0 devient beaucoup plus délicat à évaluer simplement.

L'amplitude de ces pics spectraux dépend du contraste d'impédance entre le matériau de surface et le socle sous-jacent, de la valeur de l'amortissement des sédiments, et, dans un ordre moindre, des caractéristiques du champ d'ondes incident (type des ondes, angle d'incidence, champ proche ou champ lointain, etc ...). Pour des structures 2D ou 3D on peut ajouter la géométrie des structures géologiques superficielles, qui peut devenir un facteur très important dans le cas de faibles valeurs de l'amortissement. Dans le cas d'une structure 1D à une couche avec ondes S verticalement incidentes, l'expression de l'amplitude est, pour le mode fondamental et dans le cas où les effets sont linéaires:

$$A = \frac{\rho_2 \cdot V_{S2}}{\rho_1 \cdot V_{S1}} \cdot (1 - 0.5\pi \cdot \zeta_1 \cdot \frac{\rho_2 \cdot V_{S2}}{\rho_1 \cdot V_{S1}})$$

avec :

- ρ_1, ρ_2 : densités de la couche superficielle et du socle rocheux respectivement.
- V_{S1} et V_{S2} : vitesses des ondes S dans la couche superficielle et dans le socle
- ζ_1 : amortissement de la couche superficielle.

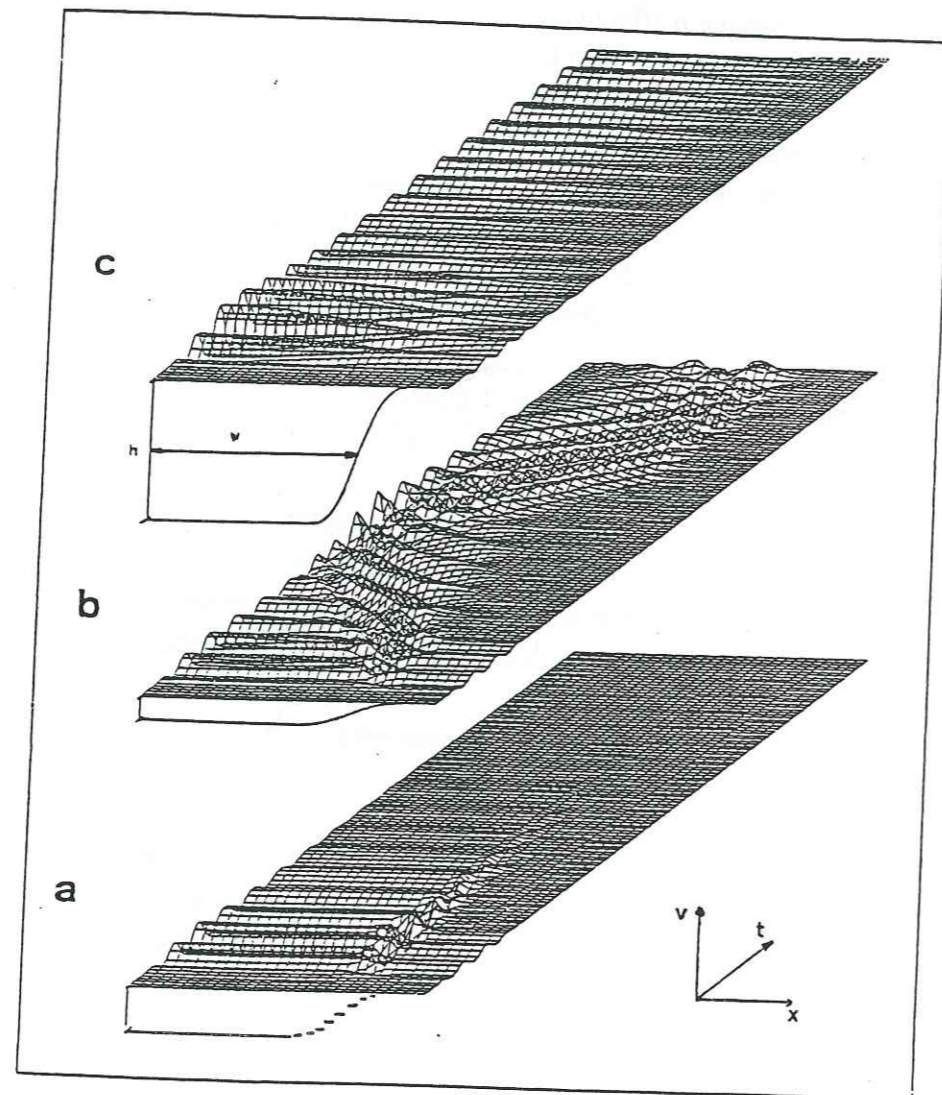


Figure I-3 : Réponse d'une vallée à une onde incidente SH de fréquence caractéristique $f_p = \beta_1/4h$, où β_1 est la vitesse des ondes S et h est l'épaisseur de la couche d'alluvions. Ces diagrammes représentent l'évolution spatiale (axe x) et temporelle du déplacement en surface.
 a- Résultats obtenus dans l'approximation 1D (en ne considérant que l'épaisseur locale des sédiments).
 b- Modèle 2D, dans le cas d'une vallée peu profonde : $h/w = 0.06$
 c- Modèle 2D, dans le cas d'une vallée profonde : $h/w = 0.70$ (d'après Bard, 1988)

D'après les études expérimentales et théoriques, la valeur de A est souvent comprise entre 6 et 10 et peut atteindre 20 dans des cas extrêmes comme ceux de Mexico et de la baie de San Fransisco.

I.1.1.3. Conséquences dans le domaine temporel

Dans le domaine temporel, ces effets de site peuvent affecter globalement l'amplitude du signal. Ce phénomène est très net sur l'enregistrement du séisme de Michoacan à la station SCT, localisée dans le lit de l'ancien lac à Mexico (Fig. I-2) ; celui-ci présente en effet une amplitude 2 à 3 fois supérieure à celle du signal enregistré à la station TACY, sur une formation rigide. D'un point de vue statistique, de nombreuses études ont été menées pour essayer de quantifier les effets sur l'accélération maximale : citons parmi celles-ci Boore et al, (1980), Campbell (1981a) qui concluent que ce paramètre n'est statistiquement pas affecté par les effets de site, et Sabetta et Pugliese (1987) qui à l'inverse mettent en évidence une amplification de l'accélération maximale sur les sols non consolidés. Une compilation des travaux récents effectuée par Finn (1991) tend à généraliser ce dernier résultat pour des niveaux d'accélération compris entre 0.1 et 0.4 g.

Les variations latérales du sous sol conduisent à une nette prolongation de la durée des mouvements dans la couverture sédimentaire. L'exemple le plus frappant de ce phénomène est celui de Mexico, où la durée du mouvement sur les argiles est 2 à 3 fois supérieure à celle sur le rocher ; dans ce cas précis cependant, les sismologues n'ont pas encore trouvé d'explication physique fiable à cette durée extrêmement longue. Les conséquences de l'accroissement de la durée peuvent être très importantes du point de vue du génie parasismique, en raison des phénomènes de fatigue des structures et de liquéfaction des sols qu'elle peut induire.

I.1.1.4. Conséquences dans le domaine spatial

Dans le domaine spatial, les hétérogénéités latérales peuvent induire des mouvements différentiels significatifs, sur des distances comparables aux longueurs d'ondes mises en jeu, c'est à dire au minimum de quelques dizaines de mètres, cas dans lequel ces mouvements différentiels peuvent affecter les structures.

I.1.2. Effets topographiques.

Ces effets, bien que moins connus que les précédents, ont été observés dès le début du siècle, lors de séismes destructeurs, notamment Lambesc (1909); plus tard, lors des séismes de San Fernando (1971), d'Irpinia (1980), on a pu constater une augmentation significative des dégâts au sommet des reliefs topographiques. Des mesures expérimentales et des études théoriques ont permis de mieux quantifier ce phénomène.

Les principaux résultats issus des expérimentations sont (Géli et al, 1988) :

- les mouvements sismiques enregistrés au sommet des reliefs sont systématiquement plus importants que ceux enregistrés au pied des mêmes reliefs.
- cette amplification est plus importante sur les composantes horizontales du mouvement que sur la composante verticale.
- cet effet topographique est dans la plupart des cas un effet large bande se manifestant dans la plage de fréquence où la longueur d'onde, λ , est comparable à la dimension horizontale, $2l$, du relief ($\lambda/2l$ compris entre 3 et 1/3 environ).
- cet effet semble relativement stable par rapport à la sollicitation sismique : il reste sensiblement identique quels que soient la taille, la distance et l'azimut du séisme.
- enfin, du point de vue quantitatif, cet effet peut être extrêmement important, puisque les amplifications crête/base peuvent dépasser 20 dans le domaine spectral, et 4-5 dans le domaine temporel. Jibson (1987), a mis en évidence une amplification de 2.5 entre les accélérations maximales enregistrées sur une crête et à la base de celle-ci, ce, pour 5 séismes. Bard et Meneroud (1987) ont observé des amplifications crête-base maximales de 10 pour les vitesses de vibration et de 100 dans le domaine spectral.

D'un point de vue théorique, les phénomènes physiques majeurs à l'origine des effets topographiques sont des effets géométriques, associés aux phénomènes de réflexion et de diffraction sur la partie non plane de la surface libre. Pour une structure convexe par exemple, les ondes incidentes sont réfléchies vers l'intérieur et produisent alors une concentration de l'énergie sismique qui donne lieu à une amplification du mouvement du sol au sommet de la structure. Ce schéma est inversé dans le cas d'une structure concave qui elle, subira une désamplification. Les études théoriques et numériques présentent un très bon accord qualitatif avec les résultats expérimentaux, alors que, quantitativement, l'accord est peu satisfaisant. En effet, les valeurs prédites sont en général sous estimées d'un facteur 3 ou 4 dans le domaine spectral et d'un facteur 2 dans le domaine temporel (Silva, 1989).

L'importance des effets topographiques pour le génie parasismique est donc indéniable, mais il manque encore une bonne concordance entre les modélisations numériques et les observations expérimentales, ainsi qu'une quantité suffisante de données expérimentales pour pouvoir entreprendre une étude statistique visant à prendre en compte ces effets dans les normes parasismiques. Il est cependant toujours possible d'effectuer une étude sur un site particulier, si l'on a à redouter de tels effets pour une construction présentant des risques importants pour la population.

I.1.3. Effets des discontinuités latérales

Ces effets, qui ont été également observés lors de grands séismes (Lambesc 1909, Skopje 1963, Irpinia 1980), se produisent dans des zones où l'on trouve côte à côte un matériau peu consolidé et un autre plus rigide (anciennes failles par exemple). Malgré l'importance non négligeable de ces effets pour le génie parasismique, ils sont peu documentés tant d'un point de vue expérimental que théorique.

Si la connaissance des effets de site a nettement progressé ces 20 dernières années, il subsiste néanmoins des lacunes, d'ordre expérimental et théorique. Celles-ci sont bien mises en évidence dans différents articles de synthèse (Bard, 1988 ; Aki et Irikura, 1991 ; Finn, 1991; Faccioli, 1991). Les perspectives de recherche sont, entre autre :

- l'étude de la réponse des sédiments en champ très proche
- l'étude instrumentale de l'importance quantitative des effets géométriques (2D et 3D)
- l'étude théorique des effets 3D qui peut permettre une meilleure compréhension des effets topographiques.
- la mesure expérimentale de mouvements différentiels
- l'explication physique de la durée très importante du mouvement dans le cas de Mexico
- l'étude de l'importance des effets non linéaires, qui conditionne l'applicabilité aux mouvements forts des études de réponse d'un site à partir de petits séismes.

I.2. LA PRISE EN COMPTE DE L'ACTION SISMIQUE EN GENIE PARASISMIQUE

La définition de l'action sismique à prendre en compte pour la construction d'un ouvrage parasismique comporte deux étapes principales qui sont d'une part, l'évaluation de l'aléa sismique à l'échelle régionale, qui représente la possibilité qu'a une région d'être soumise à une secousse sismique de caractéristiques données, et, d'autre part, la prise en compte des facteurs locaux susceptibles de modifier ce mouvement de référence ou de produire des effets secondaires. Lorsque l'ouvrage considéré ne rentre pas dans le champ d'application du règlement parasismique (en général, les ouvrages dont la défaillance peut avoir des conséquences très graves pour la population et l'environnement : centrales nucléaires, industries chimiques dont les productions sont hautement toxiques, barrages...), des études spécifiques doivent être entreprises et des niveaux de protection très élevés doivent être recherchés. Nous nous limitons ici à la description de la procédure utilisée pour caractériser l'action sismique dans les règlements, la plus courante ; le lecteur intéressé pourra consulter Goula et Godefroy (1985), pour une description détaillée des méthodes d'évaluation de l'aléa sismique régional, et Bard (1988), pour une présentation des méthodes spécifiques d'évaluation des effets de site.

I.2.1. Aléa sismique régional.

L'étude de l'aléa sismique régional s'effectue en prenant en compte les données de la sismicité historique et de la sismicité instrumentale récente, ainsi que les caractéristiques sismotectoniques du territoire considéré. Le résultat d'une telle étude, est, dans le cas de la France :

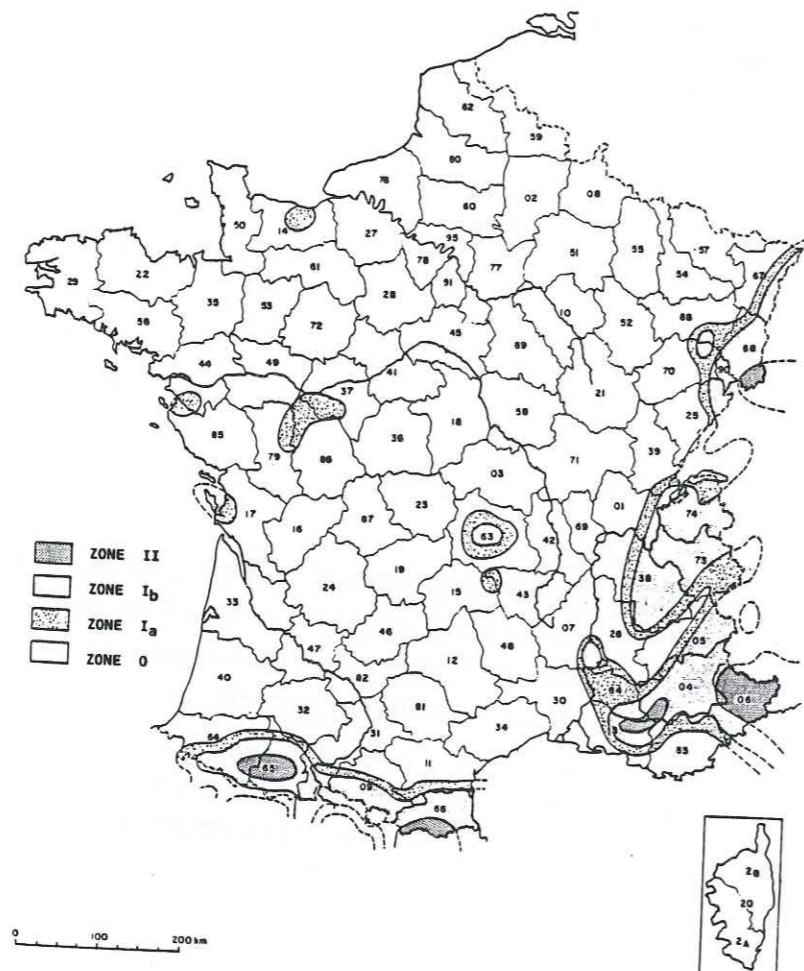


Figure I-4 : Zonage sismique de la France pour l'application des règles parasismiques de construction.
(D'après Despeyroux et Godefroy, 1985)

*la définition de quatre zones de sismicité (Despeyroux et Godefroy, 1985)

La fig I-4 donne la répartition de ces zones :

- zone 0 : sismicité négligeable.
- zone I-a : sismicité très faible, mais non négligeable
- zone I-b : faible sismicité
- zone II : sismicité moyenne
- zone III : forte sismicité

Pour les zones ainsi définies, la période de retour T_r d'une secousse d'intensité VIII peut être considérée comme étant :

- inférieure à 100 ans en zone III
- comprise entre 100 et 250 ans en zone II
- comprise entre 250 et 500 ans en zone I-b
- supérieure à 500 ans en zone I-a

en d'autres termes, la probabilité annuelle de dépassement de l'intensité VIII est égale à $1/T_r$.

*Valeurs de l'accélération nominale a_n pour chaque zone (D'après recommandations AFPS 1990)

Ces accélérations nominales a_n sont définies de la façon suivante:

" la signification physique du paramètre a_n qui a été conventionnellement spécifiée pour caractériser la sévérité de l'agression sismique prise en compte dans les projets, est la valeur maximum de l'accélération d'un mouvement sismique qui serait enregistré au niveau du substratum rocheux d'un site considéré et qui produirait l'intensité macrosismique contre laquelle on entend se protéger" (Souloumiac 1986).

Les accélérations a_n ont été déterminées à partir de lois de corrélation entre l'intensité macrosismique et l'accélération maximale et sont de plus modulées par les classes de risque définies pour les bâtiments (voir tableau I-1).

I.2.2. Prise en compte des effets locaux

La sévérité de la secousse contre laquelle on entend se protéger étant définie, il s'agit maintenant d'évaluer les effets qui peuvent se produire à l'échelle locale et de les intégrer à la représentation physique finale de l'action sismique utilisée en génie parasismique.

I.2.2.1. Représentation physique de l'action sismique en génie parasismique

Dans une structure à plusieurs niveaux, on peut considérer, sous certaines conditions, que l'action d'un séisme est équivalente à l'action des forces latérales appliquées à chaque plancher lourd et égales au produit de la masse du plancher par l'accélération. Dans d'autres types de construction, on peut être amené à considérer des déplacements relatifs ou des vitesses. Ces paramètres sont représentés sous forme de traces temporelles (en accélération,

Zone de sismicité	A	B	C
0			
Ia	0.10 g	0.10 g	0.20 g
Ib	0.15 g	0.20 g	0.25 g
II	0.25 g	0.30 g	0.35 g
III	0.35 g	0.40 g	0.45 g

Tableau I-1 : Accélérations nominales a_n , données dans les recommandations AFPS 1990, en fonction des classes de bâtiments A, B, C et du zonage sismique de la France.
A : ouvrages et installations offrant un risque dit normal pour la population (habitations, bureaux)
B : ouvrages présentant un risque élevé du fait de leur fréquentation ou de leur importance socio-économique (établissements d'enseignement ...)
C : ouvrages et installations dont la sécurité est primordiale pour les besoins de la protection civile et la survie de la région (hôpitaux, casernes ...)

vitesse, ou déplacement), ou le plus souvent sous la forme de spectres de réponse en déplacement, vitesse, ou accélération.

* Spectre de réponse élastique.

Cette notion a été introduite par Benioff (1934), Biot (1941) et Housner (1941). Considérons un oscillateur mécanique simple à une dimension, de fréquence propre T_n et d'amortissement ζ . Si cet oscillateur est soumis à sa base à une accélération du mouvement du sol $z''(t)$ et si $X(t)$ est le mouvement relatif de l'oscillateur par rapport à son bâti, on obtient :

$$X''(t) + 2\omega_n\zeta X'(t) + \omega_n^2 X(t) = -z''(t) \quad \text{avec } \omega_n = 2\pi/T_n$$

La solution de cette équation, avec la condition initiale $X(0) = 0$ donne le déplacement $X(t)$, par l'intégrale de Duhamel :

$$X(t) = \frac{-1}{\omega_n \sqrt{1-\zeta^2}} \int_0^t z''(\tau) e^{-\zeta\omega_n(t-\tau)} \sin(\omega_n \sqrt{1-\zeta^2} (t-\tau)) d\tau$$

Cette intégrale représente le produit de convolution de $z''(t)$ et de la réponse de l'oscillateur à une impulsion d'accélération. La vitesse relative $X'(t)$ et l'accélération absolue $Y''(t)$ sont obtenues respectivement par dérivation et double dérivation de $X(t)$.

Les spectres de réponse élastique en déplacement, vitesse et accélération pour une valeur donnée de l'amortissement ζ sont alors obtenus en calculant respectivement les maxima des fonctions $X(t)$, $X'(t)$, $Y''(t)$ pour différentes valeurs de la période propre de l'oscillateur T . on a donc :

$$SD(T, \zeta) = (X(t, T, \zeta))_{\max} : \text{spectre de réponse élastique en déplacement}$$

$$SV(T, \zeta) = (X'(t, T, \zeta))_{\max} : \text{spectre de réponse élastique en vitesse}$$

$$SA(T, \zeta) = (Y''(t, T, \zeta))_{\max} : \text{spectre de réponse élastique en accélération}$$

A période nulle, les valeurs $SD(0)$, $SV(0)$ et $SA(0)$ correspondent respectivement aux maxima du déplacement, de la vitesse et de l'accélération du sol.

Le spectre de réponse élastique en accélération est le plus utilisé en génie parasismique; en effet, si l'on considère que l'amortissement de la structure à étudier est faible (ce qui est souvent le cas), il fournit à un facteur multiplicatif près la force d'inertie maximale agissant sur la masse mobile.

I.2.2.2. Spectres de forme standard adaptés aux conditions de site.

Dans presque tous les règlements parasismiques en vigueur à l'heure actuelle, les

effets de site dus aux formations géologiques peu compactes sont pris en compte par la donnée de formes spectrales dépendant du site. Les spectres de réponse élastiques adaptés aux conditions de site s'obtiennent alors en multipliant les formes spectrales par les accélérations nominales données comme caractéristiques de l'aléa sismique régional.

* Obtention des formes spectrales en fonction du site

Celles-ci sont obtenues à partir d'études statistiques de données accélérométriques, choisies selon certains critères. Les sites d'enregistrement correspondant à ces données sont classés par catégories en fonction de leurs caractéristiques géotechniques. L'étude est alors effectuée sur les spectres de réponse en accélération normalisés par l'accélération maximale du sol, qui est la procédure choisie pour s'affranchir des effets autres que les effets de site (magnitude, distance ...). Si l'on considère que l'accélération maximale est affectée par les effets de site, on multiplie alors les formes spectrales par un facteur a_0 qui traduit l'amplification ou la désamplification de l'accélération maximale sur les sites considérés, par rapport au rocher.

A titre d'exemple, nous présentons les formes spectrales adaptées au site préconisées dans les recommandations AFPS 1990 :

* Classification des sols

3 types de sols sont définis en fonction de leurs caractéristiques géotechniques :

- Sols de type **a** : sols possédant une bonne à très bonne résistance mécanique (en général les sables ou graviers compacts, les marnes ou argiles raides fortement consolidés, les roches saines, ...).
- Sols de type **b** : sols possédant une résistance mécanique moyenne (en général les roches altérées, les sables et graviers moyennement compacts, les marnes ou argiles moyennement raides, ...).
- Sols de type **c** : sols possédant une faible résistance mécanique (en général les sables ou graviers lâches, les argiles molles, les craies altérées, les vases ...).

A partir de cette identification des sols, les sites sont classés en 4 catégories :

- Sites S_0 : sites rocheux ou sols du groupe **a** en épaisseur inférieure à 15 m.
- Sites S_1 : sols du groupe **a** en épaisseur supérieure à 15 m ou sols du groupe **b** en épaisseur inférieure à 15 m.
- Sites S_2 : sols du groupe **b** en épaisseur comprise entre 15 m et 50 m ou sols du groupe **c** en épaisseur inférieure à 10 m.
- Sites S_3 : sols du groupe **b** en épaisseur supérieure à 50 m ou sols du groupe **c** en épaisseur supérieure à 10 m.

La figure I-5 montre les formes spectrales préconisées pour chacune des catégories ci-dessus et pour la composante horizontale (les formes spectrales correspondant à la composante verticale ont une forme différente). Celles-ci sont données pour un amortissement de 5%. Le facteur traduisant les valeurs relatives de l'accélération maximale pour chaque catégorie de sol par rapport au rocher (a_0) est égal à 0.8 ou 0.9 (voir l'ordonnée à l'origine des spectres sur la fig. I-5). Pour quantifier l'action sismique dans son ensemble et obtenir les spectres réglementaires adaptés au site dans une zone donnée, il faudra multiplier ces formes spectrales par les valeurs de l'accélération nominale données pour chaque zone, en fonction du type de construction à étudier.

L'énoncé du règlement précise que les effets de site dont on tient compte dans ces formes spectrales sont uniquement les effets d'amplification dus à des formations géologiques peu consolidées de géométrie plane. Pour les effets topographiques, un coefficient indépendant de la fréquence est donné en fonction de la pente du site : sa valeur maximale atteint 1.4 ; ce coefficient n'a pas de fondement physique réel, (nous avons vu au § I-1-2 que ces effets étaient insuffisamment connus) et joue plutôt le rôle d'une mise en garde contre de tels effets.

I.2.2.3. Utilisation d'accélérogrammes.

Dans certains cas, l'ingénieur peut être amené à effectuer des calculs dynamiques, pour étudier précisément la réponse de certaines structures. Ce type de calcul permet notamment de tenir compte de la durée du signal, qui joue un rôle très important dans le comportement des structures (cf. chapitre IV), et de la non stationnarité du phénomène. Ces accélérogrammes de calcul sont soit des accélérogrammes "naturels", ayant des caractéristiques bien déterminées, soit des accélérogrammes "artificiels" obtenus par simulation ayant également des caractéristiques particulières (cf. § IV-3). Cependant, l'utilisation d'accélérogrammes reste très limitée.

I.2.2.4. Etudes de microzonage.

Actuellement, des méthodes spécifiques d'évaluation des effets locaux tendent à se développer, notamment à l'échelle de grandes agglomérations situées dans des régions où l'occurrence d'un séisme important est préoccupante et où l'on veut diminuer le risque : ce sont les études de microzonage que nous présentons très brièvement ici ; on pourra consulter Durville et al. (1985) pour une présentation détaillée de ces méthodes. Le résultat de telles études se présente en général sous formes de cartes, à l'échelle de l'agglomération, où sont reportées des zones dans lesquelles on a estimé les effets locaux. Ces effets sont :

- les effets de site (effets des couches superficielles peu compactes, effets topographiques et de discontinuités latérales), qui peuvent être estimés à partir d'études sur des données macrosismiques ou instrumentales, ou (et) de calculs numériques.

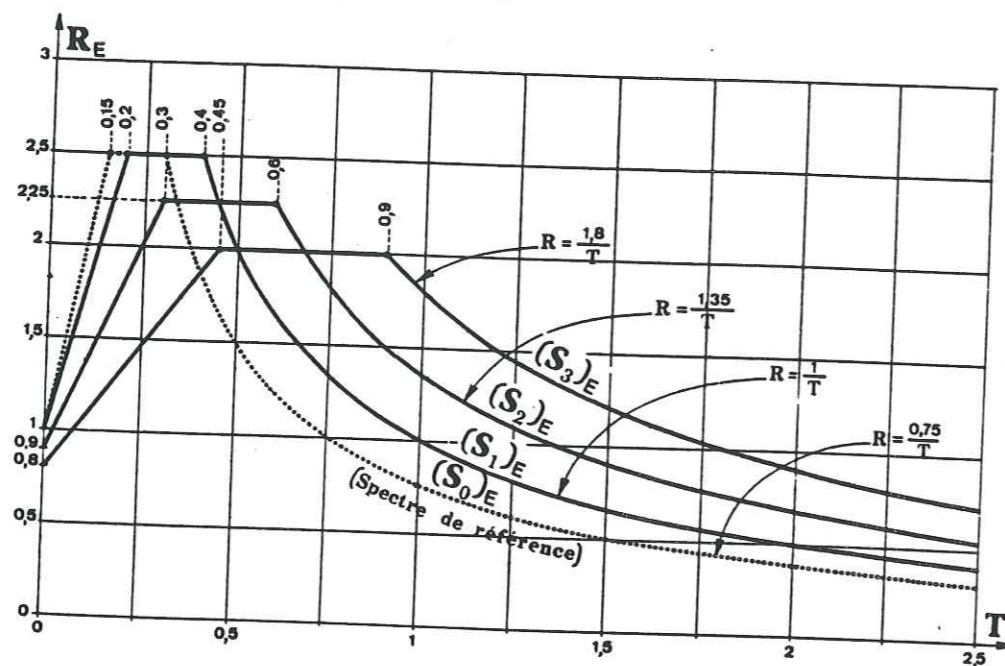


Figure I-5 : Spectres élastiques normalisés adaptés au site préconisés dans les recommandations AFPS 1990.
(D'après Despeyroux, 1990)

- les effets induits : liquéfaction et tassement des sols, glissements de terrain, éboulements rocheux, tsunamis ...

Une étude de microzonage peut soit faire appel aux résultats de l'évaluation de l'aléa sismique à l'échelle régionale modulés par les effets cités ci-dessus, soit reconsidérer à l'échelle de la zone étudiée, l'identification des structures géologiques actives. Elle peut également ne présenter que l'effet correcteur des conditions locales. Le microzonage permet donc d'appréhender le risque à l'échelle d'une zone urbaine, et, par conséquent d'être en mesure de l'aménager rationnellement dans le cadre d'extensions ou de réhabilitations.

I.3. MISE EN EVIDENCE DE LA DISPERSION DANS LA QUANTIFICATION DES EFFETS DE SITE POUR LES CODES PARASISMIQUES

L'International Association for Earthquake Engineering a publié, en 1988, un manuel regroupant tous les règlements parasismiques en vigueur dans le monde. Pour chacun de ces règlements, nous avons relevé le mode de prise en compte des effets de site et les valeurs qui les quantifient afin d'en effectuer la comparaison.

I.3.1. Où intervient l'action sismique dans le calcul parasismique d'une structure?

Dans le cas d'un ouvrage courant qui rentre dans le cadre de la réglementation parasismique, l'ingénieur a besoin, pour dimensionner la structure, de la (ou des) force(s) maximale(s) admissible(s) (nous n'évoquerons pas ici le cas de l'analyse dynamique, cité plus haut, et qui nécessite l'utilisation d'accélérogrammes). En général, deux méthodes de calcul de ces forces sont utilisées dans les règlements :

- La méthode des forces statiques équivalentes
- l'analyse modale

Pour l'une ou l'autre de ces méthodes, l'action sismique intervient, dans le calcul de la force, sous forme d'un coefficient multiplicatif a qui est en général le produit de l'accélération nominale, dépendant du zonage, et d'un coefficient de site β pour lequel deux cas se présentent selon les réglementations :

* β dépend des conditions de site et est indépendant de la période propre de la structure.

* β dépend des conditions de site et de la période propre de la structure : β est alors la valeur du spectre réglementaire normalisé :

- pour la période et l'amortissement correspondant à la structure envisagée
- défini pour la catégorie de site à laquelle correspond le site choisi pour l'implantation de cette structure.

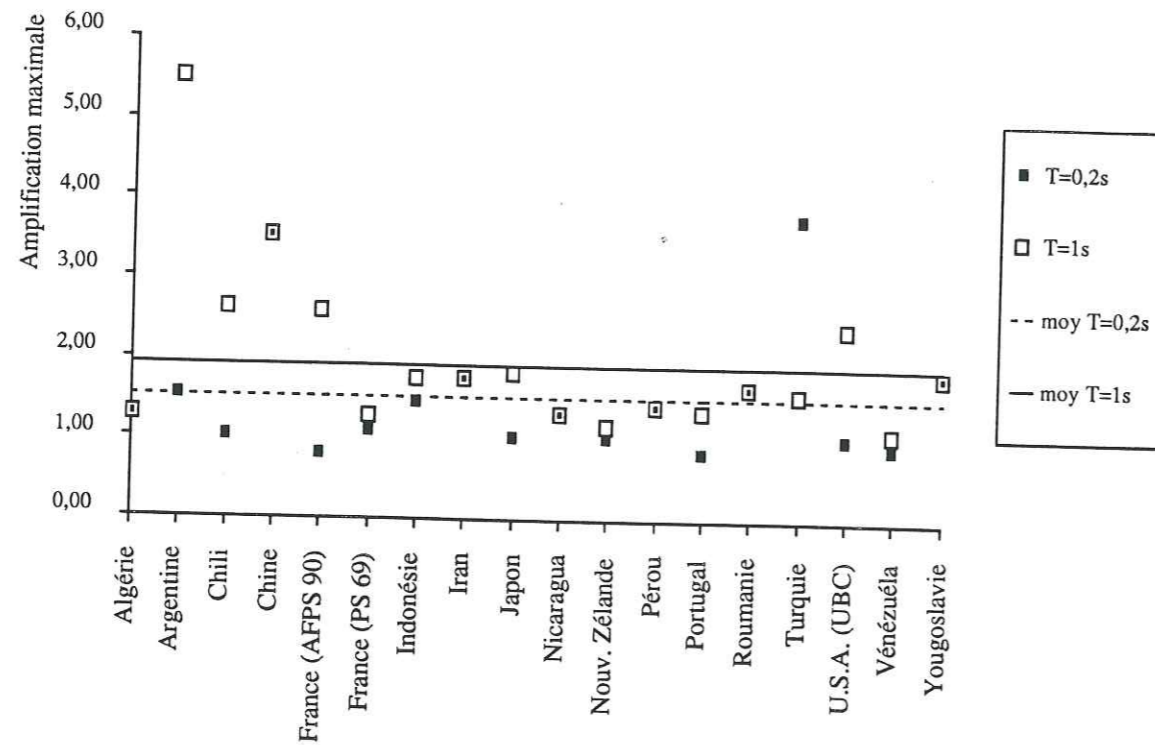


Figure I-6 : Amplifications maximales préconisées dans les réglementations de différents pays, pour $T=0.2$ sec et $T=1$ sec.
(d'après l'International Association for Earthquake Engineering, 1988)

I.3.2. Dispersion dans la classification des sols.

Les critères de classification des sols et les catégories de site définies à partir de ceux-ci varient selon les réglementations. En effet, le nombre de catégories varie de 2 à 5, et un grand nombre de règlements ne tiennent pas compte de l'épaisseur de la couche géologique de surface, qui, comme nous l'avons vu au § I-1-1-2 joue un rôle important dans les amplifications produites, notamment dans le domaine fréquentiel.

I.3.3. Comparaison de la quantification des effets de site dans les différents codes.

Les catégories de sols n'étant pas les mêmes suivant les réglementations par leur nombre et leurs caractéristiques, nous avons comparé les valeurs de β en effectuant le rapport de β défini pour le sol le plus défavorable au β défini pour le rocher, ce pour des périodes propres de structures de $T_1=0.2$ sec et $T_2=1$ sec, dans le cas des codes pour lesquels sont donnés des spectres réglementaires. La figure I-6 montre ces valeurs et leurs moyennes pour les deux valeurs de la période. On observe une dispersion importante pour T_1 et T_2 . Pour T_1 , certains pays préconisent une désamplification ; le projet de nouvelles normes françaises prévoit notamment que dans le cas d'un sol de catégorie S_3 , le mouvement subira une désamplification d'un facteur **0.8** par rapport au rocher.

Le résultat de cette comparaison montre donc qu'il est nécessaire d'aller plus loin pour expliquer la dispersion obtenue, en effectuant une analyse critique de la méthode et des études sur lesquelles se basent les réglementations pour quantifier les effets de site.

CONCLUSION

Bien que de bonnes connaissances théoriques et expérimentales aient été acquises sur les effets de site, les règlements parasismiques en général ne semblent pas en avoir tiré tout le parti possible comme le montre la dispersion observée dans les différents règlements. Il est donc nécessaire d'effectuer une analyse critique des méthodes permettant de quantifier l'aléa sismique : c'est l'objectif de la suite de ce travail.

II.

ETUDE DE LA VARIABILITE DU SPECTRE DE REPONSE
ELASTIQUE EN ACCELERATION

INTRODUCTION

Cette partie est consacrée à l'analyse du comportement du spectre de réponse en fonction des principaux paramètres utilisés pour caractériser les mouvements forts. L'objectif est de déterminer qualitativement et quantitativement ses variations en fonction de la magnitude, de la distance et du site d'enregistrement. Nous avons utilisé pour cette étude les données du réseau accélérométrique SMART1, installé à Taïwan. En effet, celui-ci présente l'avantage d'être constitué d'un grand nombre de stations, regroupées dans un rayon de 2 km et situées dans une vallée alluviale, et d'une station de référence, installée sur le rocher. Ces données nous ont permis d'étudier d'une part les variations du spectre pour un même événement en fonction des stations d'enregistrement, et d'autre part, de comparer en utilisant plusieurs événements les effets des paramètres cités plus haut et les spectres des composantes horizontales et verticale. Enfin nous avons analysé les effets de site à partir de tous les événements disponibles.

II.1. LE RESEAU SMART1 ET SES ENREGISTREMENTS

II.1.1. Situation géographique et géologique

Le réseau accélérométrique SMART1 a été installé au début des années 80, par l'U.C Berkeley (Seismographic Station) et l'Academia Sinica. Il est situé au nord-est de l'île de Taïwan, à côté de la ville de Lotung, dans la plaine alluviale de Lanyang (cf. fig. II-1). Toutes les stations sont à enregistrement numérique et possèdent les caractéristiques principales suivantes (Abrahamson et al., 1987) :

- fréquence propre : 80 Hz
- dynamique : 0.02 g à 2 g
- fréquence d'échantillonnage : 0.01 sec
- mémoire tampon : 2.5 sec

Les 39 stations qui constituent le réseau sont, pour 37 d'entre elles disposées en 3 cercles concentriques comprenant chacun 12 stations, et une station centrale. Les deux autres stations sont installées à 2.8 et 4.8 km au sud de la station centrale, la plus éloignée étant la seule située sur le rocher (voir fig. II-1). La structure géologique de la vallée alluviale récente de Lanyang sous le réseau est décrite par les deux coupes nord-sud et est-ouest ci-dessous (fig. II-2). La couche superficielle est constituée de 3 à 18 m de sable mélangé à du gravier et repose sur une couche d'alluvions récentes dont la base est située à 50 m de profondeur. Une troisième couche dont la profondeur de la base varie de 170 m (au sud) à 600 m (au nord) est constituée d'alluvions plus anciennes et plus consolidées.

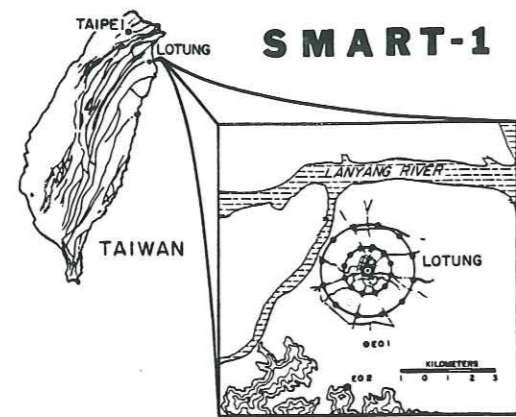


Figure II-1 : Situation Géographique et configuration du réseau SMART1
(D'après Abrahamson et al., 1987)

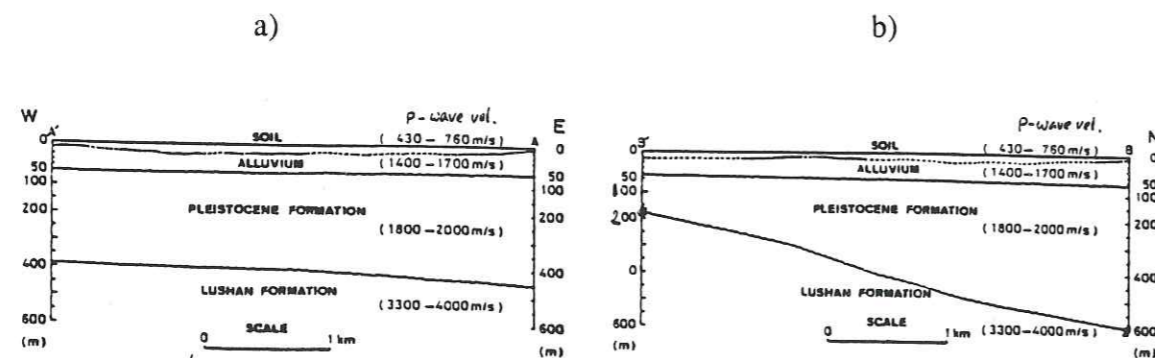


Figure II-2 : Structure géologique sous le réseau SMART1
a- coupe Est-Ouest
b- coupe Nord-Sud
(D'après Loh et Yeh, 1988)

II.1.2. Sismicité et données disponibles

D'un point de vue tectonique, l'île de Taïwan est située dans une zone de transition entre deux zones de subduction. De ce fait, la sismicité est très importante et les séismes se produisent à des profondeurs très variables et avec des mécanismes au foyer également variés. D'octobre 1980 à novembre 1986, 45 événements ont été enregistrés par le réseau SMART1. L'objectif est ici d'utiliser ces données pour analyser le comportement du spectre de réponse dans des intervalles de magnitude et de distance épacentrale correspondant à ceux que nous avons utilisés pour étudier la quantification des effets de site dans le contexte de la France. Nous avons donc conservé 18 événements correspondant au mieux à ces critères. De plus, nous avons choisi ceux qui ont été enregistrés par le plus grand nombre de stations. Les caractéristiques de ces séismes sont reportées dans le tableau II-1 et leur localisation à la figure II-3 ; nous ne connaissons pas la précision de leur localisation, mais nous pouvons certainement considérer qu'elle n'est pas meilleure que 3 km.

La réponse des accéléromètres étant plate jusqu'à 80 Hz, il n'est pas nécessaire de corriger les accélérogrammes de la réponse instrumentale. Pour chacune des 3 composantes de ces 529 enregistrements, nous avons calculé le spectre de réponse en accélération à 5% d'amortissement, pour des périodes de 0 à 2 secondes.

II.2. VARIABILITE INTRINSEQUE DU SPECTRE

II.2.1. Observations brutes.

II.2.1.1. Signaux temporels

Nous avons représenté les signaux en temps de 3 des événements choisis à la figure II-4, pour les stations alignées sur l'axe défini par leur épacentre et la station centrale C-00. Deux de ces séismes sont proches : 42 (M=5.0) et 43 (M=6.2), le troisième étant situé à 79 km du réseau : 45 (M=7.0) ; 42 et 43 sont correctement localisés, car on observe bien des temps d'arrivées croissants pour les stations situées sur l'axe épacentre-centre du réseau. Pour 42, l'amplitude du signal décroît nettement avec l'augmentation de la distance d'enregistrement, alors que pour 43 et 45, ces variations d'amplitude sont moins importantes.

II.2.1.2. Spectres de réponse

L'objectif est ici de visualiser les variations du spectre de réponse à travers le réseau pour un même événement, donc pour des distances d'enregistrement très peu différentes. Pour ce faire, deux événements ont été choisis, l'un très proche du réseau (42), l'autre à une distance moyenne (31) (cf. fig. II-3). La figure II-5 montre les spectres pour la composante Nord-Sud de ces deux séismes, et pour les stations alignées sur l'axe défini par leur

Nom de l'évènement	Date	Magnitude	Distance épicentrale (km)	Profondeur (km)	Nombre de stations	Station au rocher disponible
02	14 11 80	5.9	07	78	17	non
05	29 01 81	6.3	30	25	27	non
20	17 12 82	6.4	79	88	28	non
22	10 05 83	6.4	31	19	33	non
24	24 05 83	6.8	84	48	27	non
25	21 09 83	6.8	68	44	35	oui
29	23 04 84	6.0	46	28	30	oui
30	29 12 84	6.3	28	88	28	non
31	09 03 85	5.9	48	04	32	non
32	12 06 85	6.0	48	05	19	oui
35	12 08 85	5.7	05	08	25	non
39	16 01 86	6.5	22	10	35	oui
40	20 05 86	6.5	67	16	35	oui
41	20 05 86	6.2	71	22	18	oui
42	17 07 86	5.0	05	02	38	oui
43	30 07 86	6.2	06	02	38	oui
44	30 07 86	4.9	05	02	37	oui
45	14 11 86	7.0	79	07	35	oui

Tableau II-2 : Caractéristiques des 18 séismes utilisés. La distance épicentrale est donnée par rapport à la station centrale C-00.

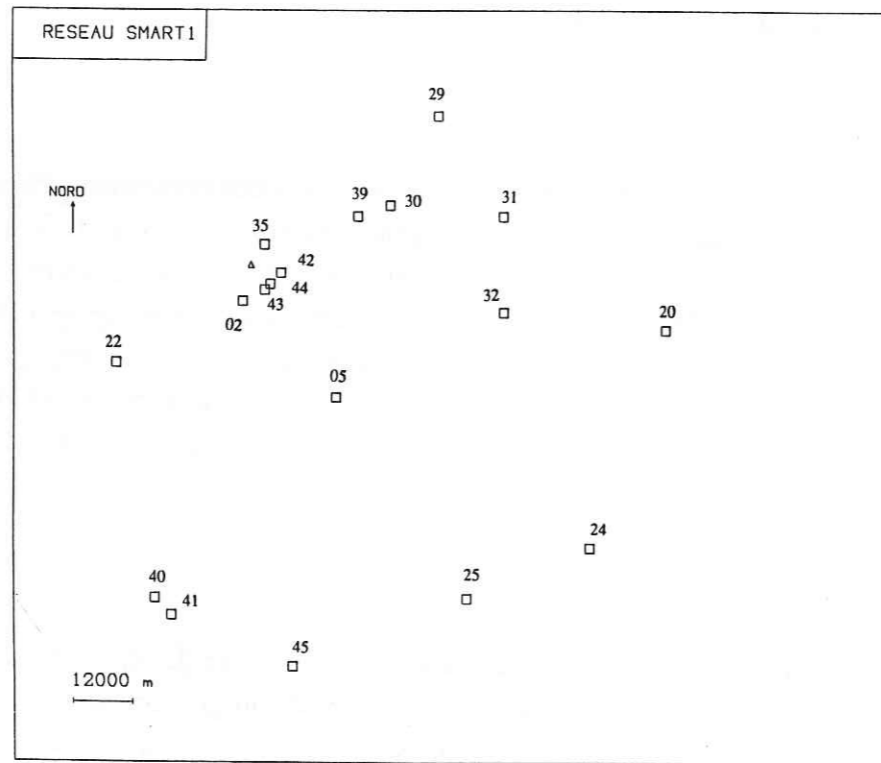


Figure II-3 : Localisation des 18 séismes utilisés pour l'étude de la variabilité du spectre de réponse.

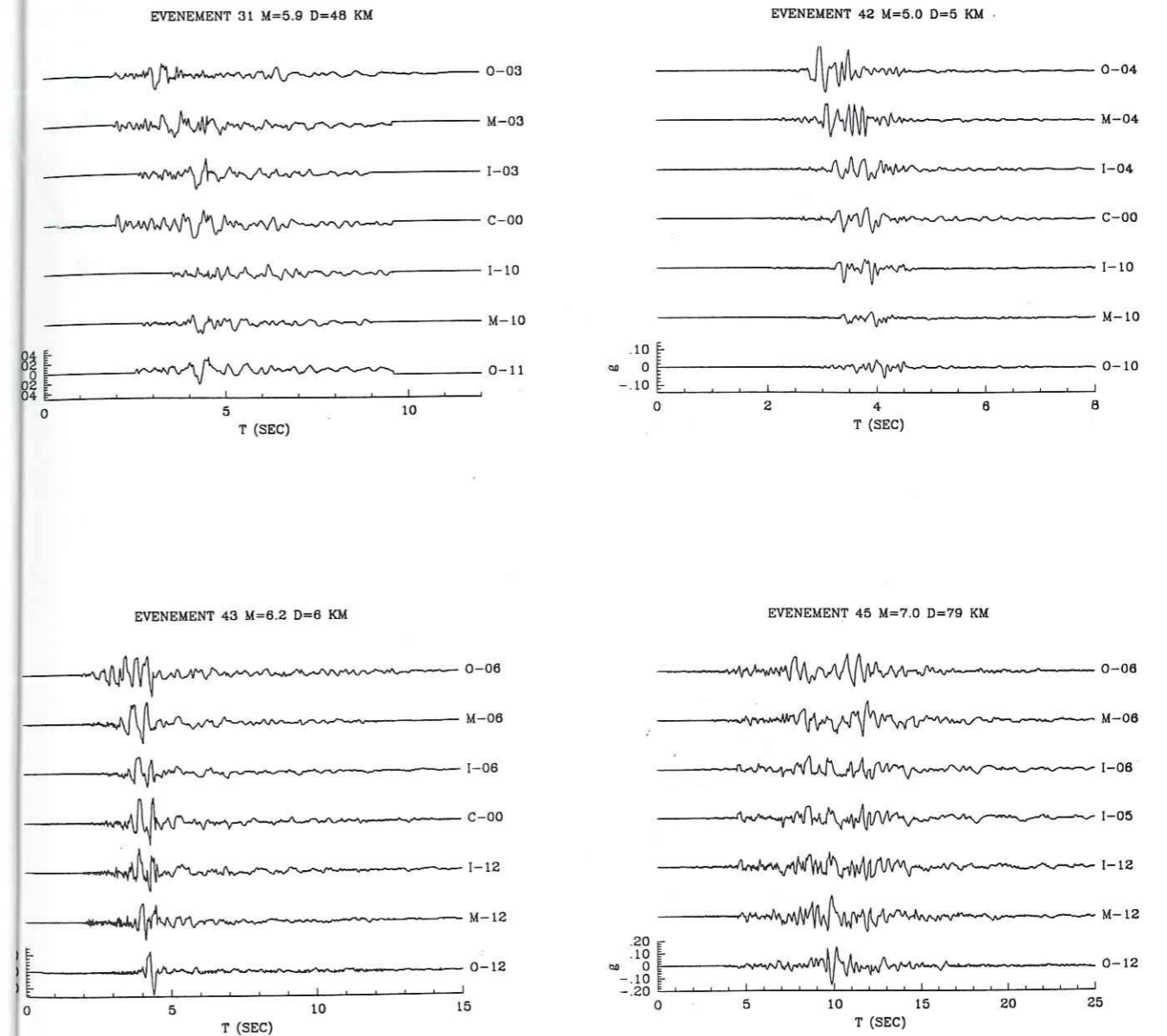
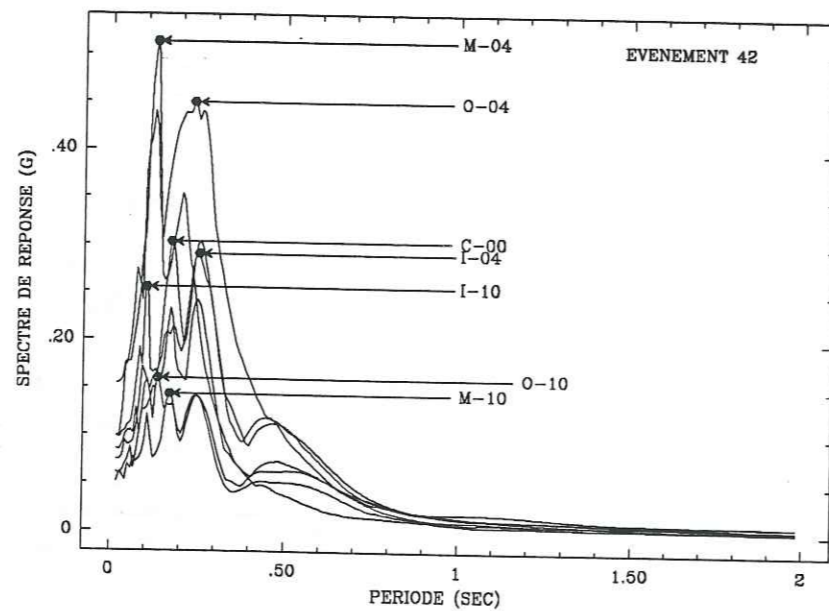
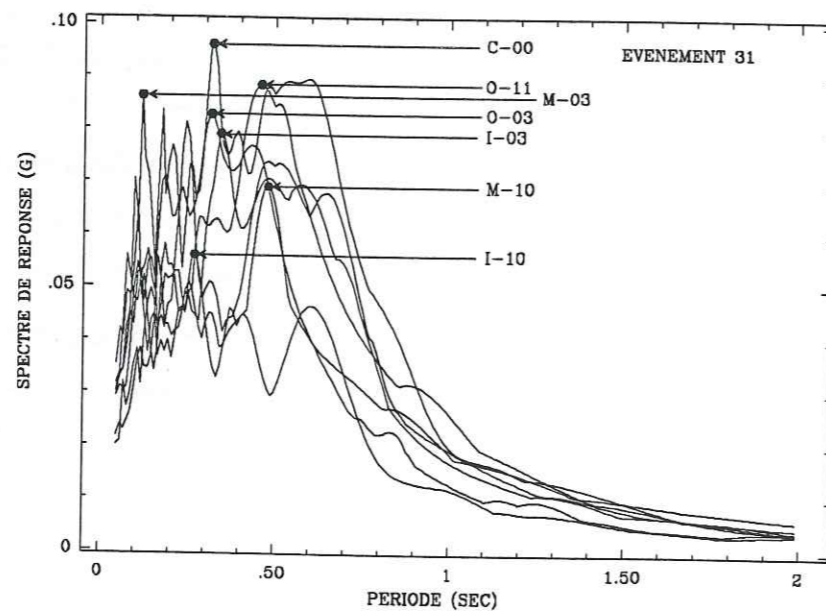


Figure II-4 : Enregistrement des accélérations pour les événements 42, 43, 45, pour certaines stations. La distance épicentrale croît du haut vers le bas.



a)



b)

Figure II-5 : Variations du spectre de réponse pour les stations situées sur l'axe épicoentre-station C-00

a- événement 42, distance épicoentrale : 5 km

b- événement 31, distance épicoentrale : 48 km

épicoentre et la station centrale C-00 ; ces axes correspondent à peu près à une direction est-ouest invariante du point de vue de la structure géologique (fig. II-2). Nous pouvons donc considérer que les variations observées pour la forme et le niveau des spectres sont uniquement le fait des différences de distance d'enregistrement entre stations ou d'effets dus à la source sismique. Les principales observations que l'on peut faire sont les suivantes :

a- pour les deux événements, les variations de niveau du spectre sont importantes et sont plus fortes pour l'événement proche ; les rapports R_{\max} les plus importants que l'on peut mesurer entre les valeurs maximales de deux spectres sont :

- pour l'événement 42 : $R_{\max} = 3.6, 4.0, 4.1$, pour les composantes NS, EW et V, respectivement .
- pour l'événement 31 : $R_{\max} = 1.7, 3.0, 2.0$, pour les composantes NS, EW et V, respectivement .

b- ces variations de niveau ne sont pas corrélées avec la distance d'enregistrement, surtout pour les composantes verticales.

Ces observations se confirment pour les autres événements. L'importance de ces variations, que ce soit pour des événements proches ou lointains, ne peut être seulement due à l'augmentation de la distance entre les stations et est certainement liée à des effets de source: effets du diagramme de radiation pour les événements proches par exemple. Ceci est conforté par le fait que, d'une part, aucune cohérence n'est observée entre les variations des spectres et l'augmentation de la distance épicoentrale, et d'autre part, les variations sont plus grandes pour les événements proches pour lesquels les effets de source sont sans doute plus importants.

Bien que ces observations simples ne nous permettent ni de comprendre ni d'expliquer de façon précise les phénomènes mis en jeu, elles nous montrent qu'une très grande variabilité est associée au spectre de réponse, essentiellement dans le domaine des hautes et moyenne fréquences (0 à 0.6 sec).

II.2.2. Influence de la variation de la profondeur du socle sous le réseau.

Avant de quantifier la variabilité observée dans le paragraphe précédent, nous avons évalué l'effet de la variation de profondeur du socle sous les stations sur la forme et le niveau du spectre. Pour cela, nous avons choisi 5 groupes de stations :

- 1- O-07 et O-06
- 2- M-07 et M-06
- 3- I-01, I-06, I-07, I-12, C-00
- 4- M-12 et M-01
- 5- O-12 et O-01

La profondeur du socle sous ces stations varie linéairement de 170 m (groupe 1) à 600 m (groupe 5). Les spectres moyens horizontaux et verticaux sur tous les événements ont été

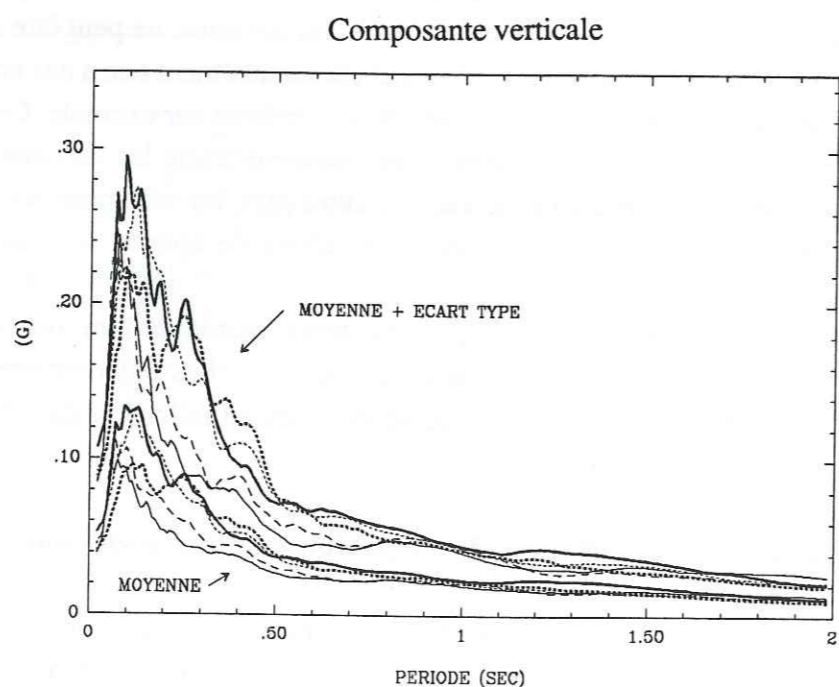
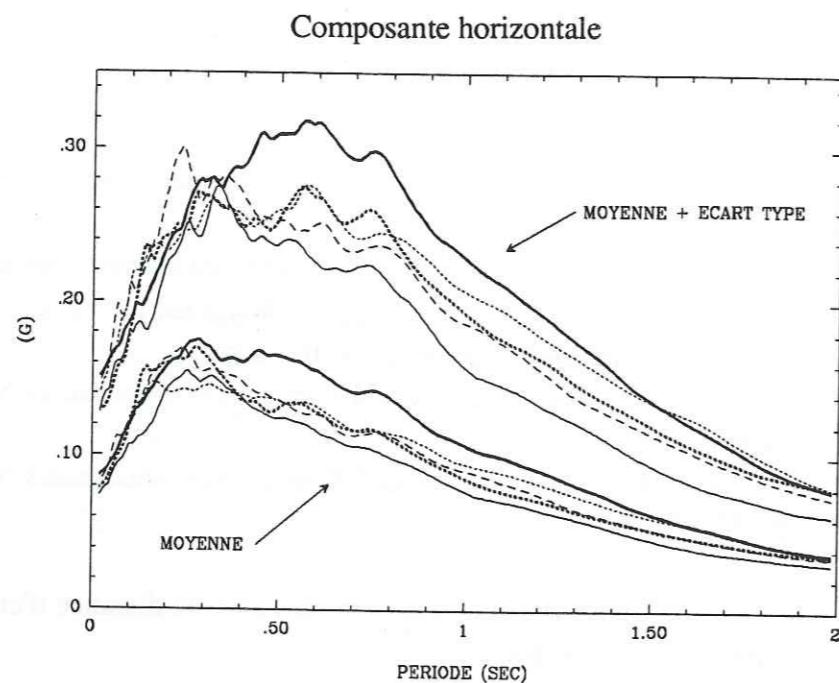


Figure II-6 : Effets de la variation de l'épaisseur totale H des alluvions. Nous avons représenté, pour chaque groupe de stations ci-dessous, le spectre moyen et le spectre moyen plus un écart type (moyenne effectuée sur 18 événements).

- 1- O-07 et O-06 : $H = 170$ m
- 2- M-07 et M-06 : $H = 278$ m
- 3- I-01, I-06, I-07, I-12, C-00 : $H = 385$ m
- 4- M-12, M-01 : $H = 492$ m
- - - - 5- O-12, O-01 : $H = 600$ m

calculés pour chaque groupe. Un spectre moyen horizontal est la moyenne des spectres horizontaux calculés sur toutes les composantes Nord-Sud et Est-Ouest.

Les moyennes et moyennes plus un écart type des spectres sont représentées à la figure II-6-a pour la composante horizontale et II-6-b pour la verticale. On observe que le niveau des spectres augmente dans certains domaines de périodes (0.5 à 1.5 s pour la composante horizontale et 0.1 à 0.5 s pour la verticale) avec la diminution de l'épaisseur du socle. Cependant, ces différences sont faibles, comparées aux écarts types associés aux spectres moyens; cela signifie que c'est la couche superficielle d'alluvions dont l'épaisseur est de 50 m environ qui contrôle la réponse en surface. Nous considérerons donc, dans la suite, que du point de vue statistique, tous les sites sont équivalents.

II.2.3. Variations de l'écart type à la moyenne sur toutes les stations.

Nous avons vu que les spectres calculés pour un même événement en des stations très proches pouvaient être très différents, et qu'a priori, les effets responsables de cette dispersion étaient difficiles à identifier et par conséquent impossibles à prendre en compte dans le cadre d'une étude statistique sur les spectres. Il est donc intéressant d'évaluer cette variabilité intrinsèque, ce qui est possible en étudiant le coefficient de variation, CV , à la moyenne des spectres pour un événement, sur toutes les stations (sauf au rocher) :

$$CV(T_i) = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (SA_j(T_i) - \overline{SA(T_i)})^2}{n-1}} / \overline{SA(T_i)}$$

avec :

T_i : valeur de la période

n : nombre de spectres sur lesquels sont effectuées les moyennes

$SA_j(T_i)$: valeur du spectre j à la période T_i

$SA(T_i)$: moyenne des spectres à la période T_i

Les variations de CV , en fonction des différents événements, c'est à dire pour des magnitudes, distances épicentrales et mécanismes différents, nous permettent de définir un écart type minimal que l'on peut définir comme étant la variabilité intrinsèque du spectre, c'est à dire l'incertitude minimale liée au calcul du spectre en un endroit donné.

Les coefficients de variation ainsi définis ont été calculés pour chaque événement et pour chacune des trois composantes. Nous nous sommes tout d'abord focalisés sur deux groupes d'événements :

- les événements 02, 35, 42, 43, 44, très proches du réseau
- les événements 20, 24, 25, 45, 41, 40, les plus éloignés du réseau (cf tab. II-1)

Les coefficients de variation correspondant à ces deux groupes d'événements sont tracés en fonction de la période pour la composante horizontale Nord-Sud, sur les figures II-7-a pour

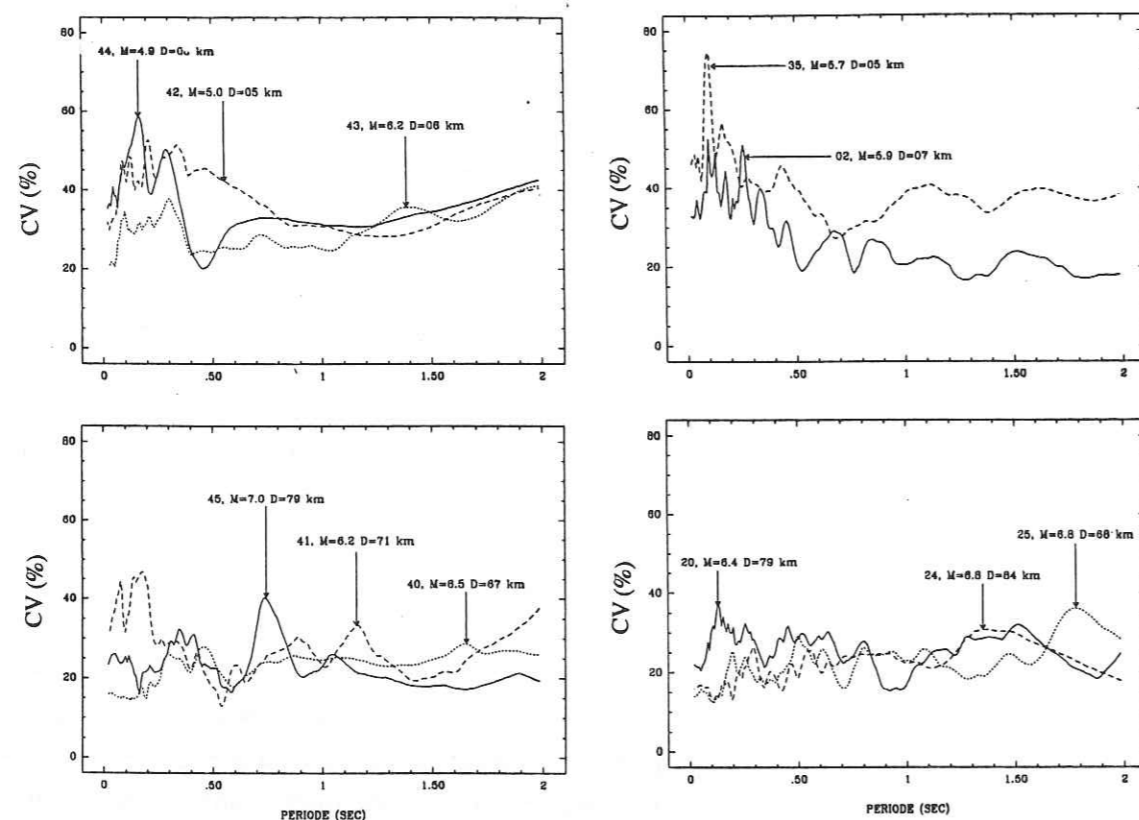


Figure II-7 : Ecart types à la moyenne des spectres sur toutes les stations situées dans la vallée, pour la composante Nord-Sud :

a- pour les événements les plus proches : 02, 35, 42, 43, 44

b- pour les événements les plus lointains : 20, 24, 25, 40, 41, 45

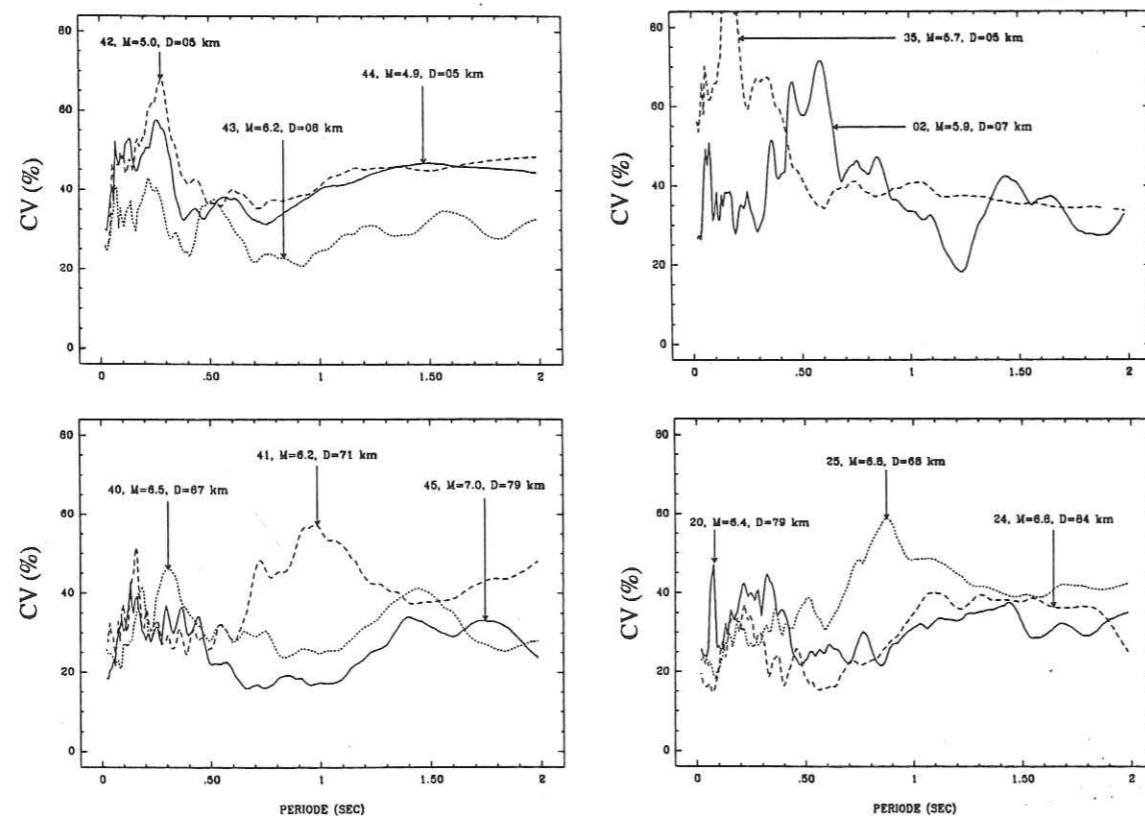


Figure II-8 : Même chose qu'à la figure II-7 pour la composante verticale

les événements proches et II-7-b pour les lointains. Les figures II-8-a et II-8-b montrent les mêmes variations pour la composante verticale. Pour comparer événements proches et lointains, nous avons regroupé tous les coefficients de variation à la figure II-9, pour les composantes horizontales et verticale. Nous pouvons alors faire les observations suivantes :

a- Composante horizontale.

- Pour les événements proches, CV est élevé dans le domaine haute fréquence (jusqu'à 75% pour certains séismes), puis diminue nettement pour se stabiliser aux alentours de 30%, alors que pour les lointains, l'écart type oscille de 20 à 40 % à toutes les fréquences (fig. II-7-a et b).

- En haute fréquence, il semblerait que CV diminue quand la magnitude augmente, ce pour les événements proches seulement (fig. II-7-a).

- Les mêmes remarques peuvent être faites sur la composante Est-Ouest, que nous ne montrons pas ici.

Ces observations amènent les questions suivantes auxquelles nous tentons de répondre :

- Pourquoi CV est-il moins élevé en haute fréquence pour les événements lointains?

A des distances de l'épicentre de l'ordre de 80 km, le contenu haute fréquence du signal sismique est déjà fortement atténué, donc les différences entre les stations très proches l'une de l'autre sont minimales.

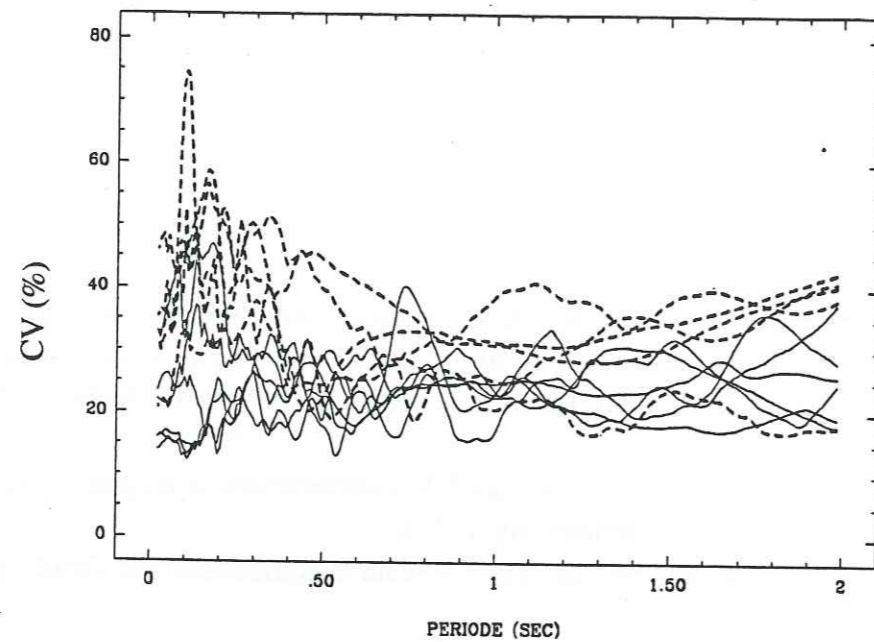
- Pourquoi une forte dispersion en haute fréquence pour les événements proches?

Le contenu haute fréquence du spectre, élevé dans les enregistrements très proches de la source (sauf pour l'évènement 02 dont l'hypocentre est profond), varie de façon importante d'une station à l'autre ; ces effets sont certainement dus aux caractéristiques de la source sismique, c'est à dire l'orientation de la faille, le diagramme de radiation de l'énergie, et sa taille. Le fait que la variabilité ait tendance à diminuer quand la magnitude augmente peut s'expliquer par cet effet de taille. En effet, plus la magnitude est élevée, plus l'effet de saturation à proximité de la source est important, d'où une moins grande dispersion des spectres en des sites proches les uns des autres ; Ceci ce confirme si l'on regarde les amplitudes des signaux temporels pour les événements 42 et 43 (fig. II-4) : l'amplitude des signaux présente des variations beaucoup plus importantes à travers le réseau pour le séisme 42, de plus faible magnitude que 43.

b- Composante verticale

Les coefficients de variation relatifs à la moyenne des spectres verticaux sont globalement plus élevés que ceux de la composante horizontale et présentent des variations relatives s'accordant moins bien entre elles en fonction de la distance.

Composante horizontale



Composante verticale

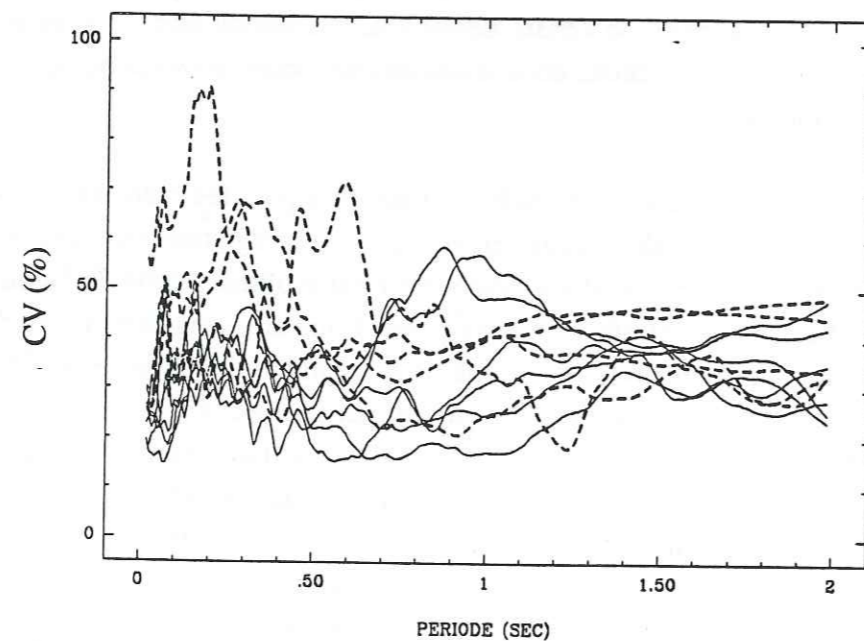


Figure II-9 : Ecart type à la moyenne des spectres sur toutes les stations situées dans la vallée :

trait pointillé : événements proches : 02, 35, 42, 43, 44

trait plein : événements lointains : 20, 24, 25, 40, 41, 45

En résumé, (fig. II-9) nous pouvons dire que la dispersion des spectres pour un même événement et en des sites très voisins les uns des autres est plus importante pour les événements proches dans le domaine des hautes fréquences, et que cette variabilité intrinsèque est au minimum de 20% pour les composantes horizontales et de 30% pour la composante verticale quelle que soit la distance d'enregistrement et la magnitude.

II.3. EFFETS DE LA MAGNITUDE ET DE LA DISTANCE

Pour visualiser les effets de la magnitude et de la distance épacentrale sur la forme et le niveau du spectre, nous avons représenté les spectres moyens horizontaux et verticaux pour deux groupes de séismes :

1) des événements de magnitudes (M) similaires et de distances épacentrales (D) différentes (fig. II-10-a et b):

- 43, M=6.2, D=06 km
- 05, M=6.3, D=30 km
- 32, M=6.0, D=48 km
- 41, M=6.2, D=71 km

2) des événements de distances épacentrales similaires et de magnitudes différentes (fig. II-11-a et b) :

- 45, M=7.0, D=79 km
- 20, M=6.4, D=79 km
- 41, M=6.2, D=71 km

Pour isoler les effets sur la forme des spectres, nous avons également représenté les formes spectrales moyennes horizontales et verticales pour les mêmes événements (fig. II-12 et II-13) ; celles-ci ont été calculées en moyennant les spectres normalisés par l'accélération maximale. Cela nous permet de constater que c'est essentiellement la magnitude qui est responsable des variations de forme du spectre ; quand celle-ci augmente, le contenu spectral se déplace nettement vers les basses fréquences.

Vu le nombre restreint d'événements sur lesquels nous pouvons faire ces observations, il n'est pas possible d'en déduire des effets systématiques et quantitatifs. Il sera cependant nécessaire, dans le cadre d'une étude statistique sur les spectres de réponse, de tenir compte de leur variabilité avec la magnitude et la distance.

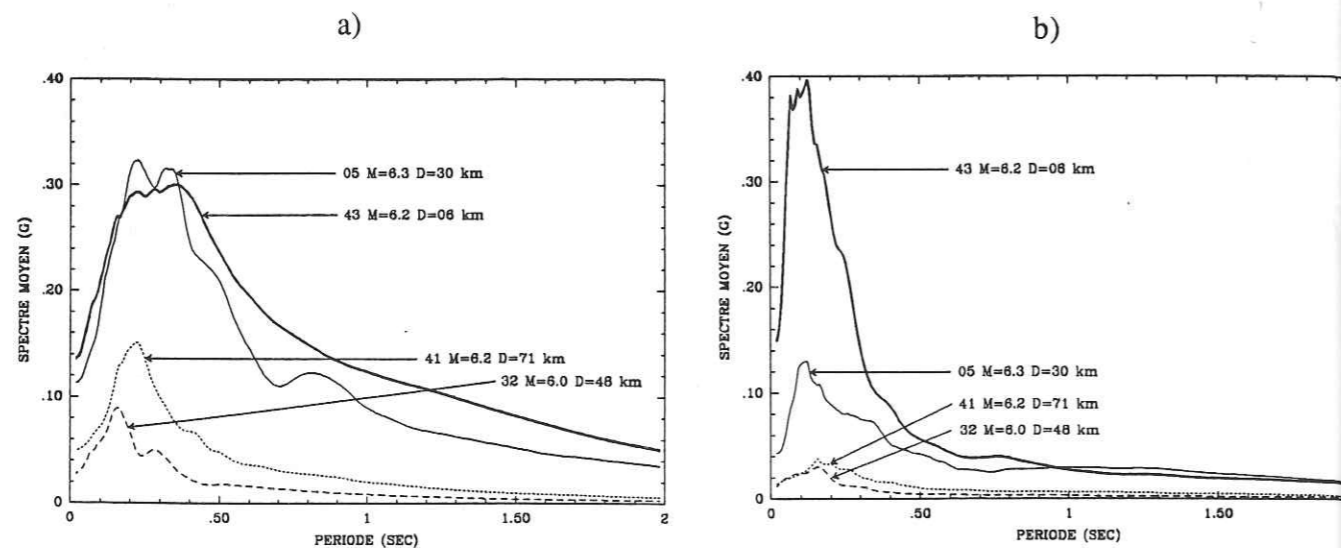


Figure II-10 : Effets de la distance sur les spectres moyens calculés sur tous les enregistrements d'un même événement (sauf station au rocher)
 a- composante horizontale
 b- composante verticale

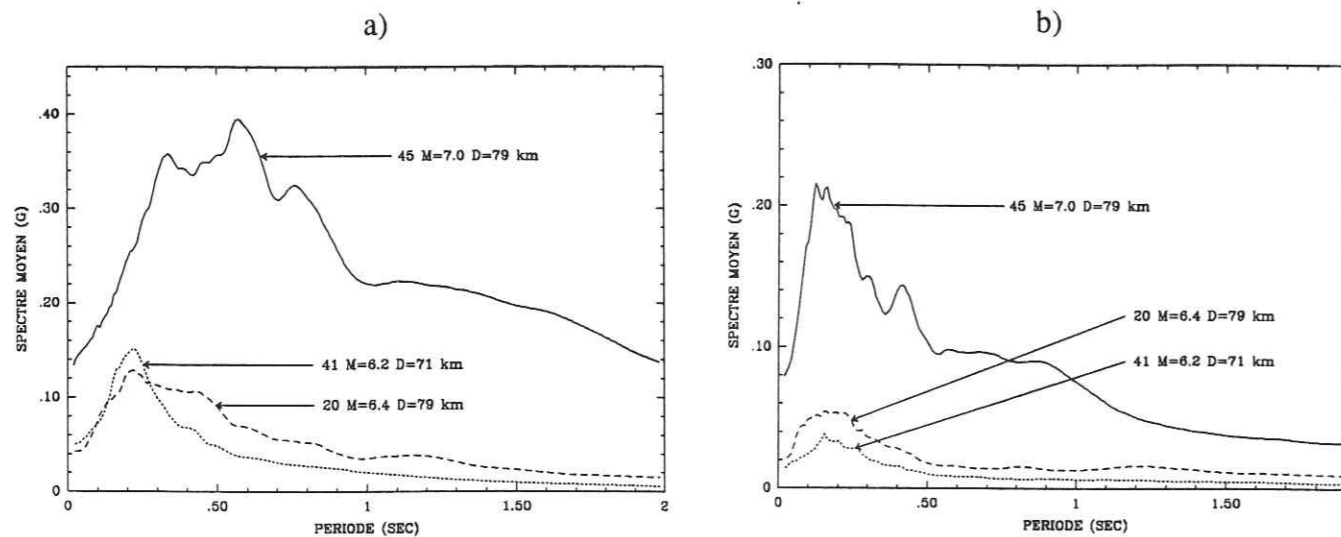


Figure II-11 : Effets de la magnitude sur les spectres moyens calculés sur tous les enregistrements d'un même événement (sauf station au rocher)
 a- composante horizontale
 b- composante verticale

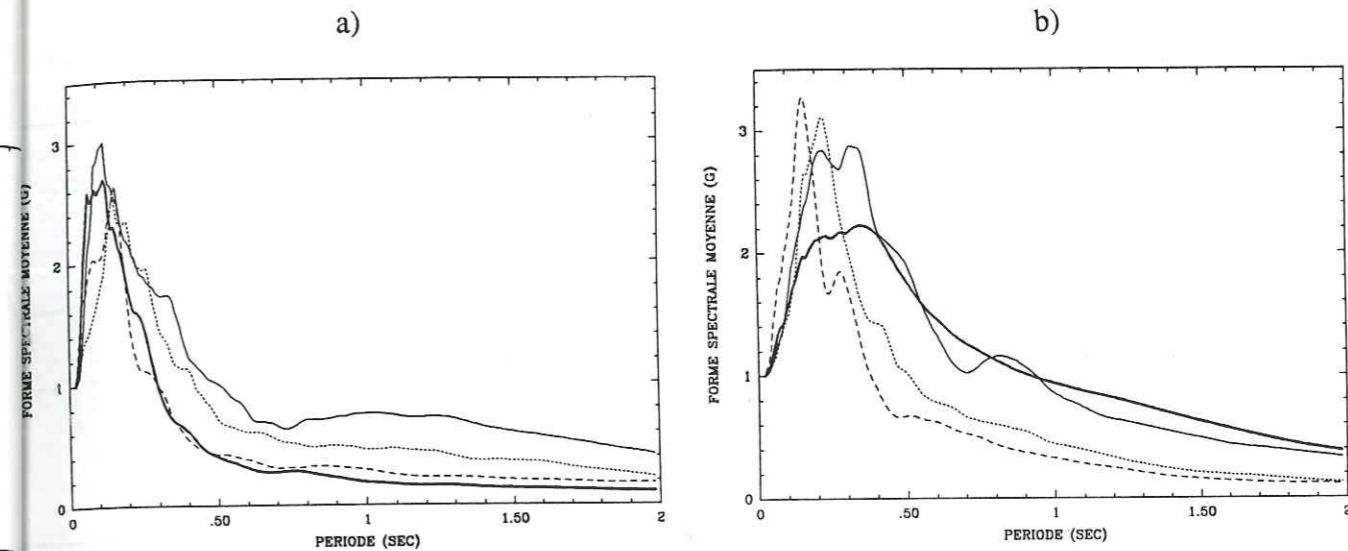


Figure II-12 : Effets de la distance sur les formes spectrales calculées sur tous les enregistrements d'un même événement (sauf station au rocher)
 a- composante horizontale
 b- composante verticale

——— 05
 - - - 32
 - - - 41
 ——— 43

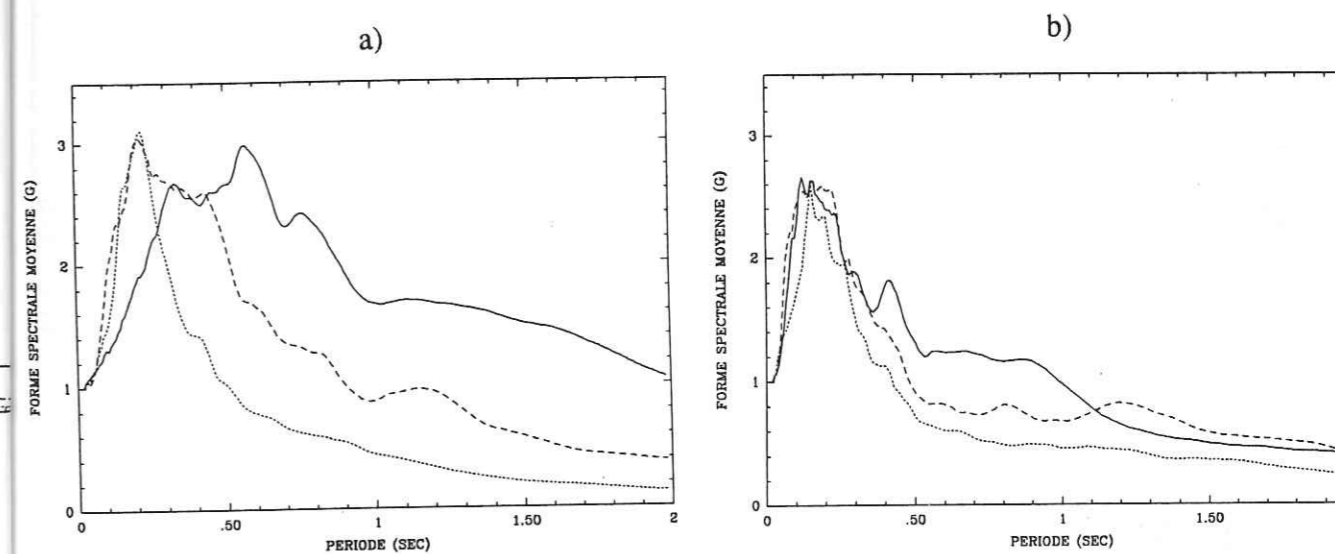


Figure II-13 : Effets de la magnitude sur les formes spectrales calculées sur tous les enregistrements d'un même événement (sauf station au rocher)
 a- composante horizontale
 b- composante verticale

- - - 20
 - - - 41
 ——— 45

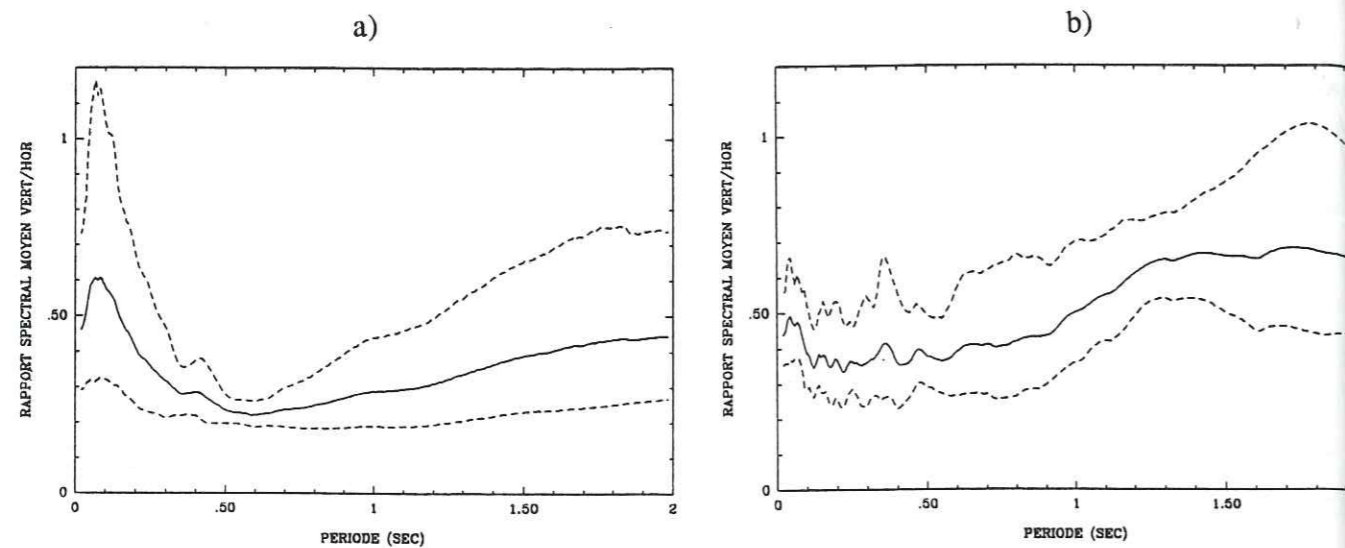


Figure II-14 : Moyenne des rapports spectraux du spectre vertical au spectre horizontal sur 10 événements
 a- moyenne et moyenne plus ou moins un écart type pour les stations de la vallée
 b- moyenne et moyenne plus ou moins un écart type pour la station au rocher

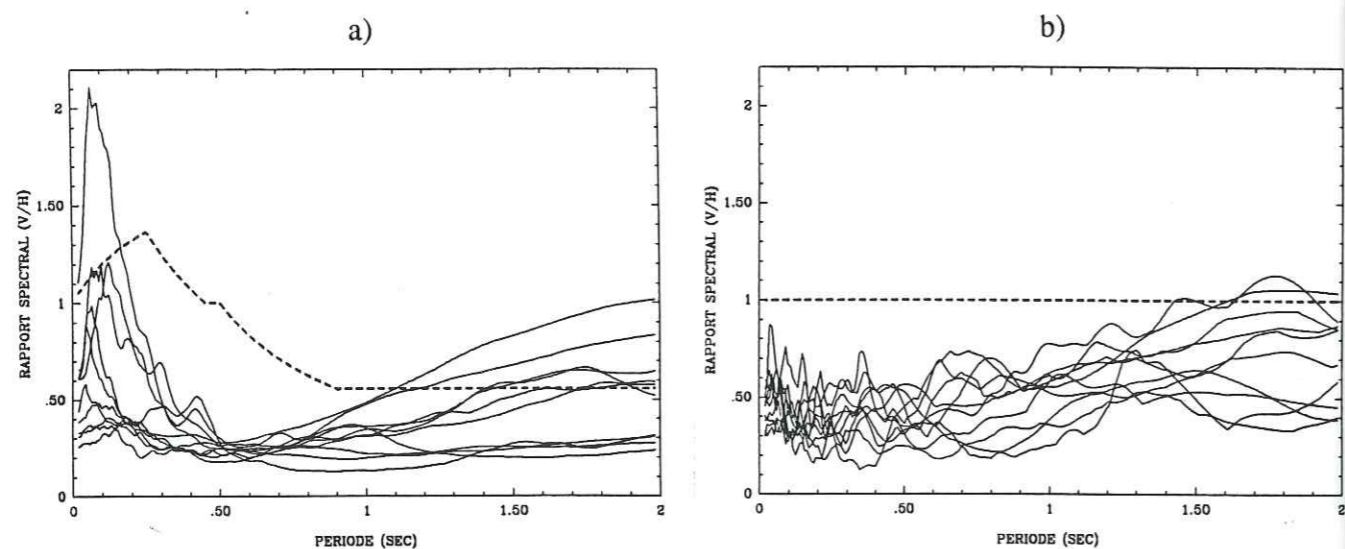


Figure II-15 :

a- chaque courbe représente, pour un événement, la moyenne des rapports spectraux spectre vertical sur spectre horizontal pour toutes les stations de la vallée ; en pointillés, le rapport spectre vertical sur spectre horizontal pour les réglementations AFPS 90, site S₃.
 b- chaque courbe représente, pour un événement le rapport spectral spectre vertical sur spectre horizontal pour la station au rocher (E-02) ; en pointillé, le rapport spectre vertical sur spectre horizontal pour les réglementations AFPS 90, site S₀.

II.4. IMPORTANCE COMPAREE DES COMPOSANTES HORIZONTALES ET VERTICALES

Dans certains codes parasismiques, les spectres réglementaires verticaux sont ceux des composantes horizontales multipliés par un facteur 2/3. Les recommandations AFPS 1990 préconisent le même spectre de référence pour les composantes horizontales et verticales et des spectres différents pour les autres conditions de site. Les données dont nous disposons nous ont permis d'étudier statistiquement les importances relatives des deux composantes, pour les enregistrements au rocher et les enregistrements effectués dans la vallée en utilisant les 10 événements enregistrés par la station au rocher.

La procédure utilisée est la suivante :

* Pour les sites dans la vallée.

- On effectue le rapport des spectres de réponse pour chaque enregistrement dans la vallée de l'évènement *i* :

$R_{i,j} = (S_{i,j}(NS) + S_{i,j}(EW)) / (2S_{i,j}(V))$ pour l'évènement *i* et l'enregistrement *j*, $S_{i,j}(NS)$, $S_{i,j}(EW)$, $S_{i,j}(V)$ étant les spectres pour les composantes nord-sud, est-ouest et verticale, respectivement.

- On moyenne les rapports $R_{i,j}$ sur toutes les stations, pour obtenir $R_i(\text{vallée})$, rapport moyen pour l'évènement *i*.

- On moyenne les $R_i(\text{vallée})$ sur les 10 événements pour obtenir la moyenne des rapports $R_{v/h}(\text{vallée})$ et son écart type $\sigma(\text{vallée})$.

* Pour le rocher

- On calcule le même rapport de la moyenne des deux spectres horizontaux au spectre vertical pour chaque événement, $R_i(\text{rocher})$.

- On calcule ensuite la moyenne de ces rapport pour obtenir $R_{v/h}(\text{rocher})$ et son écart type $\sigma(\text{rocher})$.

Les figures II-14-a et II-14-b montrent respectivement les variations des rapports moyens des spectres horizontaux au spectre vertical pour la vallée et pour le rocher :

- pour la vallée, on remarque que dans le domaine haute fréquence le rapport du spectre vertical au spectre horizontal tend à être plus élevé en moyenne. Les figures II-15-a et II-15-b montrent les 10 rapports intermédiaires $R_i(\text{vallée})$ et $R_i(\text{rocher})$ respectivement ; ce sont les événements proches qui ont un rapport $R_{v/h}$ supérieur à 1 en haute fréquence ; la saturation à proximité de la source peut être à l'origine de cet effet ; cependant, il n'est pas observé pour le rocher ; il peut alors s'agir d'un effet de site plus important dans ce domaine de fréquence pour la composante verticale.

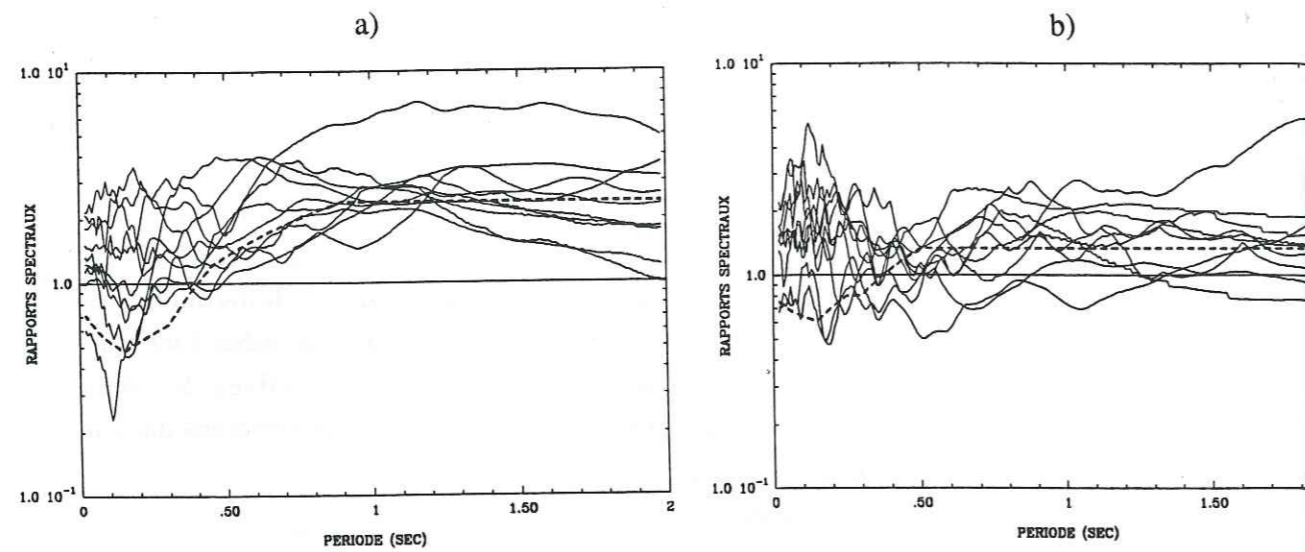


Figure II-16 : Rapports spectraux moyens pour chacun des dix événements enregistrés sur le rocher. Chaque rapport spectral moyen est calculé pour un séisme et représente la moyenne des rapports spectraux $R(i)$ pour chaque station de la vallée Station (i) :
 $R(i) = \text{spectre (station(i))} / \text{spectre(station rocher)}$; nous avons représenté en pointillés le rapport des spectres AFPS 90 pour les sites S_0 et S_3 (S_3/S_0) :
 a - composante horizontale
 b - composante verticale

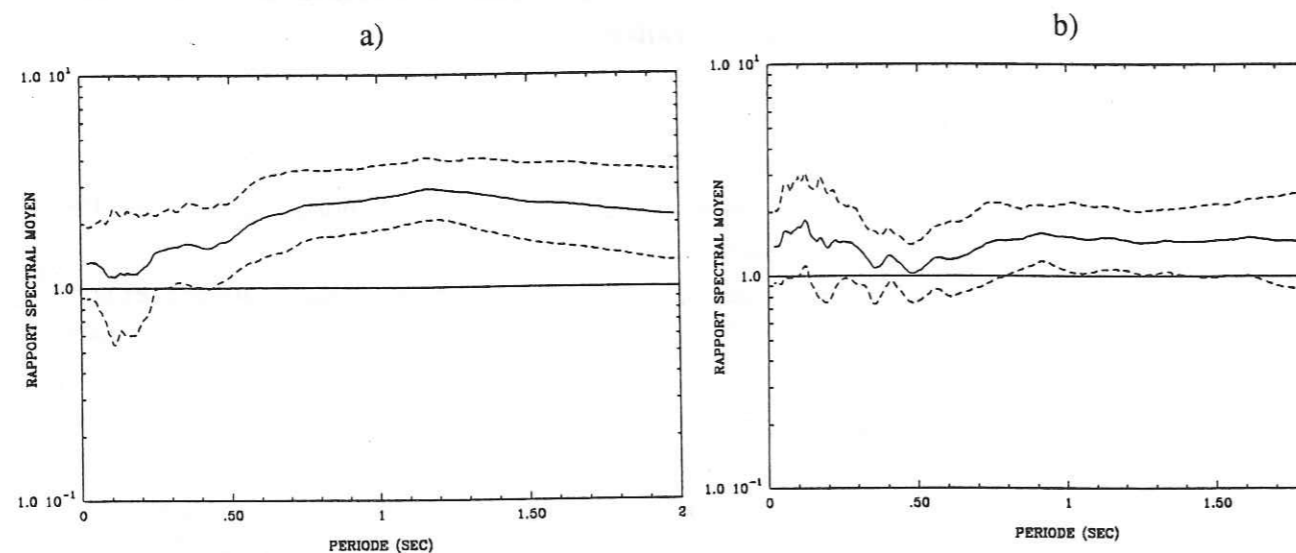


Figure II-17 : Moyenne et moyenne plus ou moins un écart type des 10 rapports spectraux représentés sur la Figure II-16
 a- composante horizontale
 b- composante verticale

- l'effet précédent mis à part, que ce soit pour le rocher ou la vallée, le rapport moyen reste inférieur à 1.

- sur les figures II-15 a et b, nous avons également reporté le rapport des spectres verticaux et horizontaux pour les sites S_3 et S_0 (rocher) des recommandations AFPS 90.

Ces observations montrent qu'on ne peut établir une relation entre les spectres horizontaux et verticaux et qu'il est donc préférable ne pas les déduire l'un de l'autre.

II.5. EFFETS DE SITE

II.5.1. Spectre de réponse

10 des 18 événements ont été enregistrés par la station E-02 installée sur le rocher. Il est donc possible d'étudier le comportement du spectre de réponse, du point de vue des effets de site. La meilleure façon d'effectuer cette comparaison est de travailler sur les rapports spectraux (relatifs au spectre de réponse), puisque pour chaque enregistrement dans la vallée, nous disposons de l'enregistrement de référence correspondant au même séisme.

Ces rapports spectraux sont étudiés pour la composante verticale et pour la composante horizontale, le spectre horizontal pour un enregistrement étant la moyenne des spectres des deux composantes horizontales.

Pour chaque événement, nous avons calculé un rapport spectral moyen, égal à la moyenne des rapports spectraux sur toutes les stations de la vallée ayant enregistré l'événement. Les figures II-16-a et II-16-b montrent ces dix rapports spectraux moyens en même temps, pour les composantes horizontale et verticale respectivement. On observe une dispersion qui est difficile à relier aux variations de la magnitude et de la distance hypocentrale. Cela montre, que, sur un même site, les amplifications produites par des séismes différents peuvent varier de façon assez importante, ce qui laisse présager une variabilité encore plus grande lorsque l'on effectuera une statistique sur des spectres de réponse correspondant à des sites appartenant à une même catégorie, mais qui pourront néanmoins être différents du point de vue géotechnique et géométrique. Nous avons reporté sur les figures II-16 a et b les rapports des spectres pour les sites S_3 et S_0 (rocher) des recommandations AFPS 90 ; l'amplification préconisée est sous-estimée par rapport à ce que nous obtenons statistiquement sur le site du réseau SMART1.

La moyenne de ces rapports spectraux moyens (fig. II-17-a et II-17-b) est supérieure à 1 à toutes les périodes pour les composantes horizontale et verticale et atteint 3 pour $T=1.2$ s environ sur la composante horizontale. Concernant cette même composante, certains rapports spectraux sont inférieurs à 1 en haute fréquence (0 à 0.3 s). Il en est de même pour la composante verticale, mais pas pour les mêmes événements.

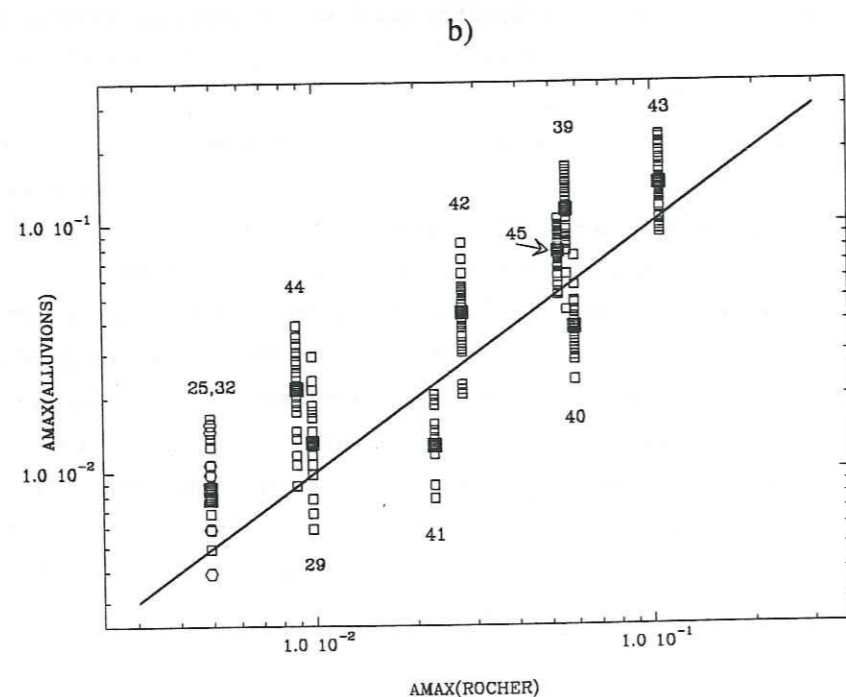
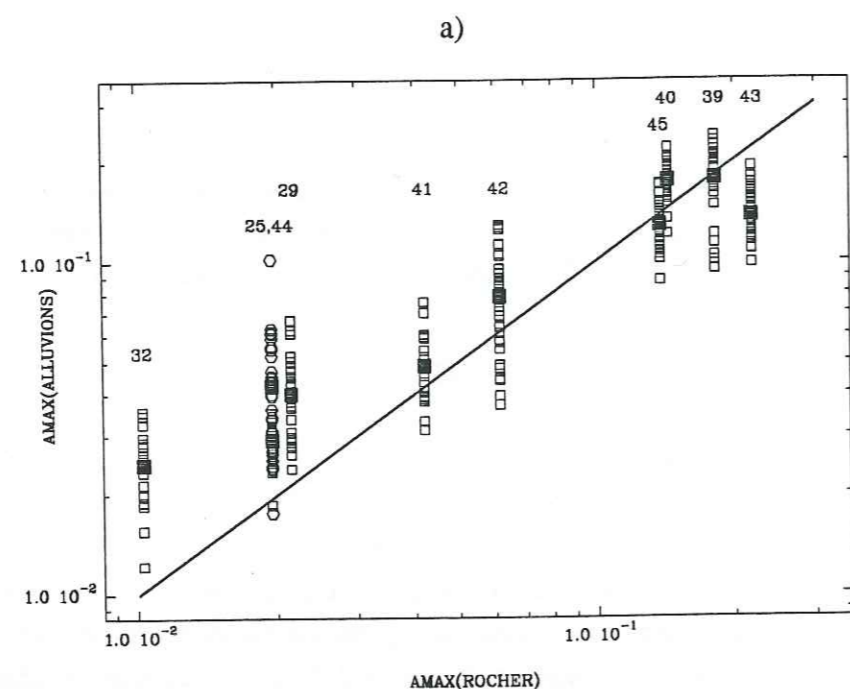


Figure II-18 : Pour chaque événement, nous avons représenté :

- l'accélération maximale pour les stations de la vallée en fonction de l'accélération maximale au rocher : symbole \square
- la moyenne de toutes les accélérations maximales pour les stations de la vallée en fonction de l'accélération maximale au rocher : symbole \blacksquare

a- composante horizontale
b- composante verticale

II.5.2. Accélération maximale

Nous avons vu au § I-2-2-2 le rôle que jouait l'accélération maximale dans l'établissement des formes spectrales adaptées au site ; dans les recommandations AFPS 1990 (comme dans beaucoup d'autres réglementations), on considère que l'accélération maximale du sol est plus élevée sur le rocher que sur tout autre site défavorable, d'un facteur 1.25 au maximum (voir les ordonnées à l'origine des spectres réglementaires, fig. I-6). L'étude des valeurs relatives des accélérations maximales pour les stations situées dans la vallée et la station au rocher, pour chacun des 10 événements déjà utilisés dans le paragraphe précédent, nous a permis de vérifier si cet effet de désamplification était systématique ou non.

Les figures II-18-a et b montrent, pour la composante horizontale (accélération maximale horizontale = moyenne des accélérations maximales pour les deux composantes horizontales) et la composante verticale, les valeurs de l'accélération maximale pour chacune des stations de la vallée ($A_{\max}(\text{vallée})$) et la moyenne de ces valeurs ($A_{\max_{\text{moy}}}$), en fonction de l'accélération maximale enregistrée au rocher ($A_{\max}(\text{rocher})$), ce, pour chaque événement. Nous pouvons alors faire les observations suivantes :

* Composante horizontale

Les seuls événements pour lesquels on peut statistiquement conclure que le rapport $A_{\max}(\text{vallée})/A_{\max}(\text{rocher})$ est différent de 1 sont les événements 32, 44, 25, 29, (rapport > 1) et 43 (rapport < 1) ; deux de ceux-ci sont très proches (43 et 44), de ce fait, il est possible que les effets de source masquent les effets de site. On observe globalement une décroissance de ce rapport quand le niveau de l'accélération augmente, ce qui pourrait être dû à des effets non linéaires. Nous avons également représenté de la même façon les valeurs moyennes du spectre de réponse sur les domaines de période 0.-0.2 s (fig II-19-a), 0.2-0.5 s (fig II-19-b), 0.5-1. s (fig II-19-c), 1.-2. s (fig II-19-d). On observe le même effet pour les deux premiers domaines de période, (c'est à dire en haute et moyenne fréquence), celui-ci disparaissant en basse fréquence ; cette dépendance fréquentielle confirme donc l'effet non linéaire.

* Composante verticale

L'accélération maximale dans la vallée est presque systématiquement supérieure à l'accélération maximale sur le rocher, sauf pour les événements 40 et 41. On n'observe pas le même phénomène de décroissance du rapport $A_{\max}(\text{vallée})/A_{\max}(\text{rocher})$ avec l'augmentation du niveau de l'accélération, ce qui peut être dû au fait que le niveau de l'accélération maximale reste plus faible que pour la composante horizontale.

Nous pouvons donc conclure, d'après ces données, qu'il n'est pas possible d'affirmer que l'accélération maximale est plus faible sur les sols peu rigides que sur le

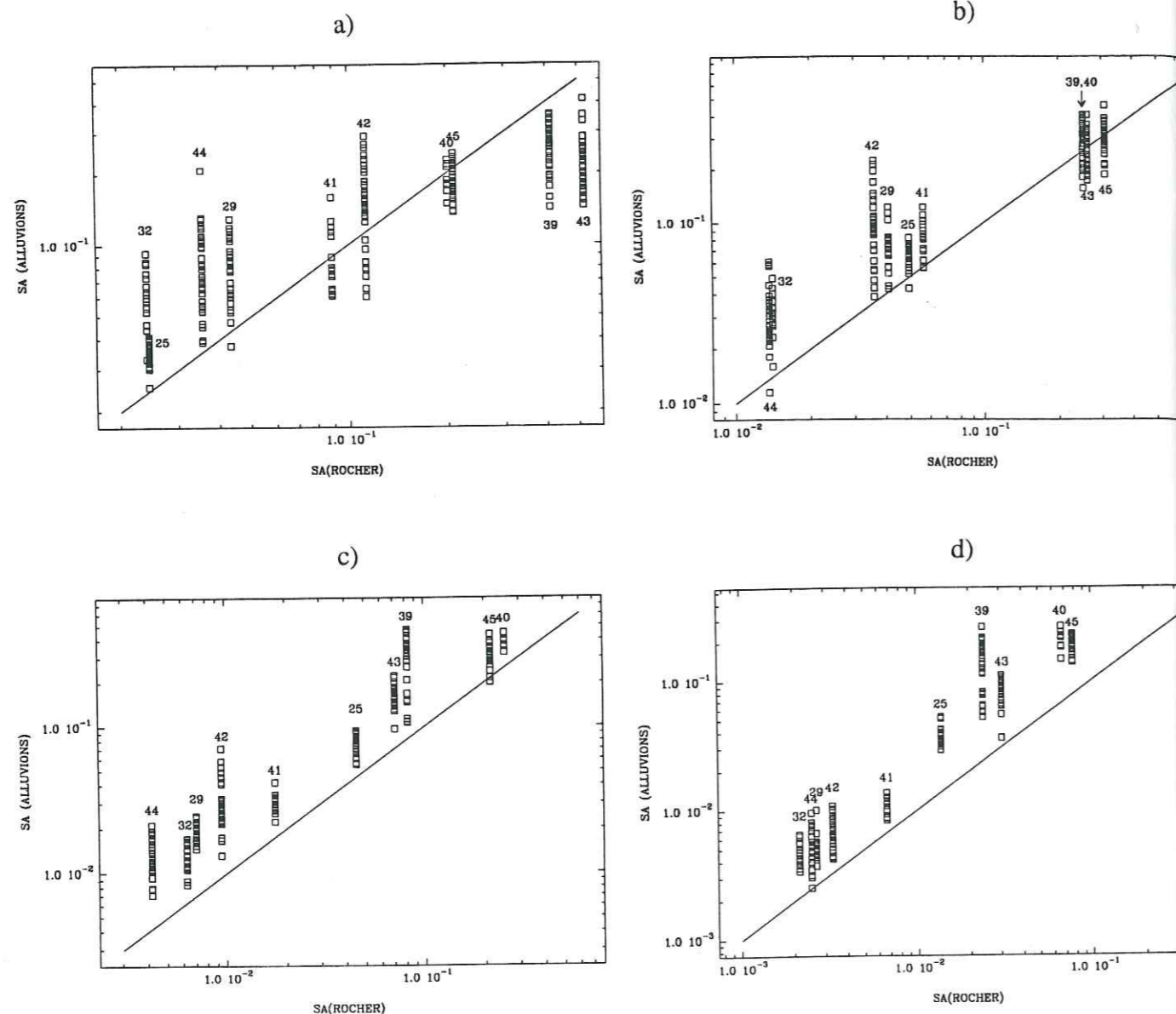


Figure II-19 : Pour chaque événement, nous avons représenté :

- la moyenne du spectre de réponse horizontal pour les périodes T_1 à T_2 , pour chaque station de la vallée en fonction de cette même moyenne calculée pour la station au rocher :

a- $T_1=0$ s ; $T_2=0.2$ s

b- $T_1=0.2$ s ; $T_2=0.5$ s

c- $T_1=0.5$ s ; $T_2=1.0$ s

d- $T_1=1.0$ s ; $T_2=2.0$ s

rocher et que la tendance que nous avons observée est plutôt une amplification de celle-ci. Ce résultat est en accord avec certaines études récentes, menées à ce sujet, notamment Boore et al. (1980), Campbell (1981a), qui n'observent pas de différences, Sabetta et Pugliese (1987) et Idriss (1990) qui observent une amplification sur les formations géologiques peu rigides. La figure II-20 montre le résultat obtenu par Idriss (1990) à partir des données d'enregistrements du séisme de Michoacan (1985) et de Loma Prieta (1989) ; des amplifications ont été observées et peuvent atteindre un facteur 2 pour les faibles niveaux d'accélération (jusqu'à 0.15 g).

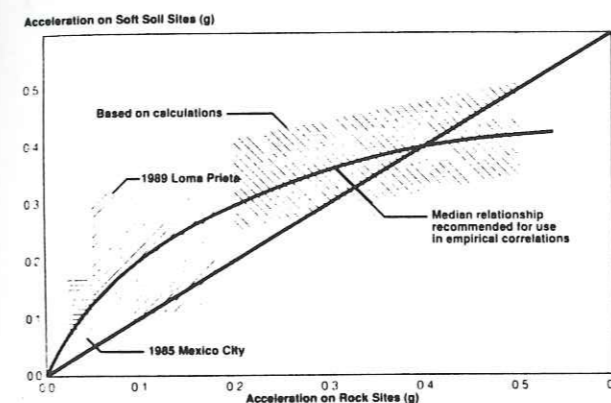


Figure II-20 : Variations de l'accélération maximale sur les sols non rigides en fonction de l'accélération maximale sur le rocher. (d'après Idriss, 1990)

CONCLUSION

En conclusion de cette partie, nous pouvons résumer les principaux résultats acquis concernant la variabilité du spectre de réponse en accélération et en tirer des conclusions quant à la suite de ce travail, c'est à dire l'étude statistique de spectres de réponse en fonction du site :

- La variabilité intrinsèque du spectre de réponse est au minimum de 20% pour la composante horizontale et de 30% pour la composante verticale. Les différences obtenues selon les catégories de site ne seront donc significatives que si elles dépassent ces valeurs.

- La forme et le niveau du spectre sont fortement affectés par la magnitude et la distance épacentrale, il faudra donc prendre garde à utiliser des jeux de données ayant les mêmes répartitions en magnitude et en distance pour chaque catégorie de site.

- Le spectre vertical et le spectre horizontal sont de forme et de niveau différents et ne sont pas déductibles l'un de l'autre ; pour les données de SMART1 en particulier, le rapport de la composante horizontale à la composante verticale est environ 0.5.

- Concernant les effets de site, nous avons pu constater que les rapports spectraux moyens, calculés pour chaque événement étaient dispersés ; la dispersion obtenue pour des sols classés par catégorie, c'est à dire pouvant être géotechniquement différents, sera donc d'autant plus grande.

- Enfin, l'étude de l'accélération maximale ainsi que les résultats récemment acquis à ce sujet montrent que ce paramètre peut être significativement amplifié par les sols non rigides, contrairement à ce que préconisent un certain nombre de réglementations.

III.
OBTENTION DE FORMES SPECTRALES ADAPTEES AU SITE

INTRODUCTION

L'objectif est ici d'étudier la possibilité d'obtenir des formes spectrales adaptées au site, ce, dans le contexte français, et en tenant compte de notre étude préliminaire sur la variabilité du spectre de réponse. Nous discutons tout d'abord la méthode utilisée au travers des études qui ont déjà été effectuées et nous en résumons les principaux résultats. Nous présentons ensuite les données accélérométriques italiennes, et exposons les raisons de leur choix. Enfin, nous étudions statistiquement les formes spectrales obtenues à partir de ces données et comparons le résultat avec ceux des projets AFPS 90 et Eurocode parasismique (EC8).

III.1 ETUDES ANTERIEURES

La plupart des études concernant l'établissement de spectres de réponse adaptés au site pour le génie parasismique et ayant servi de base aux règlements actuels ont été menées pendant la décennie 70, période à laquelle les banques de données accélérométriques commençaient à être suffisamment fournies pour entreprendre de telles études. Les principaux travaux sont ceux de Hayashi et al. (1971), Kuribayashi et al. (1972), Mohraz (1976) et Seed et al. (1976). La méthodologie étant la même pour chacune de ces études, nous n'évoquerons ici que l'étude de Seed et al. (1976), dans le but de présenter et de commenter cette procédure compte tenu des résultats que nous avons obtenus dans la partie précédente.

III.1.1. Formes spectrales obtenues par Seed et al. (1976)

* Sélection des données.

Seed et al. ont sélectionné des enregistrements accélérométriques provenant de l'Ouest des Etats-Unis et quelques uns du Japon de façon à en augmenter le nombre, ce, pour 4 catégories de sols:

-So₁ : rocher (28 enregistrements)

-So₂ : sols rigides d'épaisseur inférieure à 50 mètres (31 enregistrements)

-So₃ : sols sans cohésion d'épaisseur supérieure à 80 mètres (30 enregistrements)

-So₄ : dépôts constitués d'argiles peu à moyennement rigides associés à des couches de sable ou de gravier (15 enregistrements)

Tous ces enregistrements présentent une accélération maximale supérieure à 0.05 g. Le tableau III-1 présente, pour chaque catégorie de sol la magnitude moyenne et la distance épacentrale moyenne des enregistrements, ainsi que les écarts types correspondants.

	Rocher	Sol rigides d'épaisseur < 50 m	Sols sans cohésion d'épaisseur > 80 m	dépôts d'argile sables ou graviers
magnitude moyenne	6.25	6.22	6.79	6.25
Ecart type (M)	0.66	0.54	0.53	0.71
Distance hypocentrale moyenne logarithmique (km)	20.10	20.0	33.4	58.8
Ecart type logarithmique (D)	2.6	1.24	1.8	2.08

Tableau III-1 : Caractéristiques des jeux de données utilisés par Seed (1976). Les moyennes logarithmiques sont calculées avec le log népérien.

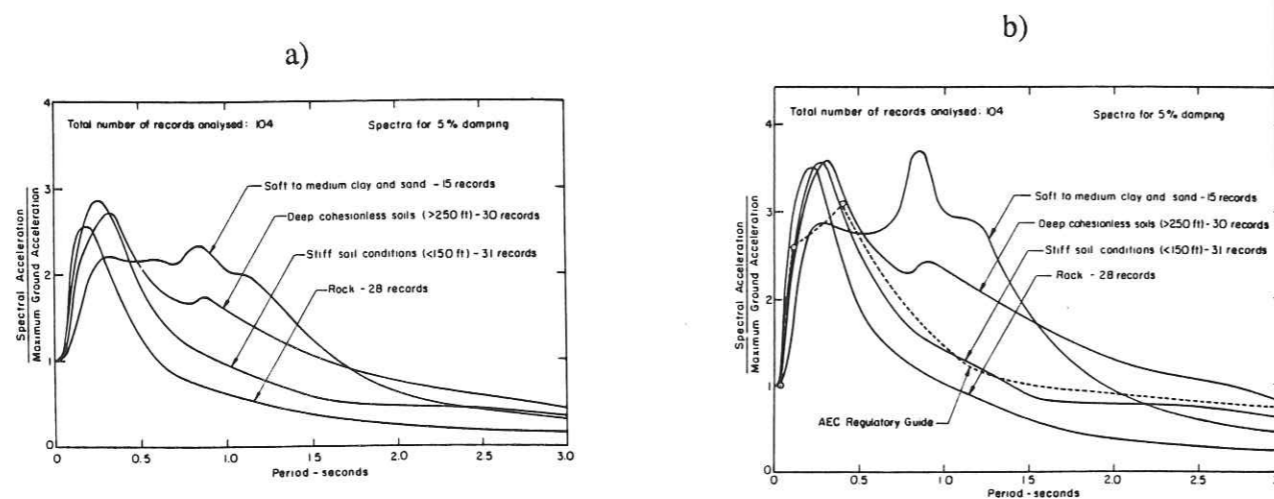


Figure III-1 : Formes spectrales moyennes (a) et formes spectrales moyennes plus un écart type (b) obtenues par Seed (1976).

* Obtention de formes spectrales dépendant du site

Pour chacun des enregistrements, les spectres de réponse élastique en accélération à 5% d'amortissement sont calculés pour les deux composantes horizontales et normalisés par l'accélération maximale, c'est à dire l'ordonnée à l'origine du spectre. La moyenne et l'écart type des formes spectrales ainsi obtenues sont calculés pour chacune des catégories de sols.

Les formes spectrales moyennes et les formes spectrales moyennes plus un écart type pour chaque type de site sont représentées à la figure III-1-a et III-1-b. Celles-ci montrent des amplifications pour les sols autres que le rocher et pour des valeurs de la période supérieures à 0.4 sec ; pour la catégorie 4, il y a désamplification pour les périodes inférieures à 0.4 sec. Les formes spectrales se différencient peu de 0 à 0.4 sec pour les catégories 1, 2 et 3.

III.1.2. Commentaires et conclusion

Compte tenu de l'étude préliminaire effectuée sur la variabilité du spectre de réponse, nous pouvons émettre les critiques suivantes que nous devons prendre en compte pour notre étude :

- les moyennes et écarts-types en distance épacentrale sont très différents pour les 4 catégories de sols (cf. tab. III-1). De même, la magnitude moyenne pour la catégorie So3 est plus élevée que pour les autres. Cette inhomogénéité de la répartition des données peut être à l'origine d'un biais dans le résultat obtenu par Seed et al., du fait de la variabilité importante du spectre en fonction de la magnitude et de la distance (voir chapitre II).

- l'écart type important, surtout pour So4 (fig. III-1), montre qu'à l'intérieur de chacune des catégories, les formes spectrales sont dispersées ; ceci est le fait non seulement de l'effet de la magnitude et de la distance sur la forme des spectres, mais aussi (les auteurs de l'étude le constatent) de la dispersion géotechnique des sols (caractéristiques mécaniques, épaisseur ...).

III.2. LES DONNEES DU RESEAU ACCELEROMETRIQUE ITALIEN

III.2.1. Caractéristiques du réseau accélérométrique.

Dès 1973, deux organismes Italiens, ENEA (Commission Italienne pour les Energies Nucléaire et Alternatives) et ENEL (Compagnie Générale d'Electricité Italienne) commencent l'installation d'un réseau accélérométrique couvrant la totalité du pays (excepté la Sardaigne) et qui comporte à ce jour 260 stations (fig. III-2). La localisation de chacune de ces stations a été déterminée de façon à ce que la probabilité pour qu'elles enregistrent un évènement dont l'intensité macrosismique épacentrale est supérieure à VI soit maximale. Tous les instruments ont été installés dans de petits postes de transformation électrique. Sabetta (1984), Basili (1987) considèrent que les enregistrements ne sont pas affectés par l'interaction sol-structure,



Figure III-2 : Stations du réseau accélérométrique italien.
(D'après Basili, 1987)

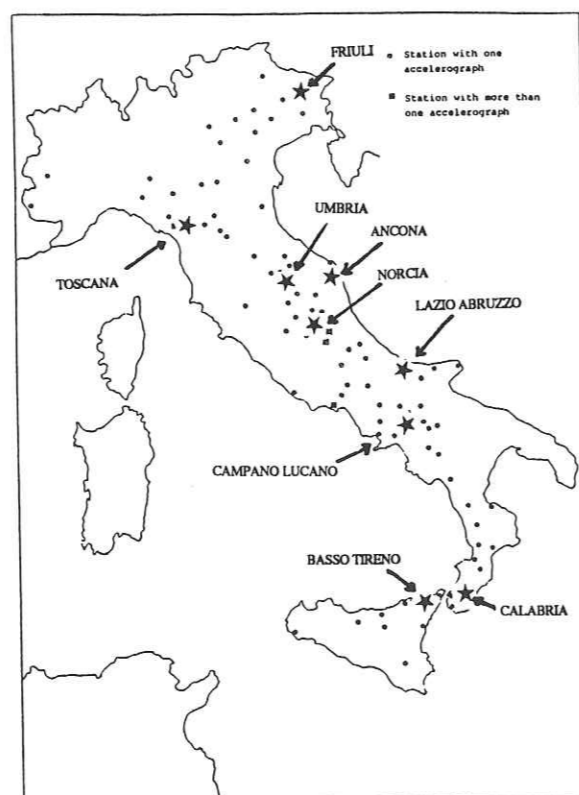


Figure III-3 : Localisation des séquences de séismes ayant eu lieu de 1972 à 1984 et stations ayant déclenché au moins une fois durant cette période.

ce qui peut cependant être mis en doute (Crouse et al., 1989), auquel cas l'effet serait cependant le même pour chaque station. Le réseau est homogène du point de vue des caractéristiques suivantes :

- type d'accéléromètres
- configuration d'installation
- maintenance
- modes d'acquisition et de traitement des données,

ce qui augmente la fiabilité des informations que l'on pourra tirer des données (Basili, 1987). Les accélérographes sont de type SMA-1 (analogiques, enregistrements sur film photographique) et ont les caractéristiques nominales suivantes :

- niveau de déclenchement : 0.01 g
- mouvements maximaux mesurables : 0.25 , 0.5 ou 1 g
- bande passante : 0 (en théorie) à 25 Hz
- amortissement : 0.6

III.2.2. Données disponibles.

* Séismes

Nous disposons des données enregistrées par le réseau de 1972 à 1984 et correspondant aux séquences de séismes suivantes (nous n'avons comptabilisé les enregistrements que lorsque nous disposons de l'information relative aux caractéristiques géotechniques de la station, soit 160 enregistrements) :

- Ancona, 9 séismes, 10 enregistrements (1972)
- Friuli, 23 séismes, 60 enregistrements (1976-1977)
- Calabria, 1 séisme, 2 enregistrements (1978)
- Basso Tirenno, 1 séisme, 4 enregistrements (1978)
- Norcia, 2 séismes, 5 enregistrements (1979-1980)
- Toscana, 1 séisme, 3 enregistrements (1980)
- Campano-Lucano, 11 séismes, 48 enregistrements (1980-1981)
- Lazio-Abruzzo, 5 séismes, 28 enregistrements (1984)

La figure III-3 montre la localisation de ces séquences. Pour chacun des séismes et des enregistrements, l'ENEA-ENEL fournit la profondeur, la distance épacentrale, la magnitude locale (ML) et la magnitude des ondes de surface (MS) ; nous avons choisi de définir la distance par la distance hypocentrale et la magnitude M telle que $M=MS$ pour $(ML \text{ et } MS) > 6.0$ et $M=ML$ sinon. Les raisons de ces choix sont explicitées au chapitre IV, § IV.1.1.1.

* Données géotechniques

3 catégories de sols ont été établies par l'ENEA-ENEL ; l'appartenance des sites à l'une ou l'autre de ces catégories a été déterminée pour la plupart des stations ; ces catégories sont :

- S₀ : sols durs (rocher) ; dépôts de sols non rigides très superficiels, d'épaisseur inférieure à 5 m.
- S₁ : Sol non rigides, dont l'épaisseur est comprise entre 5 m et 20 m.
- S₂ : Sols non rigides dont l'épaisseur est supérieure à 20 m.

Comme nous ne disposons pas de données géotechniques détaillées pour chaque station, nous ne modifions pas cette classification et la conservons pour nos études statistiques. On peut cependant discuter des avantages et des inconvénients qu'elle présente :

- avantages : le petit nombre de catégories permet de disposer de plus d'enregistrements pour chacune d'elles, ce qui est satisfaisant du point de vue statistique ; d'autre part, les dépôts peu épais constituent une catégorie à eux seuls, ce qui nous permettra éventuellement de mettre en évidence des amplifications haute fréquence qui peuvent se produire sur ce type de sol (voir Bard et Teves-Costa, 1989).

-inconvénient : la catégorie S₂ regroupe des types de sols qui peuvent être géotechniquement très différents, notamment en ce qui concerne l'épaisseur ; il faut donc prendre garde à la dispersion que cela peut induire sur les résultats.

* Traitement préliminaire des données.

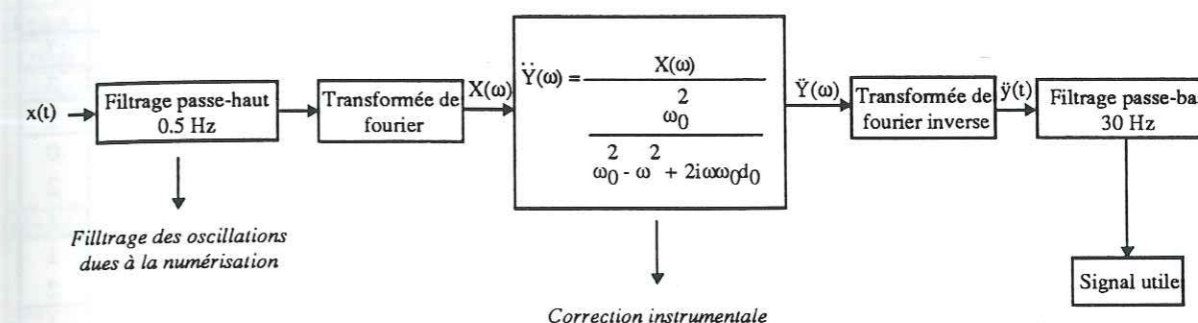
Les enregistrements obtenus sur film photographique sont digitalisés à 400 échantillons par seconde ; les accélérogrammes sont fournis par l'ENEA-ENEL sous forme non corrigée. Nous avons donc corrigé chaque enregistrement de la réponse instrumentale en utilisant la fonction de transfert du capteur (oscillateur simple amorti), donnée par la relation :

$$\frac{X(\omega)}{\ddot{Y}(\omega)} = \frac{\omega_0^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2i\omega\omega_0 d_0}$$

avec :

- X(ω) : transformée de Fourier de x(t) qui est le mouvement de la masse mobile dans son bâti.
- $\ddot{Y}(\omega)$: transformée de Fourier de $\ddot{y}(t)$ qui est l'accélération du sol.
- ω₀ : fréquence propre du capteur (fournie pour chaque station).
- d₀ : amortissement du capteur (fourni pour chaque station).

Nous effectuons alors le traitement suivant sur chaque composante de chaque enregistrement, l'accélération non corrigée qui nous est fournie étant x(t) :



III.2.3. Choix des données

* Pourquoi le choix des données italiennes ?

Les résultats des études statistiques des chapitres III-3, IV, V sont destinés à être utilisés en particulier dans le cadre d'études d'évaluation du risque sismique en France. C'est pourquoi nous avons décidé d'utiliser les données accélérométriques italiennes qui correspondent à des séismes se produisant dans des provinces sismotectoniques dont les caractéristiques générales sont assez semblables à celles de la France. Nous aurions pu inclure d'autres données européennes dans ces études, mais celles-ci auraient été minoritaires, et nous aurions perdu l'avantage d'une banque de données homogène du point de vue instrumentation, traitement des données, etc ... Nous nous sommes donc exclusivement limités à l'utilisation d'une partie des données accélérométriques italiennes.

* Sélection des enregistrements.

Les événements sismiques susceptibles de se produire en France sont (d'après la sismicité historique) de magnitudes modérées ($M=6.5$ au maximum, pour les séismes que l'on utilise pour le dimensionnement des constructions courantes et dont la période de retour est relativement limitée) et ne seraient probablement pas destructeurs au delà de 60 km de distance épacentrale. Parmi les données disponibles, nous avons donc décidé de nous limiter aux enregistrements correspondant à des distances épacentrales D inférieures à 60 km, et à des séismes de magnitudes comprises entre 3.2 et 6.8 à des profondeurs P inférieures à 30 km. Nous avons également éliminé les données enregistrées par des stations dont la catégorie de site n'a pas été déterminée. Les enregistrements choisis sont reportés dans le tableau III-2, classés par séisme.

Remarque importante : du fait du niveau du seuil de déclenchement des instruments, beaucoup d'enregistrements commencent sur les ondes S ; c'est pourquoi dans la suite nous n'avons pas étudié les mouvements verticaux qui sont les plus affectés par les ondes P.

Séisme	Date	Magnitude	N° EV	Station	Distance hypocentrale (km)	Site
Ancona	14/6/72	4,7	005	Palombina	19	2
Ancona	14/6/72	4,2	008	Palombina	23	2
Ancona	21/6/72	4,0	012	Palombina	27	2
Friuli	6/5/76	6,5	030	Barcis	55	0
			032	Codroipo	41	2
			038	Tolmezzo	24	1
Friuli	9/5/76	5,5	051	Forgaria Cornino	32	1
			052	Maiano	29	2
Friuli	10/5/76	4,5	055	Forgaria Cornino	17	1
			056	Maiano	16	2
Friuli	11/5/76	5,3	059	Forgaria Cornino	10	1
			060	Maiano	13	2
Friuli	13/5/76	4,1	066	Forgaria Cornino	16	1
Friuli	18/5/76	4,1	070	Forgaria Cornino	11	1
			071	San Rocco	11	0
Friuli	18/5/76	3,5	072	Forgaria Cornino	6	1
Friuli	8/6/76	4,5	078	Forgaria Cornino	44	1
Friuli	9/6/76	4,0	081	Forgaria Cornino	23	1
			090	San Rocco	23	0
Friuli	11/6/76	4,6	089	Forgaria Cornino	9	1
			093	Maiano-Condominio Ascensore	12	2
			094	Maiano-Condominio Caldaia	12	2
			095	Maiano-Condominio Prato	12	2
			093	San Rocco	9	0
			097	Forgaria Cornino	18	1
Friuli	17/6/76	4,6	097	Forgaria Cornino	18	1
Friuli	7/9/76	4,1	123	Forgaria Cornino	11	1
Friuli	11/9/76	5,5	131	Forgaria Cornino	21	1
			132	San Rocco	21	0
			135	Buia	15	2
Friuli	11/9/76	5,9	138	Forgaria Cornino	20	1
			139	San Rocco	20	0
			143	Buia	14	2
Friuli	13/9/76	4,4	147	Forgaria Cornino	23	1
			149	Buia	18	2
Friuli	15/9/76	6,0	150	Codroipo	40	2
			152	Forgaria Cornino	17	1
			153	San Rocco	17	0
			156	Buia	11	2
Friuli	15/9/76	5,0	157	Forgaria Cornino	20	1
			160	Buia	15	2
Friuli	15/9/76	6,0	163	Barcis	48	0
			164	Codroipo	41	2
			168	Forgaria Cornino	17	1
			169	San Rocco	17	0
			172	Tarcento	12	1
			177	Buia	13	2

Tableau III-2 : Caractéristiques des enregistrements italiens utilisés dans les parties III, IV et V de ce travail. EV est le n° de l'enregistrement (donné par l'ENEA/ENEL)

Séisme	Date	Magnitude	N° EV	Station	Distance hypocentrale (km)	Site			
Friuli	15/9/76	4,3	179	Forgaria Cornino	30	1			
Friuli	16/9/77	5,4	260	Forgaria Cornino	10	1			
Basso Tireno	15/4/78	5,6	301	Patti	31	1			
			302	Naso	40	0			
			303	Messina	43	0			
			304	Milazzo	27	0			
Norcia	19/9/79	5,5	350	Cascia-Albergo Pellegrino	7	0			
			354	Bevagna	38	2			
			355	Nocera Umbra	45	0			
Norcia	16/3/80	4,2	583	Cascia-cabina Petrucci	13	0			
Campano-Lucano	23/11/80	6,8	621	Bagnoli Irpino	27	0			
			624	Brienza	44	1			
			627	Mercato San Severino	51	2			
			629	Sturno	38	0			
			643	Rionero In Vulture	38	2			
			644	Bisaccia	32	0			
			645	Benevento	63	2			
			654	Bovino	60	2			
			Campano-Lucano	16/1/81	4,7	718	Conza-Base	15	0
						721	Conza-Vetta	15	0
723	Cairano-1	15				0			
725	Cairano-3	16				0			
728	Cairano-4	16				0			
735	Cairano-2	16				0			
Campano-Lucano	16/1/81	3,9	719	Conza-Base	13	0			
			722	Conza-Vetta	13	0			
			724	Cairano-1	13	0			
			729	Cairano-4	15	0			
			736	Cairano-2	14	0			
Campano-Lucano	16/1/81		737	Cairano-2	11	0			
Campano-Lucano	14/2/81	4,8	739	Torre Del Greco	36	0			
			740	Arienzo	20	0			
Campano-Lucano	25/11/80	4,4	743	Contrada Fiumicello-Teora	29	0			
Campano-Lucano	25/11/80	3,8	745	Contrada Fiumicello-Teora	40	0			
			752	Prosica Nuova	42	1			
Campano-Lucano	26/11/80	3,2	746	Contrada Fiumicello-Teora	30	0			
			749	Selva Piana-Morra	30	0			
Campano-Lucano	26/11/80	4,4	747	Contrada Fiumicello-Teora	29	0			
			750	Selva Piana-Morra	29	0			
			754	Prosica Nuova	32	1			
Campano-Lucano	1/12/80	4,6	757	Contrada Fiumicello-Teora	10	0			
			762	Selva Piana-Morra	11	0			
			771	Prosica Nuova	11	1			
Campano-Lucano	16/1/81	4,7	780	Prosica Nuova	17	1			
			781	Contrada Fiumicello-Teora	15	0			

Tableau III-2 : (suite)

Séisme	Date	Magnitude	N° EV	Station	Distance hypocentrale (km)	Site
Umbria	29/4/84	5,0	855	Gubbio	17	0
			856	Citta' Di Castello	34	2
			857	Nocera Umbra	31	0
			858	Umbertide	19	0
			859	Pietralunga	20	0
Lazio-Abruzzo	7/5/84	5,1	862	Atina	17	0
			863	Isernia-Sant' Agapito	46	2
			868	Pontecorvo	33	2
			869	Roccamonfina	51	2
			874	Ortucchio	34	2
			875	Garigliano-Centrale Nucleare	55	2
			876	Garigliano-Centrale Nucleare	55	2
Lazio-Abruzzo	11/5/84	5,0	891	Villetta Barrea	11	0
			906	Atina-Pretura Terrazza	22	1
			909	Atina-Pretura Primo Piano	22	1
			914	Atina-Pretura Piano Terra	22	1
			918	Cassino-Sant'Elia	30	2
Lazio-Abruzzo	11/5/84	4,3	894	Villetta Barrea	12	0
			908	Atina-Pretura Terrazza	24	1
			911	Atina-Pretura Primo Piano	24	1
			913	Atina-Pretura Piano Terra	24	1
Lazio-Abruzzo	11/5/84	4,2	897	Villetta Barrea	20	0
			913	Atina-Pretura Esterno	19	1
Lazio-Abruzzo	7/5/84	5,1	917	Cassino-Sant'Elia	26	2

Tableau III-2 : (suite)

	S ₀	S ₁	S ₂
Magnitude moyenne	5.03	5.1	5.1
Ecart type en magnitude	0.72	0.72	0.68
Distance hypocentrale moyenne logarithmique (km)	19.4 km	21.4 km	21.7 km
Ecart type logarithmique en distance hypocentrale	1.67	1.63	1.62

Tableau III-3 : Caractéristiques des jeux de données homogènes choisis pour le moyennage des formes spectrales.

III.3. OBTENTION DE FORMES SPECTRALES ADAPTES AU SITE

Nous avons obtenu des formes spectrales par catégorie de site en suivant la méthodologie utilisée par Seed et al. (1976), mais en y apportant deux modifications successives ; nous avons tout d'abord choisi des jeux de données par site ayant des répartitions en magnitude et en distance hypocentrale similaires puis nous avons effectué à nouveau le calcul en utilisant toutes les données et en leur affectant des poids.

III.3.1. Jeux de données homogènes

Les données que nous avons choisi au préalable, ($4.0 < M < 6.8$, $D < 60$ km, $P < 30$ km) se répartissent comme suit, en nombre d'enregistrements par site :

- Sites S₀ : 49 enregistrements

- Sites S₁ : 34 enregistrements

- Sites S₂ : 32 enregistrements

Nous avons choisi le plus grand nombre possible d'enregistrements qui donnaient une répartition semblable en magnitude et en distance hypocentrale **HYPO**, et équirépartis au mieux dans le domaine **M-In(HYPO)** (voir fig. III-4 et tab. III-3).

Pour chacune des composantes horizontales (nord-sud et est-ouest) des enregistrements choisis, nous avons calculé les spectres de réponse élastique en accélération pour 250 valeurs de la période, de 0.05 s à 2 s. (en effet, les signaux ont été filtrés passe haut à 0.5 Hz). Les spectres obtenus sont alors normalisés par leur ordonnée à l'origine, c'est à dire l'accélération maximale. Pour chaque enregistrement, on moyenne ensuite les formes spectrales obtenues pour les deux composantes horizontales. A ce stade, nous disposons donc d'une forme spectrale horizontale par enregistrement. Finalement, pour chaque catégorie de site, la moyenne des formes spectrales est calculée, ainsi que son écart type.

Les formes spectrales moyennes ainsi obtenues sont représentées à la figure III-5, pour chaque site. L'écart type pour S₂ est plus important que pour S₀ et S₁, ce qui est certainement dû à la dispersion des caractéristiques géotechniques de ces sols. La figure III-6 nous permet de comparer pour les 3 sites les moyennes + un écart type. Les différences ne sont significatives (>20%) qu'entre les sites S₀ et S₂, de 0.5 sec. à 1.4 sec. environ.

III.3.2. Moyennes pondérées.

Les moyennes des formes spectrales calculées dans le paragraphe précédent mettent en jeu un nombre d'enregistrements limité (43 sur 114). De façon à tous les prendre en compte tout en conservant une répartition des données correcte, nous avons calculé la moyenne des formes spectrales en affectant un poids w_i ($i=1$ à n) à chaque enregistrement.

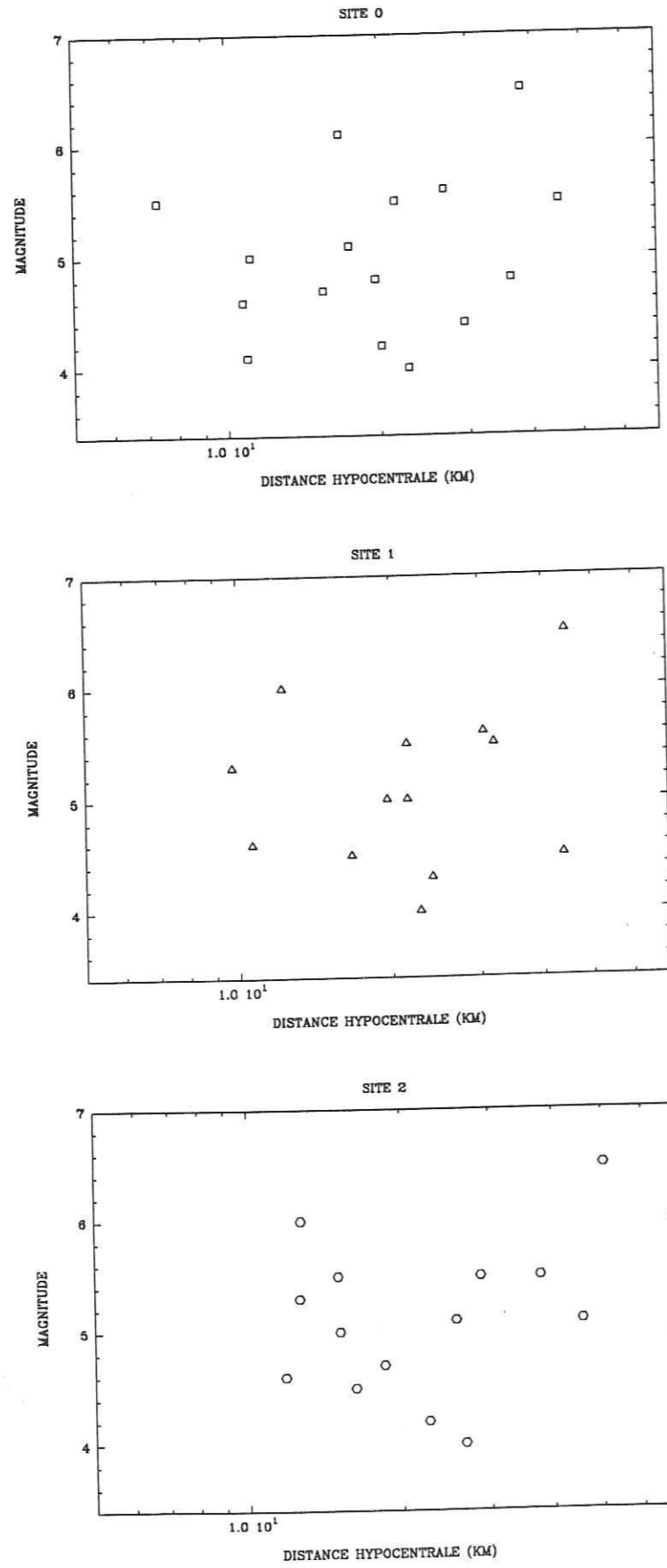


Figure III-4 : Répartition en magnitude, distance hypocentrale et site d'enregistrement de données choisies pour moyenner les formes spectrales par site.

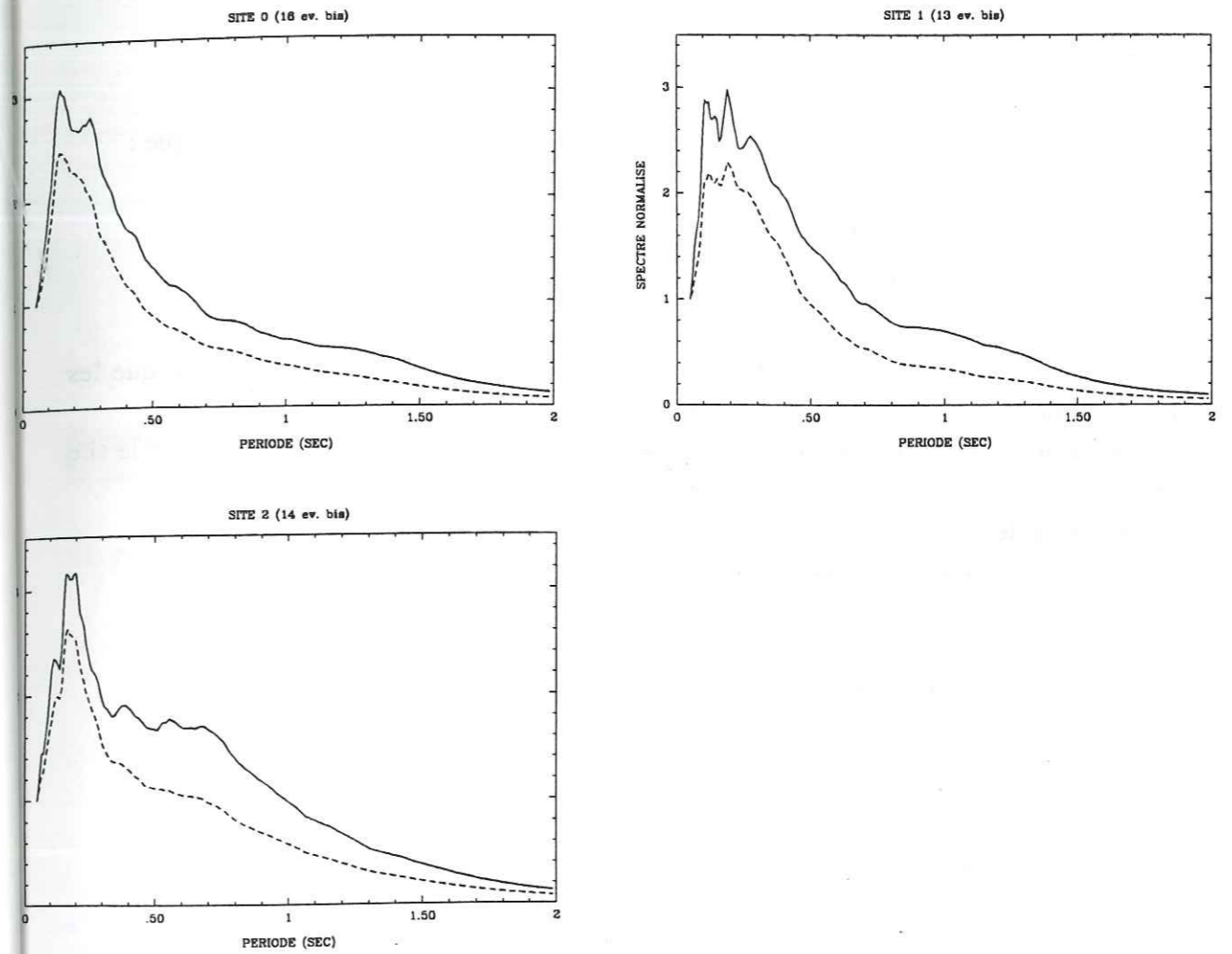


Figure III-5 : Formes spectrales moyennes obtenues pour les sites S₀, S₁ et S₂ et pour des jeux de données homogènes.
 trait pointillé : moyenne
 trait plein : moyenne + écart type.

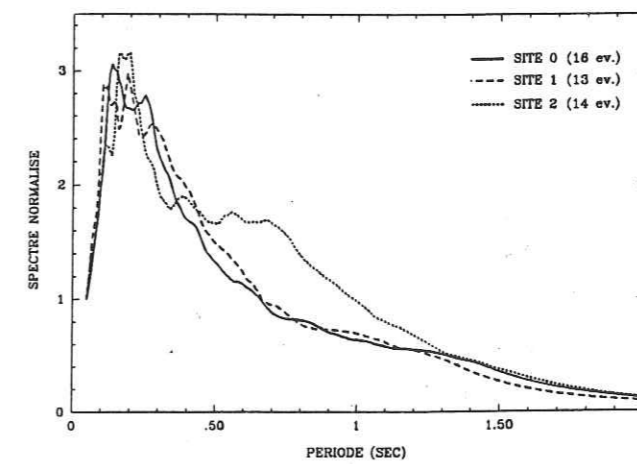


Figure III-6 : Moyenne + écart type des formes spectrales pour des jeux de données homogènes.

L'idéal serait de définir ces poids de la façon suivante :

- Soit $ncat$ le nombre de catégories, la catégorie $icat$ ($icat=1$ à $ncat$), étant telle que :

$$M \in [M(icat), M(icat) + \Delta M(icat)]$$

$$\ln(HYPO) \in [\ln(HYPO(icat)), \ln(HYPO(icat)) + \Delta \ln(HYPO(icat))]$$

où M est la magnitude et $HYP0$ la distance hypocentrale, et où l'on considère que les intervalles peuvent être de largeurs variables.

- Soit $ne(icat, is)$ le nombre d'enregistrements situés dans la catégorie $icat$ et dont le site est de type S_0 si $is=1$, S_1 si $is=2$, S_2 si $is=3$.

- Soit $ns(is)$ le nombre d'enregistrements pour le site de type is .

On définit alors le poids w_i affecté à l'enregistrement i ($i=1$ à n) par :

$$w_i = \frac{ns(is)}{ncat \cdot ne(icat, is)} \cdot \frac{\Delta M(icat) \cdot \Delta \ln(HYPO(icat))}{\Delta M \Delta \ln(HYPO)}$$

$$\text{où : } \frac{\Delta M \Delta \ln(HYPO)}{\Delta M \Delta \ln(HYPO)} = \frac{\sum_{icat=1}^{ncat} \Delta M(icat) \cdot \Delta \ln(HYPO(icat))}{ncat}$$

$$\text{et nous avons donc bien : } \sum_{i=1}^n w_i = n$$

Dans la pratique, nous ne disposons pas de suffisamment de données pour définir des catégories limitées à la fois en distance et en magnitude et ce, pour chaque type de site. Nous avons donc décidé de calculer deux poids, l'un en magnitude wM_i , l'autre en distance wH_i pour chaque enregistrement, de la façon suivante:

$$wM_i = \frac{ns(is)}{ncat_M \cdot ne_M(icat_M, is)} \cdot \frac{\Delta M(icat_M)}{\Delta M}$$

$$\text{avec : } \Delta M = \frac{\sum_{icat_M=1}^{ncat_M} \Delta M(icat_M)}{ncat_M}$$

$$wH_i = \frac{ns(is)}{ncat_H \cdot ne_H(icat_H, is)} \cdot \frac{\Delta \ln(HYPO(icat_H))}{\Delta \ln(HYPO)}$$

$$\text{avec : } \overline{\Delta \ln(HYPO)} = \frac{\sum_{icat_H=1}^{ncat_H} \Delta \ln(HYPO(icat_H))}{ncat_H}$$

les catégories étant cette fois définies séparément en distance, indice H , et en magnitude, indice M ; le nombre des catégories en magnitude, $ncat_M$ n'étant pas forcément le même que le nombre de catégories en distance, $ncat_H$.

Nous adoptons alors comme poids total w_i affecté à l'enregistrement i la moyenne des poids calculés en magnitude et en distance hypocentrale :

$$w_i = \frac{wM_i + wH_i}{2}$$

$$\text{avec toujours : } \sum_{i=1}^n w_i = n$$

Cette façon de faire n'est bien entendu pas rigoureuse, mais elle permet d'une part d'améliorer l'homogénéité de la répartition des données. Les intervalles en magnitude et en distance sont représentés par un quadrillage sur la figure III-7 qui montre la répartition des données par site. Les valeurs des poids, wM_i , wH_i et w_i sont reportées dans le tableau de l'annexe A-III-1.

La moyenne et l'écart type des formes spectrales sont alors calculées comme suit :

$$\text{moyenne : } \overline{FS}(is) = \frac{1}{ns(is)} \sum_{i=1}^{ns(is)} w_i FS_{is}(i) \quad is = 0, 1, 2$$

$$\text{écart type : } \sigma(is) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{ns(is)} w_i (FS_{is}(i) - \overline{FS}(is))^2}{ns(is) - 1}} \quad is = 0, 1, 2$$

$FS_{is}(i)$ étant la forme spectrale horizontale $n^\circ i$ correspondant au site S_{is} .

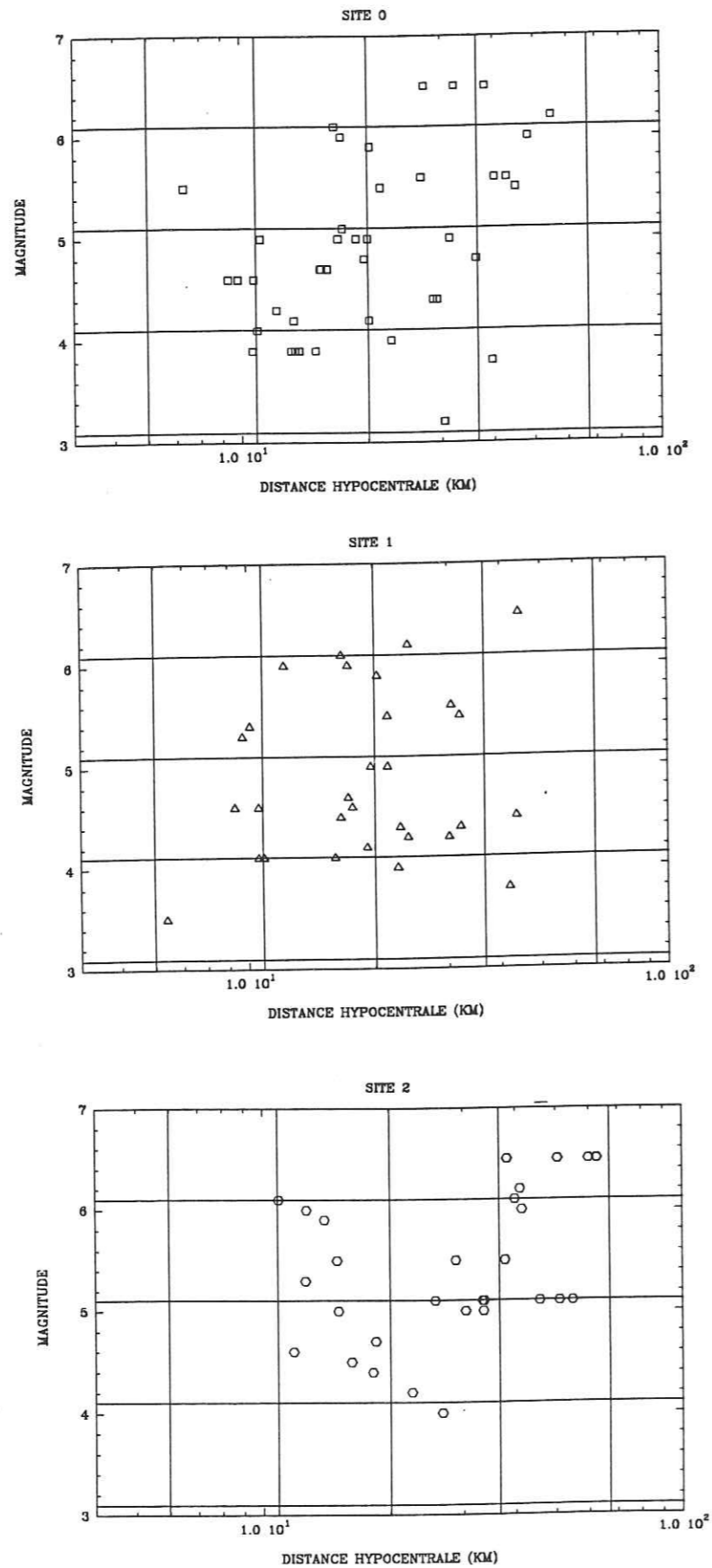


Figure III-7 : Répartition en magnitude, distance hypocentrale et site d'enregistrement de toutes les données (115 enregistrements). Le quadrillage représente les intervalles en distance et en magnitude choisis pour le calcul des poids.

Les moyennes et écart types sont représentés à la figure III-8 et le tableau III-4 donne les moyennes pondérées en magnitude et distance hypocentrale. Nous pouvons faire les mêmes observations que pour les moyennes calculées au § III-3-1. Comme le nombre de données est plus important, les sols S_2 sont encore plus dispersés du point de vue géotechnique, de ce fait, l'écart type est plus grand. La comparaison entre les 3 sites (fig. III-9) montre que les formes spectrales pour S_0 et S_1 sont significativement différentes à partir de 0.7 s environ, et que S_2 diffère nettement de S_0 et S_1 de 0.5 à 1.5 s.

III.3.3. Comparaison des deux méthodes.

Nous avons finalement comparé les formes spectrales obtenues par les deux méthodes (voir fig. III-10). L'accord est relativement bon pour S_0 et S_1 ; pour S_2 , les formes spectrales présentent une différence de niveau importante à partir de 0.3 s, ce qui est dû essentiellement à l'écart type plus important que nous avons obtenu pour la moyenne pondérée. Cette dispersion des formes spectrales pour le site S_2 doit être prise en compte, c'est donc le résultat obtenu par moyenne pondérée sur toutes les données qui est le plus représentatif.

III.3.4. Comparaison avec les résultats d'autres études.

Nous pouvons comparer les formes spectrales que nous avons obtenues avec celles qui sont préconisées dans les recommandations AFPS 90 et dans le projet Eurocode EC8.

Pour les formes spectrales données dans les recommandations AFPS 90, les correspondances approximatives entre les catégories de sols définies dans ces recommandations (voir § I-2-2-2) et celles que nous avons adoptées sont :

- S_0 : S_0^{AFPS} et S_1^{AFPS} partiellement
- S_1 : S_1^{AFPS} partiellement et S_2^{AFPS} partiellement
- S_2 : S_2^{AFPS} partiellement, S_3^{AFPS} partiellement

Pour les formes spectrales préconisées dans l'EC8, les correspondances approximatives des types de site sont :

- S_0 : S_A^{EC8}
- S_1 et S_2 : S_B^{EC8} et S_C^{EC8}

De façon générale (voir fig. III-11 et III-12), le niveau haute fréquence des formes spectrales EC8 et AFPS est plus faible (2.5) que celui que nous avons obtenu (3.0), alors que leur contenu en basse fréquence est supérieur pour les catégories de sites les plus défavorables S_3^{AFPS} et S_C^{EC8} ; ceci est sûrement dû en partie à la faible magnitude moyenne des jeux de données que nous avons utilisés.

Vu la correspondance approximative entre les types de sites que nous avons adoptés et ceux qui sont définis dans les projets AFPS et EC8, il est difficile d'effectuer des comparaisons sur la forme des spectres, sauf pour les sites de référence S_0 et S_A^{EC8} pour

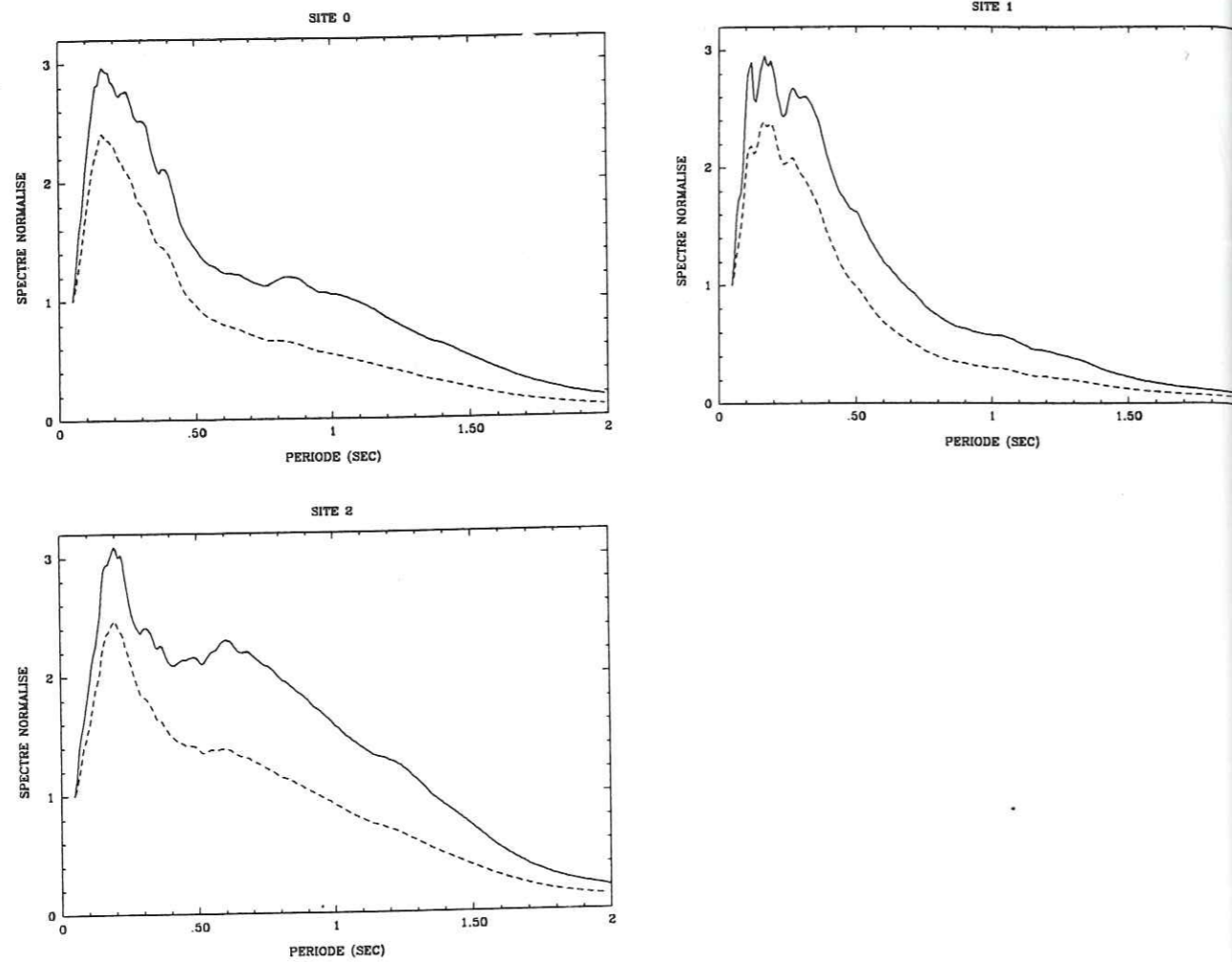


Figure III-8 : Formes spectrales moyennes obtenues en effectuant les moyennes pondérées de toutes les données, par site.
 trait pointillé : moyenne
 trait plein : moyenne + écart type

	S ₀		S ₁		S ₂	
Magnitude moyenne	5.1	4.8	5.0	4.8	5.3	5.3
Ecart type en magnitude	0.99	0.89	0.99	0.77	0.85	0.72
Distance hypocentrale moyenne logarithmique	25.5 km	19.8 km	24.0 km	19.2 km	28.9 km	26.4 km
Ecart type logarithmique en distance hypocentrale	1.7	1.63	1.8	1.6	1.7	1.8

Tableau III-4 : Caractéristiques des données utilisées pour obtenir les formes spectrales moyennes par site ; la première valeur concerne la moyenne pondérée et la seconde, la moyenne sans pondération.

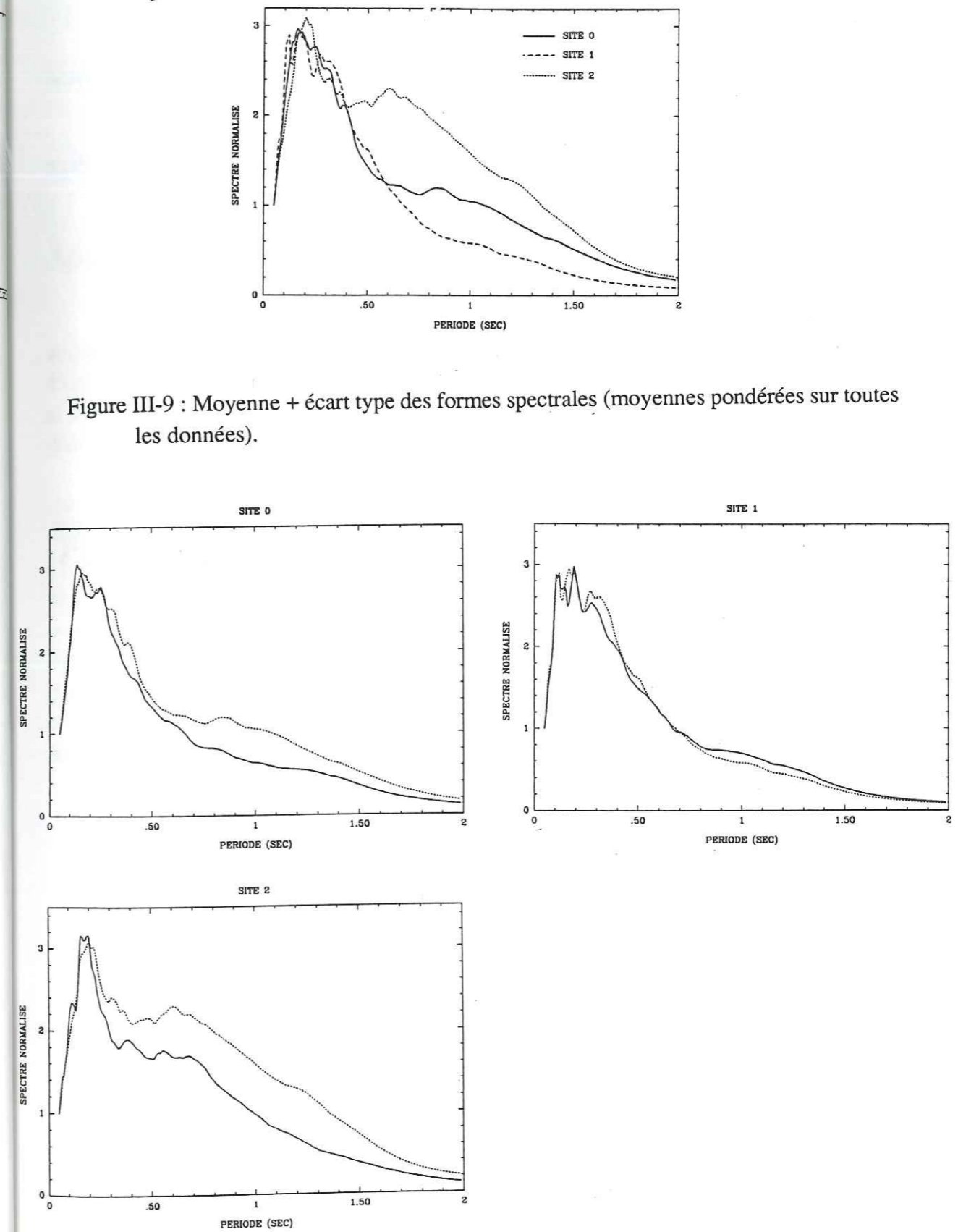


Figure III-9 : Moyenne + écart type des formes spectrales (moyennes pondérées sur toutes les données).

Figure III-10 : Comparaison entre les formes spectrales moyennes + écart type obtenues par moyennage sur des jeux de données homogènes et par moyennage pondéré sur toutes les données.
 trait pointillé : jeux de données homogènes
 trait plein : toutes les données, moyenne pondérée

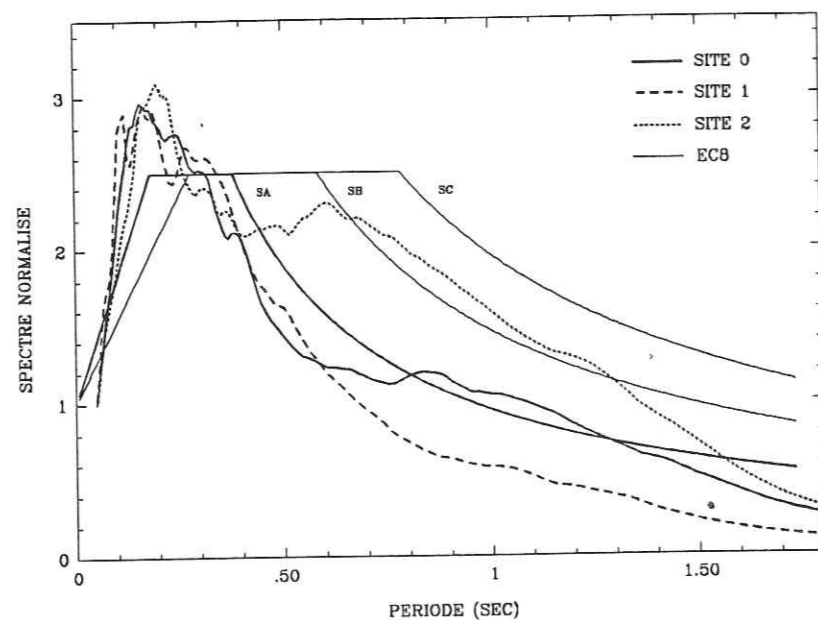


Figure III-11 : Comparaison des formes spectrales moyennes + écart type obtenues par moyennage pondéré sur toutes les données avec les formes spectrales du projet EC8 (d'après Eurocode n° 8, 1989).

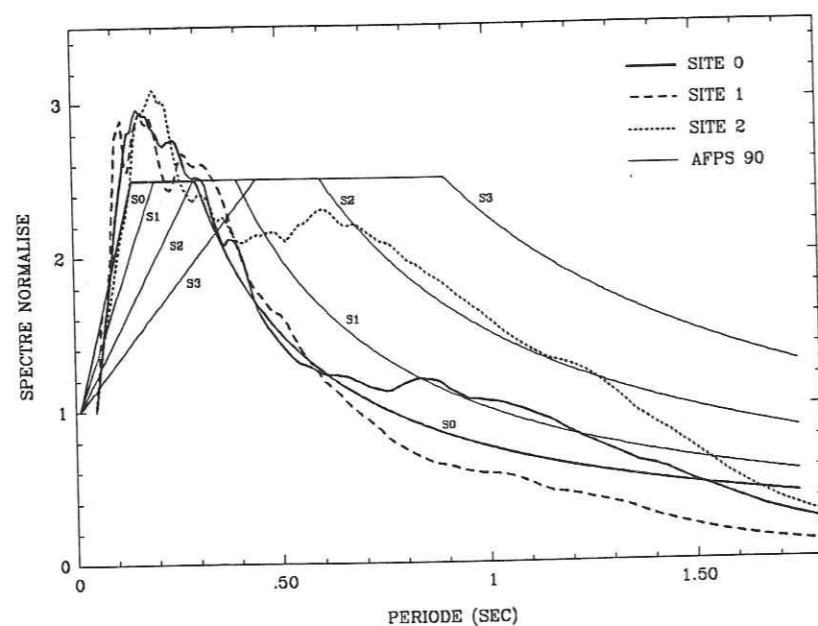


Figure III-12 : Comparaison des formes spectrales moyennes + écart type obtenues par moyennage pondéré sur toutes les données avec les formes spectrales des recommandations AFPS 1990.

lesquels nous faisons les remarques suivantes :

- le plateau de la forme spectrale pour S_0 est supérieur à celui de la forme spectrale S_A^{EC8}
- les formes spectrales S_0 et S_A^{EC8} s'accordent bien pour $T > 0.4$ sec.

CONCLUSION

Nous avons obtenu des formes spectrales en fonction du site par moyennes pondérées sur toutes les données de séismes de magnitudes modérées. ($4.0 < M < 6.8$, $HYP < 70$ km). Jusqu'à 0.5 sec aucune différence significative n'est observée entre les trois sites ; entre 0.5 et 1 sec, la forme spectrale pour les sites S_2 met en évidence des amplifications significatives, d'un facteur 2 au maximum.

Si nous avons pris garde à l'homogénéité de la répartition des données pour chaque site, la magnitude moyenne de celles-ci est cependant faible (5.1 environ). La méthode que nous avons utilisée ici et sur laquelle reposent de nombreuses études qui ont servi de base à l'établissement de spectres réglementaires, moyenne les effets de la magnitude et de la distance épacentrale sur la forme des spectres, "l'intensité" de la secousse n'étant prise en compte que par la donnée des valeurs de l'accélération maximale en fonction du zonage sismique. Or, nous avons vu, au chapitre II, que les variations de la magnitude et de la distance avaient des effets importants sur le niveau des spectres ; c'est pourquoi nous avons effectué une étude statistique sur les spectres en tenant compte de ces effets, dont le résultat doit cependant être considéré comme provisoire.

IV.

ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES ITALIENNES PAR
REGRESSION MULTILINEAIRE.

INTRODUCTION

Dans la partie précédente, nous avons caractérisé les formes spectrales en fonction du site sans considérer le niveau de sollicitation. Il nous aurait fallu pour cela multiplier les formes obtenues pour les sites 1 et 2 par des coefficients traduisant les valeurs relatives des pics d'accélération du sol sur ces sites par rapport au rocher puis ensuite réévaluer le niveau des spectres pour les trois sites en fonction du séisme considéré, c'est à dire de l'accélération nominale. Dans les réglementations, cette accélération nominale est estimée pour chaque zone en fonction du séisme maximum probable dans la zone sismique considérée (partie I). La forme du spectre ainsi obtenu ne dépend ni de la distance à la source sismique ni de la magnitude et son niveau absolu est fixé par la valeur de l'accélération nominale.

Dans le but d'obtenir des spectres en fonction du site dont la forme et le niveau dépendent de ces paramètres, nous avons effectué une étude statistique des spectres de réponse en accélération par régression multilinéaire. Ce travail comporte trois étapes principales qui sont:

- le choix d'une relation (ou loi d'atténuation) reliant les valeurs du spectre aux paramètres choisis
- le calcul des coefficients de la relation par régression multilinéaire
- l'estimation de la validité du résultat, entraînant une éventuelle modification de la loi et une itération du processus.

IV.1. CHOIX D'UNE LOI D'ATTENUATION

Dans la littérature, on trouve un grand nombre de publications concernant les lois d'atténuation prédisant des variables telles que pic d'accélération (PGA), pic de vitesse (PGV), spectre de réponse, intensité d'Arias, spectre de Fourier, durée, densité de puissance spectrale. Campbell (1985), Joyner et Boore (1988) ont synthétisé ces travaux montrant ainsi une assez grande diversité en ce qui concerne la forme des lois. Celles ci ont en effet toujours été un sujet de discussions animées entre les sismologues, aussi bien d'un point de vue théorique que pratique.

D'un point de vue théorique, les lois d'atténuation devraient prendre en compte toutes les variables qui influencent la génération et la propagation des ondes, c'est à dire :

- source : dimensions, chute de contrainte, moment sismique, présence de barrières et d'aspérités.
- propagation : valeur du facteur d'atténuation anélastique Q , hétérogénéités de la croûte.
- géologie de surface : présence de sols faiblement rigides susceptibles d'induire des effets de site, effets de la topographie.

D'un point de vue pratique, cette loi est destinée à être utilisée pour prédire les valeurs du paramètre considéré. Il faut donc que les variables utilisées soient aisément estimables à partir des caractéristiques sismotectoniques de la région considérée et traduisent

Nom	Date	Heure	M	M ₀	f _c	Δσ
Valnerina	19/09/79	21h35	5.5	7.0 10 ²⁴	0.4	116
Iripinia	23/11/80	18h34	6.5	2.3 10 ²⁶	0.13	131
Irpinia	23/11/80	18h35	6.3	4.0 10 ²⁵	0.32	340
Umbria	29/04/84	05h02	5.0	3.4 10 ²⁴	0.62	210
Lazio Abruzzo	07/05/84	17h49	5.4	7.8 10 ²⁴	0.44	172
Lazio Abruzzo	11/05/84	10h41	5.1	2.0 10 ²⁴	0.70	178
Lazio Abruzzo	11/05/84	11h26	4.2	1.4 10 ²³	1.73	190
Lazio Abruzzo	11/05/84	13h14	4.3	2.1 10 ²³	1.45	166
Lazio Abruzzo	11/05/84	16h39	4.3	2.0 10 ²³	1.58	205

Tableau IV-1 : Caractéristiques de certains séismes Italiens

M₀ : moment sismique (dyne.cm)f_c : fréquence de coupure (moyenne des estimations sur plusieurs enregistrements)

Δσ : chute de contrainte (bar)

(d'après Rovelli et al., 1988)

physiquement les principaux phénomènes intervenant dans la propagation des ondes.

IV.1.1. Choix des paramètres

Nous allons maintenant discuter de l'importance des paramètres qui devraient intervenir dans la loi d'atténuation et effectuer un choix qui sera en partie contraint par les données dont nous disposons pour les enregistrements accélérométriques italiens.

IV.1.1.1. Source sismique

Les caractéristiques "fines" de la source telles que la chute de contrainte et la présence de barrières et d'aspérités sont très difficilement évaluables dans le cadre de la détermination du séisme maximum probable à prendre en compte dans une région donnée et sont de plus rarement disponibles avec les enregistrements dont nous pouvons disposer car elles nécessitent une étude approfondie pour chaque séisme. Le moment sismique, bien qu'il corresponde à une propriété physique bien définie de la source et qu'il soit relativement facile à déterminer, n'est pas systématiquement calculé. Joyner et Boore (1988), dans une synthèse sur la prédiction des mouvements forts concluent que l'influence du type de faille ne présente pas d'effets systématiques évidents sur l'amplitude du mouvement. A l'inverse, Midorikawa (1991) montre que les relations d'atténuation de l'accélération maximale obtenues à partir de séismes de subduction donnent des valeurs supérieures à celles issues de relations établies avec des séismes en coulissage. En ce qui concerne les données italiennes, Sabetta et Pugliese (1987), ont effectué une comparaison entre les prédictions du pic d'accélération obtenues à partir des enregistrements de la région de Friuli, correspondant à des mécanismes de type inverse et les autres enregistrements qui correspondent à des failles normales. Les résultats obtenus ne diffèrent que de 10%, ce qui est faible comparativement à leur variabilité.

Le paramètre le plus communément utilisé pour caractériser la taille d'un séisme dans les lois d'atténuation est donc la magnitude qui, elle, est systématiquement déterminée. Il convient cependant d'être prudent, car il existe plusieurs types de magnitude. Tous présentent une tendance à la saturation, sauf la magnitude calculée à partir du moment sismique. Dans le cas des données du réseau accélérométrique italien, la magnitude locale (ML) est donnée pour tous les séismes, la magnitude ondes de surface (MS) étant également disponible pour les séismes importants. ML est calculée à partir de l'amplitude donnée par un sismographe Wood Anderson, situé à 100 km de l'épicentre ; MS est déterminée à partir du mouvement du sol dû aux ondes de surface de période 20 sec. En général, MS n'est pas déterminée de façon fiable pour des magnitudes inférieures à 6, et en raison de la saturation, ML devient indépendante de la taille du séisme à partir de cette même valeur. Nous choisirons donc M=MS pour (ML et MS) > 6.0 et M=ML sinon. Les caractéristiques disponibles des séismes utilisés sont répertoriées dans le tableau IV-1.

IV.1.1.2. Propagation

Les phénomènes affectant la propagation des ondes sismiques de la source vers le site sont : l'expansion géométrique, l'atténuation anélastique et toutes les réflexions, simples ou multiples. La variable la plus souvent utilisée pour caractériser ces phénomènes est la distance. Plusieurs mesures de distance ont jusqu'à maintenant été utilisées ; les principales sont en général les distances épacentrale et hypocentrale, et la plus proche distance à la projection en surface de la zone de rupture. Dans les régions proches de la source, l'emploi de la distance épi- ou hypocentrale conduit à une dispersion beaucoup plus importante que l'utilisation de la plus proche distance à la faille (Campbell, 1982a). En effet, au voisinage de la source, seules les ondes provenant d'une portion limitée de la rupture contribuent à la partie significative du mouvement du sol.

Dans le cas des données que nous utilisons, nous disposons de plusieurs séismes majeurs et de leurs répliques. Malgré les observations faites précédemment, il nous semble raisonnable de choisir la distance hypocentrale comme paramètre caractéristique de la propagation, car cela nous permettra d'utiliser un plus grand nombre d'enregistrements. En effet, la plus proche distance à la rupture n'est pas disponible pour tous les séismes. Pour les séismes de magnitude faible, c'est à dire $M < 5$, la distance à la plus proche rupture est à peu près égale à la distance hypocentrale. En raison du biais qui peut être introduit par l'utilisation de la distance hypocentrale pour les séismes de forte magnitude (notamment le séisme de Campano Lucano de magnitude $M_S = 6.8$), les résultats obtenus pour des distances inférieures à 10 km devront être considérés avec prudence.

IV.1.1.3. Paramètres de site

Il nous faudrait en principe prendre en compte à la fois les effets de site dus à la géologie de surface et ceux dus à la topographie. En pratique, on ne dispose souvent que d'informations géotechniques limitées pour les sites où sont implantées les stations. Les effets topographiques étant encore assez mal connus et ne disposant pas d'informations sur la topographie pour les stations accélérométriques italiennes, nous ne les prendrons pas en considération. Nous caractériserons donc les paramètres de site en utilisant la classification décrite dans le paragraphe III-2-2, qui, bien que relativement succincte, particularise les dépôts non consolidés peu épais susceptibles de présenter des amplifications du mouvement du sol dans le domaine des hautes fréquences.

IV.1.2. Choix de la relation

La sélection des paramètres étant effectuée, l'étape suivante consiste à choisir une loi d'atténuation reliant la variable dépendante, c'est à dire ici une valeur du spectre de réponse en accélération pour une période donnée, aux variables indépendantes choisies. Si les prédictions que l'on souhaite effectuer se limitent à une plage de paramètres bien représentée

par les données utilisées, c'est à dire au voisinage du centroïde magnitude-distance, un modèle relativement simple peut suffire. Par contre, si l'on veut extrapoler la prédiction à des valeurs extrêmes des paramètres choisis, il est important que le modèle ait une base physique.

Campbell 1985, dans une synthèse concernant les lois d'atténuation présentées par différents auteurs de 1974 à 1984, caractérise celles-ci par la forme générale suivante :

$$Y = b_1 \cdot f_1(M) \cdot f_2(R) \cdot f_3(M,R) \cdot f_4(P_i) \cdot \epsilon \quad (\text{Eq. IV-1})$$

avec :

* $Y = \ln(y)$: où y est le paramètre que l'on veut prédire (variable dépendante).

* M : magnitude.

* R : mesure de la distance à la source sismique.

* b_1 : constante.

* $f_1(M) = e^{b_2 M}$: la magnitude étant en effet une mesure logarithmique de l'amplitude du mouvement du sol.

* $f_2(R) = e^{b_4 R} (R+b_5)^{-b_3}$ où :

$(R+b_5)^{-b_3}$: terme traduisant l'atténuation due à l'expansion géométrique.

$e^{b_4 R}$: terme correspondant à l'atténuation anélastique.

* $f_3(M,R)$: fonction qui traduit la saturation de Y au voisinage de la faille avec la magnitude, phénomène actuellement sujet à des controverses. Cette fonction est très souvent prise égale à 1. L'effet de saturation avec la magnitude peut être pris en compte en remplaçant b_5 par $b_6 e^{b_7 M}$ dans $f_2(R)$.

* $f_4(P_i)$: fonction traduisant les effets de site et éventuellement des structures et d'autres paramètres du séisme.

* ϵ : erreur sur la prédiction de Y . ϵ doit suivre une loi lognormale, les ϵ_j ($j=1$ à n , nombre de données) doivent avoir une moyenne nulle.

Les caractéristiques (magnitude, distance) des données italiennes que nous avons utilisées pour effectuer les régressions couvrent bien le domaine des prédictions que nous souhaitons effectuer dans le contexte français (séismes modérés). Comme nous l'avons remarqué précédemment, un modèle simple sera donc bien adapté. la relation choisie est alors :

$$\ln(SA(T(i))) = \beta_1(i) + \beta_2(i) \cdot M + \beta_3(i) \cdot \ln(\text{HYPO}) + \beta_4(i) \cdot S_1 + \beta_5(i) \cdot S_2 + \epsilon(i) \quad (\text{Eq. IV-2})$$

avec :

* SA(T(i)) : valeur du spectre de réponse en accélération à 5% d'amortissement à la période T(i)

* M : magnitude = M_S si $M_L > 6.0$ et $M_S > 6.0$ et $M = M_L$ sinon.

* HYPO : distance hypocentrale.

* S_1, S_2 : $S_1 = 0$ et $S_2 = 0$ pour les sols de type S_0
 $S_1 = 1$ et $S_2 = 0$ pour les sols de type S_1
 $S_1 = 0$ et $S_2 = 1$ pour les sols de type S_2

* $\beta_1(i), \beta_2(i), \beta_3(i), \beta_4(i), \beta_5(i)$: coefficients de régression.

* $\varepsilon(i)$: erreurs sur la prédiction de $\ln(SA(T(i)))$.

A ce stade de l'étude, le choix d'une loi d'atténuation est donc guidé à la fois par des considérations physiques et par l'utilisation à laquelle on la destine. Nous allons maintenant choisir une méthode de résolution, tout en nous réservant la possibilité de modifier le modèle si les résultats obtenus ne sont pas satisfaisants.

IV.2. METHODES DE RESOLUTION POSSIBLES

IV.2.1. La régression multilinéaire.

IV.2.1.1. Principe général

Nous n'allons pas, dans cette partie, redévelopper complètement la théorie de la régression multilinéaire, mais en rappeler les principes généraux et surtout les moyens permettant d'une part, une critique objective des résultats, et d'autre part, de définir pour ces résultats un intervalle de confiance.

Le problème général est donc le suivant : sous une forme matricielle, l'équation de régression multilinéaire s'écrit :

$$Y = X \beta + \varepsilon \quad (\text{Eq. IV-3})$$

avec :

* Y : vecteur des n valeurs observées de la variable à expliquer

$$Y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix}$$

* X : matrice contenant les n valeurs de chacune des p-variables explicatives.

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{bmatrix}$$

* β : vecteurs des p inconnues à calculer.

$$\beta = \begin{bmatrix} \beta_1 \\ \beta_2 \\ \vdots \\ \beta_p \end{bmatrix}$$

* ε : vecteur des n résidus.

$$\varepsilon = \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_n \end{bmatrix}$$

Il s'agit de trouver β de façon à ce que les ε_i soient les plus petits possibles. La méthode la plus classique est d'effectuer la régression au sens des moindres carrés ; elle revient à calculer les β_i pour que la somme des carrés des écarts, χ^2 , soit minimale :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n w_i (\hat{y}_i - y_i)^2 \quad \text{avec : } \hat{y}_i = \sum_{j=1}^p x_{ij} \beta_j$$

w_i : poids éventuellement attribué à l'observation i.

Soit en notation matricielle :

$$\chi^2 = (Y' - X'\beta)^T (Y' - X'\beta) \quad (\text{Eq. IV-4})$$

en posant :

$$X' = \sqrt{W} X \quad \text{et} \quad Y' = \sqrt{W} Y$$

avec :

$$\sqrt{W} = \begin{bmatrix} \sqrt{w_1} \\ \sqrt{w_2} \\ \vdots \\ \sqrt{w_n} \end{bmatrix}$$

Minimiser χ^2 revient à annuler toutes ses dérivées par rapport aux β_i en même temps. Cela conduit au système d'équations suivant, en notation matricielle :

$$(\mathbf{X}'\mathbf{T}\mathbf{X}')\beta = \mathbf{X}'\mathbf{T}\mathbf{Y}' \quad (\text{Eq. IV-5})$$

Ces équations sont appelées équations normales et peuvent se résoudre en utilisant la méthode de Gauss-Jordan ou la décomposition de type LU. Cependant, dans certains cas, le système d'équations normales est proche de la singularité et il convient alors d'utiliser la méthode de la décomposition en valeurs singulières de la matrice \mathbf{X}' qui permet de résoudre directement au sens des moindres carrés le système $\mathbf{Y}' = \mathbf{X}'\beta$.

La variance associée aux coefficients de régression β_i est alors :

$$\text{var}(\beta) = \begin{bmatrix} \text{var}(\beta_1) \\ \text{var}(\beta_2) \\ \vdots \\ \text{var}(\beta_n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{\beta_1}^2 \\ \sigma_{\beta_2}^2 \\ \vdots \\ \sigma_{\beta_n}^2 \end{bmatrix} = \text{trace}(\sigma_\varepsilon^2 \cdot (\mathbf{X}'\mathbf{T}\mathbf{X}')^{-1}) \quad (\text{Eq. IV-6})$$

où σ_ε est l'erreur standard de la régression définie comme suit :

$$\sigma_\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n w_i (y_i - \hat{y}_i)^2}{n - p}} \quad (\text{Eq. IV-7})$$

IV.2.1.2. Validité du résultat de la régression - Intervalle de confiance.

Pour estimer la validité de la régression effectuée et l'intervalle de confiance correspondant il existe un certain nombre de tests statistiques dont nous présenterons les plus courants. Nous avons utilisé d'une part le coefficient de corrélation multiple et d'autre part l'analyse de la variance ou F-test, l'étude des résidus et le calcul de l'intervalle de confiance basé sur la distribution de Student après avoir vérifié que les résidus (ε_i , $i=1$ à n) suivent bien une loi normale.

*Le coefficient de corrélation multiple R_c

Le coefficient de corrélation multiple s'exprime de la façon suivante :

$$R_c = \sqrt{1 - \frac{\sum_{i=1}^n w_i (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n w_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{Eq. IV-8})$$

R_c tend vers la valeur 1 si la somme des carrés des résidus devient très petite devant la somme des carrés des écarts à la moyenne ; ce coefficient quantifie donc l'amélioration qu'apporte le modèle choisi par rapport au modèle ne comportant qu'un terme constant (la moyenne des données). En d'autres termes, le coefficient de corrélation mesure l'efficacité de l'ajustement des données par le modèle considéré. Le carré du coefficient de corrélation multiple est appelé coefficient de détermination et exprime le taux de variabilité observé dans les données qui est expliqué par les variables explicatives choisies dans le modèle. Il faut cependant prendre garde au biais introduit par une éventuelle corrélation entre deux (ou plus) des variables explicatives, biais qui n'est pas décelable par le coefficient de corrélation.

* Test de normalité des résidus.

Si l'on veut utiliser les distributions de type F et de Student, il faut vérifier :

- que la moyenne pondérée des résidus ε_i ($i=1$ à n) est nulle :

$$\sum_{i=1}^n w_i \varepsilon_i = 0 \quad \text{avec} \quad \varepsilon_i = y_i - \hat{y}_i$$

- que les résidus de la régression ε_i ont une distribution normale. Cela s'effectue facilement au moyen du test du χ^2 qui permet de comparer la distribution des résidus à une distribution normale.

* Analyse de la variance.

La technique de l'analyse de la variance permet de comparer les variabilités obtenues pour deux modèles différents et évalue la probabilité pour que l'un des modèles soit meilleur que l'autre en utilisant la distribution de type F. Supposons que l'on veuille comparer le modèle complet :

$$\mathbf{Y} = \mathbf{X}\beta + \varepsilon \quad (\text{Eq. IV-9})$$

au modèle sans variable

$$\mathbf{Y} = \beta_0 \mathbf{1} + \varepsilon \quad (\text{Eq. IV-10})$$

où $\mathbf{1}$ est un vecteur de dimension n , dont toutes les composantes sont égales à 1. Pour ce dernier modèle, l'estimation de β_0 est \bar{y} , moyenne des y_i . La différence entre les sommes

des carrés des résidus correspondant aux deux modèles est :

$$SS_{reg} = SYY - RSS = \sum_{i=1}^n w_i (y_i - \bar{y})^2 - \sum_{i=1}^n w_i (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (\text{Eq. IV-11})$$

SS_{reg} correspond à la variabilité des données expliquée par le modèle à plusieurs variables explicatives et non expliquée par le modèle simple. On peut ensuite juger de l'importance de la régression sur toutes les variables X en comparant SS_{reg}/dfs à σ_ε^2 (σ_ε : erreur standard de la régression), où dfs est le nombre de degrés de liberté associé à SS_{reg} soit $(p-1)$; le rapport :

$$F = \frac{SS_{reg}/(p-1)}{\sigma_\varepsilon^2} \quad (\text{Eq. IV-12})$$

suit une loi F de Fisher-Snedecor si les résidus de la régression suivent une loi normale. Une table de cette loi peut ensuite nous donner les valeurs de F_0 qui ont une probabilité P d'être dépassées par hasard, et ce, en fonction de n et de p . Plus les valeurs de F que nous obtiendrons seront supérieures à F_0 , meilleure sera l'amélioration apportée par le modèle à plusieurs variables. La même étude peut être effectuée en considérant le modèle complet et le même modèle auquel on enlève une variable explicative ; cela permet d'estimer l'amélioration apportée par l'introduction de cette variable dans le modèle.

* Etude des résidus.

L'analyse des résidus est aussi un bon moyen pour tester si le modèle choisi est approprié ou non. Il s'agit de reporter sur plusieurs figures les valeurs des résidus en fonction des valeurs prédites et des variables explicatives. Si aucune tendance n'apparaît sur ces figures, on peut considérer que la forme du modèle choisi est adéquate. Par contre, si l'on observe une tendance (voir exemples fig IV-1), le modèle n'est pas adapté pour prédire les données et il faut alors en modifier la forme.

* Obtention d'un intervalle de confiance.

Supposons maintenant que la régression a été effectuée en utilisant un jeu de données choisi, et que l'on souhaite utiliser la relation obtenue pour effectuer une prédiction. Dans la plupart des publications concernant l'obtention de lois d'atténuation, les auteurs donnent un intervalle de confiance constant, égal à l'erreur standard de la régression. Or, on conçoit bien que l'intervalle de confiance ne soit pas le même en fonction des valeurs des variables explicatives pour lesquelles on veut effectuer la prédiction. En effet, la régression a été effectuée au moyen d'un jeu de données ayant une certaine répartition, les coefficients obtenus sont donc bien contraints au voisinage du centroïde de ces données, alors qu'ils le

sont moins pour des valeurs des variables explicatives situées dans un domaine mal représenté par les données initiales. On peut donc montrer (voir Weisberg, 1980) que l'erreur standard associée à la prédiction, ESP , pour les valeurs des paramètres contenues dans le vecteur X_0 est :

$$ESP(y^*/X_0) = \sigma_\varepsilon \sqrt{1 + X_0^T (X^T X)^{-1} X_0} \quad (\text{Eq. IV-13})$$

où : y^* est la valeur prédite, X' est la matrice déjà définie précédemment et σ_ε est l'erreur standard de la prédiction (déjà définie également).

Si les résidus de la régression suivent une loi normale, on peut obtenir alors un intervalle de confiance, ICP , pour cette prédiction en utilisant la distribution de Student :

$$ICP(y^*/X_0, \eta) = \pm t(\eta, v) ESP(y^*/X_0) \quad (\text{Eq. IV-14})$$

v étant le nombre de degrés de liberté de la prédiction soit $(n-p)$ et t étant la distribution de Student. La probabilité est alors de η % pour que la prédiction soit dans cet intervalle.

IV.2.1.3. Données utilisées pour la régression

Le choix des données pour effectuer la régression est principalement guidé d'une part, par les caractéristiques des prédictions que nous souhaitons effectuer, et d'autre part, par la prise en compte des biais qui peuvent être introduits en raison de leur distribution en fonction des différents paramètres du mouvement fort.

* Prédiction.

L'objectif étant toujours de caractériser la forme des spectres de réponse pour des séismes susceptibles de se produire en France, nous avons utilisé les mêmes données que dans la partie III, soit 115 enregistrements. Ces données sont décrites dans le tableau III-2.

* Sources d'erreurs dues aux caractéristiques du jeu de données choisi

Lorsque l'on effectue une régression multilinéaire, une corrélation importante entre deux (ou plus) variables explicatives introduit une instabilité dans le calcul des coefficients. Celle-ci n'est pas forcément décelable, surtout si l'on se borne à évaluer la validité de la régression en

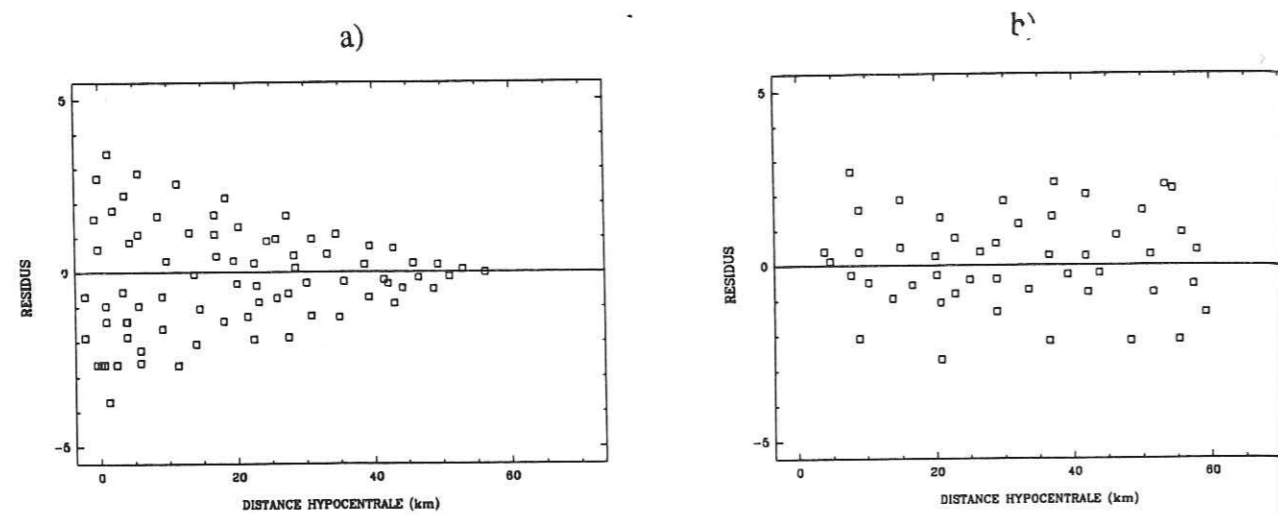


Figure IV-1 : Exemples de résidus en fonction de la distance hypocentrale
 a : tendance qui indique que la dépendance en distance est mal choisie dans la relation
 b : résidus corrects

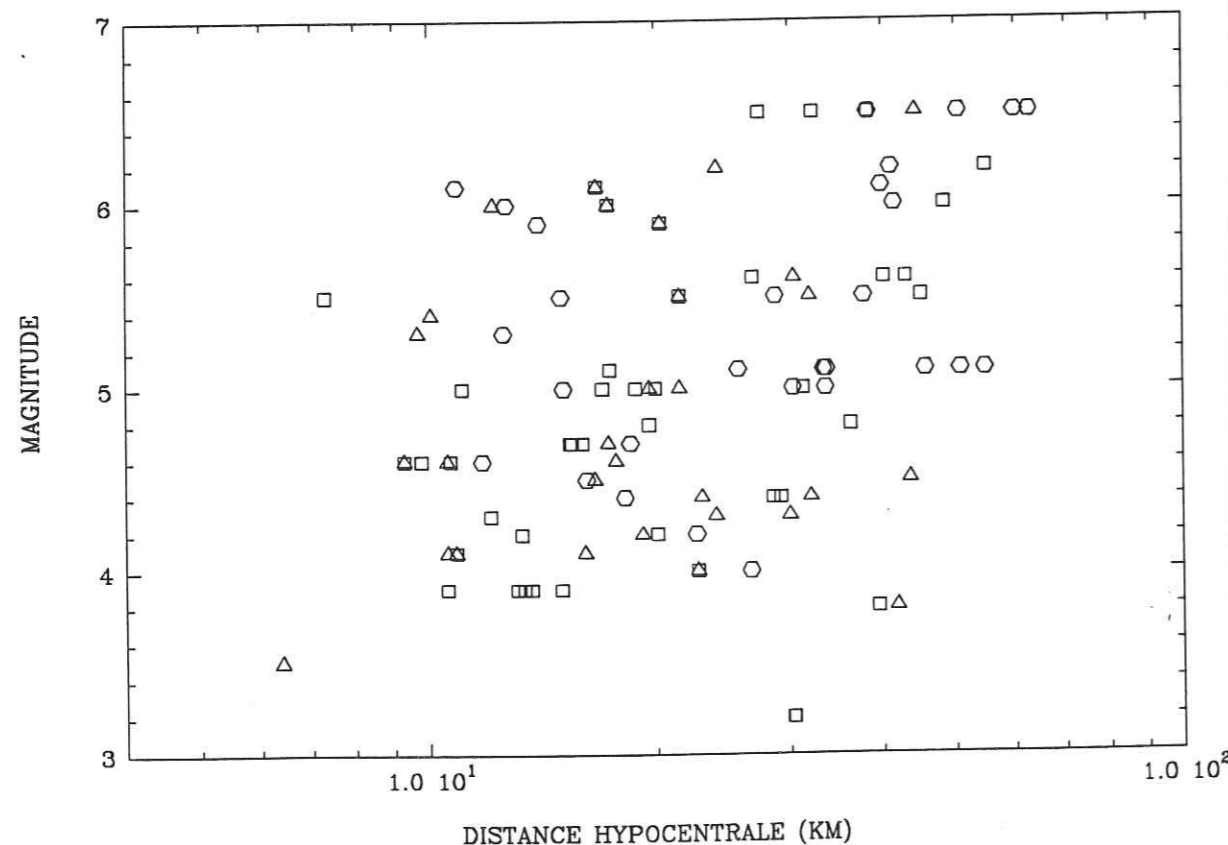


Figure IV-2 : Répartition des données en magnitude et en distance hypocentrale

- SITE 0
- △ SITE 1
- SITE 2

calculant le coefficient de corrélation multiple qui ne reflètera pas cette instabilité. D'autres sources d'erreurs peuvent être dues à une répartition inhomogène des données en ce qui concerne les paramètres qui interviennent dans la loi et également ceux qui n'interviennent pas. Concernant ces derniers, comme par exemple l'atténuation anélastique et les effets de la source (effets de radiation, directivité de la source), il faut veiller : soit à ce que le paramètre considéré soit constant (auquel cas l'utilisation du résultat sera limitée à cette valeur), soit à ce qu'il soit aléatoirement distribué (dans ce cas cela se traduit par une variabilité supplémentaire du résultat). Enfin, des données acquises par des instruments et (ou) méthodes différent(e)s peuvent également être à l'origine d'un biais.

Les données que nous avons choisies sont homogènes du point de vue acquisition (voir § III-2-1). En ce qui concerne la répartition du nombre d'enregistrements par séismes, on peut remarquer, en se référant au tableau III-2 que le jeu de données est dominé par les séismes de Friuli et Campano-Lucano et leurs répliques. Le nombre d'enregistrements par site (Site 0 : 49 ; Site 1 : 34 ; Site 2 : 32) est acceptable, par contre, la répartition en magnitude et en distance hypocentrale est inhomogène et diffère d'un site à l'autre. D'autre part, la magnitude et la distance hypocentrale ne sont pas indépendantes ; leur coefficient de corrélation est $R_c=0.35$. La cause de cette corrélation est que peu de séismes de faible magnitude sont enregistrés à grande distance, du fait de la faible sensibilité des instruments (voir fig IV-2).

Pour diminuer ces erreurs, nous disposons de plusieurs solutions :

a) des solutions limitatives qui consistent à choisir un nombre à peu près constant d'enregistrements par séisme, et à choisir les données de façon à ce que leur distribution selon les paramètres magnitude-distance hypocentrale-site géologique soit homogène (McGuire, 1978a, 1978b ; Cornell et al., 1979). Nous ne pouvons retenir ces solutions, car elles nous conduiraient à un nombre d'enregistrements trop faible.

b) des solutions nous permettant de conserver la totalité des enregistrements :

- la solution la plus courante consiste à attribuer un poids à chaque enregistrement de façon à ce que l'impact de différents domaines choisis dans l'espace des paramètres intervenant dans la loi, soit le même lors de la régression (Campbell, 1979, 1981a, 1981b, 1982a, 1982b, 1983, 1984 ; Askins and Cornell, 1979 ; McCann, 1983). Cette pondération permet alors de diminuer la corrélation entre ces paramètres et d'améliorer la répartition des données.

- la procédure de régression en deux étapes (Joyner and Boore, 1981, 1982), conduit au découplage de la dépendance en distance et de la dépendance en magnitude ce qui supprime l'erreur due à leur corrélation.

Pour notre étude, nous avons envisagé ces deux solutions et en avons effectué la comparaison pour conserver celle qui donne le meilleur résultat.

IV.2.2. Régression multilinéaire en deux étapes.

Joyner and Boore (1981) et Fukushima et Tanaka (1990) ont utilisé la technique de la régression en deux étapes pour découpler la détermination de la dépendance en magnitude de la détermination de la dépendance en distance. Le schéma de la régression classique est alors modifié comme suit, dans le cas de la loi que nous avons choisie : on effectue d'abord la première régression en utilisant la relation suivante :

$$\ln(y) = \sum_{i=1}^{nse} a_i E_i + \beta'_3 \ln(\text{HYPO}) + \beta'_4 S_1 + \beta'_5 S_2 \quad (\text{Eq. IV-15})$$

- y : variable expliquée.
- nse est le nombre de séismes dont on utilise les enregistrements.
- $E_i = 1$ si y correspond au séisme i et $E_i = 0$ sinon.

Après avoir calculé les a_i , $i=1$ à nse , et β'_3 , β'_4 , β'_5 par une première régression, on calcule β'_1 et β'_2 par une seconde régression :

$$a_i = \beta'_1 + \beta'_2 \cdot M_i \quad i=1 \text{ à } nse$$

Nous avons donc ainsi exprimé que chaque enregistrement avait le même poids dans la détermination de la dépendance en distance et que chaque séisme avait le même poids dans la détermination de la dépendance en magnitude. Nous nous sommes ainsi affranchis de la corrélation qui existait entre magnitude et distance. L'erreur standard de la prédiction est alors (Joyner and Boore, 1981) :

$$\sigma_e = \sqrt{\sigma_{e1}^2 + \sigma_{e2}^2}$$

avec

σ_{e1} : erreur standard pour la première régression

σ_{e2} : erreur standard pour la première régression

σ_{e1} et σ_{e2} étant définis par l'expression Eq. IV-7.

IV.2.3. Régression multilinéaire classique pondérée.

Cette méthode est celle qui est décrite au § IV-3-1. Nous souhaitons affecter des poids w_i ($i=1$ à n) aux n enregistrements de façon à effectuer la régression avec des jeux de données ayant des répartitions en M et $\ln(\text{HYPO})$ les plus semblables et homogènes possibles pour chaque catégorie de site. De tels poids ont déjà été utilisés pour l'étude statistique sur les formes spectrales (§ III-3-2). Pour leurs valeurs, on pourra se reporter à l'annexe A-III-1 (Les intervalles en magnitude et en distance ont été représentés par un

quadrillage sur la figure III-7). L'affectation de ces poids aux données porte le coefficient de corrélation entre la magnitude et la distance hypocentrale, R_c , de 0.35 à 0.3 seulement ; en effet, pour diminuer cette corrélation de façon plus significative, il faudrait attribuer des poids calculés rigoureusement, comme indiqué au § III.3.2, ce qui n'est pas possible.

IV.3. DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS PAR LES DEUX METHODES

IV.3.1. Comparaison régression en deux étapes - régression pondérée.

Les spectres de réponse ayant été calculés pour 250 valeurs de la période de 0 à 2 secondes, nous avons effectué 250 régressions pour chacune des deux méthodes présentées précédemment en utilisant les 115 spectres (chacun d'eux étant la moyenne des deux spectres horizontaux) calculés sur les données présentées au tableau III-2 et correspondant à 40 séismes. Nous avons comparé ces deux procédures de régression en nous basant sur le coefficient de corrélation multiple R_c , et les valeurs de F . La figure IV-3-a montre l'évolution de R_c et de F en fonction de la période pour les deux méthodes. Pour la régression en deux étapes, nous avons également reporté sur la figure IV-3-b les valeurs des coefficients de corrélation multiple R_{c1} et R_{c2} correspondant à chacune des deux régressions.

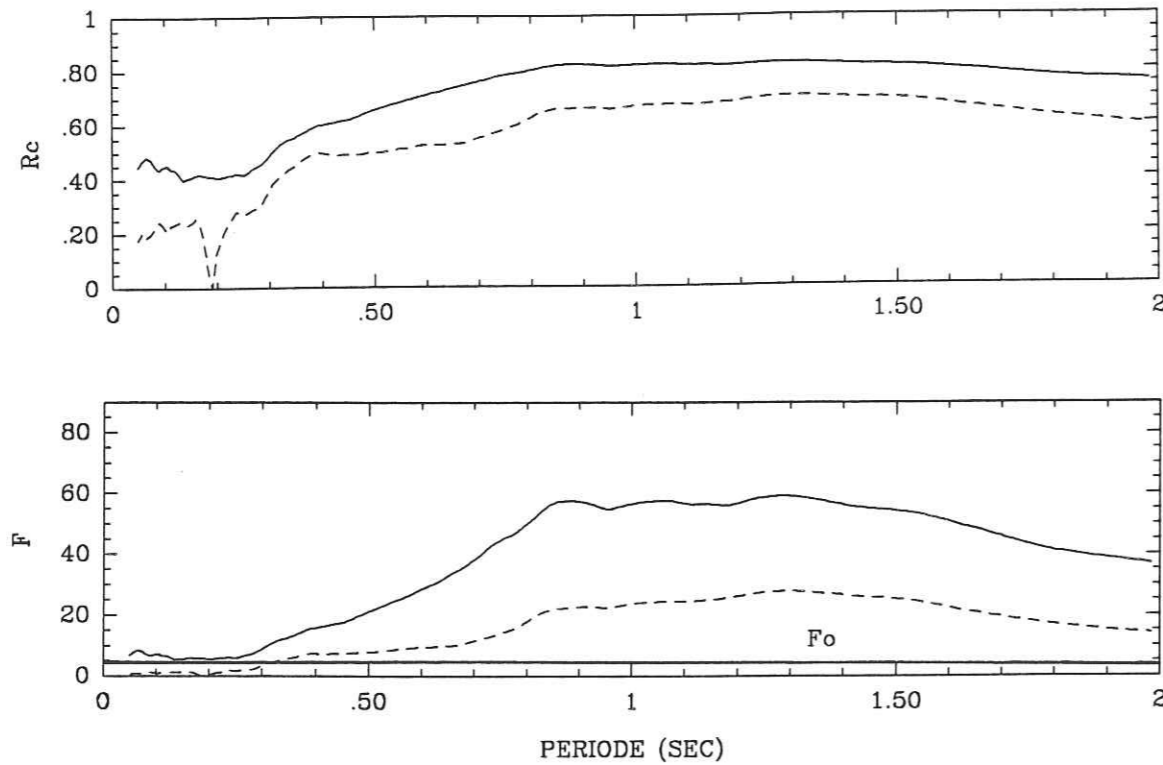
* Coefficient de corrélation.

Les coefficients de corrélation obtenus avec la régression pondérée sont meilleurs mais assez faibles pour les courtes périodes (0. à 0.5 sec). En ce qui concerne les coefficients intermédiaires R_{c1} et R_{c2} , on peut remarquer une valeur toujours élevée de R_{c1} alors que R_{c2} est beaucoup plus faible. Ce phénomène pourrait s'expliquer par le fait que, lors de la première régression, toute la variabilité est transférée dans les coefficients a_i ($i=1$ à nse). Nous notons également que cette méthode de régression en deux étapes peut conduire à ne pas améliorer la variance initiale des données (résultat aberrant) : pour la régression N° 19 ($T=0.147$) par exemple, nous avons obtenu $R_c = 0$.

* Résidus.

Le test du χ^2 , effectué pour les deux méthodes sur chacune des régressions nous montre que les résidus suivent une loi normale. La moyenne des résidus est bien nulle pour la régression pondérée (sa valeur est -5.10^{-6} pour $T=0.83$ s par exemple), alors qu'elle ne l'est pas pour la régression en deux étapes (0.17 pour $T=0.83$ s). Nous avons représenté les résidus, par site et en fonction de la distance hypocentrale (HYPO) et de la magnitude (M) (fig IV-4-a et b). Nous observons que leur répartition ne montre pas de tendances en fonction de M et HYPO et pouvons donc considérer que la forme de la loi est correcte.

a)



b)

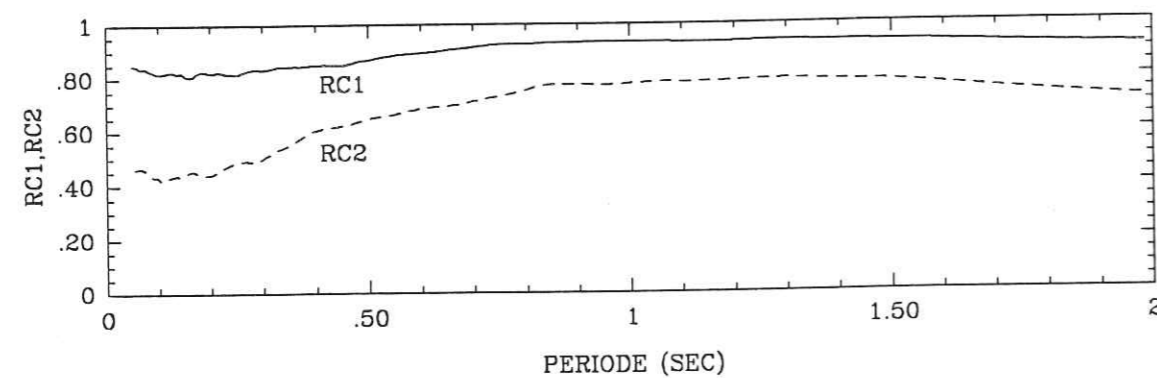


Figure IV-3 :

a- Evolution de R_c et F_1 en fonction de la période :

trait plein : pour la régression pondérée

trait pointillé : pour la régression en deux étapes

b- Variations de RC_1 et RC_2 , coefficients de corrélation intermédiaires pour la régression en deux étapes.

* F-test.

Les résidus suivant une loi normale, nous pouvons étudier les valeurs de F associées à chacune des régressions. Une table de la loi de Fisher-Snedecor nous donne, en fonction du nombre de données et du nombre de degrés de liberté, la valeur de F_0 ayant la probabilité P d'être dépassée par hasard, soit, si l'on prend $P=0.01$ avec $p=5$ et $n=115$:

$$F_0 = F(P, p-1, n-p) = F(0.01, 4, 110) = 3.48$$

Les valeurs de F obtenues pour la régression pondérée sont toujours supérieures à F_0 (voir fig. IV-3); nous pouvons donc considérer que le modèle apporte une amélioration significative dans l'explication de la variabilité de ces données. Par contre, pour la régression en deux étapes, F est plus faible quelle que soit la période, et est même inférieur à F_0 pour les 33 premières valeurs de celle-ci.

* Evolutions comparées des coefficients de régression en fonction de la période.

La figure IV-5 montre l'évolution des coefficients de régression obtenus par les deux méthodes ; on observe un accord correct pour les coefficients constants et associé à la magnitude, alors que l'on observe des différences importantes pour les autres coefficients, notamment pour β_5 et β_3 . Les deux méthodes donnent donc des résultats différents.

* Comparaison des spectres obtenus.

Nous avons représenté les spectres obtenus par les deux méthodes, pour $M=6.0$ et $HYPO = 30 \text{ km}$ (fig. IV-6). Pour cette comparaison, nous présentons d'une part, les spectres calculés sans tenir compte de l'erreur standard σ_e et d'autre part, les spectres calculés en tenant compte de σ_e , ce qui permet de rendre compte de la variabilité des résultats. Nous réservons l'utilisation de l'intervalle de confiance (EQ. IV-14) pour la prédiction des spectres, pour laquelle on peut choisir une probabilité de non dépassement.

Nous pouvons constater que les deux méthodes donnent des résultats semblables pour les sites S_0 et S_1 avec une erreur standard plus élevée dans le cas de la régression en deux étapes, alors que les spectres sans σ_e diffèrent pour le site S_2 .

A ce stade de la comparaison, il s'avère que la méthode qui consiste à découpler la détermination de la dépendance en magnitude et en distance par une double régression n'est pas satisfaisante. En effet, le fait de déterminer un coefficient par séisme peut avoir pour effet de reporter toute la variabilité des données sur ce coefficient, c'est à dire sur la magnitude, d'où une mauvaise corrélation finale. Cependant, l'instabilité du résultat concernant les sites de type S_2 et la corrélation moyenne en basse période pour la régression pondérée nous conduisent à pousser plus loin cette comparaison, en effectuant les régressions :

- séparément pour chaque type de site en fonction de M et $HYPO$ seulement
- sans les données correspondant au site S_2 .

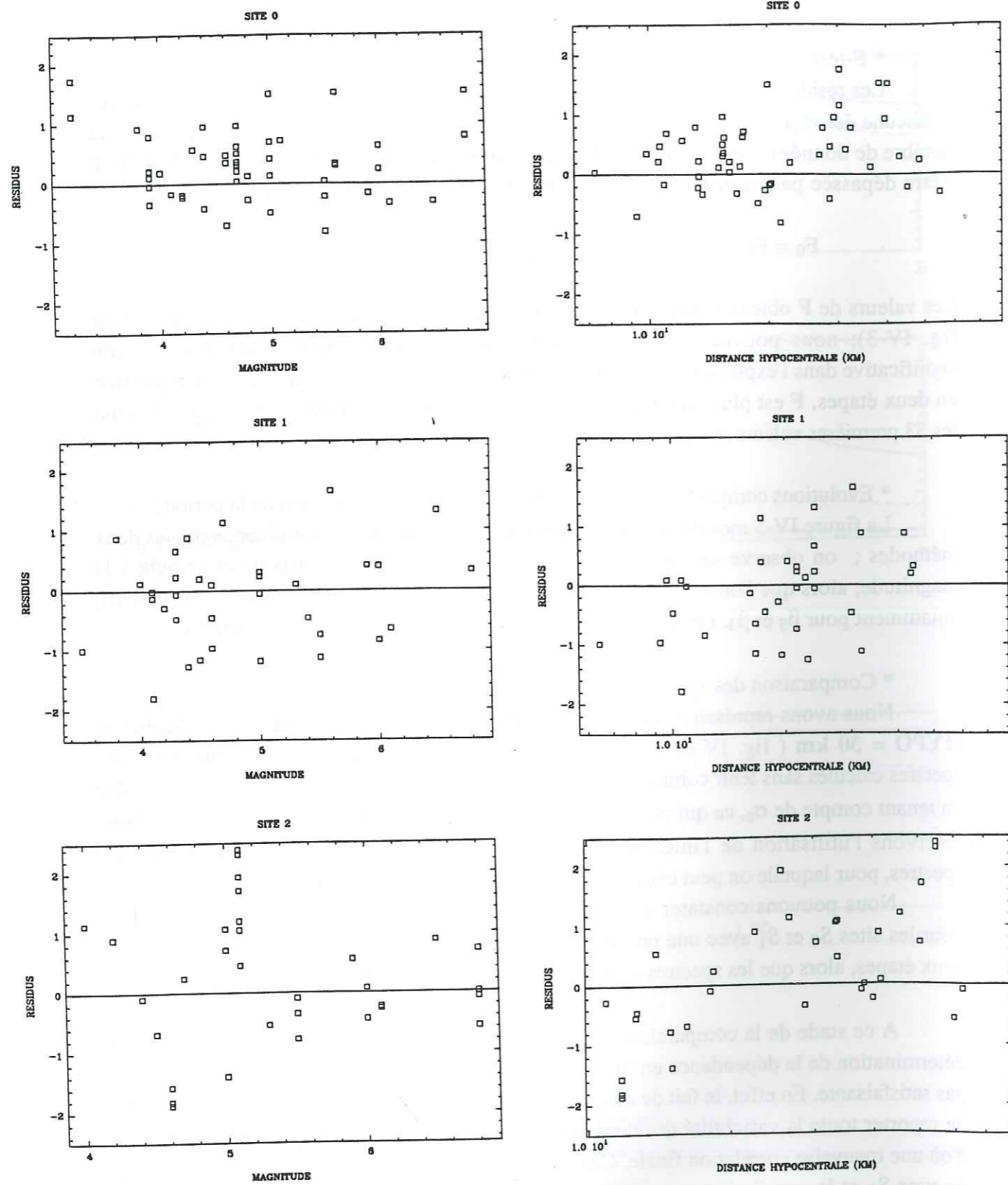


Figure IV-4-a : Résidus pour la régression en deux étapes en fonction de la magnitude, de la distance hypocentrale et du site pour la régression effectuée à $T = 0.83$ s.

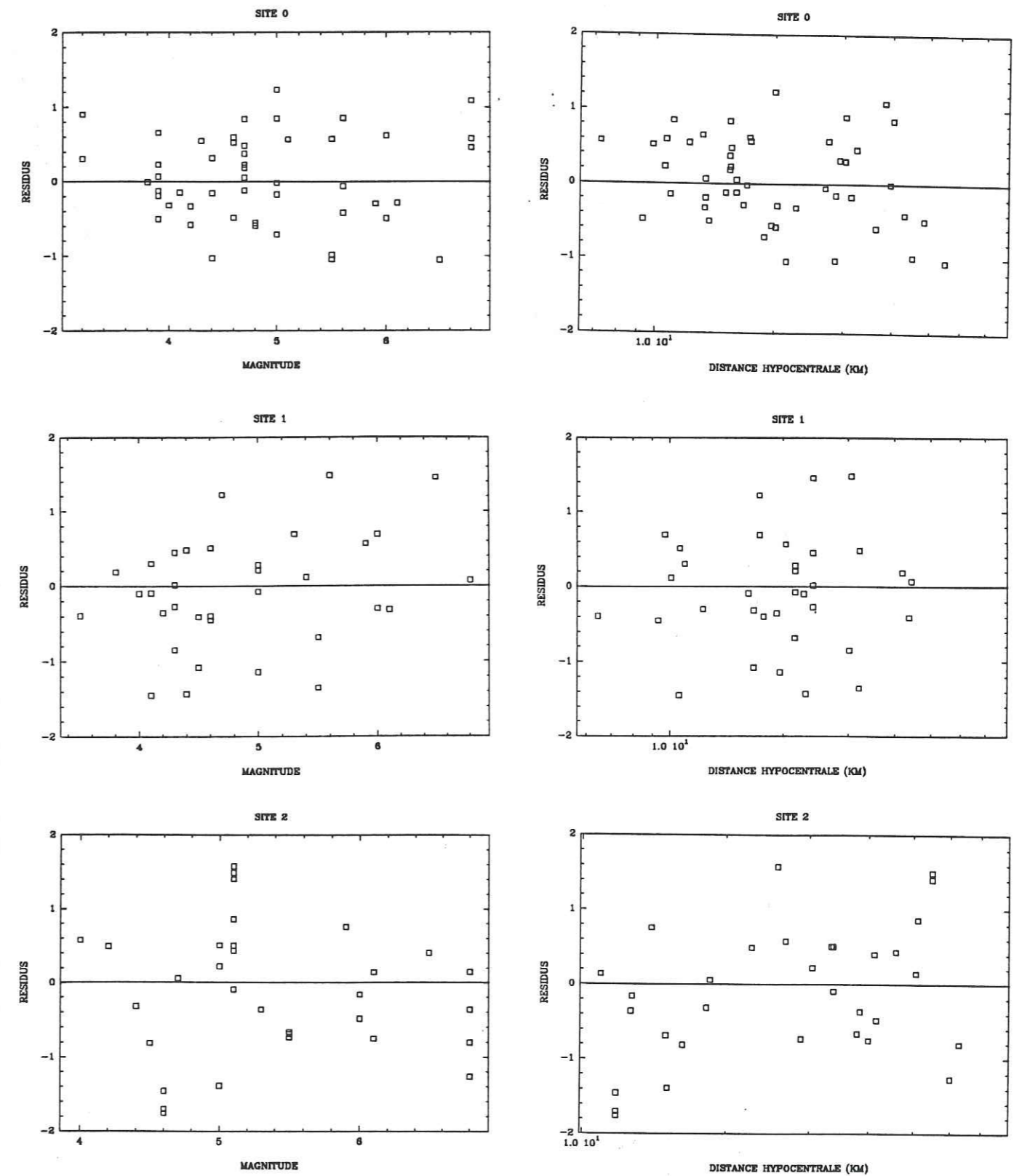


Figure IV-4-b : Résidus pour la régression pondérée en fonction de la magnitude, de la distance hypocentrale et du site pour la régression effectuée à $T=0.83$ s.

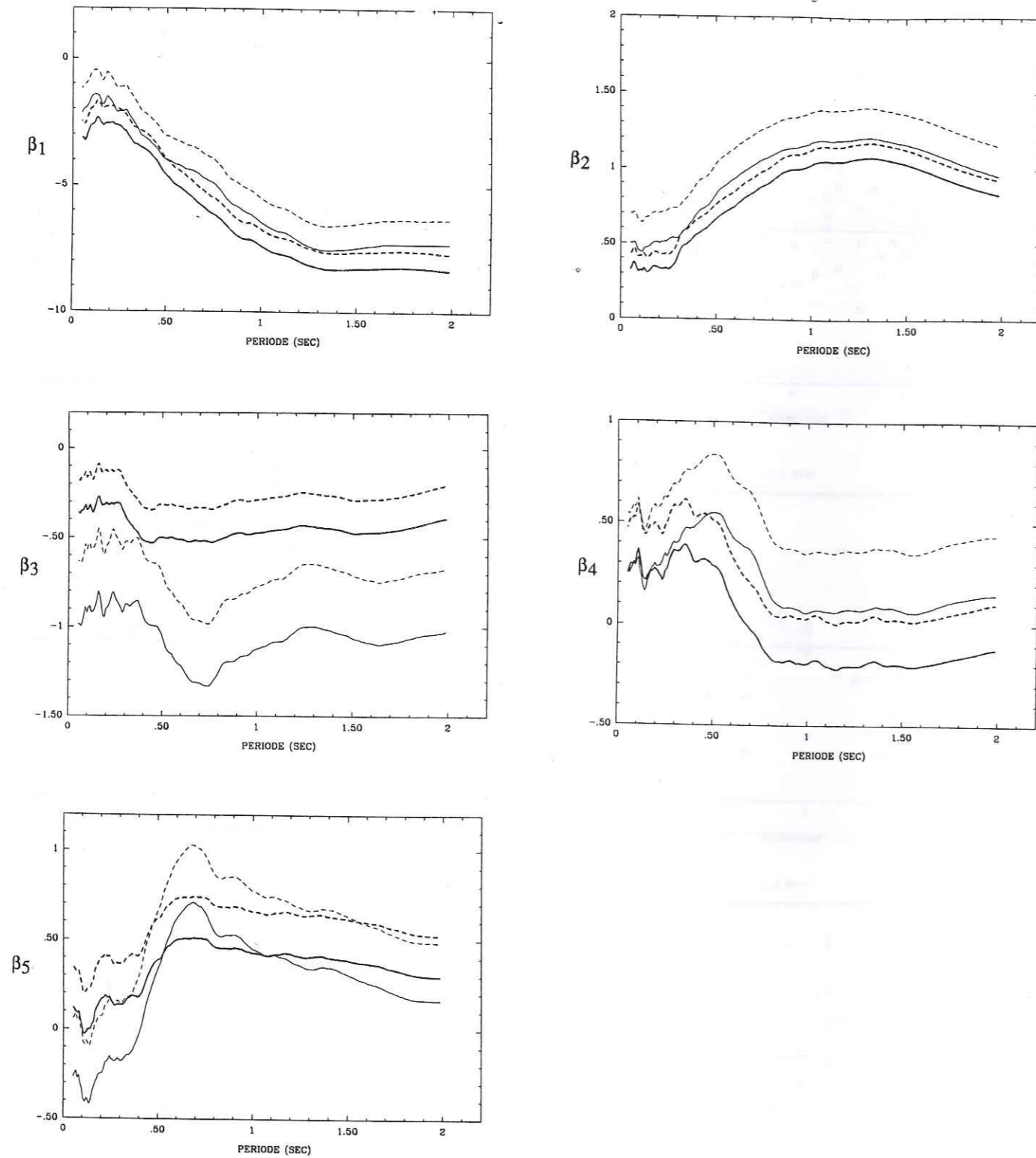


Figure IV-5 : Evolution des coefficients de régression avec la période pour :
 trait épais : la régression pondérée
 trait fin : la régression en deux étapes
 trait plein : β_j
 trait pointillé : $\beta_j + \sigma_{\beta_j}$

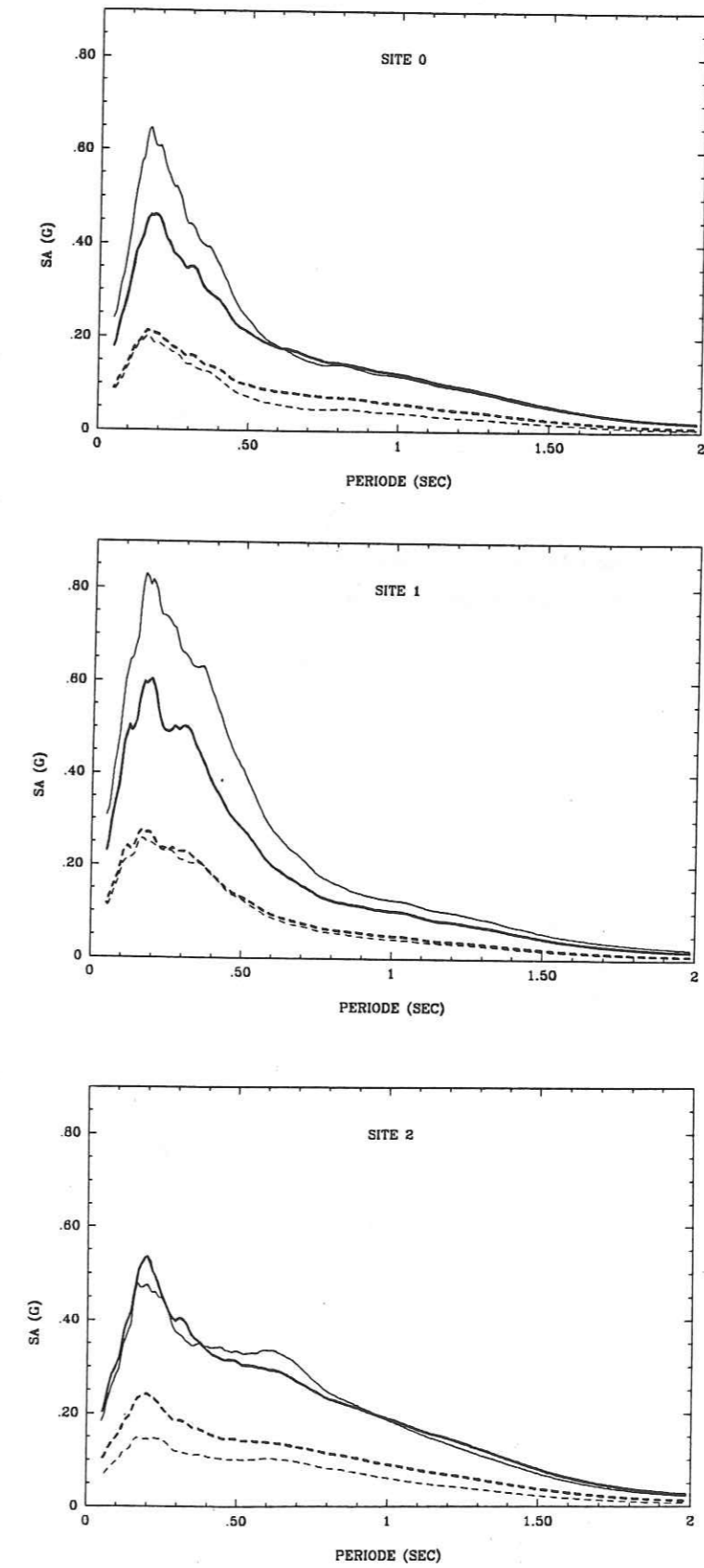


Figure IV-6 : Spectres obtenus pour $M = 6.0$ et $\text{HYPO} = 30 \text{ km}$
 trait épais : régression pondérée
 trait fin : régression en deux étapes
 trait pointillé : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2.M + \beta_3 \ln(\text{HYPO}) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S)$
 trait plein : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2.M + \beta_3 \ln(\text{HYPO}) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2 + \sigma_\epsilon)$

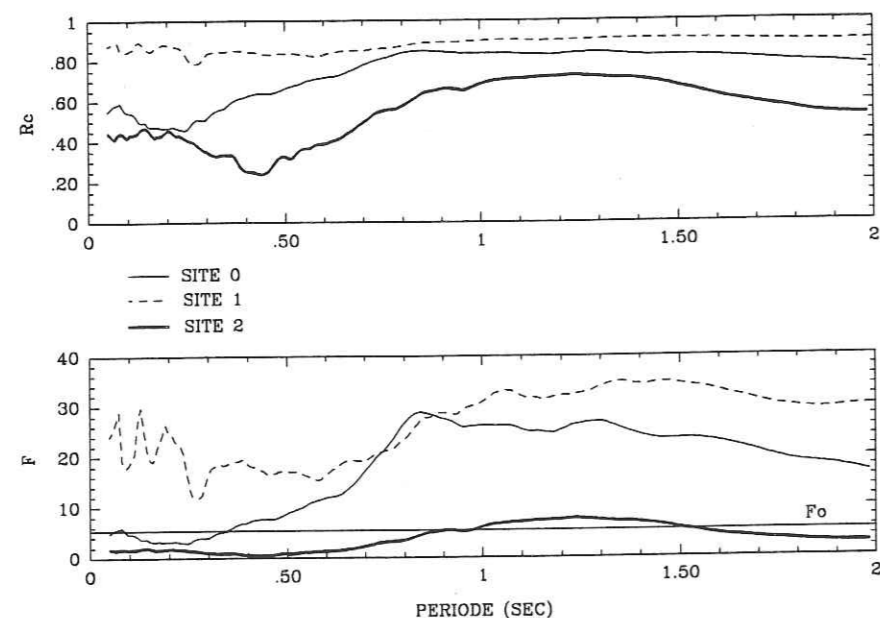


Figure IV-7 : Evolution des valeurs de R_c et F en fonction de la période dans le cas des régressions effectuées en séparant les données par type de site.

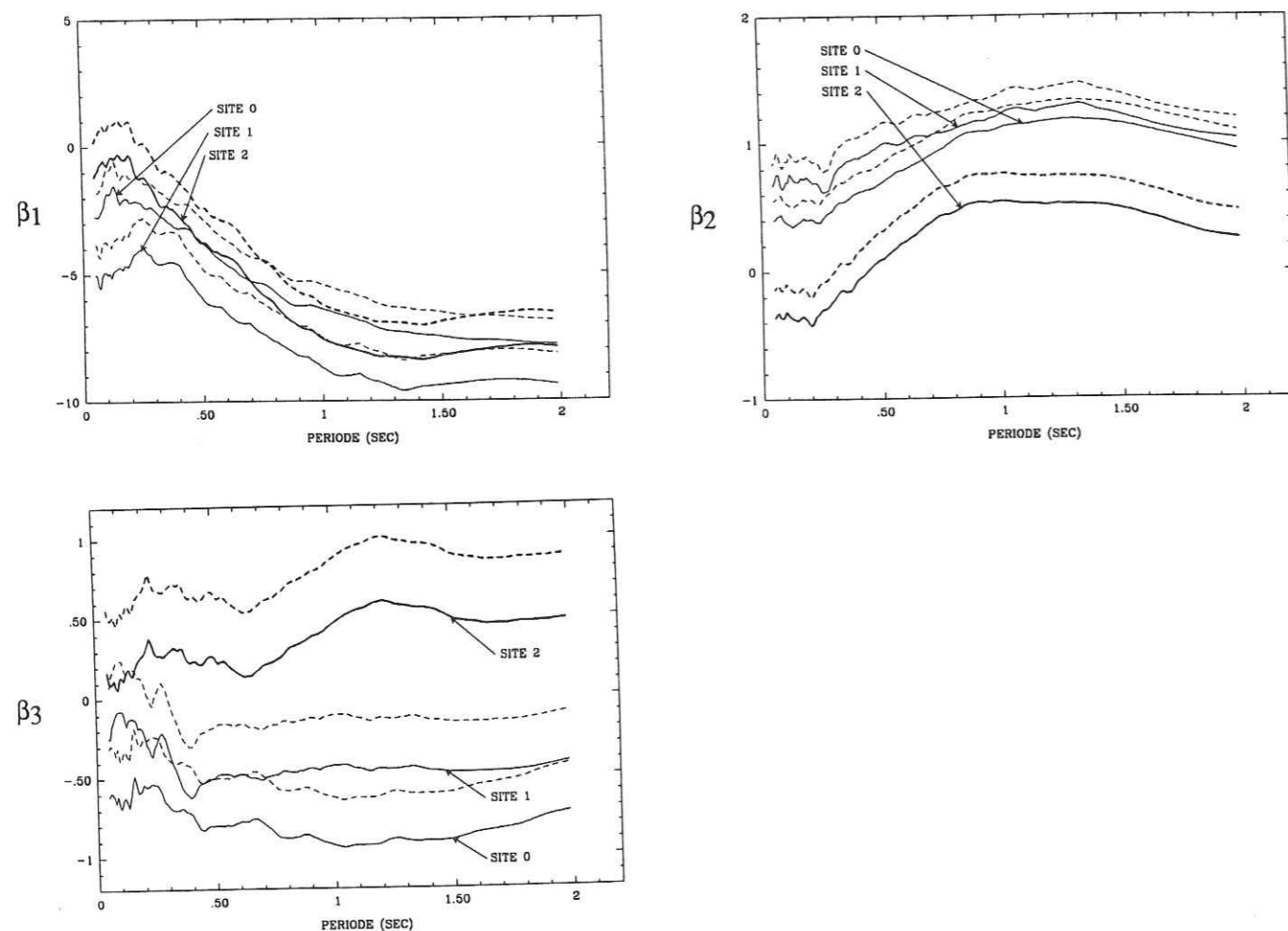


Figure IV-8 : Variations des coefficients de régression en fonction de la période dans le cas des régressions effectuées par type de site :

- trait plein : β_j
- trait pointillé : $\beta_j + \sigma_{\beta_j}$

IV.3.2. Régressions par type de site.

Dans le but d'étudier la stabilité du résultat précédemment obtenu au moyen de la régression pondérée, nous avons pris séparément les données correspondant à chacune des trois catégories de sites pour calculer par régression pondérée (avec les mêmes valeurs de poids que précédemment, cf. annexe A-III-1) les coefficients de régression correspondant à la loi suivante :

$$\ln(SA(T(i,j))) = \beta_1(i,j) + \beta_2(i,j) \cdot M + \beta_3(i,j) \cdot \ln(HYPO) + \varepsilon(i,j) \quad j=S_0, S_1, S_2 \quad (\text{Eq. IV-16})$$

* Coefficients de corrélation multiple et valeurs de F

Les coefficients de corrélation obtenus sont reportés fig. IV-7. Ils sont assez élevés pour S_0 et S_1 et sont par contre plus faibles pour S_2 . La valeur de F_0 est de 4.2 pour S_0 et de 4.5 pour S_1 et S_2 . La régression sur S_2 donne une valeur de F en général très faible, nettement inférieure à F_0 jusqu'à 1 s. environ et au delà de 1.5 s ; ceci est à relier à la dispersion des caractéristiques géotechniques des sites S_2 déjà évoquée dans la partie précédente.

* Evolution des coefficients de régression.

La fig. IV-8 montre que les coefficients de régression associés à la magnitude, ($\beta_{2,0}$ et $\beta_{2,1}$) et à la distance ($\beta_{3,0}$ et $\beta_{3,1}$) sont un peu plus élevés pour S_1 que pour S_0 . Cela montre que la différence entre les deux types de sol qui se traduisait par le coefficient de régression associé à S_1 dans la loi initialement choisie s'est répartie équitablement sur les deux coefficients restants. En revanche, pour les données de type S_2 , on observe que $\beta_{2,2}$ est très inférieur à $\beta_{2,0}$ et $\beta_{2,1}$ et est même négatif pour les basses périodes, ce qui est physiquement aberrant (sauf si l'on est en présence d'effets non linéaires). De même $\beta_{3,2}$ est supérieur à $\beta_{3,0}$ et $\beta_{3,1}$ et positif, ce qui est également aberrant. Ceci confirme donc que le résultat n'est pas fiable pour S_2 .

* Comparaison des spectres.

La fig. IV-9 nous permet de comparer les spectres obtenus pour les trois sites par régressions séparées avec ceux qui ont été calculés par une seule régression pondérée. Nous observons une relative stabilité pour les sites S_0 et S_1 alors que les spectres pour le site S_2 diffèrent nettement pour toute valeur de la période.

L'instabilité du résultat pour les données de site S_2 confirme donc que l'ensemble des stations d'enregistrement qui appartiennent à cette catégorie est inhomogène du point de vue géotechnique (épaisseur du sol non consolidé en particulier) et qu'il n'est pas possible de définir un spectre de réponse caractéristique de cet ensemble de données. Il faudrait, pour ce faire, tenir compte de l'épaisseur des alluvions, voire de leur rigidité, ce qui est impossible

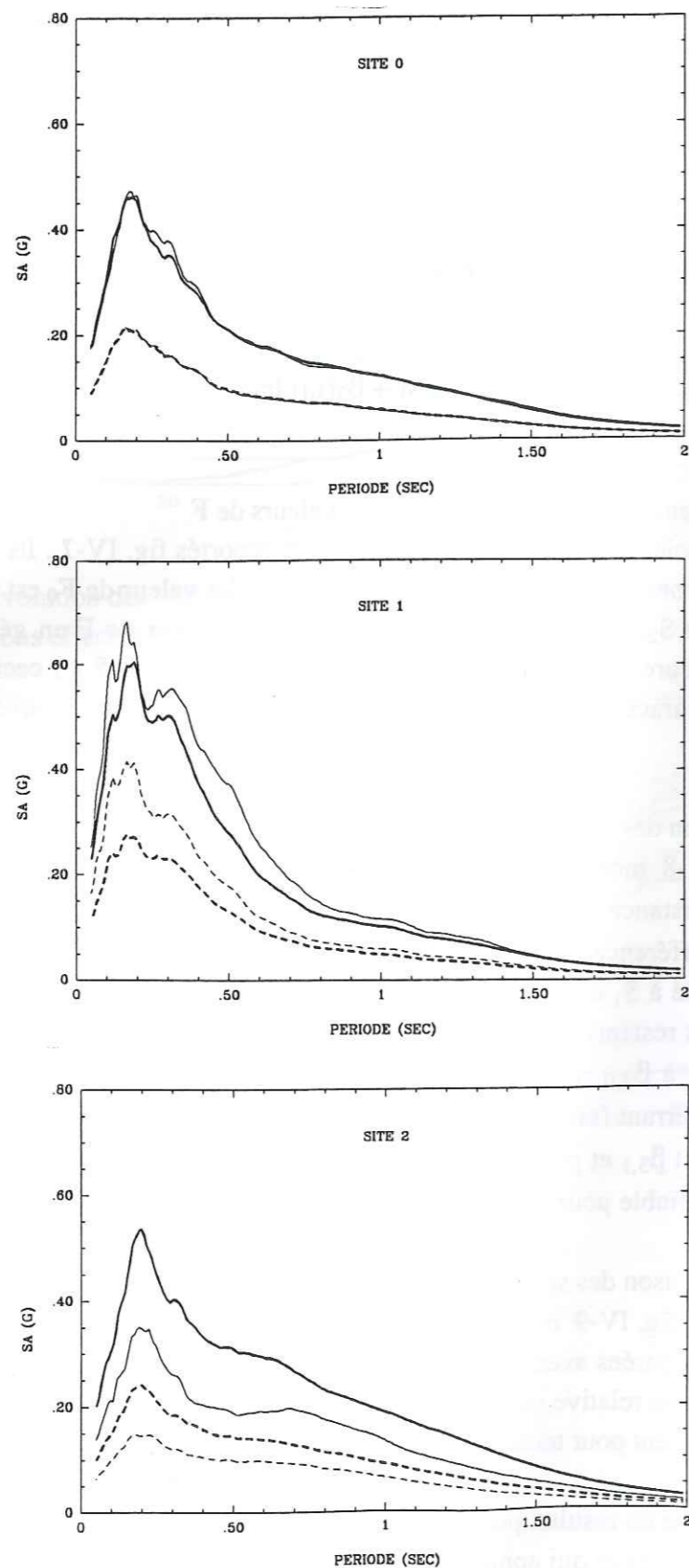


Figure IV-9 : Comparaison entre les spectres obtenus dans le cas de la régression pondérée sur la totalité des données (trait épais) et les régressions pondérées par type de site (trait fin) pour $M = 6.0$ et $HYPO = 30$ km.
 -trait pointillé : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2.M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2)$
 -trait plein : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2.M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2 + \sigma_\epsilon)$

dans notre cas, d'une part, par manque de données géotechniques et d'autre part, parce qu'il faudrait beaucoup plus d'enregistrements pour pouvoir définir des catégories en épaisseur.

IV.3.3. Régressions sans le site S_2 .

IV.3.3.1. Comparaison des deux méthodes.

Nous nous sommes donc limités à la prédiction des spectres de réponse en accélération pour les sites au rocher et les sites comportant une couche d'alluvions de faible épaisseur. La relation que nous avons choisie au départ devient alors, pour chaque valeur de la période :

$$\ln(SA(T(i))) = \beta_1(i) + \beta_2(i).M + \beta_3(i).\ln(HYPO) + \beta_4(i).S_1 + \epsilon(i) \quad (\text{Eq. IV-17})$$

Nous avons calculé les coefficients $\beta_j(i)$ en utilisant les deux méthodes, régression en deux étapes et régression pondérée, de façon à confirmer les conclusions du § IV-4-1 concernant la comparaison de ces deux procédures. Les calculs sont faits au moyen de 83 enregistrements correspondant à 26 séismes (voir tab. III-2).

* Coefficients de corrélation et F-test.

La fig. IV-10 montre R_c et F pour les deux régressions et confirme que la régression pondérée donne un meilleur résultat. En effet, elle donne des coefficients de corrélation multiple plus élevés, dont les valeurs varient de **0.61** à **0.86**, ce qui est correct. D'autre part, les valeurs de F que nous devons cette fois comparer à $F_0 = 4.13$ lui sont nettement supérieures, alors qu'elles en sont très voisines à certaines périodes pour la régression en deux étapes.

Nous conservons donc comme résultat final celui de la régression pondérée, avec les sites S_0 et S_1 seulement. En effet, la corrélation obtenue est bonne, et les spectres obtenus restent stables si on les compare à ceux que nous avons calculés initialement par la même méthode, en prenant en compte les trois types de site (fig. IV-11). Il est néanmoins nécessaire de vérifier la validité de ce résultat et d'étudier si les différences sont significatives ou non par une régression sur la moitié des données. L'analyse des résidus nous confirmera ensuite que la loi choisie est bien appropriée pour la prédiction des spectres de réponse.

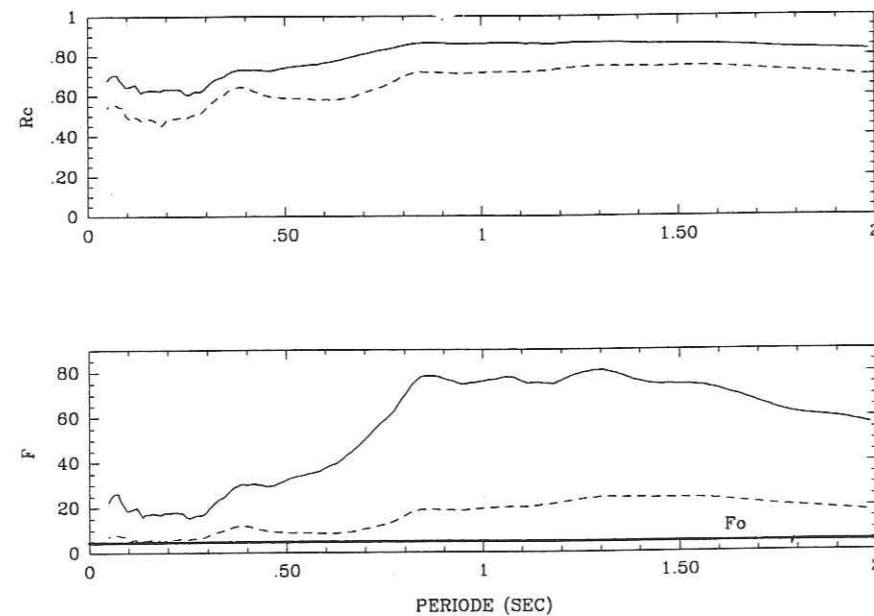


Figure IV-10 : Evolution de R_c et F avec la période dans le cas des régressions sur données correspondant aux sites S_0 et S_1 seulement :
 -trait plein : régression pondérée
 -trait pointillé : régression en deux étapes

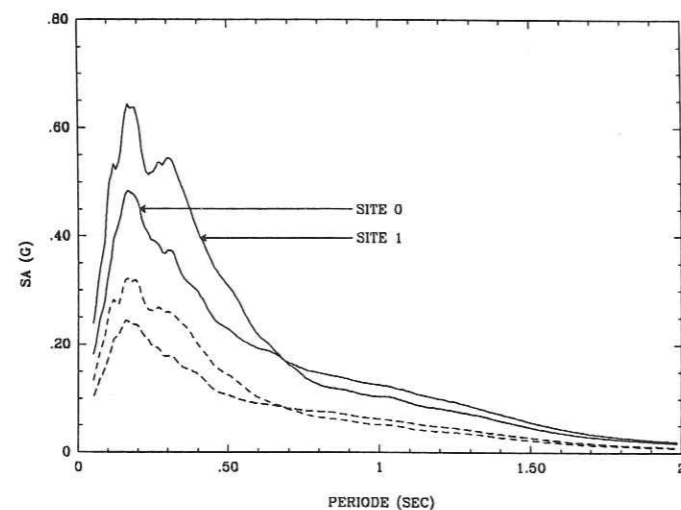


Figure IV-11 : Spectres obtenus pour la régression pondérée sur les données S_0 et S_1 pour $M = 6.0$ et $HYPO = 30$ km.

-trait pointillé : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2 \cdot M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2)$
 -trait plein : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2 \cdot M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2 + \sigma_\epsilon)$

IV.3.3.2. Validité du résultat final.

* Régression en conservant la même loi et en enlevant une partie des données.

La régression multilinéaire est en principe une méthode stable, pour peu que les données soient homogènes du point de vue du phénomène physique qu'elles représentent (voir § IV-3-1-3) ; si l'on effectue la régression en ôtant une partie des données, en essayant bien sûr de garder un jeu d'enregistrements similaire du point de vue répartition en séismes, magnitude, distance hypocentrale, et en nombre d'enregistrements par site, on doit a priori retrouver un résultat semblable. S'il ne l'est pas, deux explications sont possibles :

- certains enregistrements présentent des caractéristiques très particulières, dues par exemple à un effet de source (par exemple, directivité).
- les différences ne sont en fait, pas significatives, vu l'incertitude que l'on obtient sur les coefficients de régression.

Nous avons donc gardé 53 des 83 enregistrements correspondant aux sites S_0 et S_1 choisis de façon à ne pas modifier la distribution des données en magnitude et en distance hypocentrale. La corrélation obtenue est un peu meilleure que pour la totalité des données. La comparaison de l'évolution des coefficients de régression et de leur incertitude en fonction de la période (fig IV-12) pour les deux jeux de données montre de petites différences, non significatives du point de vue de la précision du résultat. Si l'on regarde les spectres pour deux couples de valeurs magnitude-distance hypocentrale (fig. IV-13), on s'aperçoit que la différence que l'on observait entre les sites S_0 et S_1 pour la totalité des données disparaît ! Cette différence n'était donc pas significative.

* Etude des résidus.

La moyenne des résidus est nulle ($-7 \cdot 10^{-6}$) ; les moyennes des résidus pour chaque site sont également nulles ($-9 \cdot 10^{-6}$ pour S_0 et $-5 \cdot 10^{-6}$ pour S_1). Pour chaque régression, les résidus ne doivent pas montrer de tendance en fonction de la magnitude, de la distance hypocentrale et du site, qui signifierait que la loi choisie n'est pas appropriée (voir fig. IV-1). La figure IV-14 montre l'exemple des résidus pour une régression ($T=0.83$ s), pour chaque site. Ces graphes ne présentent pas de tendance évidente.

Nous considérons donc que le résultat obtenu ici est correct et le conservons comme résultat final.

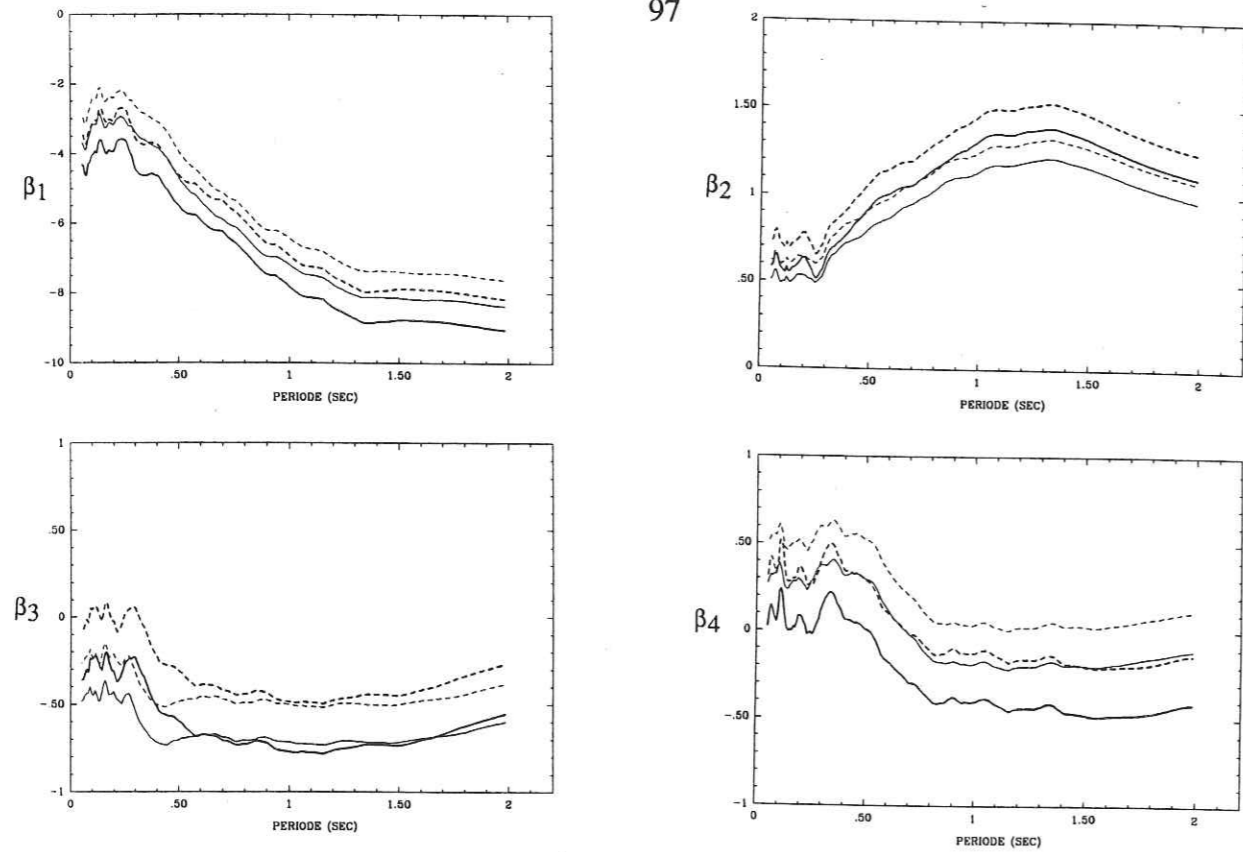


Figure IV-12 : Comparaison de l'évolution des coefficients de régression avec la période entre la régression sur la totalité des données (trait fin) S_0 et S_1 et la régression sur la moitié de ces données (trait épais).

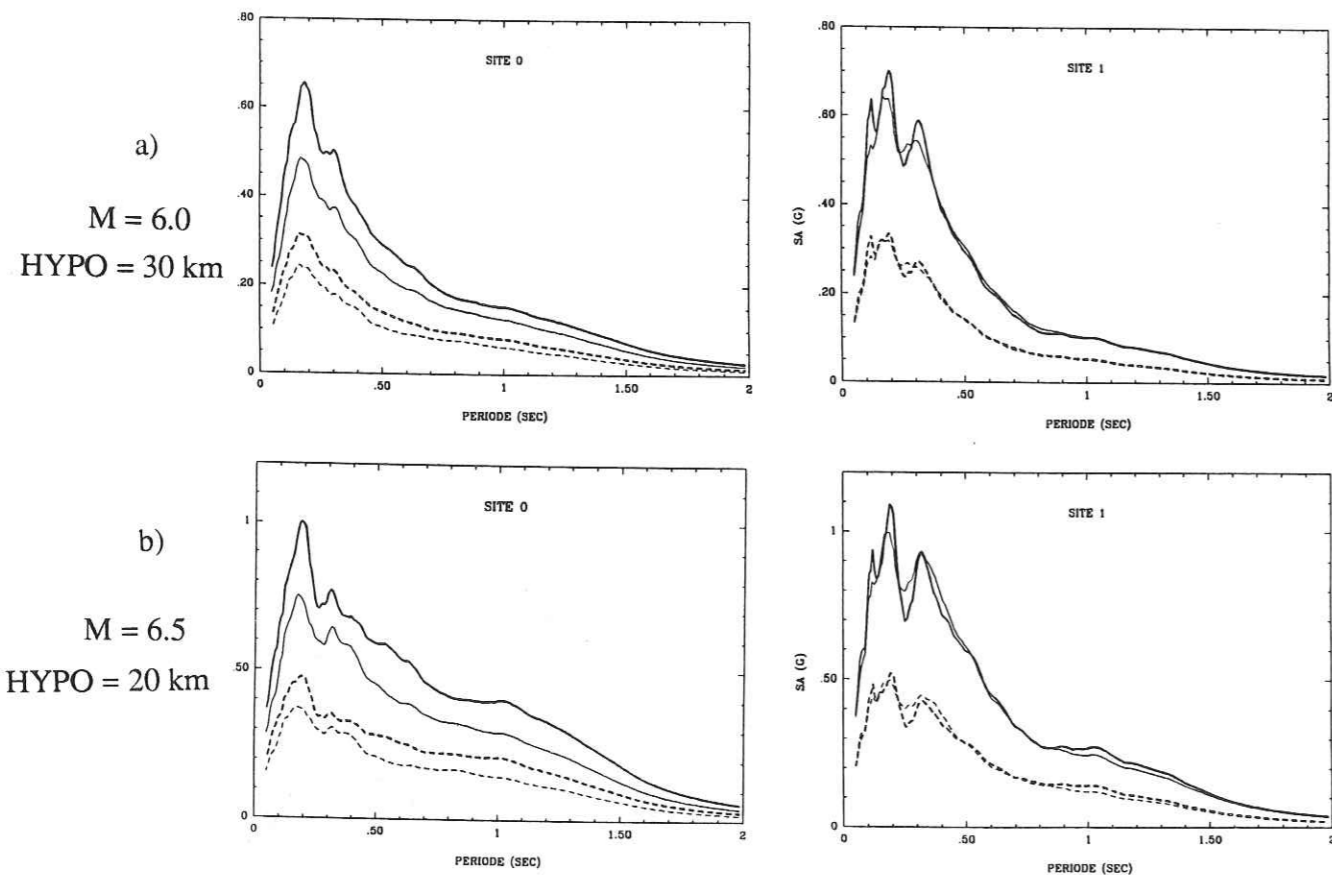


Figure IV-13 : Spectres obtenus pour la régression pondérée sur toutes les données S_0 et S_1 (trait fin) et sur un échantillon moitié de ces données (trait épais)

trait pointillé : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2 \cdot M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2)$
 trait plein : $SA = \exp(\beta_1 + \beta_2 \cdot M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2 + \sigma_\epsilon)$

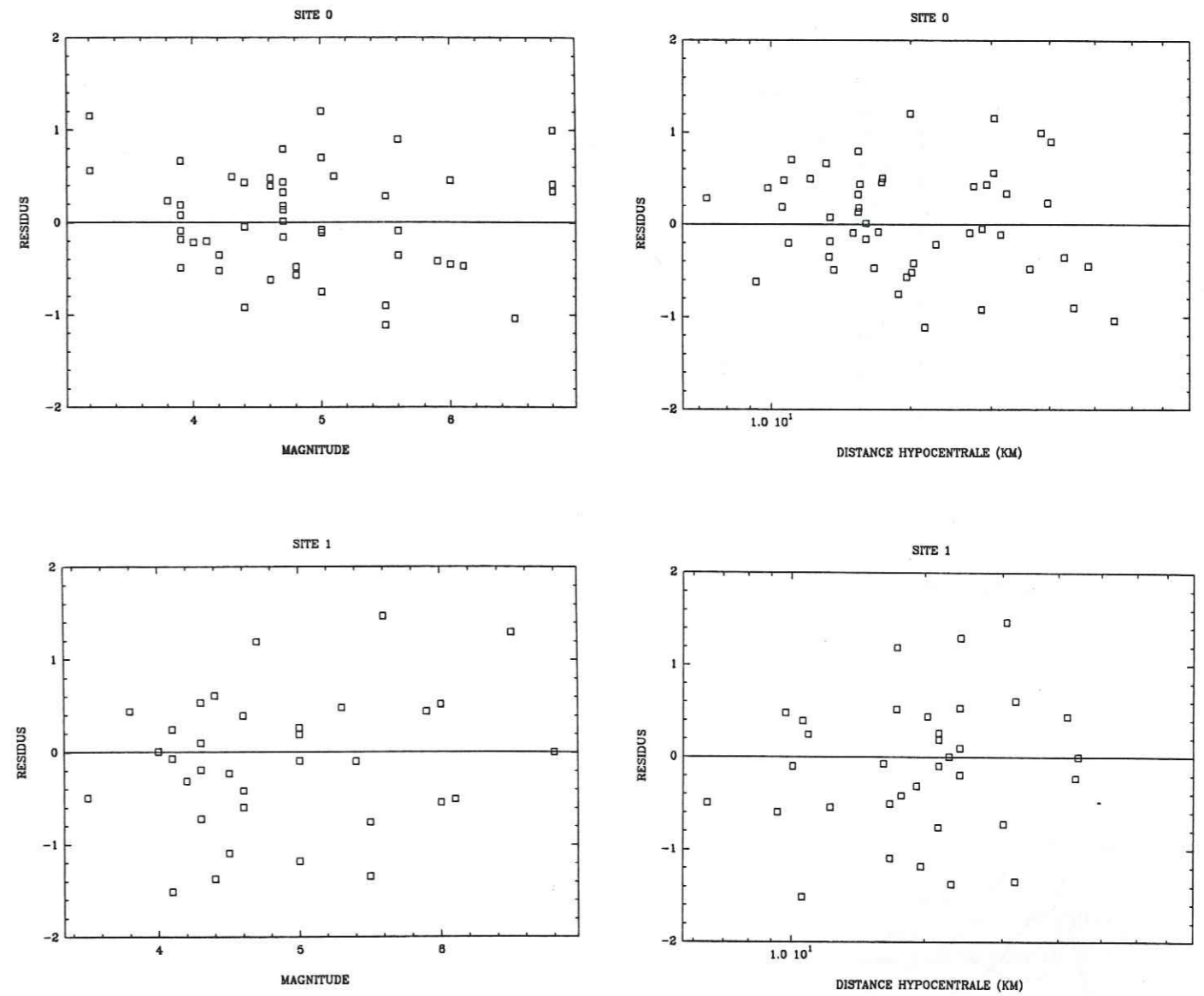


Figure IV-14 : Résidus pour la régression pondérée en fonction de la magnitude, de la distance hypocentrale et du site pour la régression effectuée à $T = 0.83$ s.

T(sec)	σ_ϵ	β_1	β_2	β_3	β_4
0.05	0.586	-3.692	0.507	-0.483	0.271
0.12	0.635	-3.167	0.521	-0.448	0.302
0.20	0.684	-3.176	0.531	-0.427	0.287
0.28	0.700	-3.226	0.515	-0.453	0.350
0.35	0.721	-3.663	0.676	-0.661	0.407
0.43	0.737	-4.035	0.744	-0.731	0.329
0.51	0.766	-4.797	0.817	-0.696	0.296
0.59	0.761	-5.277	0.866	-0.680	0.149
0.66	0.741	-5.784	0.934	-0.670	0.020
0.75	0.690	-6.076	0.986	-0.703	-0.072
0.83	0.653	-6.510	1.054	-0.706	-0.172
0.90	0.672	-6.944	1.104	-0.690	-0.172
0.98	0.694	-7.074	1.123	-0.712	-0.191
1.06	0.712	-7.408	1.173	-0.725	-0.173
1.14	0.727	-7.525	1.175	-0.731	-0.213
1.22	0.731	-7.784	1.195	-0.716	-0.201
1.29	0.725	-8.021	1.213	-0.709	-0.195
1.37	0.733	-8.122	1.208	-0.717	-0.175
1.45	0.734	-8.123	1.182	-0.718	-0.193
1.53	0.718	-8.148	1.153	-0.711	-0.200
1.60	0.705	-8.184	1.118	-0.694	-0.194
1.68	0.701	-8.181	1.081	-0.682	-0.180
1.76	0.705	-8.196	1.049	-0.671	-0.162
1.84	0.699	-8.248	1.020	-0.648	-0.145
1.91	0.689	-8.317	0.993	-0.621	-0.126
1.98	0.686	-8.368	0.968	-0.599	-0.110

Tableau IV-2 : Coefficients de régression obtenus pour les régressions sur les spectres avec les données des catégories S₀ et S₁.

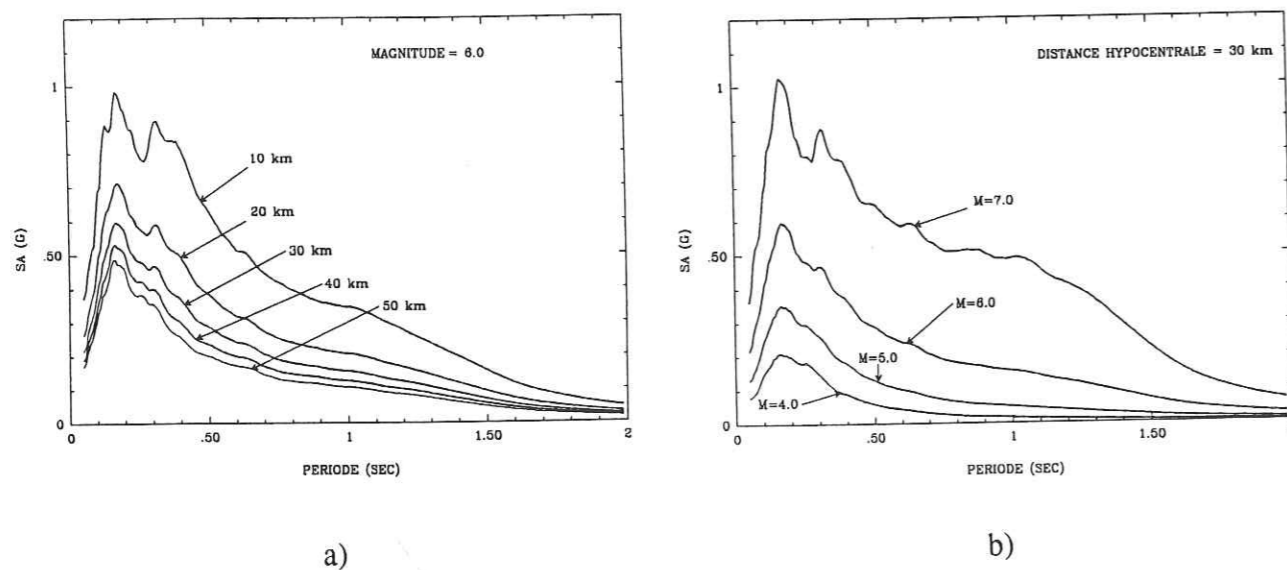


Figure IV-15 : Spectres au rocher calculés avec un intervalle de confiance à 80%
 a- Pour M = 6.0, spectres croissants pour des distances hypocentrales décroissantes (50, 40, 30, 20, 10 km).
 b- Pour HYPO = 30 km, spectres croissants pour des magnitudes croissantes (4.0, 5.0, 6.0, 7.0)

IV.3.4. Conclusions

a- Conclusions à propos de la régression multilinéaire :

- la méthode qui consiste à découpler la détermination de la dépendance en magnitude et distance, utilisée par Joyner and Boore (1981) et par Fukushima et Tanaka (1990), pour prédire les valeurs du pic en accélération, donne, du moins dans notre cas, une corrélation moins bonne que la régression multilinéaire classique. En effet, lors de la première régression, on calcule les coefficients associés à la distance et au site d'enregistrement, et un coefficient par séisme. Pour nous, cela revient à déterminer un coefficient pour trois enregistrements en moyenne, dans lequel une grande partie de la variabilité observée dans les données est susceptible de se reporter ; d'où la faible corrélation obtenue entre ces coefficients et la magnitude.

- il ne faut se fier au résultat obtenu qu'après avoir effectué plusieurs essais, en modifiant la relation initiale et en testant la stabilité du résultat en enlevant des données (tout en gardant des jeux d'enregistrements ayant les mêmes caractéristiques).

- comme nous l'avons signalé au § IV-3-1-3, il faut prendre certaines précautions lors du choix des données ; nous avons en particulier opté pour le choix d'une régression pondérée, ce qui nous permet d'avoir une répartition plus homogène des données.

b- Conclusions sur le résultat obtenu.

Cette étude a montré qu'il n'était pas possible de prédire, avec une bonne corrélation, les spectres de réponse pour les enregistrements correspondant aux sites S₂ dont les caractéristiques géotechniques sont trop dispersées. Nous avons par contre obtenu des résultats satisfaisants en utilisant les données des catégories S₀ et S₁ ; pour prédire les spectres on peut donc utiliser les 250 relations obtenues pour chaque valeur de la période T_i :

$$\ln(SA(T(i))) = \beta_1(i) + \beta_2(i).M + \beta_3(i).\ln(HYPO) + \beta_4(i).S_1 + \epsilon(i)$$

Les coefficients $\beta_j(i)$ et les erreurs standard $\sigma_\epsilon(i)$ obtenus par régression multilinéaire pondérée sur les données dont les sites d'enregistrements sont S₀ et S₁ sont reportés au tableau IV-2 pour les 25 valeurs de la période de 0.05 à 2 sec. En moyenne, on obtient une erreur standard de l'ordre de 0.7, ce qui correspond à un facteur 2 en échelle linéaire. Pour obtenir un intervalle de confiance lorsque l'on veut effectuer une prédiction pour des magnitude, distance et site donnés, il faudra utiliser la formule décrite au § IV-3-1-2, Eq. IV-14.

050 035721 0

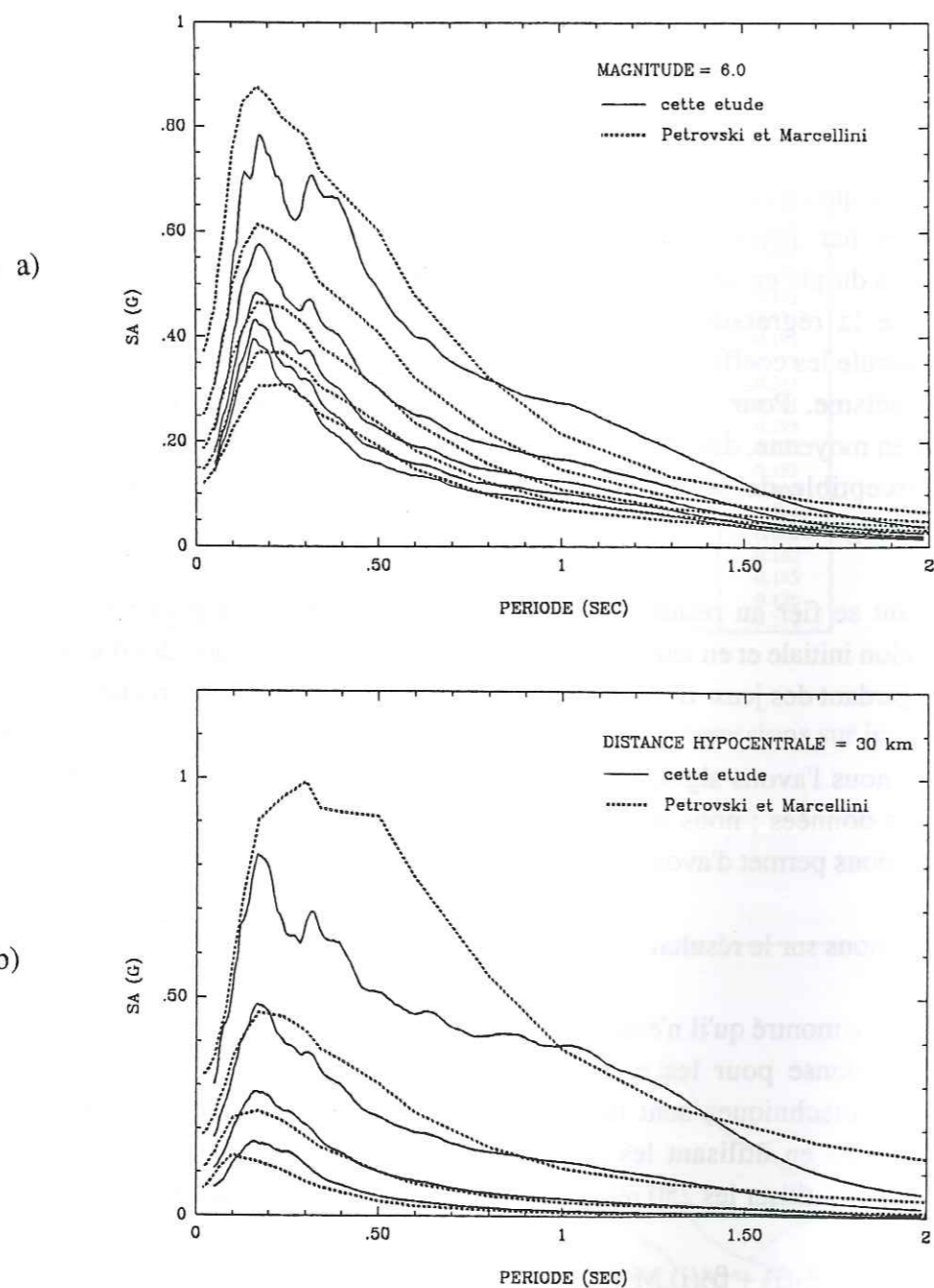


Figure IV-16 : comparaison des spectres au rocher que nous avons obtenus avec ceux de l'étude de Petrovski et al. (1988), pour différents couples magnitude-distance :

- a - $M=6.0$, spectres croissants pour les distances hypocentrales décroissantes 50, 40, 30, 20, 10 km.
 b - $HYPO=30$ km, spectres croissants pour les magnitudes croissantes 4.0, 5.0, 6.0, 7.0

D'un point de vue physique, le résultat semble montrer que les spectres de réponse obtenus pour les sites comportant une couche d'alluvions de faible épaisseur sont plus élevés jusqu'à $T=0.7$ sec (voir fig IV-10), ce qui est en accord avec ce que l'on peut intuitivement attendre, voir par exemple Bard et Teves-Costa (1989). Cependant, cette différence reste assez faible et n'est pas statistiquement significative.

Les spectres au rocher pour différents couples magnitude-distance hypocentrale ont été calculés avec un intervalle de confiance correspondant à une probabilité de non dépassement de 80% ($t=1.29$). Lorsque la magnitude augmente à distance constante, la forme du spectre s'élargit (augmentation du contenu basse fréquence) et le niveau augmente d'un facteur 2 en moyenne pour 1 degré de magnitude (fig. IV-15).

c- Comparaison avec les résultats obtenus par Petrovski et al. (1988)

Ces auteurs ont effectué une étude semblable, en utilisant des données de séismes italiens, Yougoslaves, et grecs et au moyen de la loi suivante (en utilisant les mêmes notations que précédemment :

$$\ln(SA(T(i))) = \beta_1(i) + \beta_2(i).M + \beta_3(i).\ln(HYPO + C) + \varepsilon(i)$$

pour 93 valeurs de $T(i)$ et où la constante C définit la forme et le niveau de la fonction d'atténuation à proximité de l'épicentre. Les données utilisées correspondent à des conditions de site "modérées" (ce qui correspond probablement aux catégories S_0 et S_1). L'évaluation de la qualité des régressions n'est pas mentionnée, mais nous pouvons constater que les erreurs standard de régression $\sigma(i)$ sont un peu plus élevées. Nous avons comparé ces résultats avec les nôtres en calculant les spectres (en ne tenant compte que de l'erreur standard, car il n'est pas possible de calculer l'intervalle de confiance dans le cas de Petrovski et al.) pour les mêmes valeurs de magnitude et de distance qu'à la Figure IV-15 ; la Figure IV-16 montre cette comparaison. La concordance est correcte pour les couples magnitude-distance (6.0 ; 20 km), (6.0 ; 30 km), (5.0 ; 30 km) ; Pour (6.0 ; 10 km) et (7.0 ; 30 km), les accélérations spectrales obtenues par Petrovski et Marcellini sont supérieures entre 0.3 et 1.0 s ; pour (4.0 ; 30 km), (6.0 ; 40 km) et (6.0 ; 50 km) elles sont inférieures entre 0. et 0.4 s. Ces différences ne sont très significatives que pour (7.0 ; 30 km) ;

Cette comparaison montre que le résultat que nous avons obtenu est relativement "stable" pour des conditions de site correspondant à S_0 et S_1 puisqu'en utilisant d'autres données Européennes, Petrovski et Marcellini obtiennent un résultat qui n'est pas fondamentalement différent.

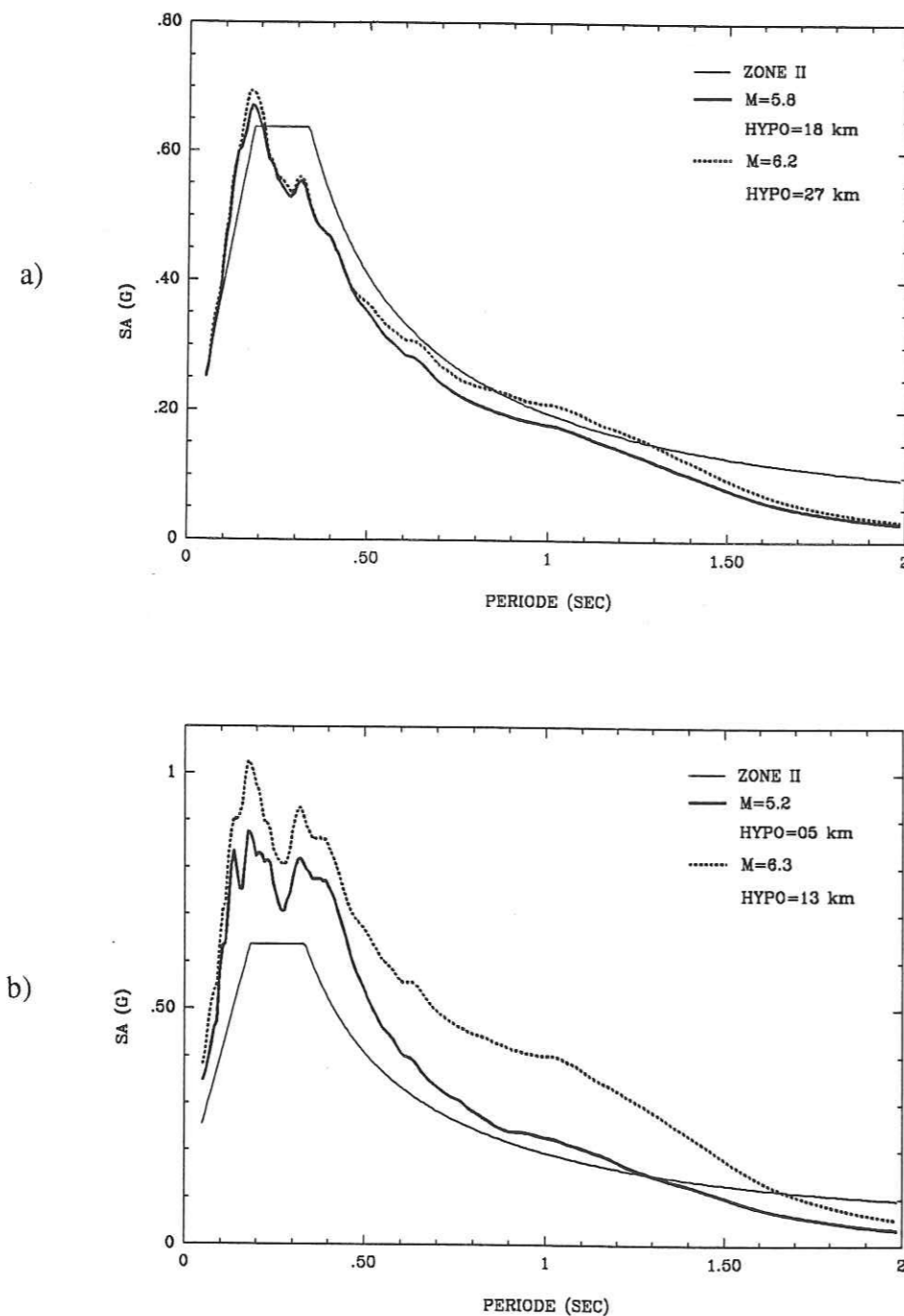


Figure IV-17 : Comparaison des spectres au rocher avec les spectres préconisés dans les recommandations AFPS 1990

a- Pour la région Sud Alsace M = 5.8, HYPO = 18 km

b- Pour la région Niçoise M = 5.2, HYPO = 05 km

IV.4. PREDICTION DU SPECTRE DE REPONSE AU ROCHER DANS LE CONTEXTE DE LA FRANCE - COMPARAISON AVEC LES RECOMMANDATIONS AFPS 90.

Dans ce chapitre, nous présentons les spectres que nous obtenons pour la zone II définie dans le projet AFPS 90, en utilisant le résultat de la régression précédemment décrite. Pour les sites comportant une couche de faible épaisseur de sol non consolidé (< 20 m), nous avons montré qu'il n'y avait pas de différence significative avec le rocher. Pour les sites présentant des caractéristiques géotechniques plus complexes, notre étude montre, en l'état actuel des données, qu'il est préférable d'en déterminer la fonction de transfert et de la multiplier par le spectre de référence pour une magnitude et une distance données de façon à obtenir un spectre de réponse caractéristique de ce site ; cela met en évidence non seulement l'importance des études paramétriques et des études de microzonage, mais également le besoin de données supplémentaires sur de tels sites dont les caractéristiques géotechniques sont connues.

Dans les recommandations AFPS, l'accélération nominale caractéristique de la zone II (sismicité moyenne) est 0.25 g, pour les ouvrages de classe A (bâtiments offrant un risque dit "normal" pour la population). Le spectre de réponse élastique à prendre en compte s'obtient ensuite en multipliant le spectre normalisé par l'accélération nominale.

Pour effectuer une comparaison entre nos résultats et les spectres AFPS, il nous faut déterminer les couples magnitude-distance compatibles avec le niveau de l'accélération nominale, caractéristique de la zone considérée. Ceci est possible, en utilisant une approche déterministe et non statistique, c'est à dire en utilisant les caractéristiques du séisme historique maximum ; P. Godrefroy et C. Martin (communication personnelle) ont évalué de cette façon les couples magnitude-distance hypocentrale deux régions classées en zone II :

*Région Sud Alsace:

- séisme de Remiremont : I_S (intensité au site) = VIII ; M = 5.8 ; HYPO = 18 km

- séisme de Bâle : I_S = VIII à VIII-IX ; M = 6.2 ; HYPO = 27 km

* Région Niçoise

- séisme local : I_S = VIII ; M = 5.2 ; HYPO = 5 km

- séisme Ligure : I_S = IX ; M = 6.3 ; HYPO = 13 km

La figure IV-17 montre les spectres calculés pour ces couples de valeurs magnitude-distance hypocentrale et pour le site S_0 , en comparaison avec le spectre de référence préconisé en zone II par les recommandations AFPS 90. Nous avons calculé les spectres en utilisant la formule EQ IV-15 pour l'intervalle de confiance, avec une valeur de t égale à 1.29, ce qui correspond à une probabilité de non dépassement de 80 %. Pour la zone Sud-Alsace, le spectre AFPS et les spectres que nous avons calculés pour les deux séismes historiques sont semblables ; pour la région Niçoise, le spectre que nous avons obtenu pour le séisme Ligure est supérieur au spectre AFPS jusqu'à 1.7 sec.

Cette comparaison montre que la méthode qui consiste à garder les mêmes formes spectrales quelle que soit la zone considérée et à fixer le niveau du spectre par une accélération nominale peut conduire, dans certains cas, à sous-estimer l'accélération spectrale.

CONCLUSION

Les conclusions relatives à cette partie sont les suivantes :

- nous avons comparé la méthode de régression multilinéaire en deux étapes (Joyner and Boore, 1981) et la méthode de régression multilinéaire simple pour l'obtention de lois d'atténuation liant le spectre de réponse à la magnitude, la distance hypocentrale et les conditions géologiques locales. Dans notre cas, la méthode de régression multilinéaire simple donne des résultats beaucoup plus satisfaisants.

- nous avons montré qu'il n'était pas possible d'obtenir une bonne corrélation pour les sites de type S_2 dont les caractéristiques géotechniques sont trop dispersées ; cela souligne l'importance des études de microzonage et la nécessité de rendre plus systématiques les reconnaissances géotechniques sur les sites instrumentés.

- enfin, la comparaison des spectres que nous avons obtenus avec ceux des recommandations AFPS 90 montre qu'il est nécessaire d'adapter la forme des spectres à la magnitude, qui peut notablement varier dans une même zone sismique.

V.

ETUDE DE LA DUREE ET DE L'ENERGIE EN FONCTION
DE LA FREQUENCE

INTRODUCTION

La durée est l'une des caractéristiques principales du mouvement fort et joue un rôle majeur dans la réponse des structures. La bibliographie à ce sujet étant assez réduite, nous avons consacré cette partie à la quantification de la durée pour les mouvements forts. Cette analyse est d'autant plus importante que l'information relative à celle-ci n'est pas traduite dans le spectre de réponse. Après avoir choisi une définition de la durée, nous obtenons au moyen des données accélérométriques italiennes, des relations liant la durée à la magnitude, à la distance et au site d'enregistrement, ce, par régression multilinéaire et en fonction de la fréquence. Nous effectuons ensuite une étude semblable pour l'énergie spectrale ; une méthode simple de simulation d'accélérogrammes non stationnaires pourra ensuite être développée à partir de ces résultats.

V.1. DUREE DE LA SOLLICITATION SISMIQUE

V.1.1. Intérêt et définitions.

* Intérêt.

L'importance de la durée comme paramètre du mouvement fort est reconnue depuis longtemps par les sismologues. Des études systématiques sur la durée du mouvement fort sont menées depuis les années 70 environ, époque à laquelle on a notamment reconnu le rôle important qu'elle jouait dans les phénomènes de liquéfaction des sols saturés en eau (Seed and Idriss, 1967 et 1971 ; Seed et al., 1975c). Les enregistrements obtenus lors du séisme de Parkfield en 1966 ont montré que des niveaux d'accélération élevés peuvent être associés à des dommages aux structures peu importants, si la durée de la secousse est faible (Housner, 1975). Inversement, on ne peut oublier de citer l'exemple récent du séisme de Mexico en 1985, dont la durée exceptionnelle dans le bassin de la ville de Mexico a certainement joué un rôle dans l'importance des destructions (alors que l'accélération est restée relativement faible, inférieure à 0.2 g).

D'un point de vue de l'étude de la réponse des structures, la spécification de la durée du séisme de référence est nécessaire, notamment lors de l'étude de systèmes dont la réponse est non linéaire.

* Définitions.

Dobry, Idriss et Ng (1978) présentent, dans l'introduction de leur publication intitulée " Duration characteristics of horizontal components of strong motion earthquake records", les différentes définitions proposées pour la durée. Après comparaison, ils adoptent pour leur étude la définition proposée par Trifunac and Brady (1975b), basée sur l'intégrale du carré de l'accélération $a(t)$:

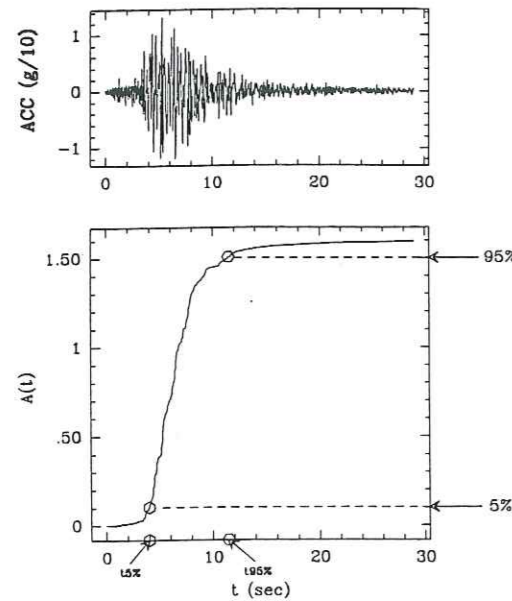


Figure V-1 : Calcul de la durée D_1 au moyen de la définition donnée par Trifunac et Brady (1975b), sur la composante Nord-Sud d'un enregistrement du séisme de BassoTireno ($M_L = 5.6$, station : Naso) : $D_1 = t_{95\%} - t_{5\%}$.

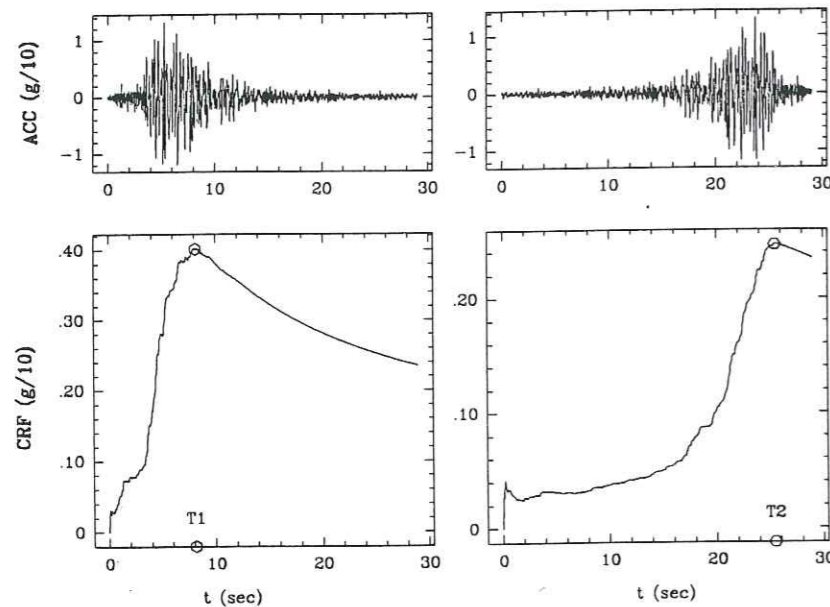


Figure V-2 : Calcul de la durée D_2 au moyen de la définition donnée par McCann et Shah (1979), sur la composante Nord-Sud d'un enregistrement du séisme de Basso Tireno ($M_L=5.6$, station : Naso) : $D_2 = T_2 - T_1$

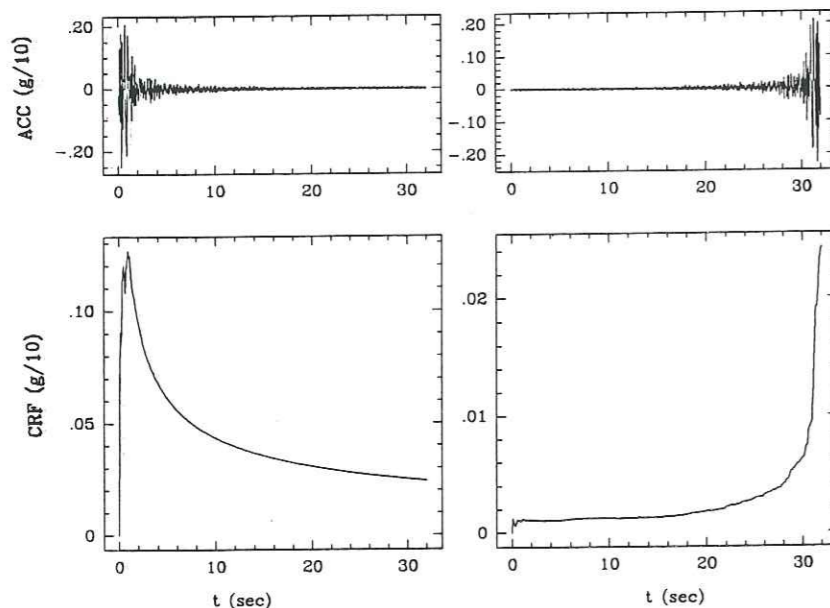


Figure V-3 : Cas où le calcul de la durée selon McCann et Shah (1979) n'est pas possible : composante Nord-Sud d'un enregistrement d'une réplique du séisme de Lazio - Abruzzo ($M_L = 4.2$, station : Contrada Fiumicello Teora).

$$A(t) = \int_0^t a^2(\tau) d\tau$$

La durée D se calcule alors de la façon suivante (voir fig V-1) :

$$D_1 = t_{95\%} - t_{5\%} \quad \text{avec}$$

- $t_{5\%}$: instant auquel la fonction $A(t)$ atteint 5% du maximum vers lequel elle tend.
- $t_{95\%}$: instant auquel la fonction $A(t)$ atteint 95% du maximum vers lequel elle tend.

La fonction $A(t)$ semble bien appropriée à la définition de la durée ; en effet, il a été montré de façon théorique que, pour un type de structure donné, la destruction survient quand l'énergie totale ($A(t_f)$ où t_f correspond à la fin du signal) de l'accélérogramme auquel est soumise la structure dépasse un certain niveau (Dobry et al., 1978). Le choix de la durée entre 5% et 95% du maximum vers lequel tend $A(t)$ se justifie par le fait que l'on prend ainsi en compte toute la partie énergétique du signal ; si l'on se limitait à 75% ou 85% du maximum cela ne serait pas le cas.

McCann and Shah (1979) proposent une autre définition de la durée, à partir de la "cumulative RMS function", dont l'expression est :

$$CRF = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n a^2(t_j)}{n-1}} \quad n = 2, \dots, L$$

- $a(t_j)$: valeur de l'accélération au temps t_j (où $t_j = (j-1) \Delta t$).
- L : indice de la dernière valeur de l'enregistrement.

Cette fonction est une représentation continue du taux d'accroissement de l'énergie contenue dans le signal en fonction du temps. La durée est ensuite définie comme la période pendant laquelle ce taux augmente. Pour ce faire, on calcule la CRF une première fois normalement puis une seconde fois en inversant l'axe des temps. On obtient ainsi deux courbes qui en principe possèdent chacune un maximum bien marqué, qui indique l'instant à partir duquel le taux d'accroissement de l'énergie cesse d'augmenter (voir fig. V-2). La durée est alors $D_2 = T_2 - T_1$. Cette définition permet en fait de ne pas prendre en compte dans la durée les arrivées d'énergie secondaires tardives et premières qui ne sont pas significatives.

* Comparaison des deux définitions.

La définition donnée par McCann et Shah conduit à des durées assez courtes comparativement à la durée D_1 . Par ailleurs, elle ne donne pas un résultat satisfaisant dans tous les cas. En effet, lorsque l'enregistrement ne comporte pas les ondes P, ce qui est le cas pour un certain nombre d'enregistrements italiens, on ne peut déterminer précisément où se trouve le maximum de la CRF (voir fig. V-3). Pour cette raison, nous adoptons la durée selon Trifunac and Brady (1975b).

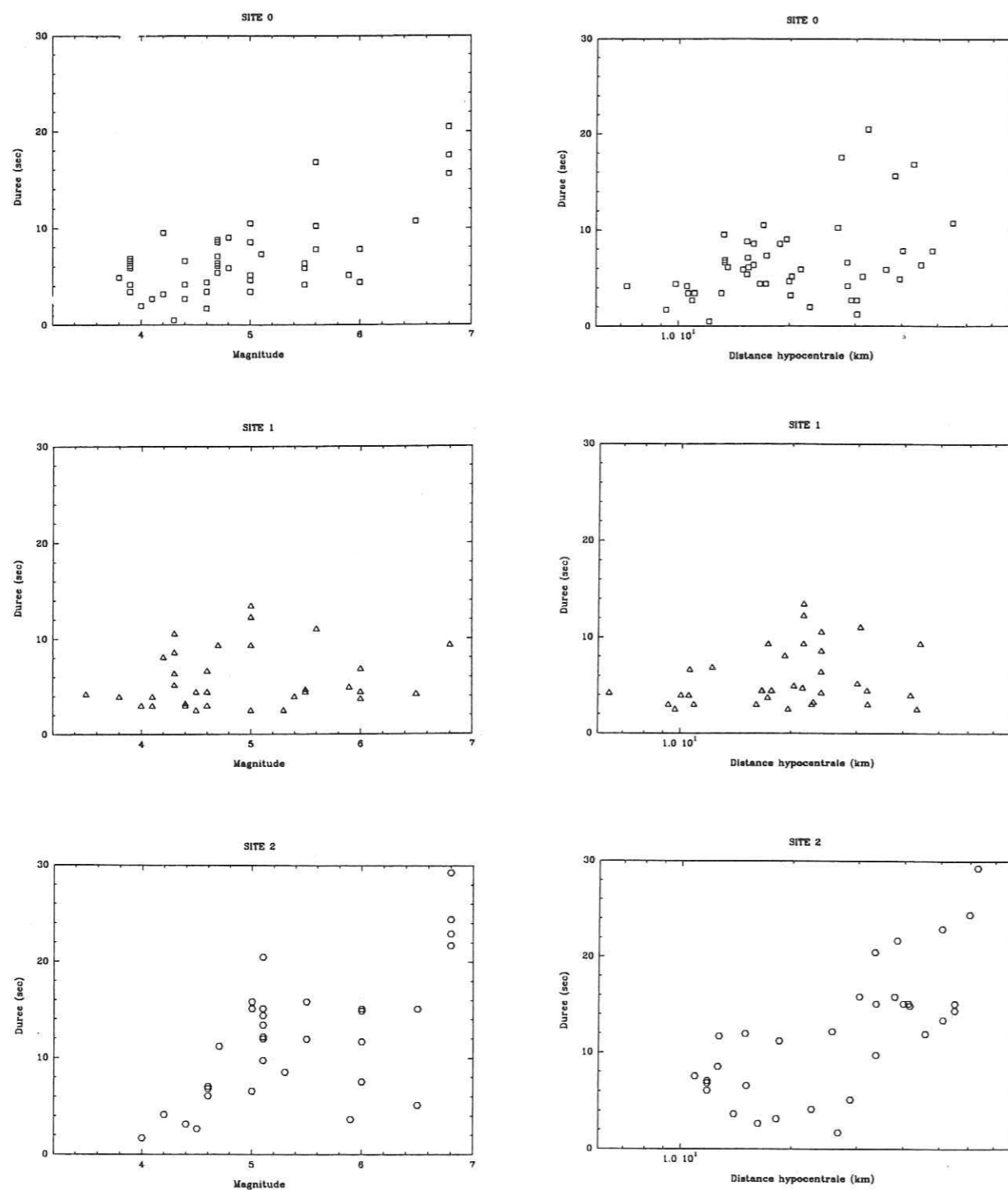


Figure V-4-a : Durées calculées pour tous les enregistrements italiens représentées en fonction de la distance hypocentrale, de la magnitude et du site (composante Nord-Sud).

V.1.2. Durées calculées sur les enregistrements italiens.

Les durées ont été calculées pour tous les enregistrements italiens (annexe A-V-1 pour les valeurs). Nous avons reporté les valeurs de ces durées (fig V-4-a), par site, en fonction de la magnitude et de la distance hypocentrale, ce, pour la composante NS seulement car les durées pour la composantes EW sont semblables (fig. V-4-b). Pour S_0 et S_2 , on observe une nette tendance à l'augmentation de la durée avec d'une part l'augmentation de la magnitude, et d'autre part, l'augmentation de la distance hypocentrale. On n'observe pas de tendance pour S_1 . Une explication possible est que le signal sismique sur les sols de faible épaisseur contient un peu plus de hautes fréquences ; la fonction $A(t)$ est donc plus "raide" et moins sensible à la "queue" de l'enregistrement. Globalement, les durées pour S_2 sont supérieures, à magnitudes et distances égales, aux durées correspondant à S_0 et S_1 . Elles sont aussi plus dispersées.

V.1.3. Calcul de la durée par plages de fréquence

D'un point de vue physique, en un même site d'enregistrement, la durée associée à des ondes longue période, sera supérieure à celle d'ondes de courte période. C'est pourquoi nous proposons une définition de la durée en fonction de la fréquence, dont on étudiera ensuite les variations avec la magnitude, la distance à la source et le site d'enregistrement.

V.1.3.1. Méthode.

Le procédure adoptée consiste tout simplement à filtrer le signal original dans plusieurs bandes de fréquence et à calculer ensuite la durée de chaque résultat du filtrage. Nous avons choisi de définir des intervalles de fréquence logarithmiques, de façon à mieux dissocier les basses fréquences des hautes fréquences, car ce sont les basses fréquences qui sont essentiellement affectées par les effets de site. Nous avons choisi de filtrer chaque enregistrement dans 11 bandes de fréquence, (f_i, f_{i+1}) avec :

$$f_0 = 0.6 \text{ Hz} \quad \text{et} \quad f_{i+1} = \sqrt{2} \cdot f_i$$

et en utilisant un filtre de Butterworth de pente 2 dB/octave. La figure V-5 montre les durées calculées sur les signaux filtrés pour un enregistrement particulier.

Les durées en fonction de la fréquence ont alors été calculées pour les 115 enregistrements du tableau III-2. On trouvera leurs valeurs dans l'annexe A-V-2. Dans la suite, nous travaillerons sur la durée de la composante horizontale qui est la moyenne des durées calculées sur les composantes NS et EW qui ne présentent pas de différences importantes.

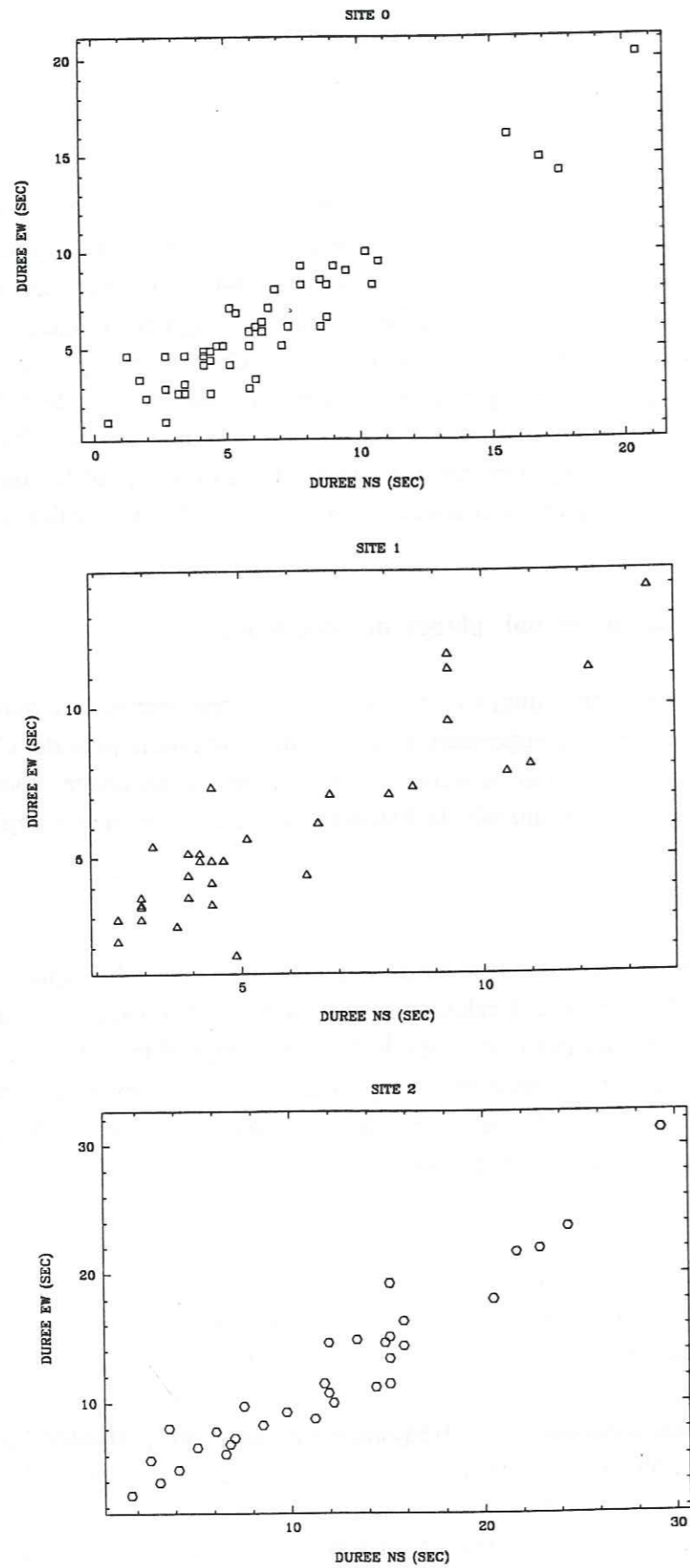
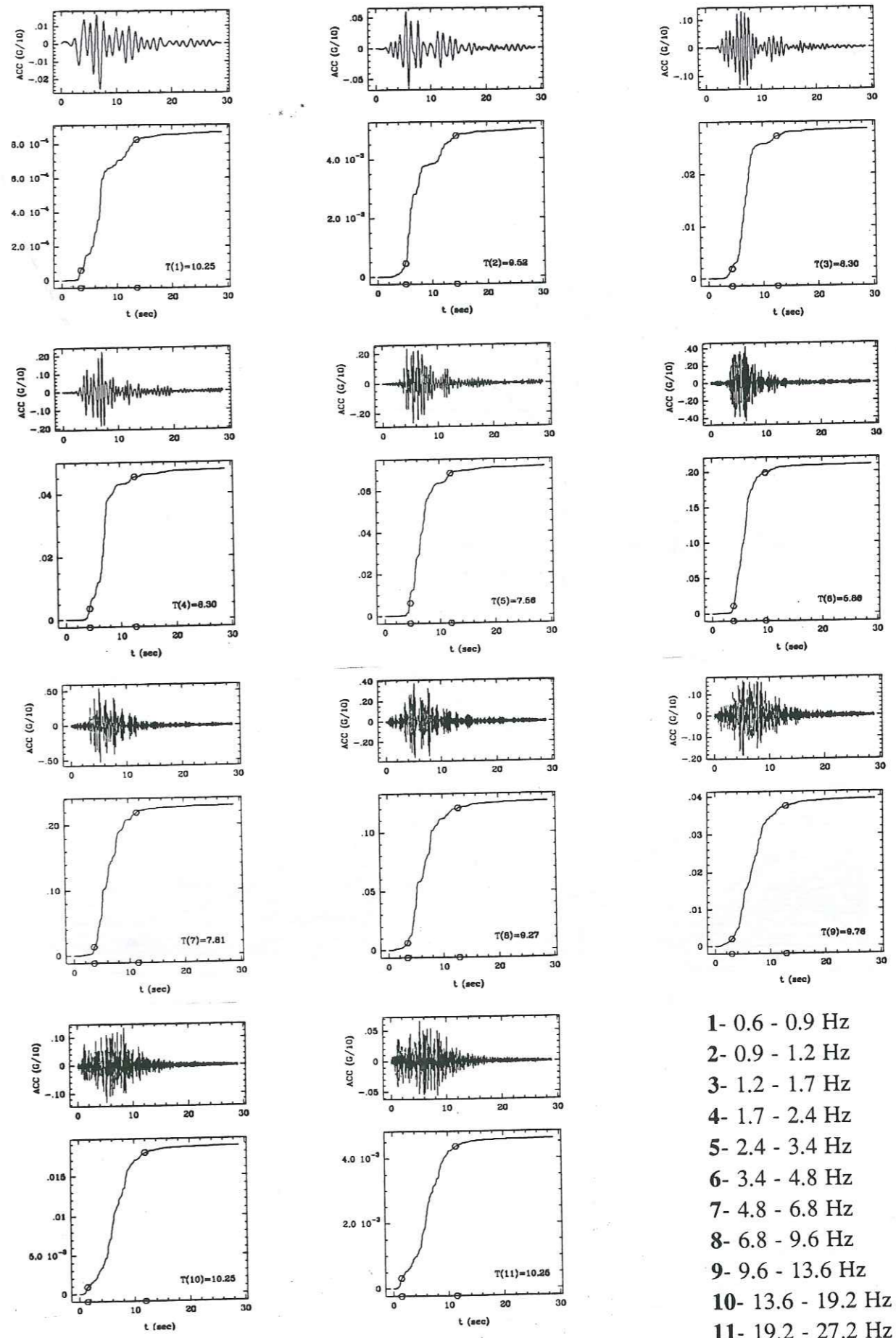


Figure V-4-b : Comparaison des durées calculées sur les composantes Nord-Sud et Est-Ouest pour tous les enregistrements



- 1- 0.6 - 0.9 Hz
- 2- 0.9 - 1.2 Hz
- 3- 1.2 - 1.7 Hz
- 4- 1.7 - 2.4 Hz
- 5- 2.4 - 3.4 Hz
- 6- 3.4 - 4.8 Hz
- 7- 4.8 - 6.8 Hz
- 8- 6.8 - 9.6 Hz
- 9- 9.6 - 13.6 Hz
- 10- 13.6 - 19.2 Hz
- 11- 19.2 - 27.2 Hz

Figure V-5 : Durées calculées sur l'enregistrement du séisme de Basso Tirenno (station Naso) filtré dans 12 bandes de fréquence (durée définie par Trifunac et Brady, 1975).

ΔF	R_c	F
0.6 - 0.9 Hz	0.64	18.7
0.85 - 1.2 Hz	0.54	11.3
1.2 - 1.7 Hz	0.56	12.6
1.7 - 2.4 Hz	0.62	17.1
2.4 - 3.4 Hz	0.66	21.4
3.4 - 4.8 Hz	0.66	21.1
4.8 - 6.8 Hz	0.68	24.7
6.8 - 9.6 Hz	0.74	34.0
9.6 - 13.6 Hz	0.75	34.6
13.6 - 19.2 Hz	0.75	34.8
19.2 - 27.2 Hz	0.72	29.4

Tableau V-1 : Valeurs de R_c et F pour les régressions effectuées sur les durées calculées dans 11 bandes de fréquence avec la relation :

$$\text{Durée} = \exp(\beta_1 + \beta_2.M + \beta_3 \ln(\text{HYPO}) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2 + \sigma_\epsilon)$$

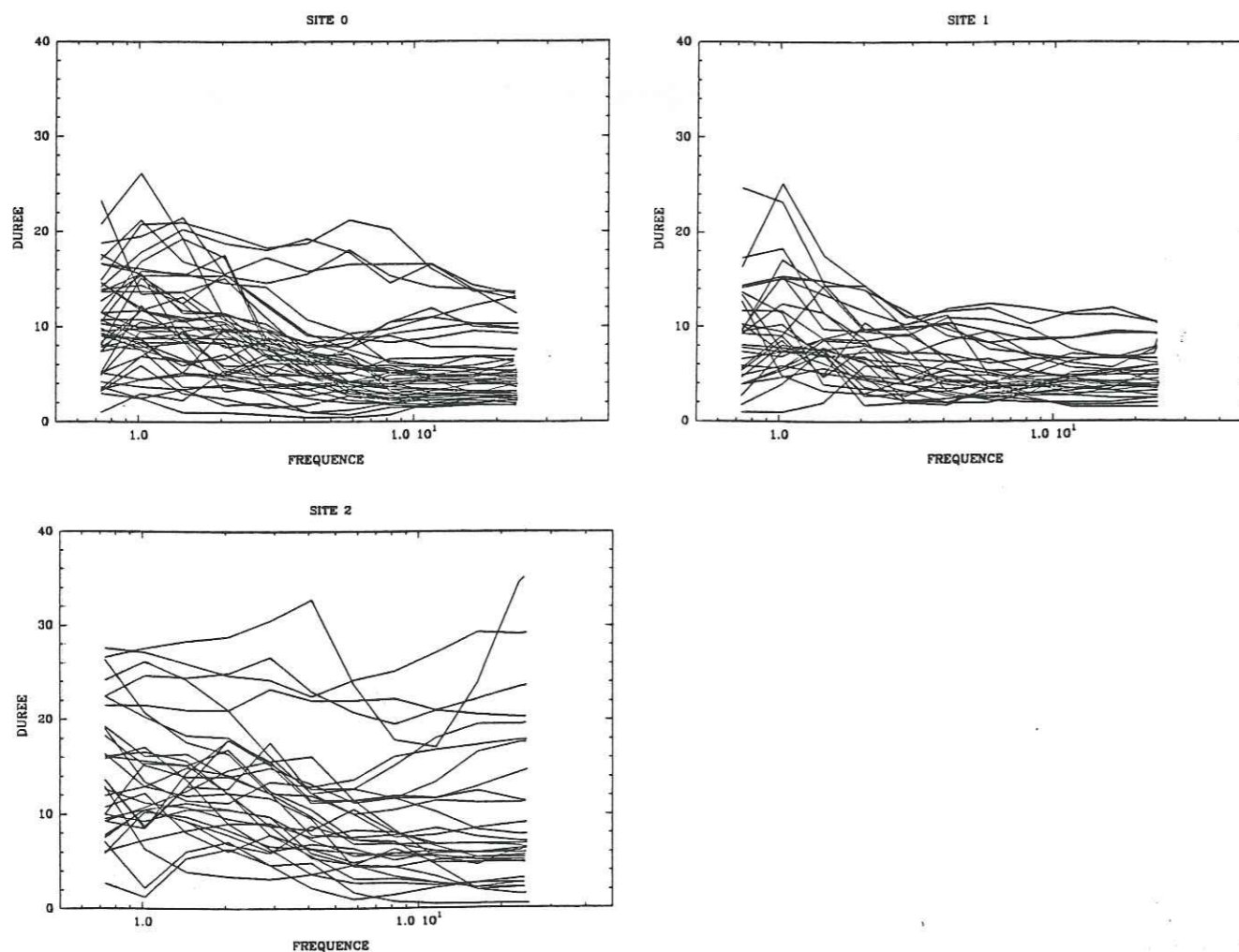


Figure V-6 : Evolution de la durée en fonction de la fréquence pour tous les enregistrements (composante Nord-Sud)

La fig. V-6 montre les variations de la durée en fonction de la fréquence pour tous les enregistrements, avec un graphe par type de site ; pour les sites S_0 et S_1 , on observe globalement une diminution de la durée avec la fréquence, avec des valeurs un peu plus élevée pour S_0 que pour S_1 . Pour S_2 , on obtient dans certains cas un maximum de la durée entre 1 et 10 Hz, ce qui peut correspondre à la fréquence de résonance du site pour laquelle la durée est plus élevée. D'autre part, la durée semble globalement plus élevée pour S_2 que pour S_1 et S_0 à toutes les fréquences.

V.1.3.2. Obtention de lois d'atténuations pour chaque plage de fréquence par régression multilinéaire.

En utilisant les mêmes procédures que pour les spectres de réponse (cf. partie IV), nous avons étudié par régression multilinéaire l'évolution de la durée en fonction de la magnitude, de la distance et du site d'enregistrement, de façon à pouvoir prédire la durée pour un séisme donné en un site donné.

a - Régression multilinéaire sur la totalité des données.

Les discussions sur les choix de la loi, de la méthode et des données étant les mêmes qu'aux paragraphes IV.2.2, IV.3 et IV.3.1.3, nous n'y reviendrons pas. Nous allons donc tout d'abord étudier le résultat donné par les régressions multilinéaires pondérées (avec les mêmes valeurs pour les poids que dans la partie IV) sur la totalité des données décrites dans le tableau III-2, en utilisant la relation suivante (Eq. V-1) :

$$\ln(D(i)) = \beta_1(i) + \beta_2(i).M + \beta_3(i).\ln(\text{HYPO}) + \beta_4(i).S_1 + \beta_5(i).S_2 + \sigma_\epsilon(i)$$

avec :

- $D(i)$: durée pour la plage de fréquence (f_i, f_{i+1})
- M : magnitude
- HYPO : distance hypocentrale
- S_1, S_2 : $S_1 = 0$ et $S_2 = 0$ pour les sols de type S_0
 $S_1 = 1$ et $S_2 = 0$ pour les sols de type S_1
 $S_1 = 0$ et $S_2 = 1$ pour les sols de type S_2
- $\beta_1(i), \beta_2(i), \beta_3(i), \beta_4(i), \beta_5(i)$: coefficients de régression pour la plage de fréquence i
- $\sigma_\epsilon(i)$: erreurs standard des régressions.

Le tableau V-1 contient les valeurs de R_c et de F obtenues pour ces régressions. Dans tous les cas, $F > F_0 = 3.48$; le coefficient de corrélation multiple reste cependant moyen pour certaines valeurs de la fréquence.

ΔF	$R_c(S_0)$	$F(S_0)$	$R_c(S_1)$	$F(S_1)$	$RC(S_2)$	$F(S_2)$
0.6 - 0.9 Hz	0.49	7.6	0.56	7.9	0.76	20.6
0.9 - 1.2 Hz	0.43	5.4	0.51	5.6	0.74	17.9
1.2 - 1.7 Hz	0.45	6.1	0.37	2.5	0.71	15.7
1.7 - 2.4 Hz	0.50	8.0	0.53	6.3	0.77	22.2
2.4 - 3.4 Hz	0.57	11.0	0.43	3.8	0.85	38.8
3.4 - 4.8 Hz	0.61	14.0	0.38	2.8	0.83	33.7
4.8 - 6.8 Hz	0.73	26.3	0.38	2.7	0.84	37.2
6.8 - 9.6 Hz	0.81	45.4	0.44	3.8	0.83	35.9
9.6 - 13.6 Hz	0.85	61.8	0.47	4.6	0.79	24.4
13.6 - 19.2 Hz	0.87	76.5	0.43	3.8	0.78	23.1
19.2 - 27.2 Hz	0.88	77.4	0.27	1.3	0.77	22.5

Tableau V-2 : Valeurs de R_c et F pour les régressions effectuées par site :
Durée (site i) = $\exp(\beta_{1,i} + \beta_{2,i} \cdot M + \beta_{3,i} \ln(\text{HYPO}) + \sigma_{\epsilon_i})$ $i=0, 1, 2$

b - Régressions par type de site.

De même que pour les spectres de réponse, nous avons calculé les coefficients de régression pour une loi simplifiée, sans les paramètres S_1 et S_2 , en prenant séparément les données correspondant à chaque site:

$$\ln(D(i,j)) = \beta_1(i,j) + \beta_2(i,j) \cdot M + \beta_3(i,j) \cdot \ln(\text{HYPO}) + \sigma_{\epsilon(i,j)} \quad \text{avec :}$$

- $j = 0, 1, 2$
- $D(i,j)$: durée pour la plage de fréquence (f_i, f_{i+1}) et pour le site S_j
- $\beta_1(i,j)$, $\beta_2(i,j)$, $\beta_3(i,j)$: coefficients de régression pour la plage de fréquence i et le site S_j

La corrélation est bonne pour le site S_2 ($0.71 < R_c < 0.84$) et faible pour S_1 ($0.22 < R_c < 0.57$). Pour S_0 , la corrélation est moyenne pour les 4 premières plages de fréquence ($0.43 < R_c < 0.5$) et correcte pour les fréquences supérieures ($0.56 < R_c < 0.88$). F est supérieur à $F_0 = 4.2$ pour S_0 et $F_0 = 4.5$ pour S_2 mais inférieur à $F_0 = 4.2$ pour la plupart des bandes de fréquence pour S_1 (voir tab. IV-2).

La figure V-7 montre l'évolution des coefficients de régression avec la fréquence pour les calculs par site et pour la totalité des données (calculs effectués au § a). On peut voir que les coefficients obtenus pour S_1 présentent des variations très différentes de celles obtenues pour S_0 , S_2 et la totalité des données, ce, essentiellement pour β_1 et β_3 . Si l'on regarde les durées obtenues pour les deux lois différentes et pour $M = 6.0$ et $\text{HYPO} = 30$ km (fig. V-8), on observe un bon accord pour S_2 et S_0 , alors que les résultats obtenus pour S_1 diffèrent. Nous en concluons qu'il n'existe qu'une mauvaise corrélation entre la durée d'une part, et la magnitude et la distance d'autre part, pour ce type de site. Cela est visible sur la fig. V-6-c où l'on voit que les durées sont très peu dispersées alors qu'elles correspondent à des magnitudes et des distances différentes. Nous ne considérerons dorénavant que les données de S_0 et S_2 pour la régression.

c - Régressions sans S_1 .

On calcule maintenant les coefficients de régression pour la relation (Eq. V-2) :

$$\ln(D(i)) = \beta_1(i) + \beta_2(i) \cdot M + \beta_3(i) \cdot \ln(\text{HYPO}) + \beta_4(i) \cdot S_2 + \sigma_{\epsilon(i)}$$

avec $S_2 = 1$ pour les données de type S_2 et $S_2 = 0$ pour les données de type S_0 . Le tableau V-3 présente les valeurs de s , R_c et F obtenues ($F_0=3.48$). La corrélation est légèrement meilleure que lorsque l'on utilise toutes les données et les résultats diffèrent très peu (voir fig. V-9 pour la comparaison de l'évolution des coefficients de régression avec la fréquence et fig. V-10 pour la comparaison des ces résultats avec ceux du § a). Nous conservons donc le résultat de cette dernière régression comme étant le plus fiable pour la prédiction de la durée,

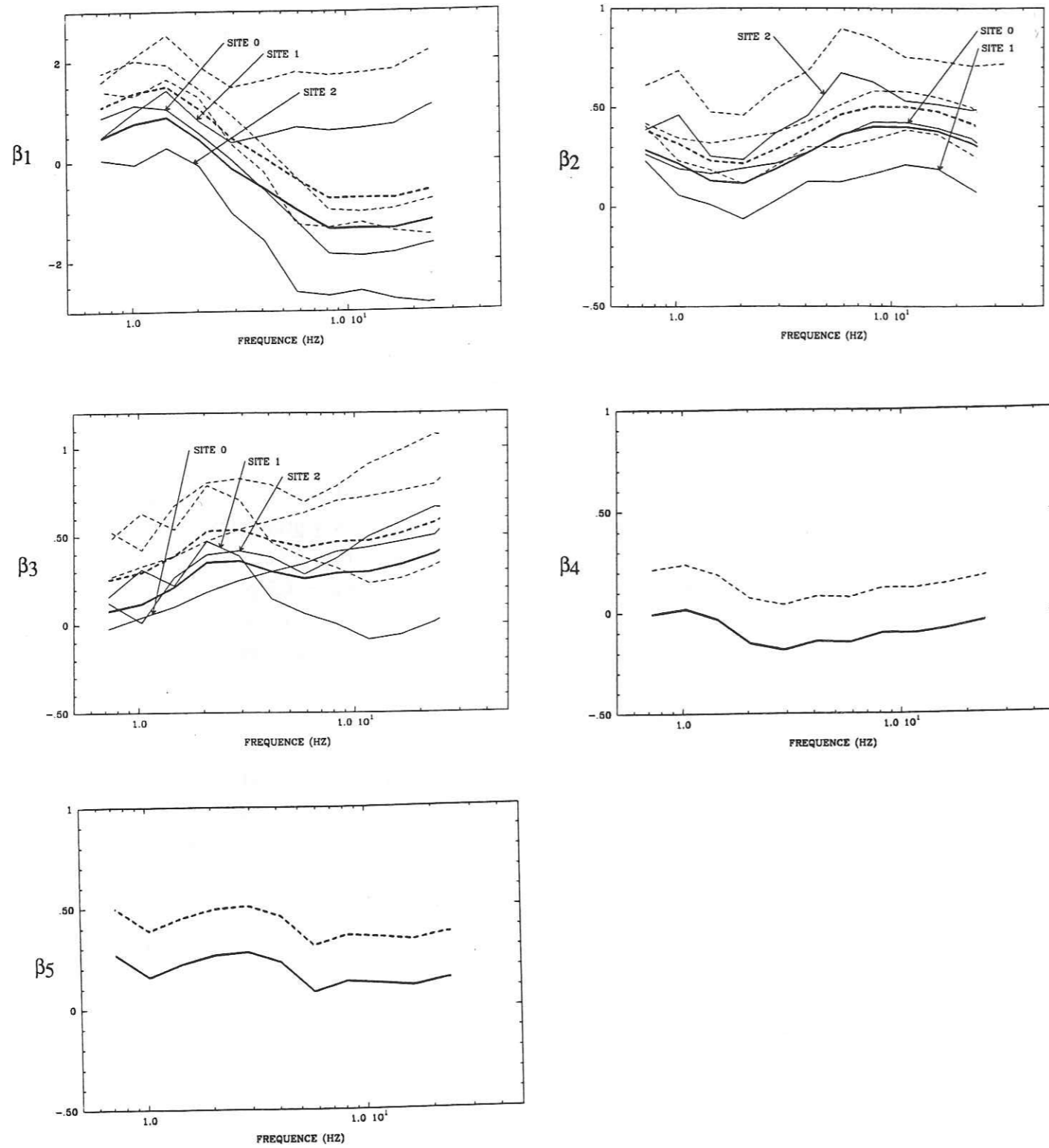


Figure V-7 : Evolution des coefficients de régression avec la fréquence
 trait épais : régressions effectuées sur toutes les données en même temps
 trait fin : régressions effectuées par site

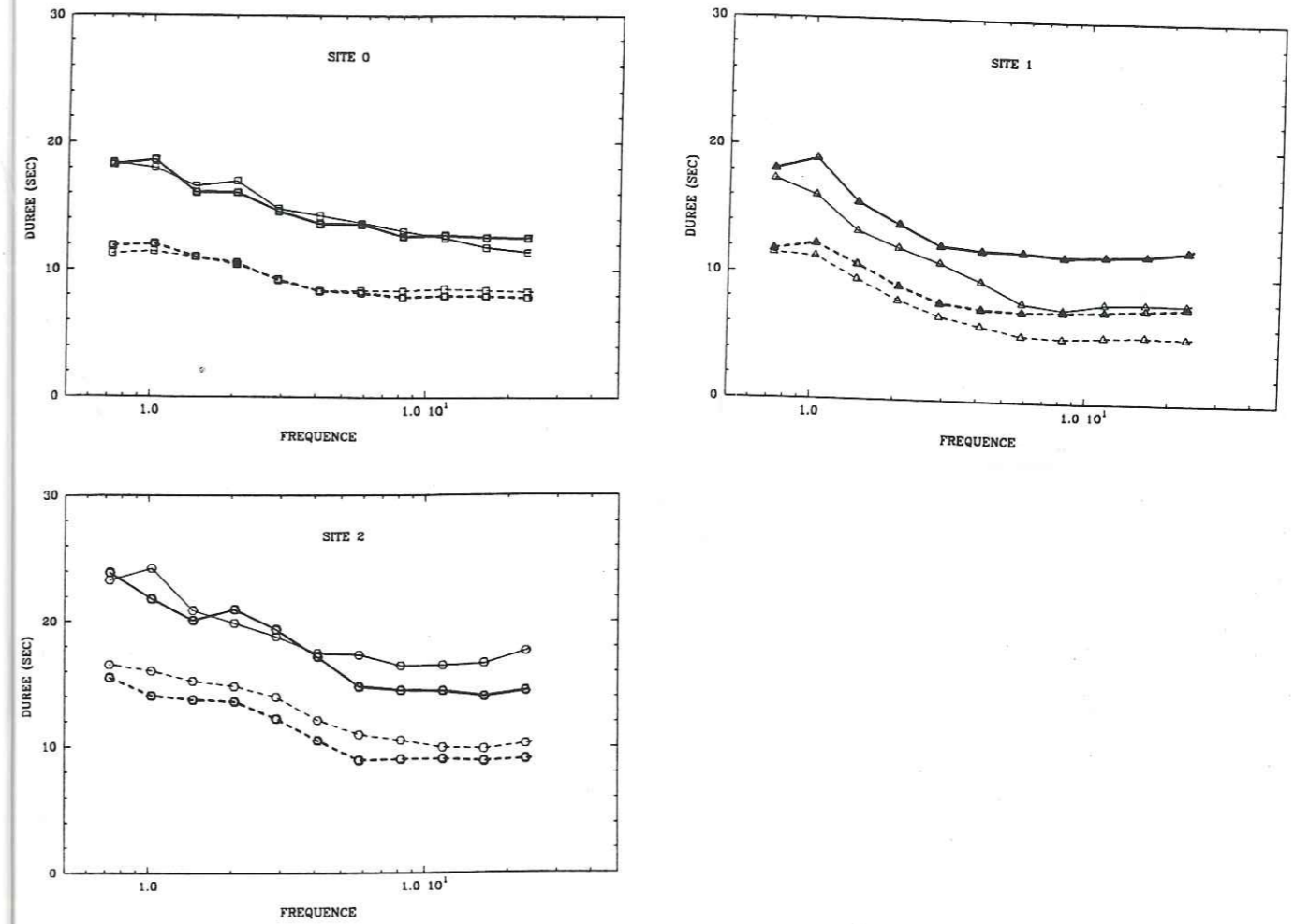


Figure V-8 : Durées obtenues pour $M = 6.0$ et $HYPO = 30$ km
 trait épais : régressions effectuées sur toutes les données en même temps
 trait fin : régressions effectuées par site.

ΔF	R_c	F
0.6 - 0.9 Hz	0.63	16.8
0.9 - 1.2 Hz	0.57	12.6
1.2 - 1.7 Hz	0.59	13.6
1.7 - 2.4 Hz	0.64	17.5
2.4 - 3.4 Hz	0.70	24.2
3.4 - 4.8 Hz	0.70	24.5
4.8 - 6.8 Hz	0.76	34.2
6.8 - 9.6 Hz	0.81	50.3
9.6 - 13.2 Hz	0.82	52.1
13.6 - 19.2 Hz	0.82	53.8
19.2 - 27.2 Hz	0.82	51.1

Tableau V-3 : Valeurs de R_c et F pour les régressions effectuées pour les sites S_0 et S_2 :
 Durée = $\exp(\beta_1 + \beta_2 M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_2 + \sigma_\epsilon)$

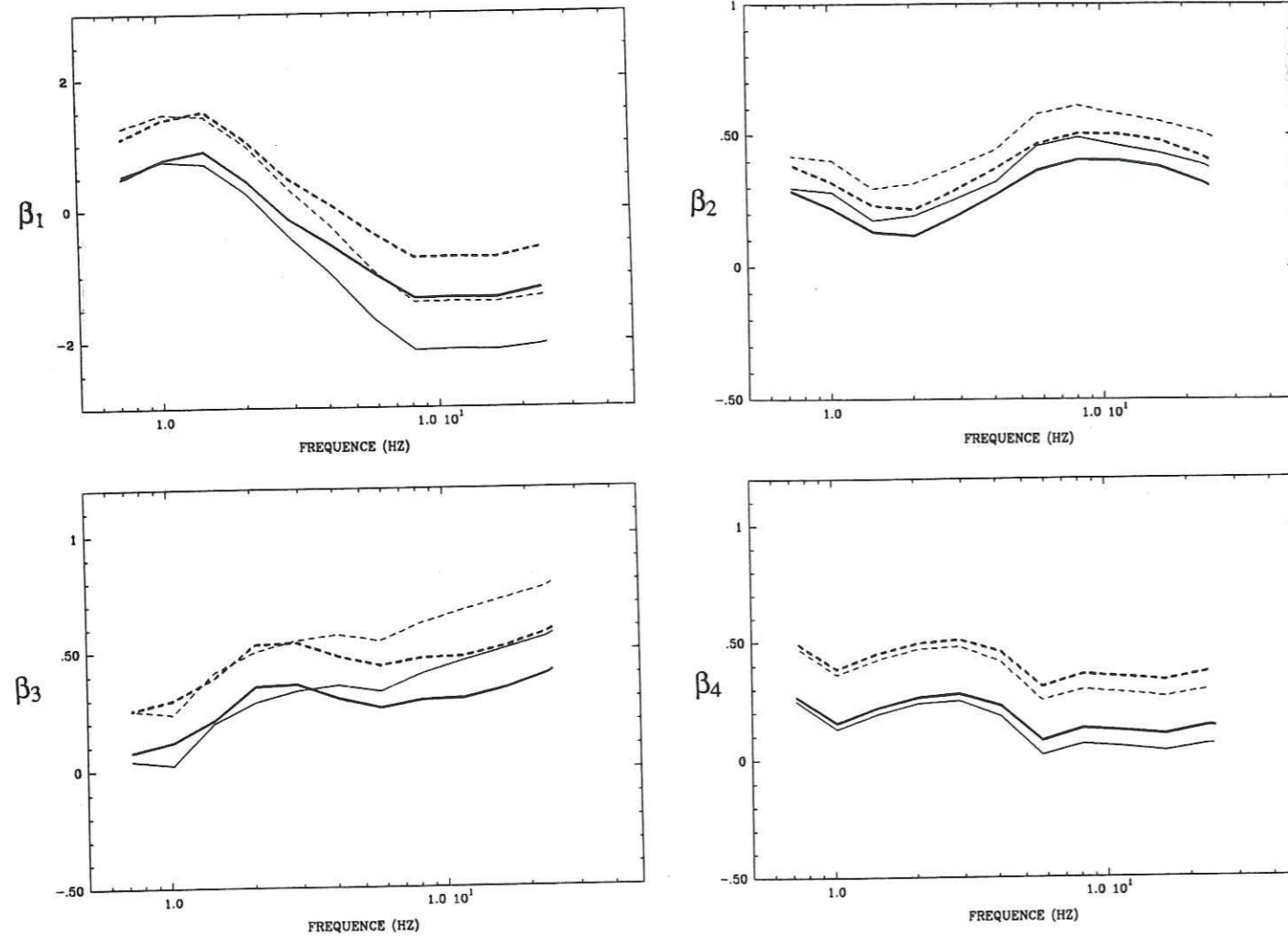


Figure V-9 : Evolution des coefficients de régression avec la fréquence
 trait épais : régressions effectuées sur toutes les données en même temps
 trait fin : régressions effectuées pour les sites S_0 et S_2

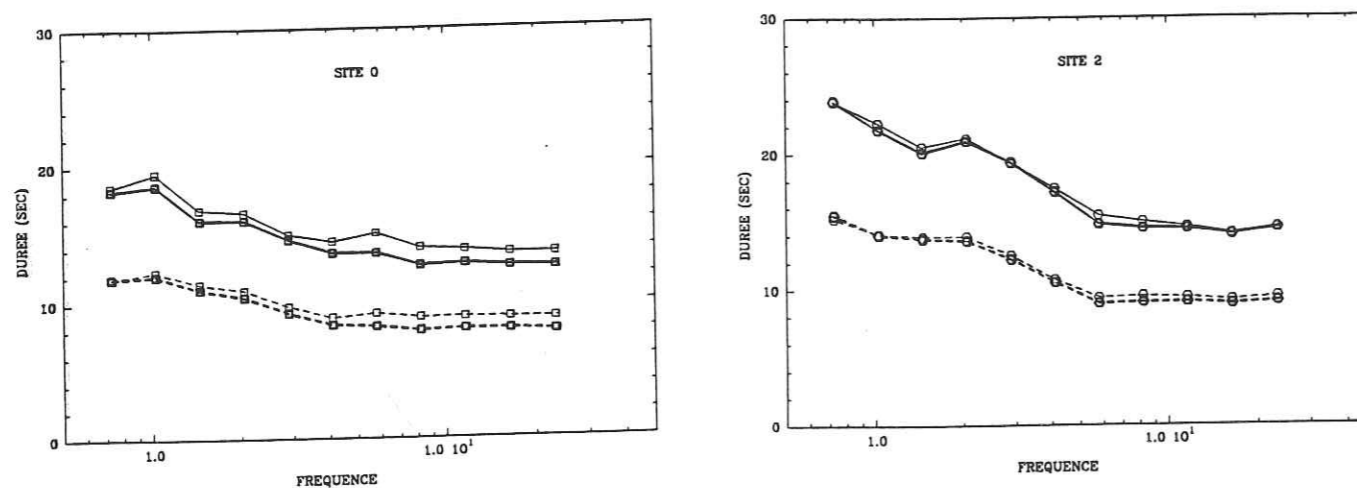


Figure V-10 : Durées obtenues pour $M = 6.0$ et $HYPO = 30$ km
 trait épais : régressions effectuées sur toutes les données en même temps
 trait fin : régressions effectuées pour les sites S_0 et S_2
 trait plein : $Durée = \exp(\beta_1 + \beta_2 M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_2 + \sigma_\epsilon)$
 trait pointillé : $Durée = \exp(\beta_1 + \beta_2 M + \beta_3 \ln(HYPO) + \beta_4 S_2)$

après avoir vérifié :

- que les résidus ne sont reliés ni à la magnitude, ni à la distance, ni au site ce qui indique que la forme de la loi est correcte (fig. V-11).

- que le résultat obtenu ne change pas lorsque l'on effectue la régression avec la moitié des données (voir § IV.3.3.2).

d - Résultats.

Le tableau V-4 contient les coefficients de régression finalement obtenus, pour chaque plage de fréquence, ainsi que les erreurs standard de régression. Nous avons calculé les durées obtenues pour plusieurs couples magnitude-distance hypocentrale et pour les sites S_0 et S_2 (voir fig. V-12) ; les conclusions que l'on peut en tirer sont les suivantes :

- dans la plupart des cas, on observe une augmentation de la durée sur la dernière plage de fréquence, ce qui est certainement le fait du bruit de fond. La dernière valeur est donc à supprimer.

- les écart-types σ_ϵ sont de l'ordre de **0.44**, ce qui donne environ **10 sec.** d'écart type pour une durée de **20 sec.** ; une dispersion importante est donc associée à ces résultats.

- la durée est supérieure sur les sols non consolidés (par rapport au rocher) pour le domaine des fréquences (**0.6 - 4 Hz**) . Pour les fréquences supérieures à **4 Hz**, les durées sont statistiquement semblables.

- quel que soit le site, la durée augmente avec la distance et la magnitude. Son augmentation avec la distance étant plus forte pour les hautes fréquences.

V.1.4. Prédiction de la durée dans le cas de la zone II définie dans les recommandation AFPS 90.

Comme nous l'avons fait pour les spectres de réponse, nous présentons à la figure V-13 les résultats que nous avons obtenus concernant la durée, pour des couples magnitude-distance correspondants à deux régions situées en zone II dans le projet AFPS 90 (voir chapitre IV, §IV.4), pour le site de référence (rocher), et pour les sites de catégorie S_2 . Une valeur D de la durée pour une fréquence donnée est telle que :

$$\ln(D) = \beta_1 + \beta_2 \cdot M + \beta_3 \cdot \ln(HYPO) + \beta_4 \cdot S_2 + ICP \quad (\text{Eq. V-3})$$

ICP étant calculé en fonction de M , $HYPO$ et S_2 , avec une valeur de t égale à **1.29**, ce qui correspond à une probabilité de non dépassement de **80 %** (cf. § IV.3.1.2). Les recommandations AFPS 90 préconisent en zone II une durée comprise entre 15 et 30 s, donc avec une large incertitude. Nos résultats sont en accord avec cet intervalle, mais montrent cependant que la durée varie très significativement en fonction du site, de la magnitude et de la fréquence et qu'une telle définition est nécessaire pour quantifier la durée avec plus de précision.

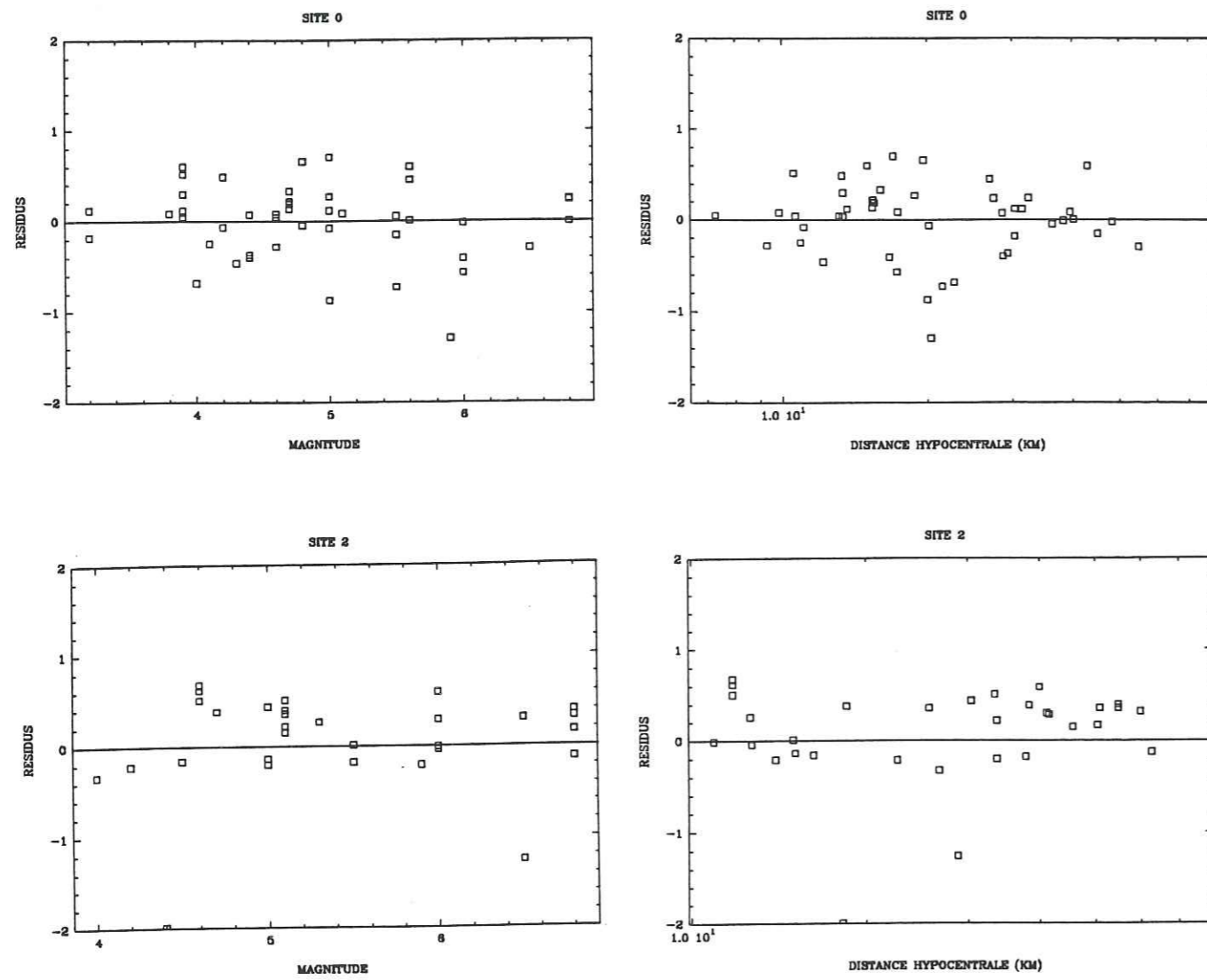


Figure V-11 : Résidus pour la régression pondérée en fonction de la magnitude, de la distance hypocentrale et du site pour la régression effectuée dans l'intervalle de fréquence 9.6 - 13.6 Hz.

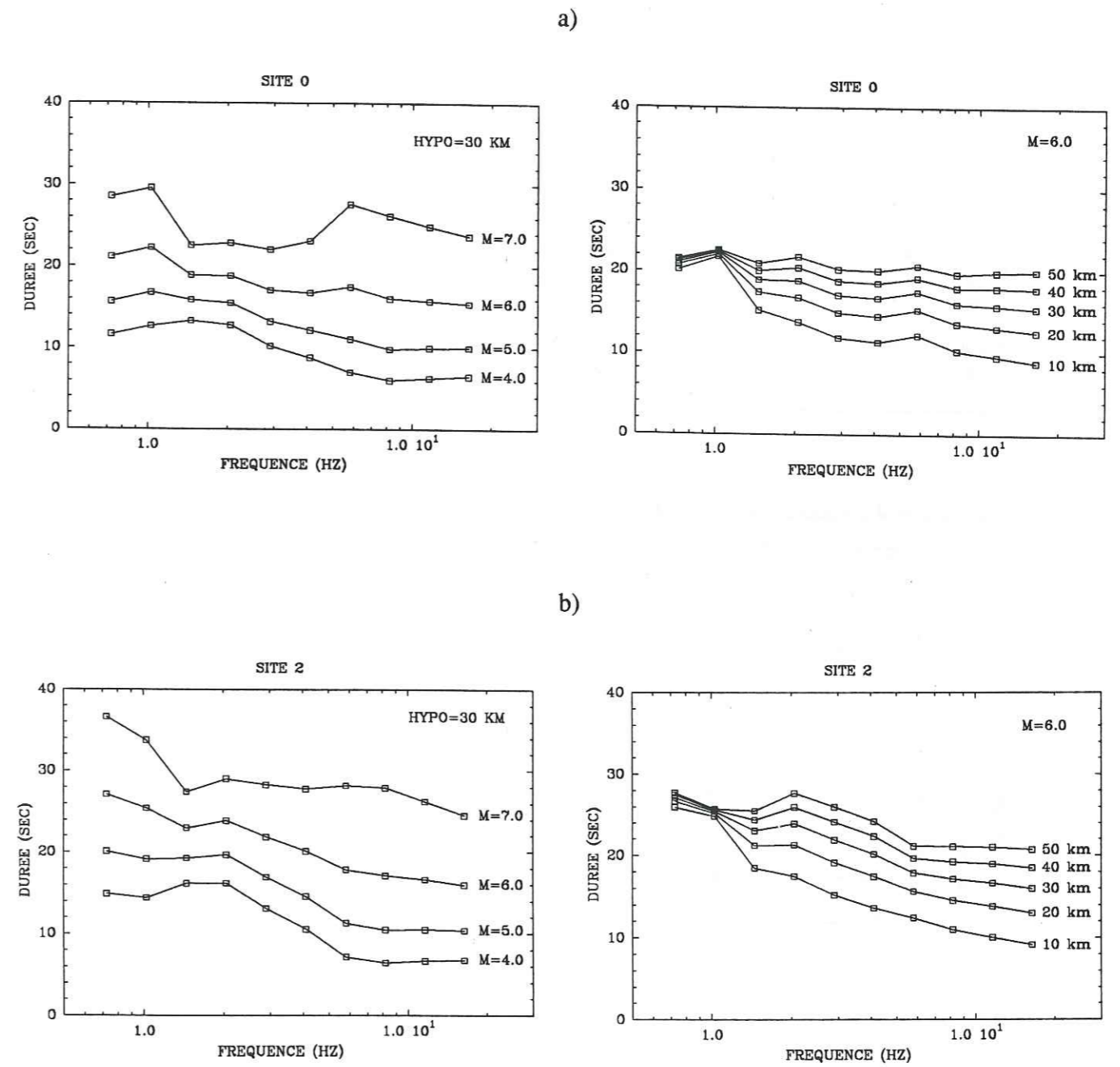


Figure V-12 : Durées calculées pour différents couples magnitude distance hypocentrale, avec une probabilité de non dépassement de 80%.
 a- Site S₂
 b- Site S₀

ΔF	σ_ε	β_1	β_2	β_3	β_4
0.6 - 0.9 Hz	0.449	0.534	0.300	0.041	0.251
0.9 - 1.2 Hz	0.456	0.739	0.283	0.022	0.132
1.2 - 1.7 Hz	0.389	0.699	0.177	0.199	0.196
1.7 - 2.4 Hz	0.418	0.251	0.195	0.287	0.239
2.4 - 3.4 Hz	0.433	-0.399	0.257	0.334	0.250
3.4 - 4.8 Hz	0.487	-0.962	0.323	0.357	0.185
4.8 - 6.8 Hz	0.497	-1.648	0.458	0.329	0.022
6.8 - 9.6 Hz	0.456	-2.129	0.490	0.405	0.066
9.6 - 13.6 Hz	0.441	-2.118	0.458	0.458	0.054
13.6 - 19.2 Hz	0.429	-2.127	0.430	0.508	0.035
19.2 - 27.2 Hz	0.430	-2.048	0.388	0.559	0.065

Tableau V-4 : Valeurs de σ_ε (erreur standard de la régression) et des coefficients β_i pour les régressions effectuées sur les données de sites S_0 et S_2 .

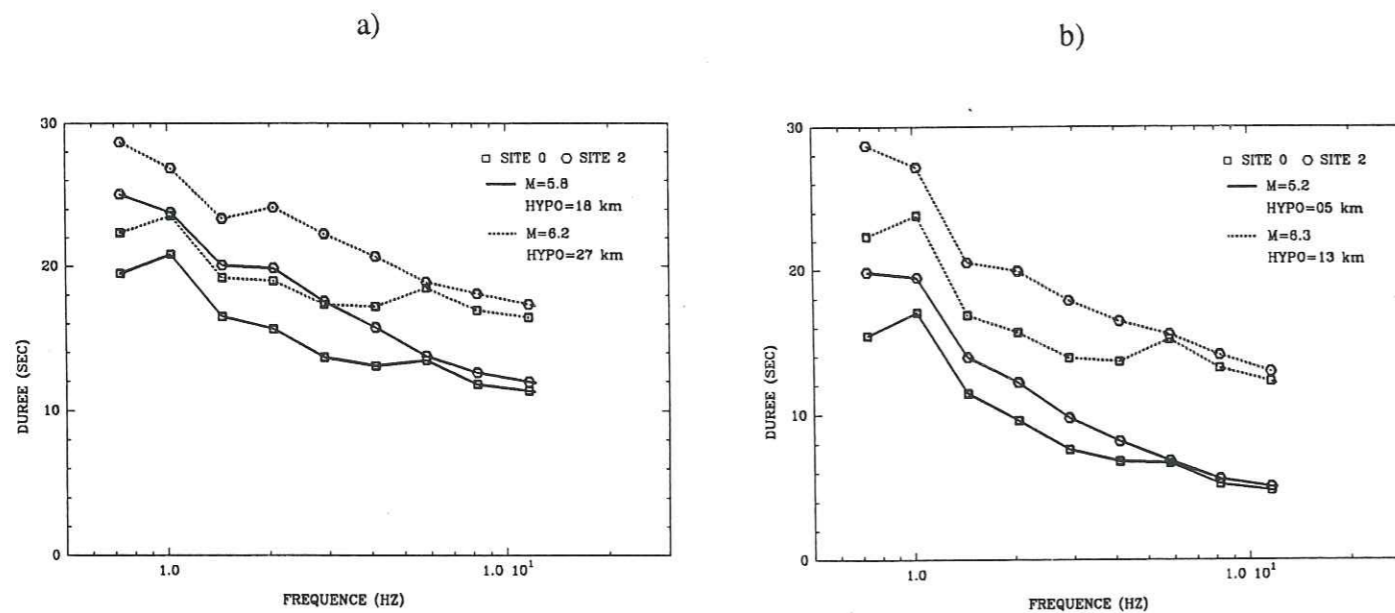


Figure V-13 : Durées obtenues pour les sites S_0, S_2 dans le cas de régions classées en zone II
a- Sud Alsace ; $M = 5.8, HYPO = 18 \text{ km}$; $M = 6.2, HYPO = 27 \text{ km}$
b- Niçoise ; $M = 5.2, HYPO = 05 \text{ km}$; $M = 6.3, HYPO = 13 \text{ km}$

V.2. ENERGIE SPECTRALE

L'objectif est ici de caractériser le contenu spectral des mouvements forts, en utilisant la même méthodologie que pour la durée.

V.2.1. Définition

Nous définissons, de façon cohérente avec la durée, l'énergie spectrale par bande de fréquence de la façon suivante (Eq. V-4) :

$$ESP(i) = \int_{f_i}^{f_{i+1}} |A(f)|^2 \frac{df}{f} \quad \text{avec } |A(f)| : \text{ module de la transformée de Fourier de } a(t)$$

où l'intégrale est calculée en logarithme de la fréquence car les intervalles de fréquence sont définis de la même façon que dans le cas de la durée et sont logarithmiques . Nous nous limiterons pour les calculs à 10 bandes de fréquence ; nous avons vu en effet, que, pour la dernière bande de fréquence que nous avons définie pour la durée, les résultats n'étaient pas significatifs.

V.2.2. Obtention de lois d'atténuation pour chaque plage de fréquence par régression multilinéaire

Les énergies spectrales pour la composante horizontale (moyenne des ESP_i pour les composantes NS et EW) ayant été calculées pour chacun des enregistrements italiens, nous avons effectué la même étude, par régression multilinéaire, que pour la durée. Il serait fastidieux d'en détailler à nouveau toutes les étapes. C'est pourquoi nous ne présentons ici que le résultat définitif.

Les meilleures corrélations ont été obtenues pour les régressions sur la totalité des données , ce résultat étant meilleur que ceux qui ont été obtenus en écartant les données de site S_1 . Nous conservons donc les résultats des régressions effectuées avec toutes les données. La relation liant les énergies spectrales à la magnitude, la distance et le site est alors (Eq. V-5) :

$$\ln(ESP(i)) = \beta_1(i) + \beta_2(i) \cdot M + \beta_3(i) \cdot \ln(HYPO) + \beta_4(i) \cdot S_1 + \beta_5(i) \cdot S_2 + \sigma_\varepsilon(i)$$

Le tableau V-5 donne les coefficients de corrélation multiple, les valeurs de F (à

ΔF	R_C	F
0.6 - 0.9 Hz	0.83	58.7
0.9 - 1.2 Hz	0.83	59.5
1.2 - 1.7 Hz	0.81	52.3
1.7 - 2.4 Hz	0.73	32.2
2.4 - 3.4 Hz	0.64	19.4
3.4 - 4.8 Hz	0.51	9.8
4.8 - 6.8 Hz	0.53	10.5
6.8 - 9.6 Hz	0.50	9.3
9.6 - 13.6 Hz	0.55	12.1
13.6 - 19.2 Hz	0.68	23.9

Tableau V-5 : Valeurs de R_C et F pour les régressions effectuées sur la totalité des données avec la relation :

$$\text{Energie spectrale} = \exp(\beta_1 + \beta_2 M + \beta_3 \ln(\text{HYPO}) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2 + \sigma_\epsilon)$$

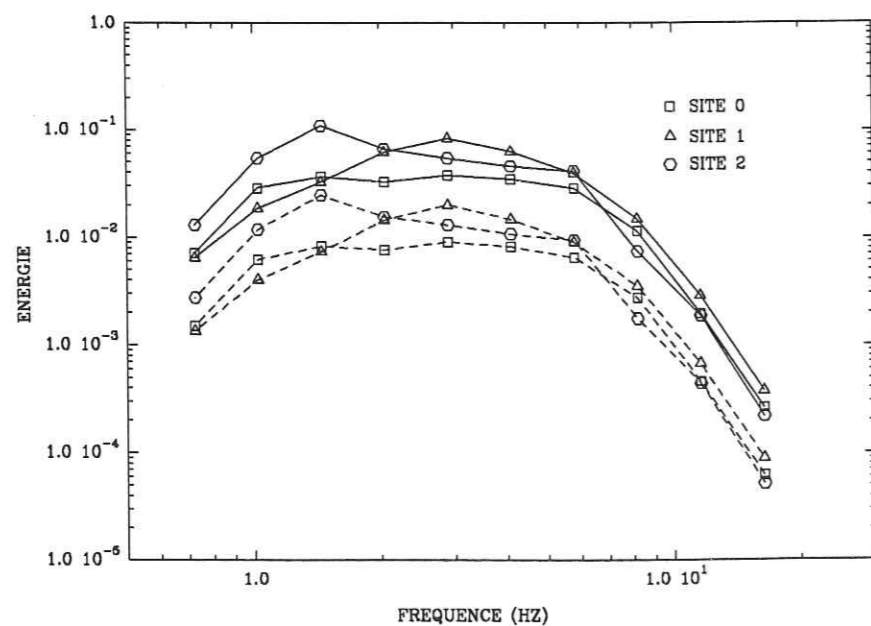


Figure V-14 : Energies spectrales par bande de fréquence pour S_0, S_1, S_2 et pour $M=6.0$ et $\text{HYPO} = 30 \text{ km}$

-trait plein : Energie spectrale = $\exp(\beta_1 + \beta_2 M + \beta_3 \ln(\text{HYPO}) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2 + \sigma_\epsilon)$
 -trait pointillé : Energie spectrale = $\exp(\beta_1 + \beta_2 M + \beta_3 \ln(\text{HYPO}) + \beta_4 S_1 + \beta_5 S_2)$

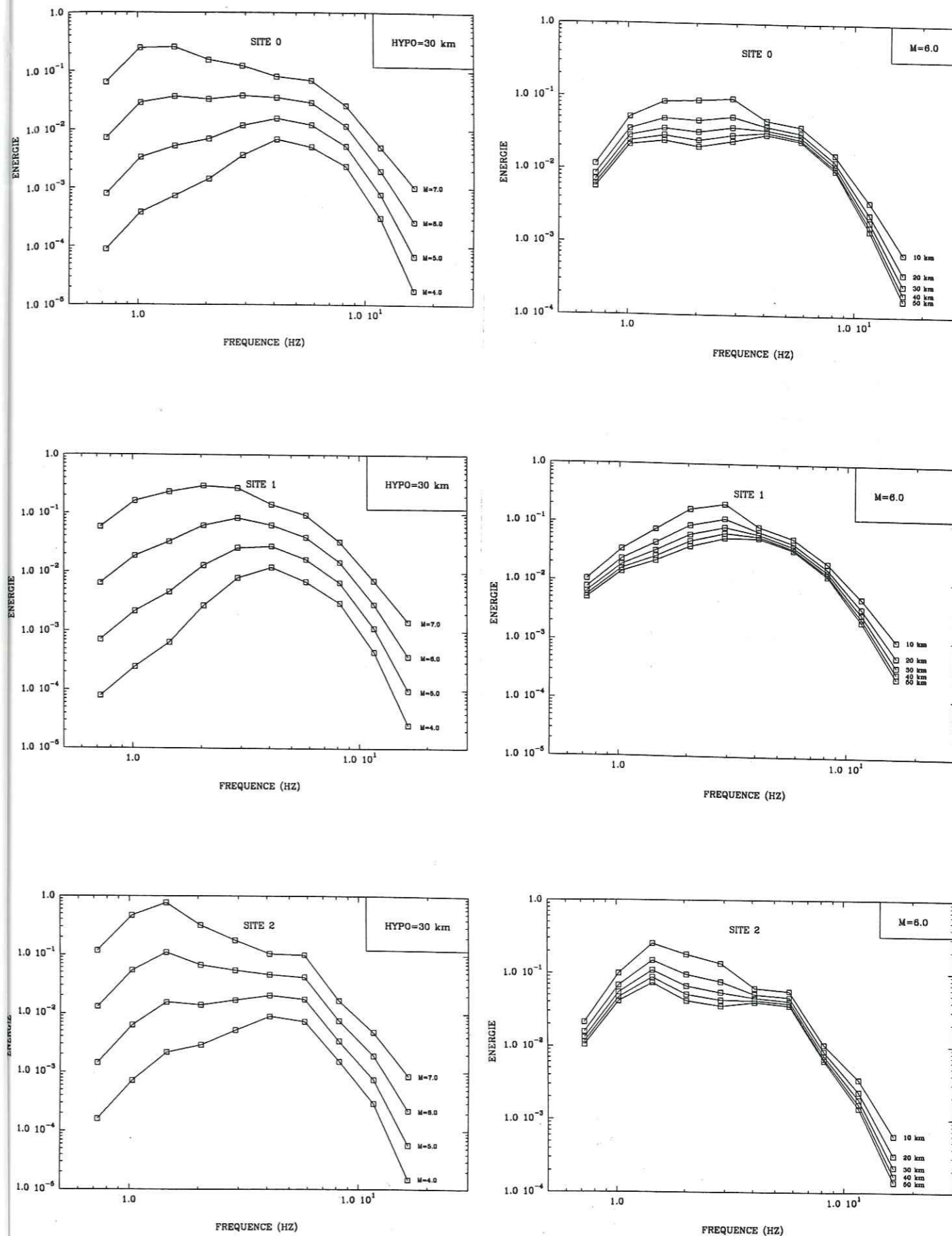


Figure V-15 : Energies spectrales par bandes de fréquence pour différents couples magnitude-distance hypocentrale

ΔF	σ	β_1	β_2	β_3	β_4	β_5
0.6 - 0.9 Hz	1.560	-18.158	2.195	0.445	-0.106	0.599
0.9 - 1.2 Hz	1.528	-16.193	2.161	0.545	-0.430	0.637
1.2 - 1.7 Hz	1.488	-13.937	1.960	0.769	-0.118	1.091
1.7 - 2.4 Hz	1.453	-11.178	1.565	0.908	0.638	0.708
2.4 - 3.4 Hz	1.481	-8.916	1.174	0.833	0.793	0.364
3.4 - 4.8 Hz	1.454	-8.799	0.822	0.279	0.587	0.272
4.8 - 6.8 Hz	1.480	-9.289	0.870	0.286	0.323	0.368
6.8 - 9.6 Hz	1.440	-9.618	0.793	0.309	0.255	-0.439
9.6 - 13.6 Hz	1.452	-11.338	0.927	0.561	0.381	-0.460
13.6 - 19.2 Hz	1.448	-14.720	1.352	0.906	0.360	-0.179

Tableau V-6 : Valeurs de σ_e et des coefficients de régression β_i pour les régressions effectuées sur les énergies spectrales.

comparer avec $F_0=3.48$) et les valeurs de σ_e correspondantes. Les résultats pour les trois catégories de site et pour $M=6.0$ et $HYP0=30$ km (fig. V-14) montrent que les valeurs de l'énergie spectrale sont un peu plus élevées en basse fréquence pour le site S_2 .

A magnitude constante, l'énergie spectrale varie peu avec la distance hypocentrale quelle que soit la fréquence. En revanche, on peut noter une forte augmentation de celle-ci avec l'augmentation de la magnitude si cette fois la distance est constante (fig V-15). Le tableau V-6 donne les coefficients de régressions, et les valeurs de σ obtenues.

CONCLUSION

Nous avons donné, dans cette partie, une définition de la durée en fonction de la fréquence qui peut être particulièrement intéressante pour les calculs de réponse des structures. Nous avons également mis en évidence que la durée varie de façon importante avec la magnitude (par exemple, la durée passe de 15 s pour $M=6$ à 25 s pour $M=7$ pour des sites de type S_2) et nous avons quantifié ses variations avec la magnitude, la distance et les conditions géologiques locales.

La quantification des variations de l'énergie spectrale avec ces mêmes paramètres pourra donner lieu au développement d'une méthode simple de génération d'accélérogrammes non stationnaires, caractérisés par la durée et l'énergie spectrale.

VI.

ETUDE INSTRUMENTALE DES EFFETS DE SITE: LA
VALLEE DU NEKOR (MAROC)

INTRODUCTION

Les résultats que nous avons obtenus dans les parties précédentes ont souligné l'importance des études spécifiques in situ. Nous avons participé à une étude expérimentale de ce type, en coopération avec le Département de Physique du Globe de l'Institut Scientifique de Rabat. Durant la campagne de mesure, nous avons enregistré la microsismicité de la région d'Al Hoceima (dans le Rif Marocain), dans le double objectif :

- de déterminer les caractéristiques de la sismicité locale (localisation des épicentres, détermination des magnitudes et mécanismes au foyer)
- d'étudier la réponse sismique de la vallée alluviale du Nékor en fonction de la position des différents sites, et la variabilité éventuelle de cette réponse en fonction de paramètres tels que l'azimut des séismes et leur distance par rapport aux sites étudiés.

VI.1. ETUDE SISMOTECTONIQUE

VI.1.1. Contexte géologique et géodynamique, sismicité de la région étudiée.

La région d'Al Hoceima est située dans le Rif, sur la côte méditerranéenne. D'un point de vue structural, la zone qui nous intéresse se situe dans la partie centrale du domaine Rifain, l'un des trois domaines structuraux qui constituent le Maroc. A grande échelle, les structures du Rif ont été engendrées dans le contexte géodynamique du rapprochement Europe-Afrique par des mécanismes très compliqués et mal connus, ayant mis en jeu des transports de matériaux et des mouvements verticaux très importants (voir notamment Morel, 1989; Frizon de Lamotte 1982; Andrieux, 1975). La figure VI-1 montre les principaux accidents de la zone du Rif, avec notamment l'accident senestre du Nékor ; l'un des objectifs de cette expérience est d'étudier l'influence de cet accident sur la sismicité locale.

Cette région est l'une des plus sismiques du Maroc (voir carte de la sismicité de 1923 à 1986 fig. VI-2) et la ville d'Al Hoceima a notamment subi des séismes destructeurs en 1801 et 1848 .

VI.1.2. Enregistrement et traitement des données

16 stations portables à enregistrement noir de fumée ont été installées aux alentours de la ville d'Al Hoceima, couvrant une superficie de 760 km² environ (voir fig. VI-3 pour la localisation des stations) ; toutes sont localisées à l'Ouest de l'accident du Nékor car nous ne disposions pas des autorisations nécessaires pour installer quelques unes d'entre elles à l'Est de celui-ci. Ces stations sont de type Sprengnether MEQ 800, équipées de sismomètres à composante verticale de fréquence propre 1 Hz.

Du 14/10/89 au 17/11/89, le réseau a enregistré 328 événements. Le travail de traitement a été réparti comme suit, entre le Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique de Grenoble (LGIT) et le Département de Physique du Globe de Rabat

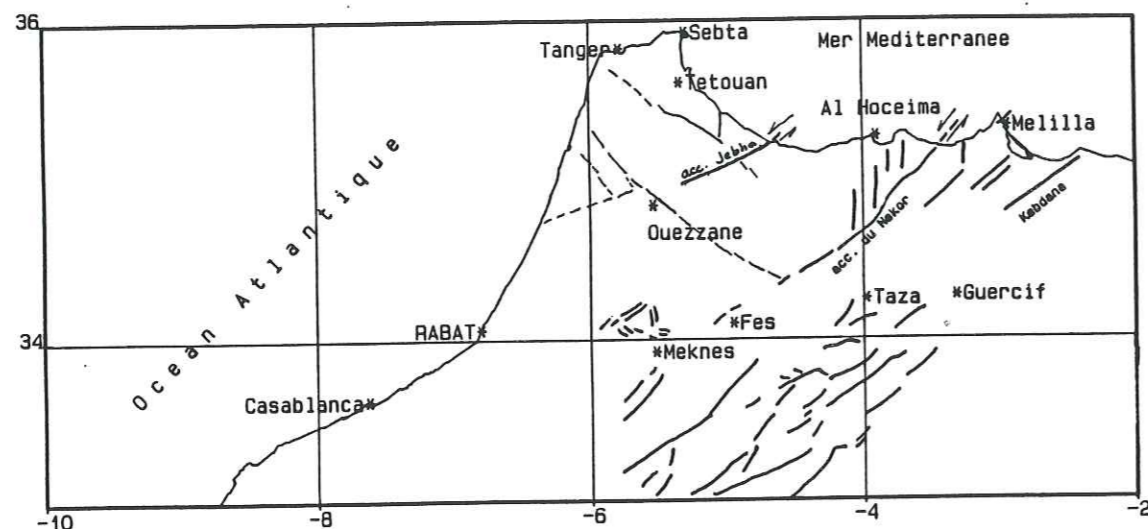


Figure VI-1 : Carte des principaux accidents décrochants du Rif (d'après Frizon de Lamotte, 1982).

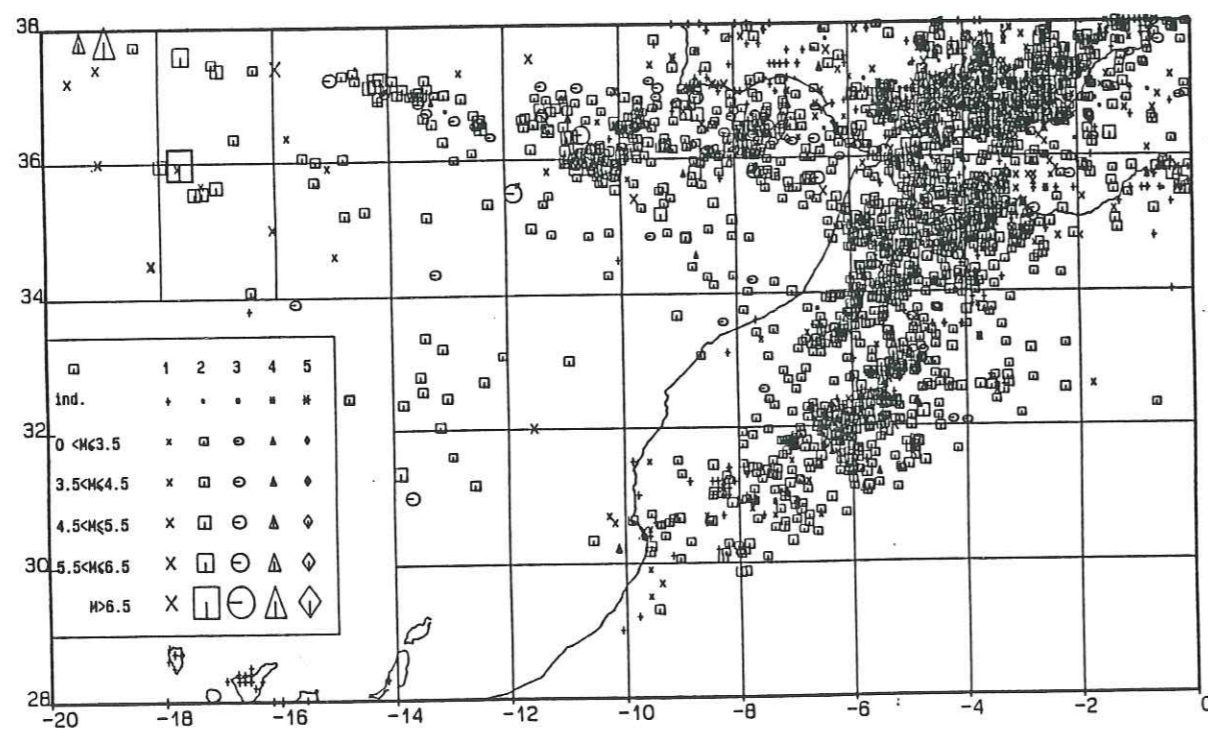


Figure VI-2 : Carte de sismicité pour la période 1923-1986.

classes de profondeur des foyers :

- 1) de 0 à 35 km
- 2) de 35 à 70 km
- 3) de 70 à 150 km
- 4) plus de 150 km

(d'après Cherkaoui, 1991)

(DPG) :

- la lecture des temps d'arrivée et le calcul des magnitudes ont été effectués par le DPG
- la localisation des séismes (travail qui comprend la détermination du modèle de vitesse, du rapport VP/VS, le tri des événements et enfin la localisation finale) a été effectuée au LGIT
- le calcul des mécanismes au foyer a été fait en collaboration.

Les étapes de traitement auxquelles nous avons participé sont la localisation des événements (pour une large part) et le calcul des mécanismes au foyer (pour une petite part).

Pour ce qui est de l'interprétation, une première approche a été effectuée par Cherkaoui (1991), complétée ensuite par Hatzfeld et al. (1992) en utilisant le résultat de la détermination des mécanismes au foyer.

Nous n'allons pas reprendre ici en détail les étapes de traitement et d'obtention des cartes de sismicité et de mécanismes au foyer, ni même les raisonnements qui conduisent aux interprétations (voir pour cela Cherkaoui 1991). En effet, le but est pour nous d'utiliser ces résultats pour l'analyse des effets de site.

VI.1.3. Localisation des épicentres

* Localisation

Les séismes ont été localisés au moyen du programme HYPO71, avec le modèle de vitesse décrit dans le tableau VI-1. Ce dernier a été déterminé par la méthode de minimisation des RMS moyens résultant de la localisation des séismes (Hatzfeld et al. 1987).

Profondeur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0.0	5.5	3.2
6.0	5.9	3.5
10.0	6.2	3.7
30.0	8.0	4.7

Tableau VI-1

Une première sélection des séismes a été effectuée en ne conservant que ceux dont l'hypocentre se déplace de moins de 5 km lors de leur localisation avec 3 modèles de vitesse différents et plausibles (Hatzfeld et al., 1987). Les séismes sélectionnés ont ensuite été localisés avec le modèle final. Nous n'avons alors conservé que ceux qui présentaient les caractéristiques suivantes, relatives à la précision de la localisation :

- nombre de phases minimum utilisées pour la localisation : 10
- incertitudes sur la localisation de l'épicentre et de la profondeur du foyer inférieures à 2 km
- résidu quadratique moyen de localisation inférieur à 0.2

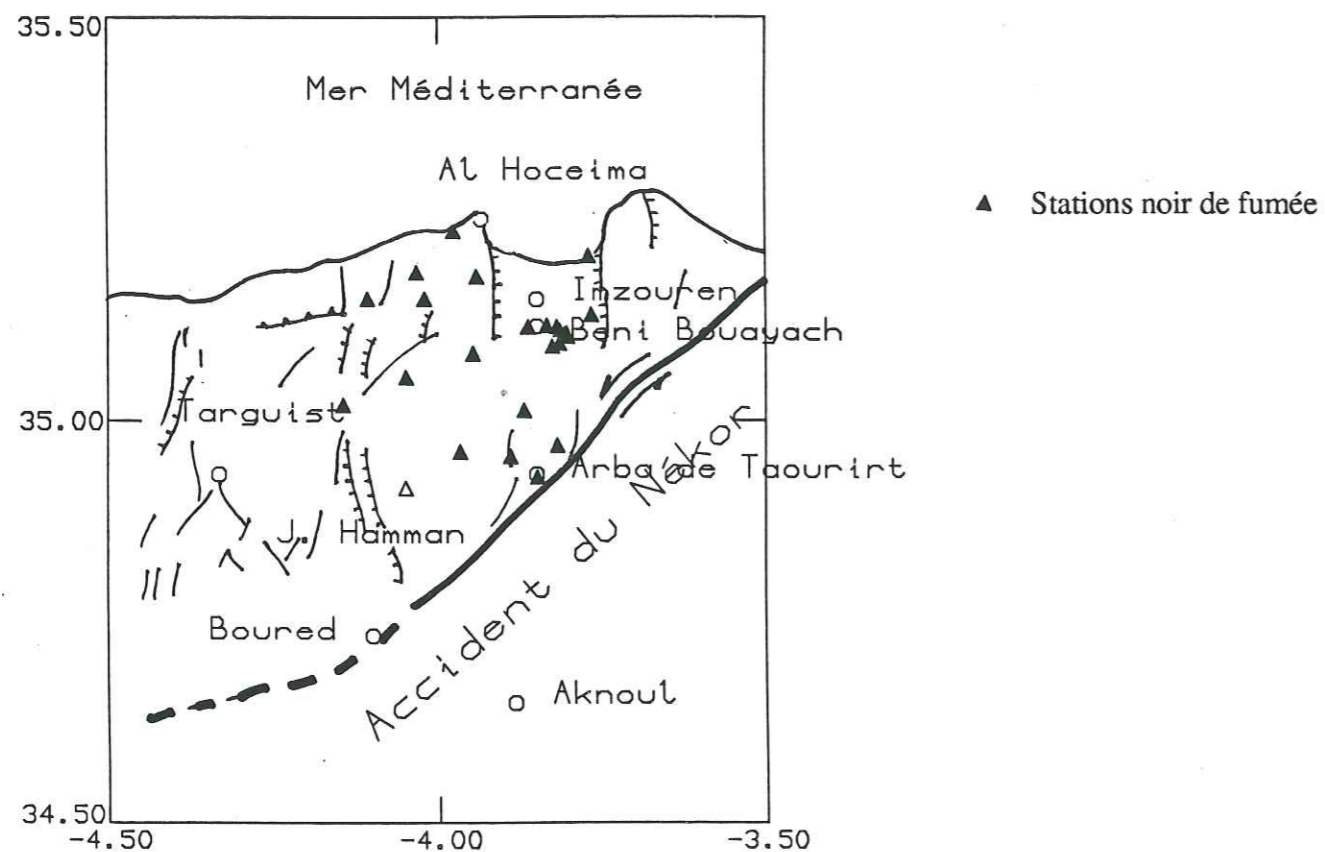


Figure VI-3 : Localisation des stations noir de fumée pour l'étude de la microsismicité et accidents secondaires (d'après Hatzfeld et al., 1992)

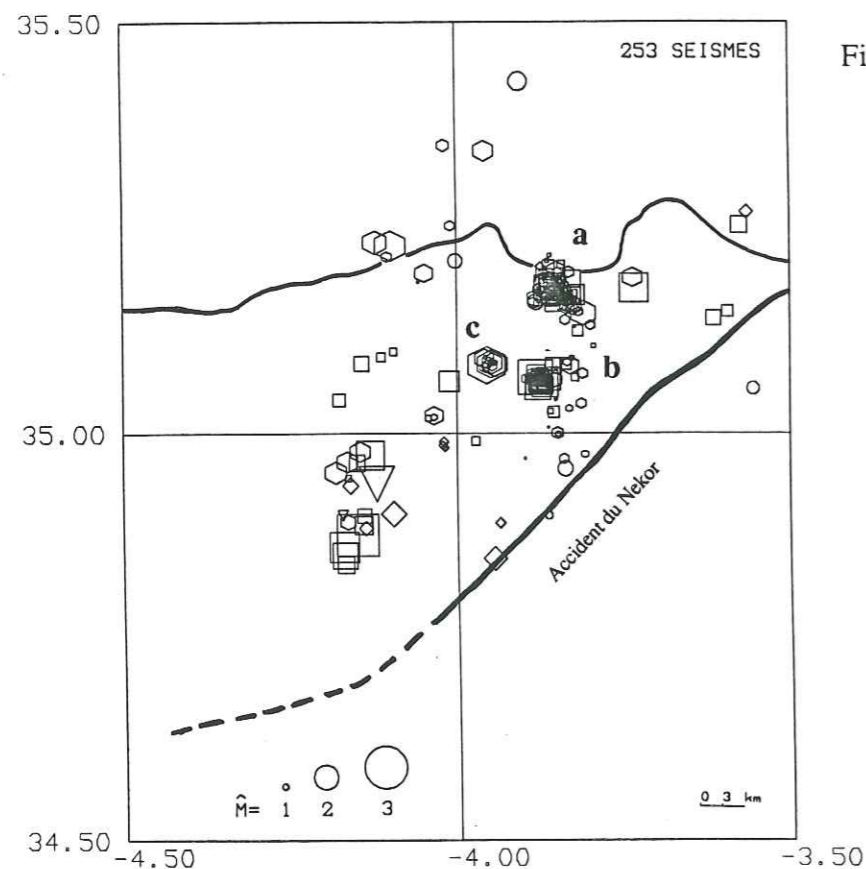


Figure VI-4 : Localisation des séismes retenus
Profondeur Z (km) :

- 0 < Z < 4
- ◻ 4 < Z < 8
- ◊ 8 < Z < 12
- ▽ Z > 16 km

Nous avons ainsi conservé 253 séismes (voir carte de leurs localisations à la Fig. VI-4 et leurs caractéristiques à l'annexe A-VI-1) ; leurs magnitudes sont comprises entre 0.7 et 3.2

* Sismicité

La sismicité observée est essentiellement répartie en essaims (notés a, b, c sur la figure VI-4) ; 90% environ des séismes sont localisés entre 4 et 12 km de profondeur, la profondeur maximale des foyers observée étant de 16 km. Différentes coupes de la sismicité ont été étudiées, mais aucune d'elles n'a montré de répartition des foyers sur un plan de faille. Frogneux (1980) avait obtenu une répartition de sismicité similaire lors d'une campagne d'enregistrement en 1978. Il s'avère donc que l'on ne peut relier la sismicité à l'accident du Nékor (Hatzfeld et al., 1992). Les événements que nous avons utilisés pour l'étude des effets de site sont en grande majorité issus des trois essaims principaux, notés a, b et c sur la carte (fig. VI-4), et qui sont situés dans la plaine du bas-Nékor pour le premier, à quelques kilomètres en amont de la vallée alluviale pour le second, et à environ 10 km au Nord Ouest de ce dernier pour le troisième.

VI.1.4. Etude des mécanismes au foyer

Nous n'avons cherché à déterminer les mécanismes au foyer que pour les événements pour lesquels nous disposons de 10 lectures au minimum et dont la magnitude est supérieure à 1.2. En effet, lorsque ces conditions ne sont pas remplies, les plans nodaux des sphères focales sont en général mal contraints. 41 mécanismes au foyer ont ainsi été déterminés et sont répertoriés à l'annexe A-VI-2. Ils se répartissent en 3 groupes correspondant aux 3 essaims déjà cités (voir fig. VI-5). La figure VI-6 montre les cartes détaillées de ces mécanismes, par essaim. Ceux-ci sont classés en 3 groupes suivant le degré de précision de détermination des plans nodaux (voir légende de la Figure VI-6); pour les mieux contraints, la précision sur les plans nodaux est d'environ 20°.

* Essaim a

Les mécanismes de l'essaim a montrent principalement un mouvement de coulissage senestre Nord-Sud (si l'on choisi les plans nodaux NS comme plans de faille, ce qui est compatible avec la direction des accidents principaux qui sont représentés sur la figure VI-1). Certains mécanismes, moins bien contraints, sont compatibles avec un faillage normal, orienté NS également.

* Essaim b

On observe également pour cet essaim un mouvement de coulissage senestre NS, mais l'on observe aussi du faillage normal orienté NNW-SSE.

* Essaim c

Les mécanismes correspondent là encore à un coulissage senestre NS.

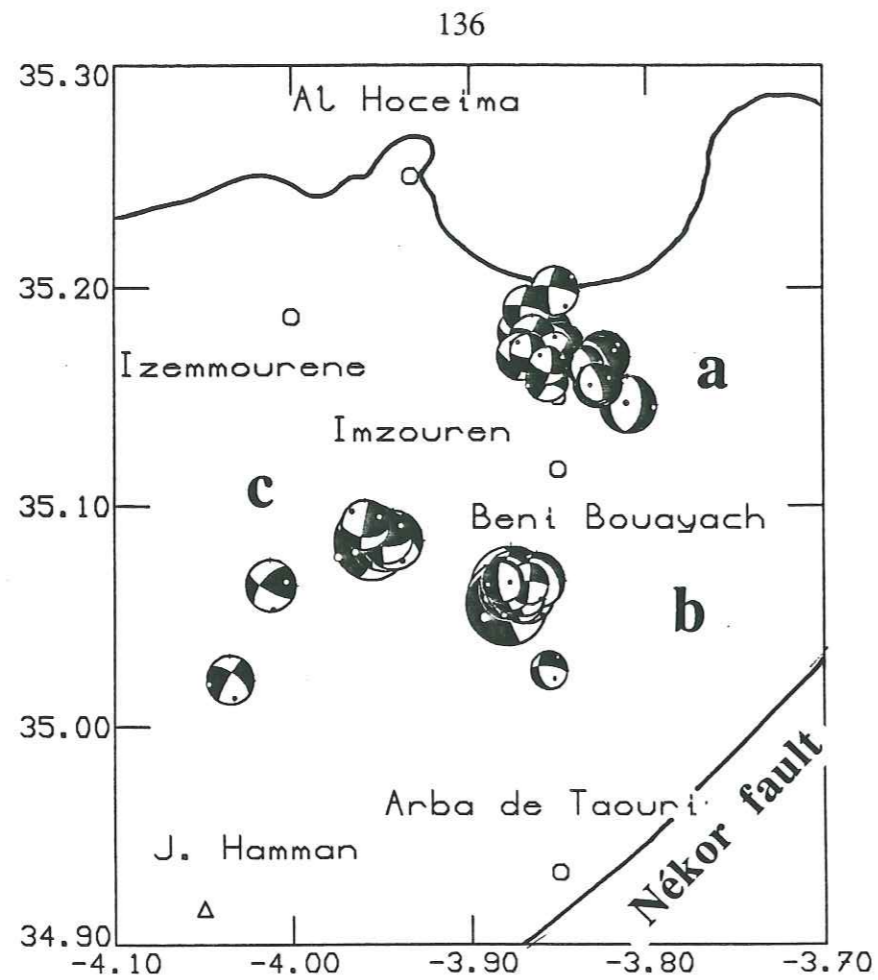


Figure VI-5 : Carte générale des mécanismes au foyer
(d'après Hatzfeld et al., 1992)

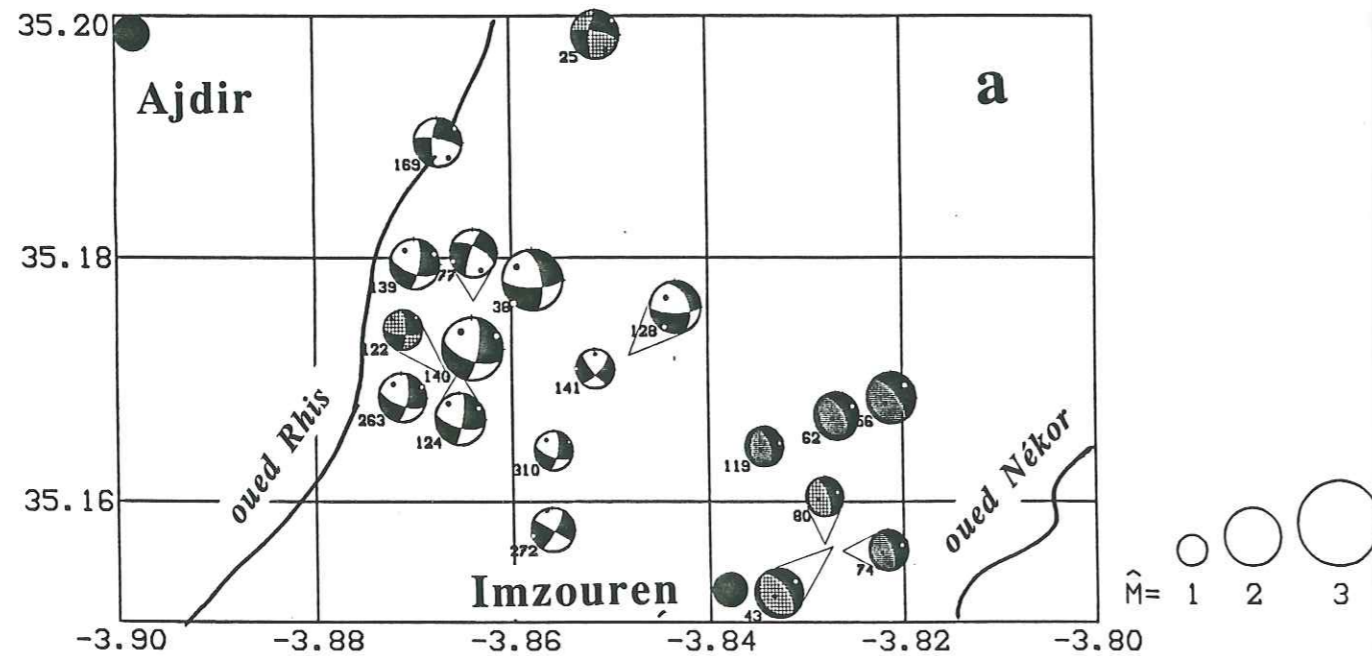


Figure VI-6-a : Mécanismes au foyer pour les séismes de l'essai a
Noir et Blanc: Deux plans nodaux mieux contraints que 20°
Noir et grisé grille large : Un plan nodal mieux contraint que 20°
Noir et grisé grille fine : deux plans nodaux moins bien contraints que 20°
(d'après Hatzfeld et al., 1992)

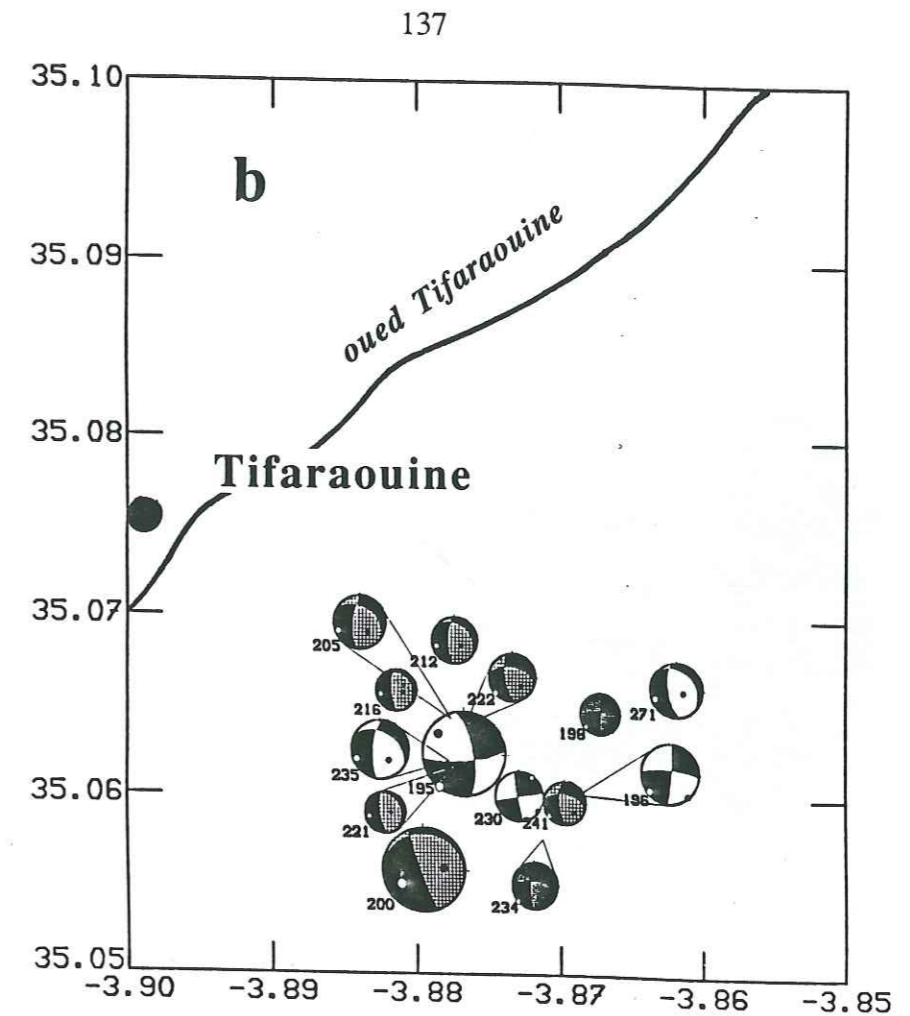


Figure VI-6-b : Mécanismes au foyer pour les séismes de l'essai b
(d'après Hatzfeld et al., 1992)

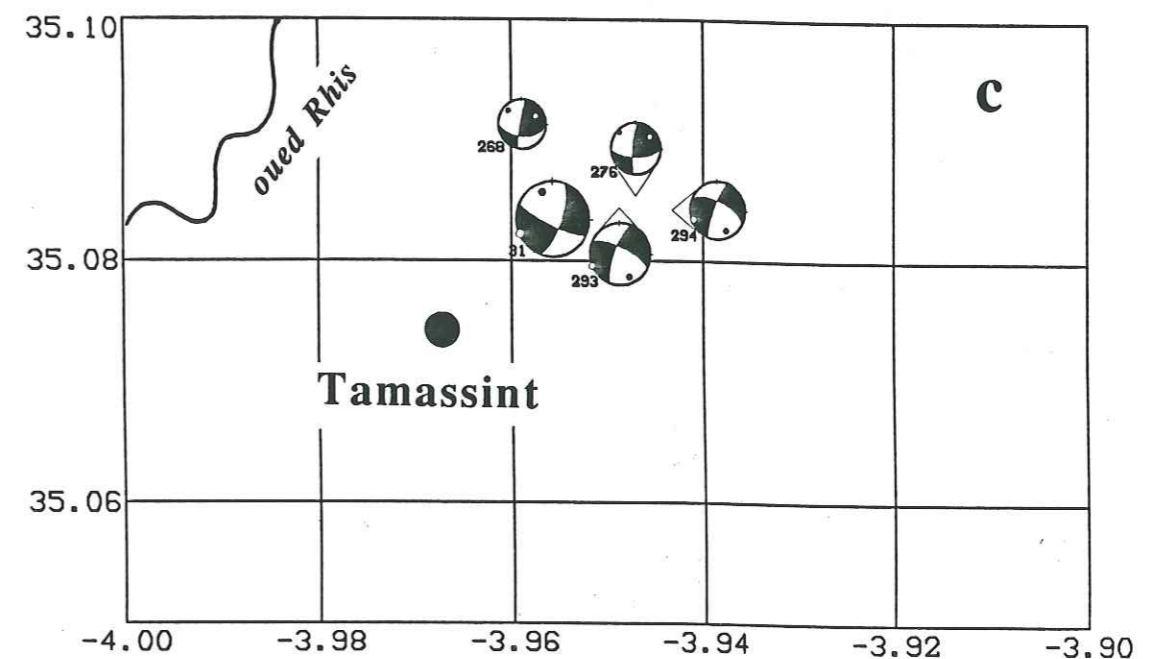
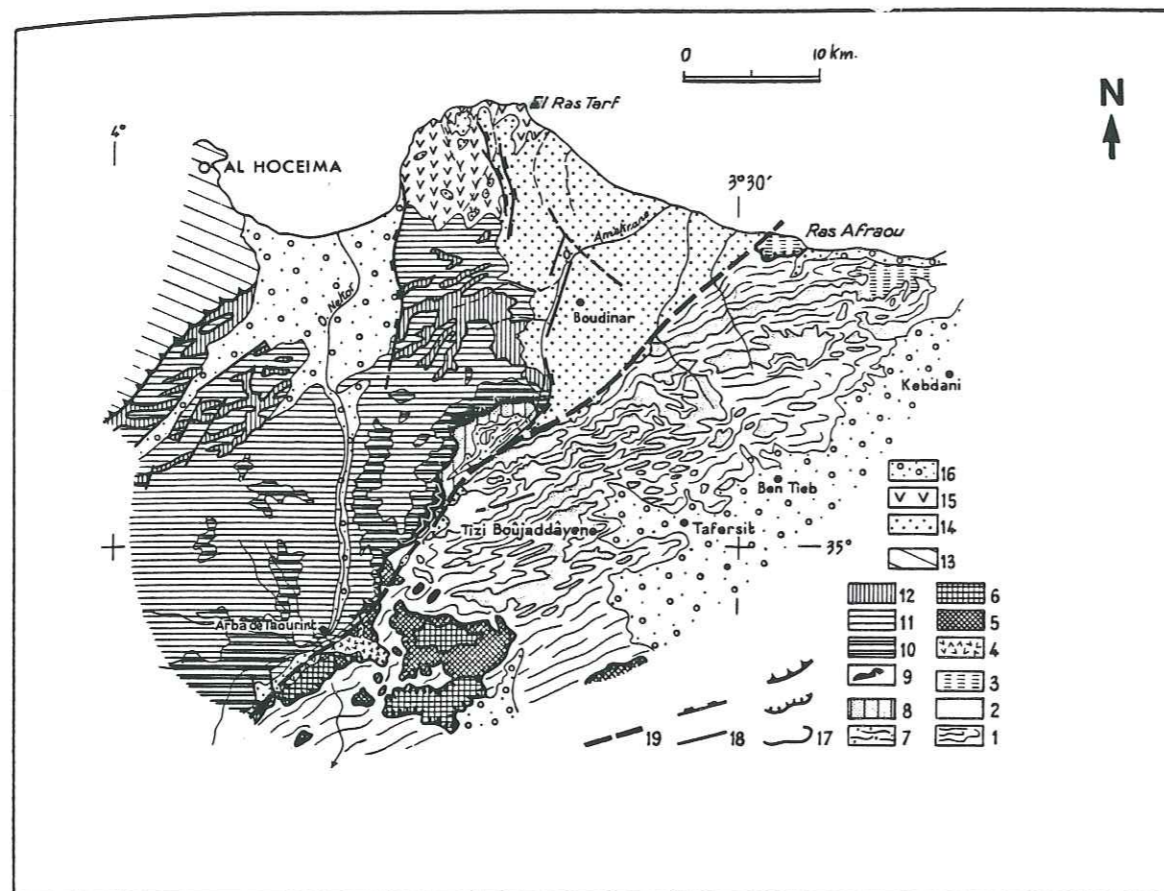


Figure VI-6-c : Mécanismes au foyer pour les séismes de l'essai c
(d'après Hatzfeld et al., 1992)



1 : Formation d'Irherbiene, 2 : Unité de Sidi Messaoud, 3 : Unité de Ras Afraou, 4 : Gypses, 5 : Nappes des Senhadja, 6 : Nappe d'Aknoul, Unité d'Iguarrouas, 7 : Schistes et grès, 8 : Schistes, Nappe de Ketama, 9 : Roches vertes écrasées et serpentine, 10 : Unité de Beni Mahsene, 11 : Unité d'El Karn, 12 : Unité de Beni Bou Yacoub, 13 : Rifides et nappes ultra-rifaines, 14 : Volcanisme de Ras Tarf, 15 : Néogène, 16 : Quaternaire, 17 : Contacts anormaux, 18 : Failles (le rectangle noir est du côté de la lèvre abaissée), 19 : Accident du Nekor.

Figure VI-7-a : Situation géologique de la vallée du Nekor.

(d'après Houzay, 1975)

En résumé, on observe essentiellement un mouvement de coulissage, les axes de pression étant orientés vers le Nord-Ouest et les axes de tension vers le Nord Est ce qui est compatible avec le rapprochement Europe-Afrique

VI.2. ETUDE DE LA REPOSE DE LA VALLEE DU NEKOR

L'étude des effets de site dans la vallée du Nékor a été menée avec deux objectifs bien précis :

- le premier consiste en une meilleure compréhension des phénomènes, et constitue plutôt l'aspect recherche. Nous avons d'une part analysé, dans nos résultats, la part des effets de site par rapport à d'autres phénomènes (effets du diagramme de radiation de la source notamment), et d'autre part, l'influence de l'azimut et de la distance épacentrale des séismes sur les effets de site.

- le second est d'essayer de déterminer les caractéristiques des amplifications susceptibles de se produire dans cette zone dans l'optique de l'étude du risque sismique dans la région d'Al Hoceima.

VI.2.1. Données géologiques et caractéristiques du réseau

a - Caractéristiques géologiques de la plaine alluviale du Nékor.

La plaine alluviale du Nékor couvre une superficie d'environ 100 km² et possède une pente moyenne, du Sud au Nord de 1%. Cette vallée est bordée par (voir Figure (VI-7)) :

- des flyschs schisto-gréseux au Sud-Ouest
- des calcaires dans le secteur Nord-Ouest
- une juxtaposition de cônes de déjection sur la bordure Est
- des vulcanites plio-quaternaires à l'extrême Nord-Est

Des sondages ont été effectués en 1967-1968 lors de reconnaissances hydrogéologiques liées à la construction du barrage Abdelkrim El Khattabi. Ces forages ont montré que le remplissage alluvial était constitué essentiellement de galets et de cailloutis, à l'exception de la partie supérieure qui est surtout limoneuse (sur 2 à 10 m d'épaisseur). La profondeur du substratum et sa nature n'ont pu être rigoureusement déterminées. Il semblerait néanmoins que, dans la moitié amont de la vallée (partie où a été installé le réseau), le remplissage ait une épaisseur de 100 à 200 m, la nappe phréatique se situant à 50-70 m de profondeur et le substratum étant probablement constitué de flyschs ou d'argiles.

b- Caractéristiques du réseau

Nous avons utilisé pour cette étude 9 stations numériques de type SCAITA couplées à des sismomètres Mark Products L22 de fréquence propre 2 Hz, 3 composantes, dont les

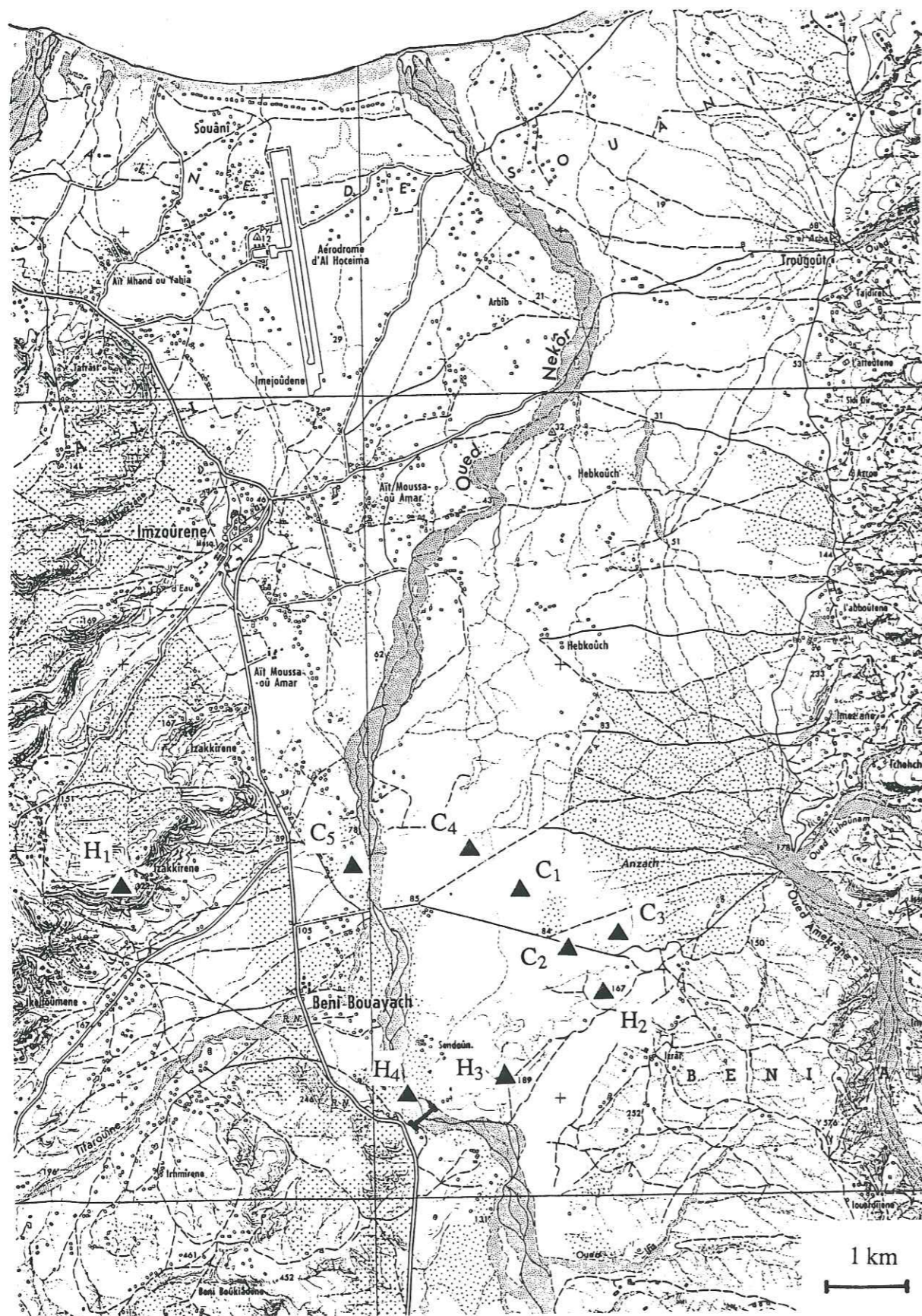


Figure VI-7-b : Carte topographique de la vallée du Nékor et localisation des stations numériques.

caractéristiques principales sont :

- seuil de déclenchement réglable
- mémoire tampon : 6 secondes
- durée d'enregistrement : 1 minute après déclenchement
- pas d'échantillonnage : 150 cps/sec
- amplificateur à gain variable automatique ; dynamique totale : 108 dB
- horloge synchronisée sur un signal DCF provenant d'un récepteur connecté à la station.

Lors du déclenchement de la station, les deux signaux horaires et les trois composantes du signal sont digitalisés à 150 coups/s, puis multiplexés ; le signal est alors enregistré sur bande magnétique.

Six des neuf stations ($C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, H_1$) étaient équipées d'un système de déclenchement à distance, comprenant une station maître qui, à chaque déclenchement émettait un signal radio provoquant la mise en marche des cinq autres stations. Ce système a permis d'une part, de régler plus haut le seuil de déclenchement des stations de la vallée qui étaient plus bruitées et d'autre part, de nous assurer suffisamment d'événements enregistrés à la fois par une station de référence (H_1) et par cinq stations situées dans la vallée.

- Les stations C_1, C_2, C_3, C_4, C_5 ont été installées selon un profil à peu près transverse de l'amont de la vallée du Nékor (voir fig. VI-7-b).

- La station H_4 a été installée de façon à ce que l'on dispose de deux stations dans l'axe radial de la vallée (H_4 et C_4) ; cela peut ainsi nous permettre d'étudier les effets de site dans les directions radiale et transverse.

- Les stations H_1, H_2, H_3 , installées sur des collines (flyschs) sont considérées comme stations de référence (au rocher) pour l'étude des effets de site dans la vallée. Nous devons cependant prendre garde aux effets topographiques susceptibles de se produire sur celles-ci ; il faut donc, dans la mesure du possible, comparer les résultats obtenus en changeant de station de référence et effectuer des recoupements pour déterminer si l'une d'elles est plus satisfaisante.

VI.2.2. Acquisition et tri des données

VI.2.2.1. Installation et maintenance du réseau

Un certain nombre de précautions nécessaires au bon fonctionnement du réseau ont été prises lors de la mise en place des stations. La station maître H_1 a été installée en altitude par rapport aux stations réceptrices (C_1, C_2, C_3, C_4, C_5), de façon à ce que la transmission du signal radio soit correcte. L'activité humaine dans la vallée étant assez importante, nous avons pris soin de choisir des sites avec des niveaux de bruit les plus faibles possibles, de façon à régler les seuils de déclenchement au plus bas. Le réseau a fonctionné du 18/10/89 au 17/11/89. Durant cette période, nous avons effectué les opérations de maintenance classique :

- changement des bandes magnétiques
- vérification du bon fonctionnement (seuil et déclenchement, niveau du signal,

réception horaire)

- petites réparations : séchage des cartes électroniques qui craignent la moindre humidité ; remplacement de certaines de ces mêmes cartes, qui défectueuses sur l'une des stations fonctionnaient quelques minutes plus tard sur une autre ; multiples démontages du sismomètre de C₄ qui n'a néanmoins jamais voulu fonctionner .

VI.2.2.2. Dépouillement

Pour chaque bande magnétique, la procédure est la suivante :

- démodulation de la bande et transfert sur micro-ordinateur. Au terme de cette opération, nous disposons d'un fichier par enregistrement contenant deux traces horaires et les trois composantes du signal.

- visualisation et tri des fichiers : cette opération permet d'éliminer tous les enregistrements de signaux non sismiques ; durant celle-ci, le temps est automatiquement décodé.

VI.2.2.3. Tri des événements

Il s'avère qu'après dépouillement, nous sommes contraints d'utiliser la station H₁ comme référence au rocher ; en effet, H₂ et H₃ n'étaient pas connectées au réseau de déclenchement automatique et ont de ce fait enregistré beaucoup moins d'événements. Nous avons fait un premier tri des séismes, en ne conservant que ceux qui ont été enregistrés par 4 stations au minimum, dont H₁. Il nous reste alors 66 événements dont un grand nombre ont dû être éliminés du fait de mauvais fonctionnement ayant introduit des parasites sur quelques dixièmes de seconde de la partie utile du signal que nous n'avons pu éliminer. Nous conservons finalement 40 séismes, dont 36 événements proches (épicentres : 12 km du réseau au maximum), 3 événements lointains (épicentres: 20 à 55 km du réseau), et le séisme régional de Tipaza Chenoua (Algérie) du 29 Octobre 1989 (M=6.1). Nous présenterons la localisation de ces événements ultérieurement (cf. § VI.2.4).

VI.2.3. Traitement des données

VI.2.3.1. La méthode des rapports spectraux

a- Principe

La méthode que nous avons utilisée pour étudier les effets de site dans la plaine alluviale du Nékor est la méthode des rapports spectraux. Celle-ci a notamment été développée par Borchardt en 1970 et a été largement utilisée depuis pour caractériser les amplifications dues aux formations géologiques locales ; citons notamment les travaux de Tucker et King (1984) et de Pedotti (1988). Cependant, pour la plupart de ces études, le problème est de savoir si les résultats obtenus à partir de séismes de magnitudes faibles sont

applicables dans le cadre d'une étude de risque sismique pour des mouvements forts ; en d'autres termes, la théorie linéaire est-elle applicable? On ne peut donner de réponse définitive à cette question à l'heure actuelle, bien qu'un nombre important d'études aient essayé de le faire (voir Aki et al., 1991, pour une synthèse de celles-ci). Singh et al. (1988) par exemple, ont montré l'absence d'évidence en faveur des effets non linéaires lors du séisme de Michoacan (1985). A l'inverse, Chin et Aki (1991), dans une étude récente sur les données du séisme de Loma Prieta (1989), montrent que de tels effets se sont produits autour du niveau 0.4-0.5 g en accélération. Chavez-Garcia et al. (1990), ont comparé les résultats de l'étude des effets de site de la vallée de Vasilika (région de Thessalonique) à partir de la microsismicité avec les données d'intensité macrosismiques (I < VII) acquises lors de la séquence sismique de 1978 ; Ils trouvent un accord relativement correct et concluent donc que la théorie linéaire est valable pour la zone étudiée. Nous ne sommes pas en mesure, dans notre étude, d'effectuer de telles comparaisons. Il est donc prudent de garder une réserve concernant l'application de nos résultats aux mouvements forts.

Le principe de la méthode des rapports spectraux est très simple. Supposons que deux stations sismologiques enregistrent le même séisme; l'une est située sur le rocher (1), l'autre sur le site dont on veut étudier la réponse (2). Les signaux $a_1(t)$ et $a_2(t)$ enregistrés par les stations 1 et 2 peuvent s'écrire, si l'on considère le milieu affecté par les ondes comme un système linéaire :

$$a_1(t) = s(t) * p_1(t) * g_1(t) * i_1(t)$$

$$a_2(t) = s(t) * p_2(t) * g_2(t) * i_2(t)$$

avec (* représente le produit de convolution) :

- $s(t)$: fonction source
- $p_1(t), p_2(t)$: effets de la propagation
- $g_1(t), g_2(t)$: effets de la géologie superficielle
- $i_1(t), i_2(t)$: réponses instrumentales

Dans le domaine des fréquences, on obtient :

$$A_1(\omega) = S(\omega) \cdot P_1(\omega) \cdot G_1(\omega) \cdot I_1(\omega)$$

$$A_2(\omega) = S(\omega) \cdot P_2(\omega) \cdot G_2(\omega) \cdot I_2(\omega)$$

On fait alors les hypothèses suivantes :

- les effets azimutaux et les effets dus aux différences de distances de propagation entre les stations sont négligeables ; on considère alors que $P_1(\omega) = P_2(\omega)$.
- les fonctions de transfert des instruments sont les mêmes : $I_1(\omega) = I_2(\omega)$;
- pour la station choisie comme référence, si la géologie de surface ne modifie pas ou peu le signal incident, on peut considérer que $G_1(\omega) = 1$; cela n'est quasiment jamais le cas, et, en pratique, on obtient le plus souvent une réponse $A_2(\omega)/A_1(\omega)$ relative du site étudié au

site de référence que l'on s'efforce de choisir pour se rapprocher au maximum de cette hypothèse.

b- Choix du signal utile et calcul des rapports spectraux

Les travaux précédents montrent une faible variabilité entre les rapports spectraux obtenus à partir de différentes parties du signal, de durées variables (Tucker et King, 1984; Joyner et al. 1981). Les événements que nous avons enregistrés étant de faible magnitude, nous devons donc prendre garde à choisir une portion du signal qui soit la plus énergétique possible pour obtenir un rapport signal sur bruit satisfaisant. C'est pourquoi nous avons choisi de travailler sur les ondes S, c'est à dire sur une fenêtre de 3 secondes de signal à partir de l'arrivée de ces ondes (ce qui, vu la taille des séismes, correspond à la majeure partie du train d'ondes S).

Pratiquement, le calcul des rapports spectraux a été effectué comme suit :

- extraction de 3 secondes de signal à partir de l'arrivée des ondes S à l'aide d'une fenêtre de Hanning (c'est à dire rectangulaire, avec une forme en cosinus à chaque extrémité sur 10% de la largeur totale de la fenêtre)
- calcul du spectre par FFT
- calcul du module du spectre lissé par une fenêtre rectangulaire de largeur 2 Hz (nous avons essayé avec une largeur de 1 Hz mais le lissage n'était pas suffisant)
- calcul des rapports spectraux en divisant point par point les modules lissés précédemment obtenus.

c- Sources d'erreurs possibles sur les rapports spectraux

Ce sont :

- les différences entre les fonctions de transfert des instruments (cf § VI.2.3.2)
- le biais dû à l'autocorrélation du bruit introduite par le lissage du spectre (Fréchet 1985)
- une distance trop importante entre les stations par rapport à la distance hypocentrale qui fait que l'expansion géométrique et l'atténuation anélastique des ondes ne sont pas identiques pour celles ci.

Nous allons maintenant évaluer l'importance de ces erreurs

VI.2.3.2. Réponse instrumentale

Dans le but d'estimer les différences entre les fonctions de transfert des différentes stations, nous avons effectué deux séries de tests, l'un en laboratoire, l'autre dans la vallée du Nékor : dans les deux cas, toutes les stations ont été disposées au même endroit et ont enregistré plusieurs séquences de bruit de fond. Lors de ces tests, certains instruments ont

mal fonctionné et la réception du signal horaire était mauvaise. Nous n'avons donc pas été en mesure d'identifier chaque séquence sur toutes les stations.

Pour le test en laboratoire, nous avons pu exploiter deux séquences de bruit de fond :

- séquence L1 : fenêtre de 10 sec, extraite pour les stations C₁, C₂, C₃, C₄, C₅, H₁, H₂, H₄
- séquence L2 : fenêtre de 5.5 sec, extraite pour les stations C₁, C₂, C₃, C₄, C₅, H₁, H₂, H₃, H₄

Pour le test dans la vallée, deux séquences également sont utilisables :

- séquence V1 : fenêtre de 5 sec, extraite pour C₁, C₄, H₁
- séquence V2 : fenêtre de 5 sec, extraite pour C₁, C₄, H₁

Nous avons comparé les réponses des instruments en utilisant les mêmes traitements que pour obtenir les rapports spectraux ; les signaux ont été extraits avec une fenêtre de Hanning, et nous en avons calculé les modules des transformées de Fourier lissées avec une fenêtre rectangulaire de 2 Hz. Nous avons ensuite calculé les rapports spectraux en prenant comme station de référence C₂ (car nous verrons plus loin que H₁ présente un défaut de fonctionnement) pour les tests en laboratoire et H₁ pour les tests dans la vallée (il aurait fallu prendre C₁ pour la raison précédemment évoquée ; cela n'aurait néanmoins rien changé vu le nombre de stations ayant enregistré ce test). Les rapports spectraux obtenus pour les 4 séquences sont représentés aux figures VI-8, pour L1 et L2 et VI-9 pour V1 et V2. Nous considérons que nous pouvons tolérer des différences entre les réponses des stations d'un facteur 2 au maximum ; prenant en compte ce critère, nous observons donc, entre 0 et 15 Hz :

- la composante EW de C₂ présente une anomalie (visible sur tous les rapports spectraux puisque cette station est utilisée comme référence) : sa réponse est supérieure à celle des autres instruments, avec un pic à 8 Hz ; il nous faudra donc prendre en compte ce biais systématique sur la composante EW de C₂.
- les stations C₁, C₂, C₃, C₅ ont des réponses similaires (à part EW pour C₂).
- les stations H₂ et H₄ ont des réponses similaires pour le test L1, alors que l'accord est moins bon pour L2; ceci pouvant être dû à un léger décalage en temps des fenêtres extraites du signal, nous considérons que les réponses de ces deux stations sont correctes.
- la station H₁ a une réponse inférieure d'un facteur 8 à 10 à celle de C₂, pour les tests L1 et L2. Ceci se confirme pour les tests V1 et V2 pour lesquels les rapports spectraux C₁/H₁ sont de l'ordre de 8 à 10 également. Cette panne peut être due à un mauvais fonctionnement du gain automatique, et n'était heureusement que temporaire, vu les rapports spectraux que nous avons observés par la suite avec cette station comme référence.
- la réponse instrumentale de C₄ est très mauvaise sur tous les tests. Nous sommes donc dans l'obligation d'éliminer cette station.
- nous ne disposons que d'un test pour H₃ qui n'est pas satisfaisant.

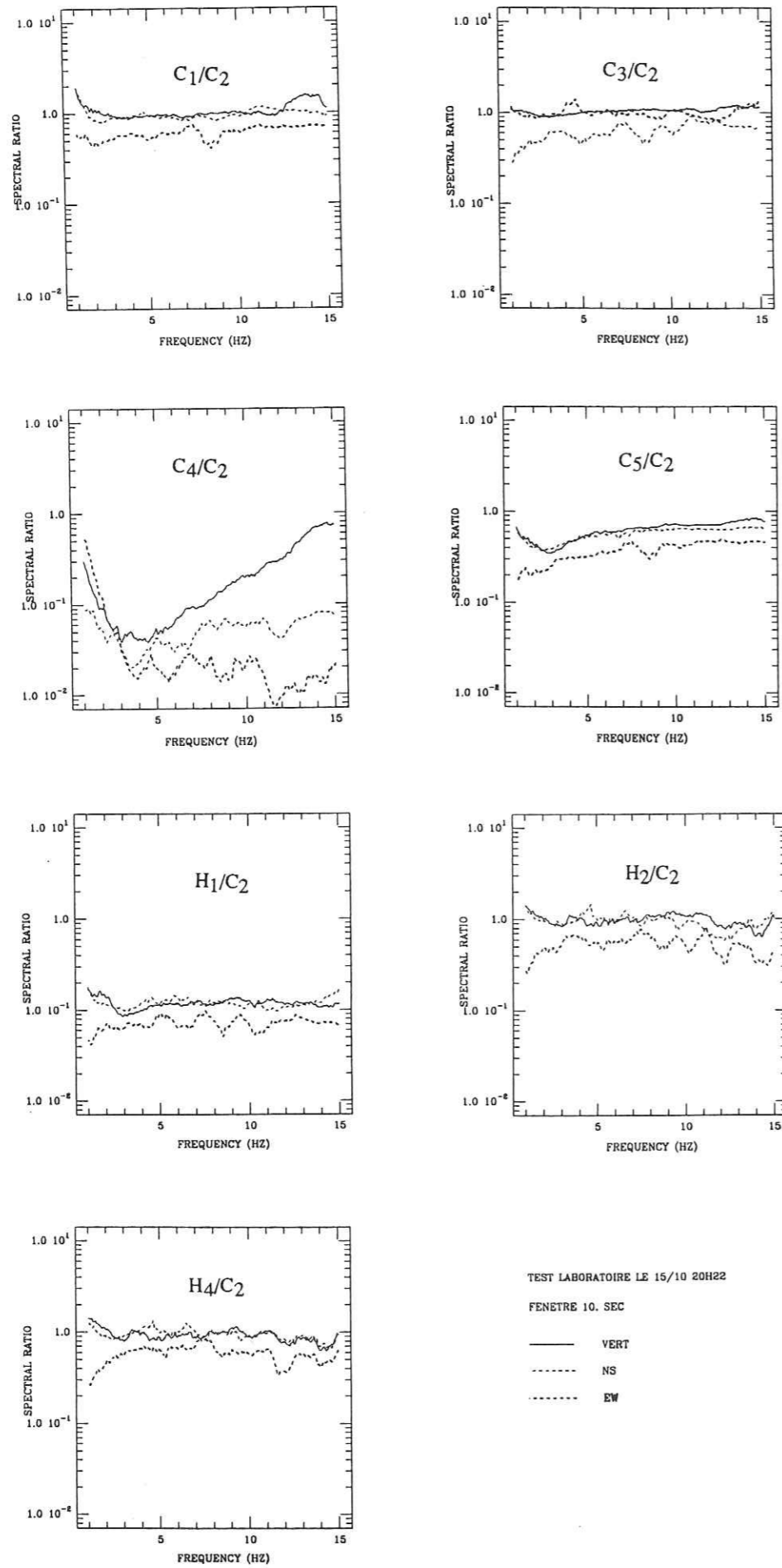


Figure VI-8-a : Comparaison des réponses instrumentales : séquence L1

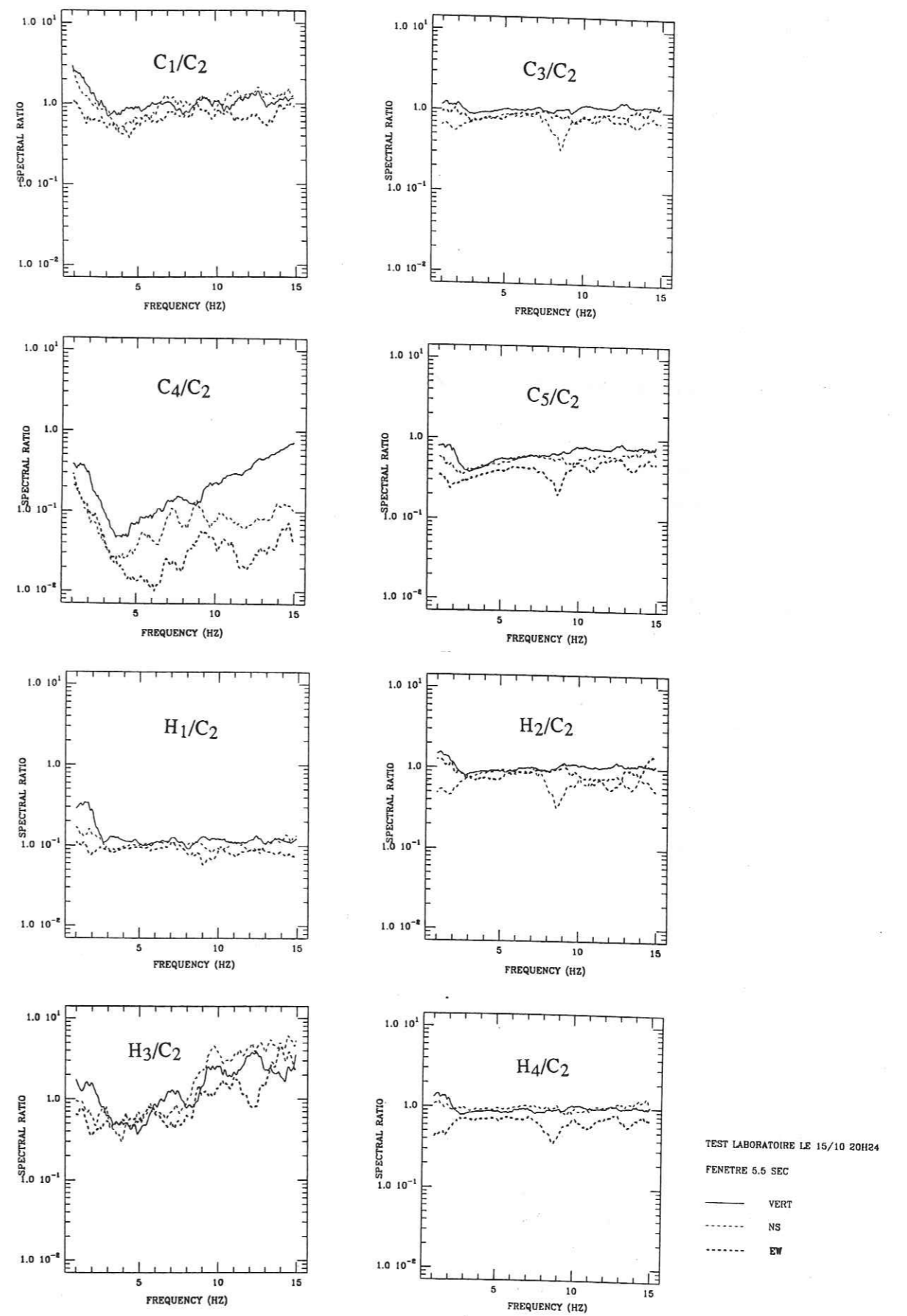


Figure VI-8-b : Comparaison des réponses instrumentales : séquence L2

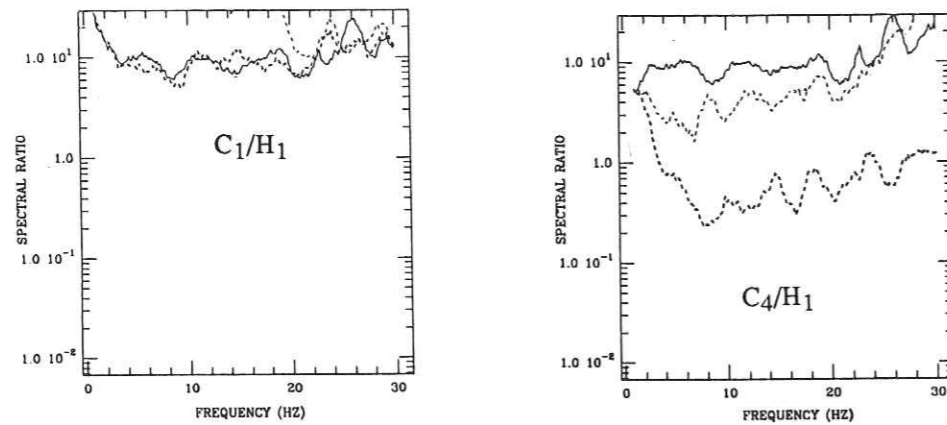


Figure VI-9-a : Comparaison des réponses instrumentales : séquence V1

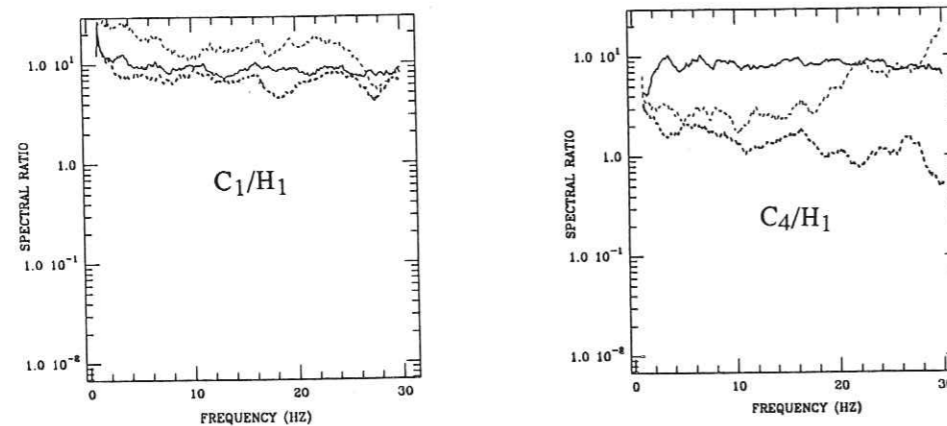


Figure VI-9-b : Comparaison des réponses instrumentales : séquence V2

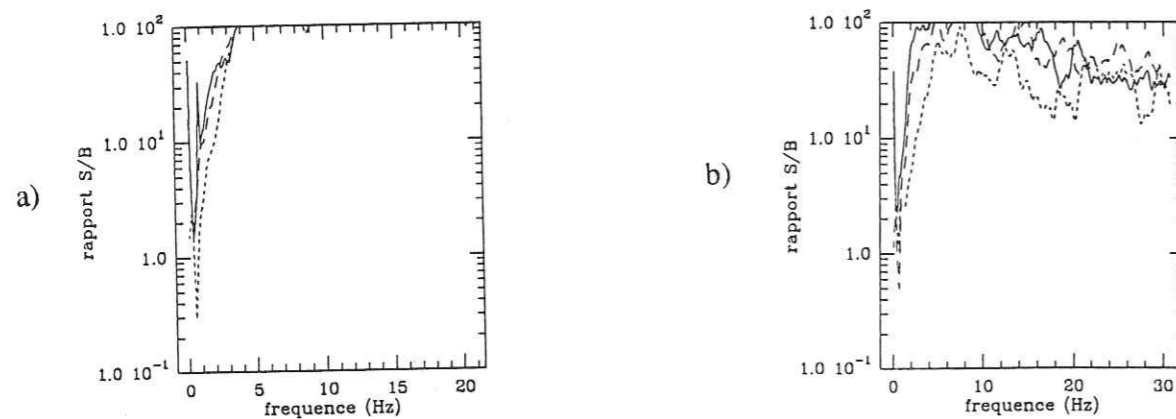


Figure VI-10 : Exemples de rapports signal/bruit pour la station H1 et pour les événements :

- a) 123 ——— NS
 b) 314 - - - - EW
 ····· UP

En résumé, nous conservons pour cette étude les stations C_1, C_2, C_3, C_5 (sauf la composante Est-Ouest qui, en fait, n'a pas fonctionné pendant toute la campagne d'enregistrement), H_1, H_2 ; nous éliminons les stations C_4 et H_3 dont la réponse est mauvaise ainsi que H_4 qui n'a enregistré que très peu d'événements. Enfin, nous ne pouvons considérer comme significatives que les amplifications (ou désamplifications) supérieures à un facteur 2.

VI.2.3.3. Etude du rapport signal/bruit

Pour que les résultats soient valides, il faut nécessairement que le rapport signal sur bruit (S/B) soit correct. Nous allons imposer la valeur minimale de celui-ci de façon à réduire la variance du rapport spectral induite par le biais dû à l'autocorrélation du bruit. Pedotti (1988), a montré que si S/B est supérieur à 5, cette variance est inférieure à 30% ; nous allons donc maintenant vérifier que cette condition est remplie pour chacun des enregistrements.

Le rapport S/B a été étudié en effectuant, pour chaque événement, le rapport spectral suivant pour une station donnée :

$$R(S/B) = A(\omega)/B(\omega) \quad \text{où :}$$

- $B(\omega)$ est le module du spectre calculé sur 3 sec de signal de bruit de fond extrait juste avant (ou après) l'événement.

- $A(\omega)$ est le module du spectre calculé sur le signal utile, c'est à dire 3 sec à partir du début des ondes S.

Notre critère de sélection est : $R(S/B) > 5$. Pour quelques événements, nous avons calculé ce rapport pour chaque station. Celui-ci étant pratiquement équivalent pour chacune d'elles, nous ne l'avons ensuite calculé que pour la station de référence H_1 . En général, sur les 40 événements, nous obtenons un bon R(S/B), supérieur à 5 entre 2 Hz et 20 Hz. Seuls 2 séismes sont éliminés car ils ne remplissent la condition qu'à partir de 4 Hz. La figure VI-10 montre deux exemples de rapports signal sur bruit.

VI.2.3.4. Expansion géométrique et atténuation anélastique

Presque tous les événements que nous avons conservés sont très proches du réseau (moins de 10 km) ; nous devons donc, pour chaque séisme, estimer les effets dus à la différence de longueur du trajet des ondes entre chaque station et la station de référence.

* Expansion géométrique.

Dans un espace homogène, celle-ci est inversement proportionnelle à la distance parcourue par les ondes. Pour prendre en compte cet effet, il suffit donc, en première approximation de corriger chaque rapport spectral par un facteur multiplicatif qui est égal au rapport de la distance hypocentrale à la station considérée sur celle de la station de référence. Nous avons effectué cette correction pour chacun des événements et pour chaque station;

N° du séisme	Magnitude	Distance épicentre-C ₁ (km)	Profondeur (km)	Mécanisme	C ₁	C ₂	C ₃	C ₅	H ₂
a1									
124	1.8	8.0	9.1	+		*	*	*	
123	1.4	8.0	9.2			*	*	*	*
141	1.3	7.5	10.0	+		*	*	*	*
181	1.4	7.2	8.6		*	*	*		
184	1.2	6.5	8.9			*	*		*
187	1.2	6.8	10.0			*	*	*	*
310	1.3	6.8	10.0	+	*	*		*	
128	1.8	7.5	7.9	+				*	*
191	1.3	7.8	12.6			*	*	*	
140	2.2	8.2	10.0	+			*	*	*
119	1.3	6.1	7.2	+		*	*	*	
156	1.8	6.5	10.8	+	*	*	*		
a2									
87	1.1	9.9	7.5		*	*			
120	1.4	9.3	6.3			*	*	*	
139	1.7	9.2	9.4	+		*	*	*	*
309	1.3	9.5	8.2		*	*		*	
a3									
306	1.2	3.5	5.8		*				*
18	2.0	4.1	6.2	+				*	
76	0.9	5.2	7.8		*	*	*	*	
b1									
197	1.5	7.1	8.6		*	*	*		*
221	1.4	7.6	9.4	+	*	*	*	*	
225	1.7	7.6	9.4		*	*	*	*	
230	1.7	7.6	9.8	+	*	*	*	*	
234	1.6	7.7	9.6	+	*	*	*	*	
241	1.5	7.1	9.6	+	*	*	*	*	
271	1.9	6.4	9.8	+			*	*	
b2									
299	1.5	4.4	9.2	+	*		*	*	
210	1.2	4.3	4.8		*	*	*		
c									
293	2.2	12.0	6.5	+	*		*	*	
294	2.0	12.0	6.2	+			*	*	
268	1.7	12.8	8.0			*		*	
314	1.2	12.1	5.1			*		*	
d									
59	2.3	10.7	10.0		*			*	
61	1.7	11.7	5.9		*			*	
e									
64	1.8	21.0	9.2	+				*	
100	2.9	43.0	10.7		*			*	
170	2.5	53.0	3.5		*		*	*	
Tipaza Chenoua									
	6.1						*	*	*

Tableau VI-2 : Caractéristiques des événements utilisés pour l'étude des effets de site. Tous ces événements ont été enregistré par la station H₁.

nous avons obtenu des facteurs correctifs dont les valeurs sont au maximum de 1.4, pour les événements de l'essai c et pour les stations C₂, C₃ et H₂.

* Atténuation anélastique.

L'atténuation anélastique, qui représente la dissipation d'énergie au cours de la propagation dépend donc à la fois de la distance parcourue par les ondes et des caractéristiques des milieux traversés. Pour corriger chaque rapport spectral de cet effet, il faudra diviser ceux-ci à chaque fréquence par :

$$C_Q = e^{-\frac{\pi f (R_i - R_{ref})}{Q V_s}}$$

où :

- f : fréquence

- R_i et R_{ref} : distances hypocentrales à la station considérée et à la station de référence, respectivement

- Q : facteur de qualité du milieu

- V_s : vitesse des ondes de cisaillement

Malheureusement, nous n'avons aucune information sur le facteur de qualité ; nous pouvons cependant essayer d'estimer les valeurs maximales que peut prendre ce coefficient :

- l'écart maximum de distance hypocentrale est : R_i - R_{ref} = 5 km pour les événements de l'essai c et pour les stations C₂, C₃ et H₂ ; en moyenne, pour ces mêmes stations, on a plutôt R_i - R_{ref} = 3 km ; pour les autres stations cet écart est plus faible.

- Si l'on prend Q=100 à 5 Hz ce qui semble raisonnable, on aura Q=300 environ à 15 Hz (si Q est de la forme Q₀f où f est la fréquence).

on obtient donc, à 5 Hz, les facteurs correctifs multiplicatifs :

si R_i - R_{ref} = 5 km : C_Q = 1.3

si R_i - R_{ref} = 3 km : C_Q = 1.1

de même, à 15 Hz :

si R_i - R_{ref} = 5 km : C_Q = 1.3

si R_i - R_{ref} = 3 km : C_Q = 1.2

Ces facteurs sont du même ordre de grandeur que ceux que nous avons calculés pour l'expansion géométrique. Le fait de ne pas prendre l'atténuation anélastique en compte (car il n'est pas possible de calculer les corrections) n'introduit donc pas une erreur importante sur les rapports spectraux.

VI.2.4. Etude des rapports spectraux

Les caractéristiques des événements que nous avons conservés pour l'étude sont répertoriées dans le tableau VI-2, ainsi que les stations les ayant enregistrés. La figure VI-11 montre les localisations de ces séismes par rapport aux stations. Ceux-ci appartiennent en

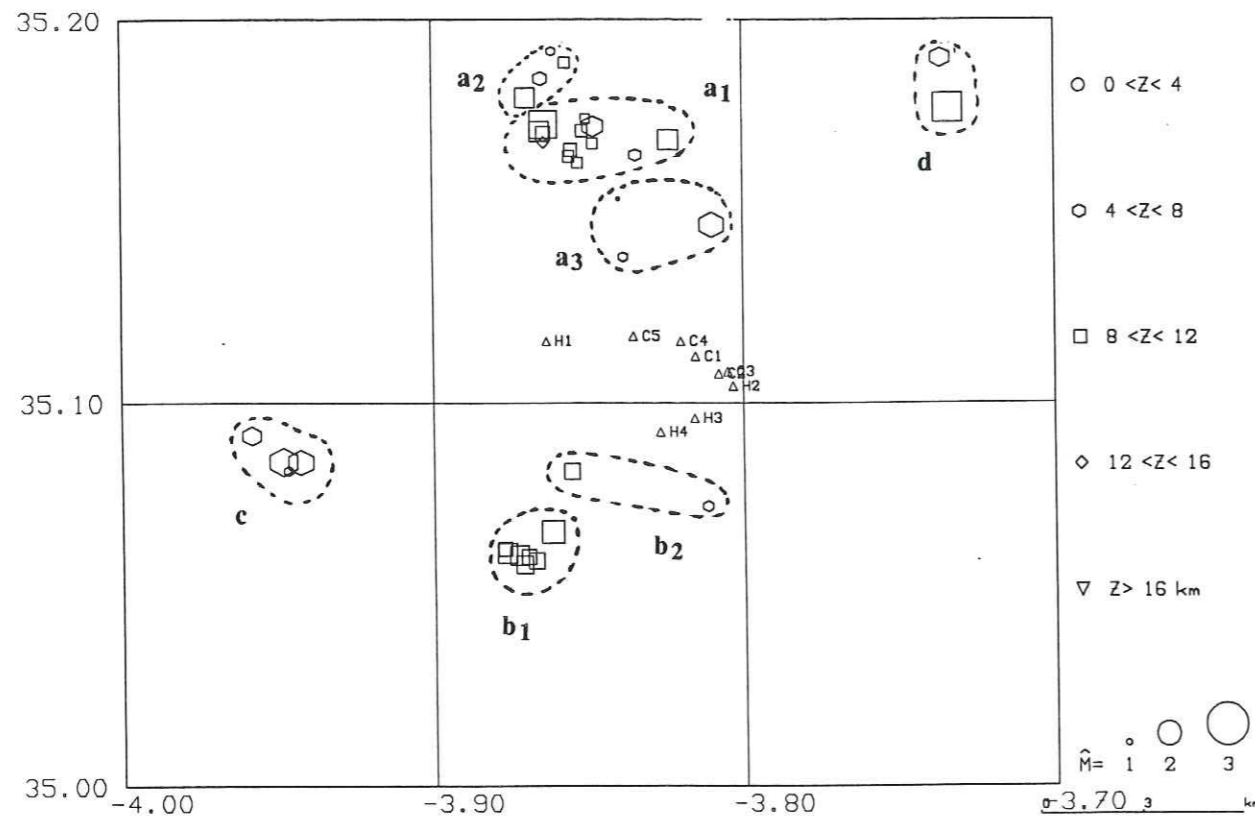


Figure VI-11 : Localisation des événements proches utilisés pour l'étude des effets de site.

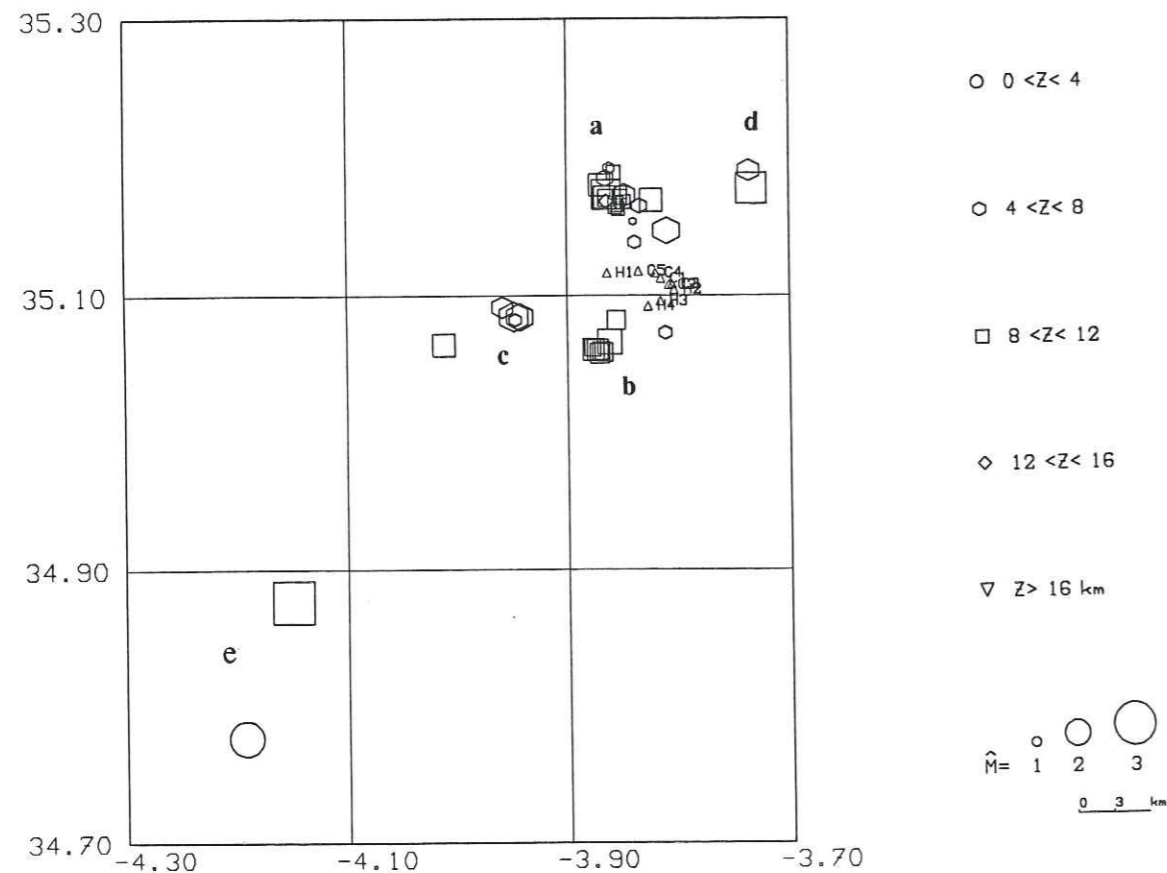


Figure VI-12 : Localisation de tous les événements utilisés pour l'étude des effets de site.

grande majorité aux 3 essais principaux **a**, **b**, **c** que nous avons identifiés lors de l'étude de la microsismicité et sont donc très proches du réseau, à moins de 10 km de l'ensemble des stations; les séismes des essais **a** et **b** ont été regroupés en sous groupes **a₁**, **a₂**, **a₃** et **b₁**, **b₂**, en fonction de leur situation par rapport au réseau. Nous avons désigné les deux événements situés au Nord-Est du réseau par **d** et les trois situés au Sud-Ouest à entre 25 et 50 km des stations par **e** (voir fig. VI-12). Enfin, nous avons également utilisé les données du séisme régional de Tipaza Chenoua (environs d'Alger) du 29 Octobre. Une coupe à peu près transverse de la vallée et très approximative donne une idée de la position des stations utilisées (Fig. VI-13).

Notre objectif est d'observer et d'interpréter les rapports spectraux correspondant à ces événements, de façon à mettre en évidence les amplifications du mouvement du sol dues aux alluvions de la vallée, en fonction de la fréquence, et de la position géographique dans celle-ci. D'autre part, il est également très intéressant d'étudier l'influence des caractéristiques des séismes sur ces résultats.

Au préalable, nous avons observé les effets sur l'amplitude des enregistrements ainsi que sur leur durée. Nous avons ensuite étudié les rapports spectraux en fonction de l'azimut des séismes, de leur distance hypocentrale et de leur mécanisme au foyer.

VI.2.4.1. Observation des signaux en temps

La figure VI-14 montre, pour 2 événements, les enregistrements aux différentes stations. L'amplitude des signaux est très nettement supérieure pour les stations **C₁**, **C₂**, **C₃** situées au centre de la vallée par rapport à celle des signaux pour les stations **H₁** et **H₂** situées sur les flyschs, d'un facteur 3 environ. La station **C₅** située en bordure de la vallée, montre par contre des amplitudes similaires à celles de **H₁**, parfois même un peu plus faibles. Nous avons vérifié que ces observations étaient valables pour tous les événements.

En ce qui concerne la durée des signaux, on n'observe pas de différence notable ; il faudrait, pour observer des variations plus précises de celle-ci, la calculer comme nous l'avons définie au chapitre V.

L'observation de tous les signaux a révélé la présence de plusieurs multiplets* dans nos données. La présence de ceux-ci est très importante, car si leurs rapports spectraux sont très bien corrélés, nous avons alors l'assurance de bonnes données et nous pouvons étudier de façon précise et fiable les différences entre les rapports spectraux obtenus pour ces différents multiplets.

* Note : un multiplet est un ensemble de séismes dont les sismogrammes sont identiques. Il s'agit donc d'événements naturels reproductibles (Fréchet, 1985):

- Si les séismes ont lieu à peu de temps d'intervalle (quelques minutes à quelques heures) à quelques dizaines de mètres de distance l'un de l'autre, on est en présence d'un doublet spatial.

- Si les séismes ont des sources strictement identiques, mais qu'ils ont lieu à des dates

différentes, on a affaire à un doublet temporel.

VI.2.4.2. Observation et interprétation des rapports spectraux obtenus pour deux multiplets.

Cette étude commence par l'observation d'un effet très marqué sur les amplitudes des rapports spectraux calculés sur deux multiplets du groupe a1; ce phénomène va en effet conditionner la suite du travail.

a - Présentation des données

Les événements étudiés ici font tous partie de l'essaim a1 (voir carte Fig. VI-15) et nous désignons les deux multiplets par M1 et M2 :

- M₁ : événements 123 (29/10/89) et 124 (29/10/89) de magnitudes 1.42 et 1.75 respectivement, doublet spatial

- M₂ : événements 141 (30/10/89), 181 (03/11/89), 184 (04/11/89), 187 (04/11/89) de magnitudes 1.31, 1.36, 1.24 et 1.24 respectivement, multiplet spatial et temporel

La figure VI-16 montre les composantes NS des événements constituant M1 et M2, pour les stations C₃ et H₁. La ressemblance entre les signaux à l'intérieur de chaque multiplet est très nette.

Seuls les mécanismes au foyer des événements 124 et 141 (fig. VI-6-a) ont été déterminés (les autres étant mal contraints) ; ce sont des coulissages Nord-Sud pour 124 et Nord Est -Sud Ouest pour 141. Vu la bonne corrélation que nous avons observée pour les rapports spectraux, nous pouvons affirmer que les mécanismes sont les mêmes pour les événements à l'intérieur d'un même multiplet.

b- Effets systématiques observés sur les rapports spectraux.

La figure VI-17 montre les rapports spectraux avec H1 comme station de référence, pour les stations C₂, C₃, C₅ et H₂.

- La première remarque que l'on peut faire est qu'en général, pour un multiplet, les rapports spectraux de chacun des événements sont proches l'un de l'autre. Cette très bonne reproductibilité montre d'une part, que les données sont de bonne qualité, et d'autre part, que la procédure utilisée pour calculer les rapports spectraux est correcte.

- Les rapports spectraux correspondant à M₂ sont systématiquement plus élevés que ceux de M₁ :

- pour les stations C₂, C₃, H₂, on observe un décalage d'un facteur 5 à 8; ce décalage est indépendant de la fréquence (jusqu'à 15 Hz) pour les composantes EW et verticale.

- pour la station C₅, on observe exactement le même effet, avec un décalage plus faible, d'un facteur 2 environ.

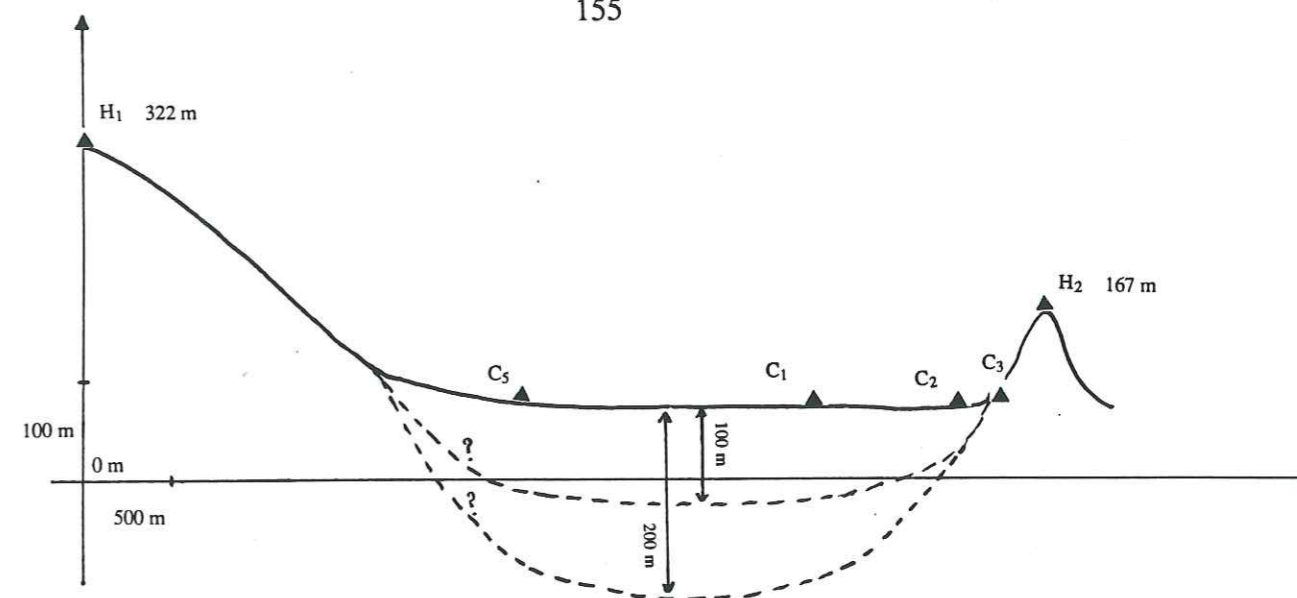


Figure VI-13 : Coupe approximative de la vallée avec les stations numériques utilisées
(C₃ est en retrait de C₂, derrière la colline)

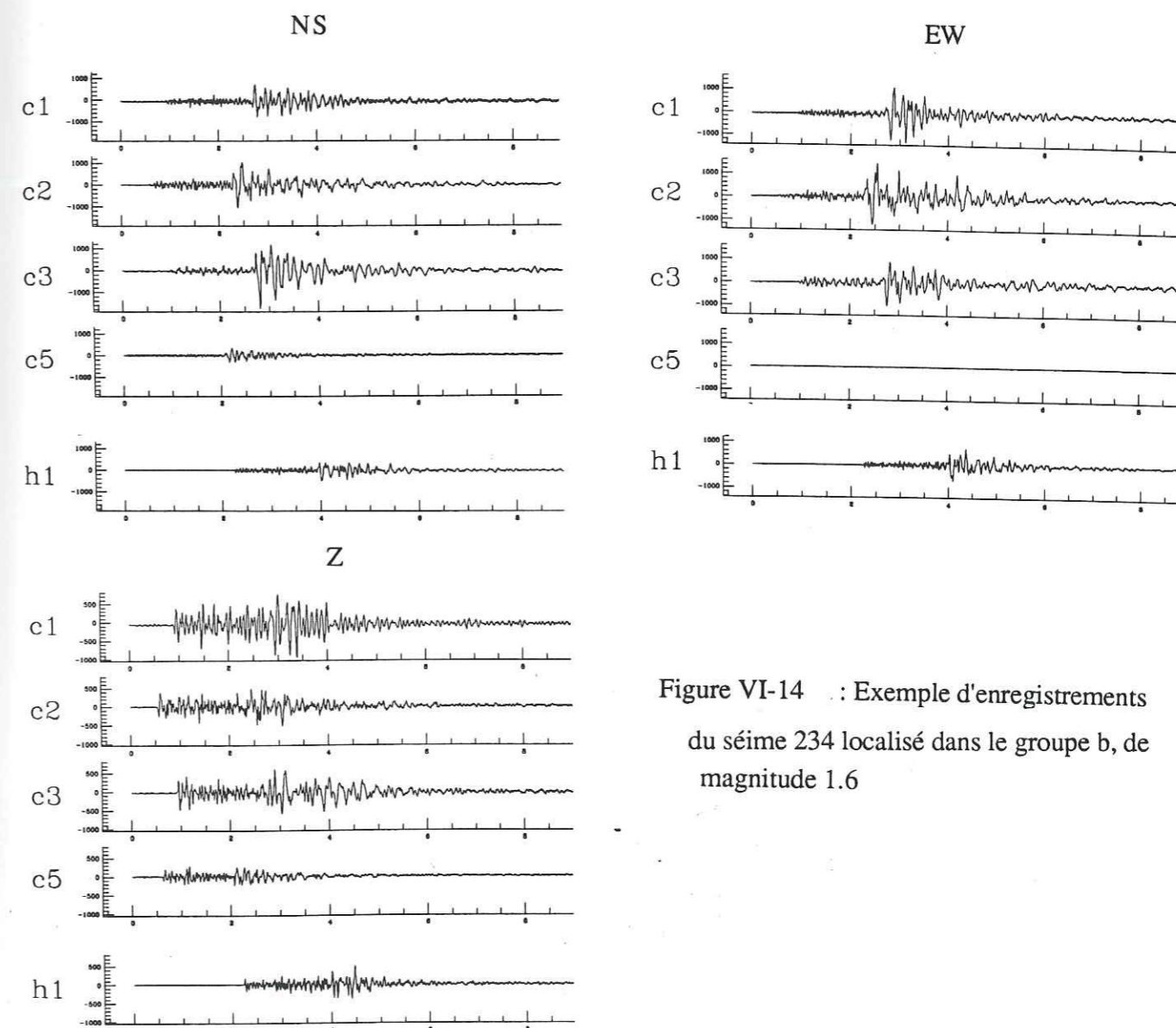


Figure VI-14 : Exemple d'enregistrements du séisme 234 localisé dans le groupe b, de magnitude 1.6

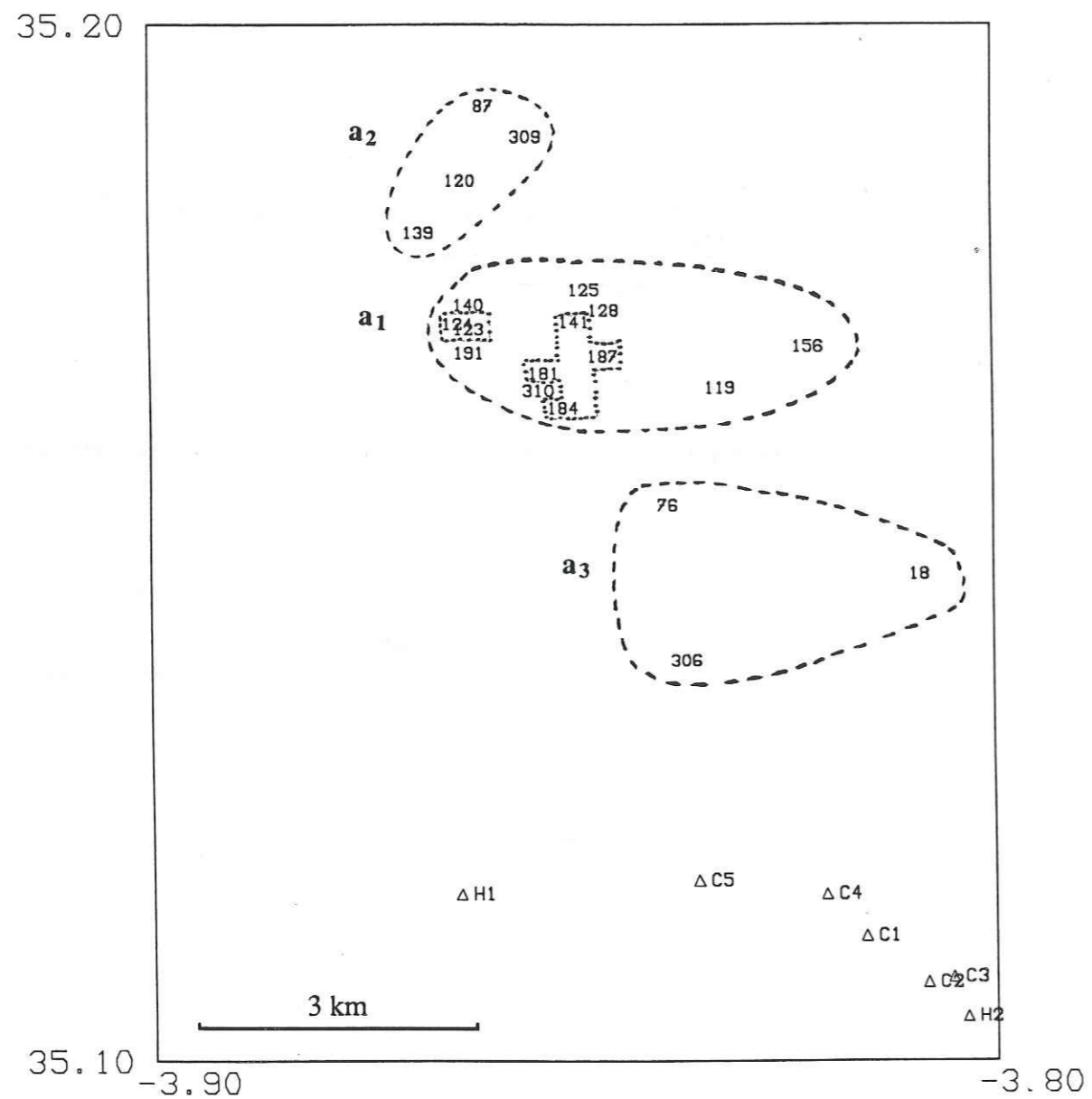


Figure VI-15 : Localisation des séismes du groupe a, classés en trois sous-groupes a₁, a₂ et a₃

Multiplets : M₁ : 123, 124
 M₂ : 141, 181, 184, 187

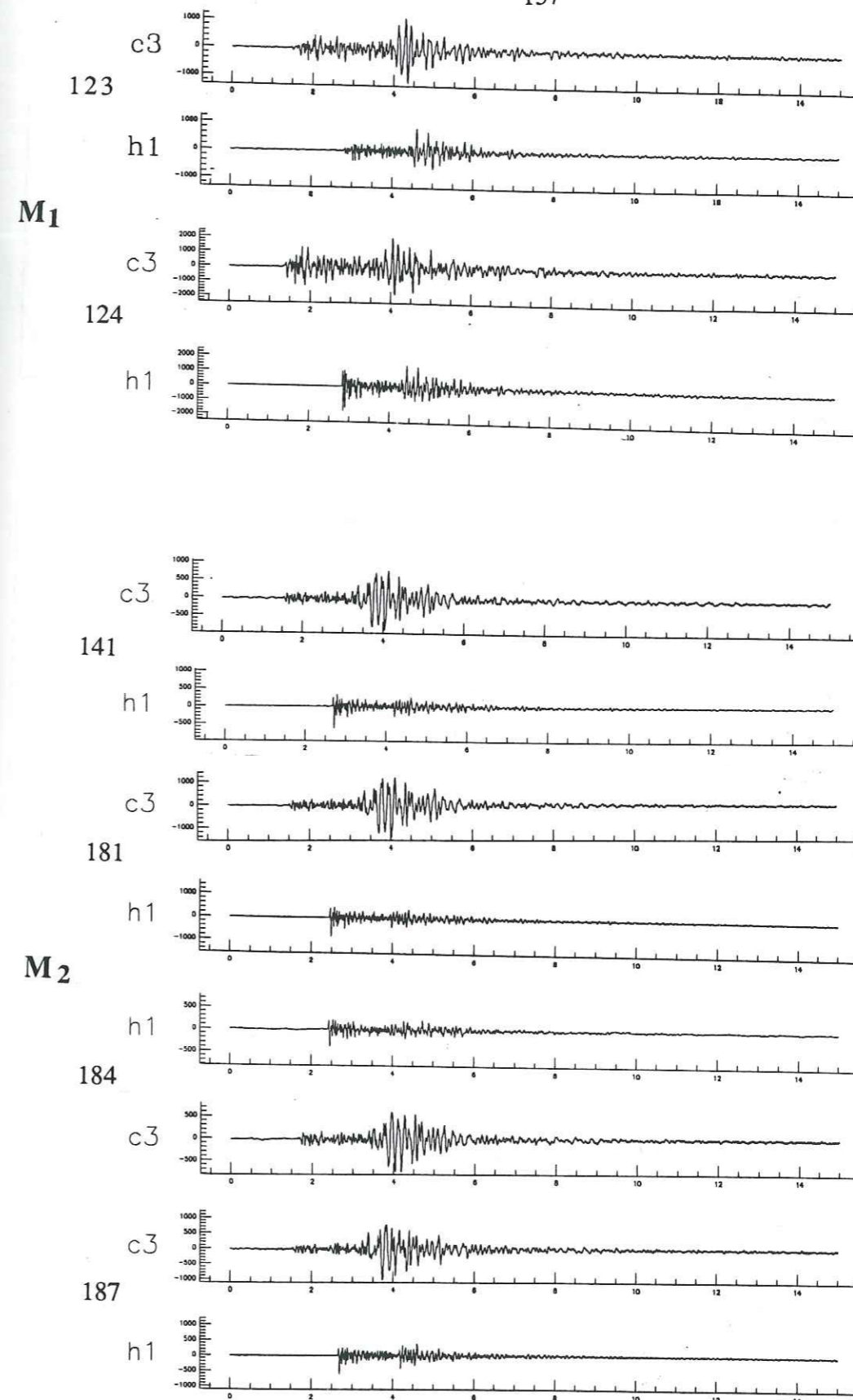


Figure VI-16 : Enregistrements pour les multiplets M₁ et M₂ et pour les stations C₃ et H₁ (composante NS).

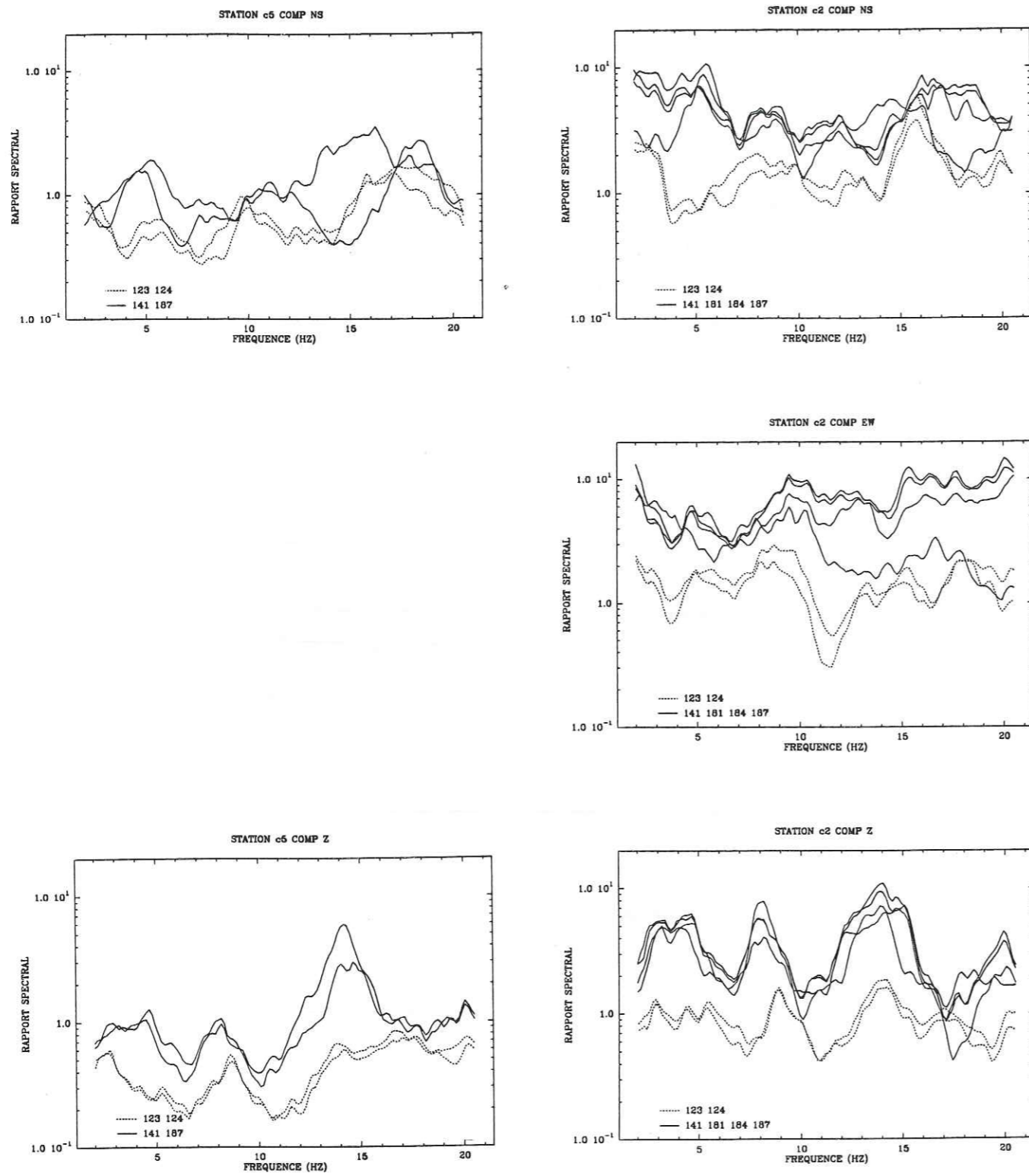


Figure VI-17 : Rapports spectraux pour les deux multiplets :
 M₁ : 123, 124
 M₂ : 141, 181, 184, 187

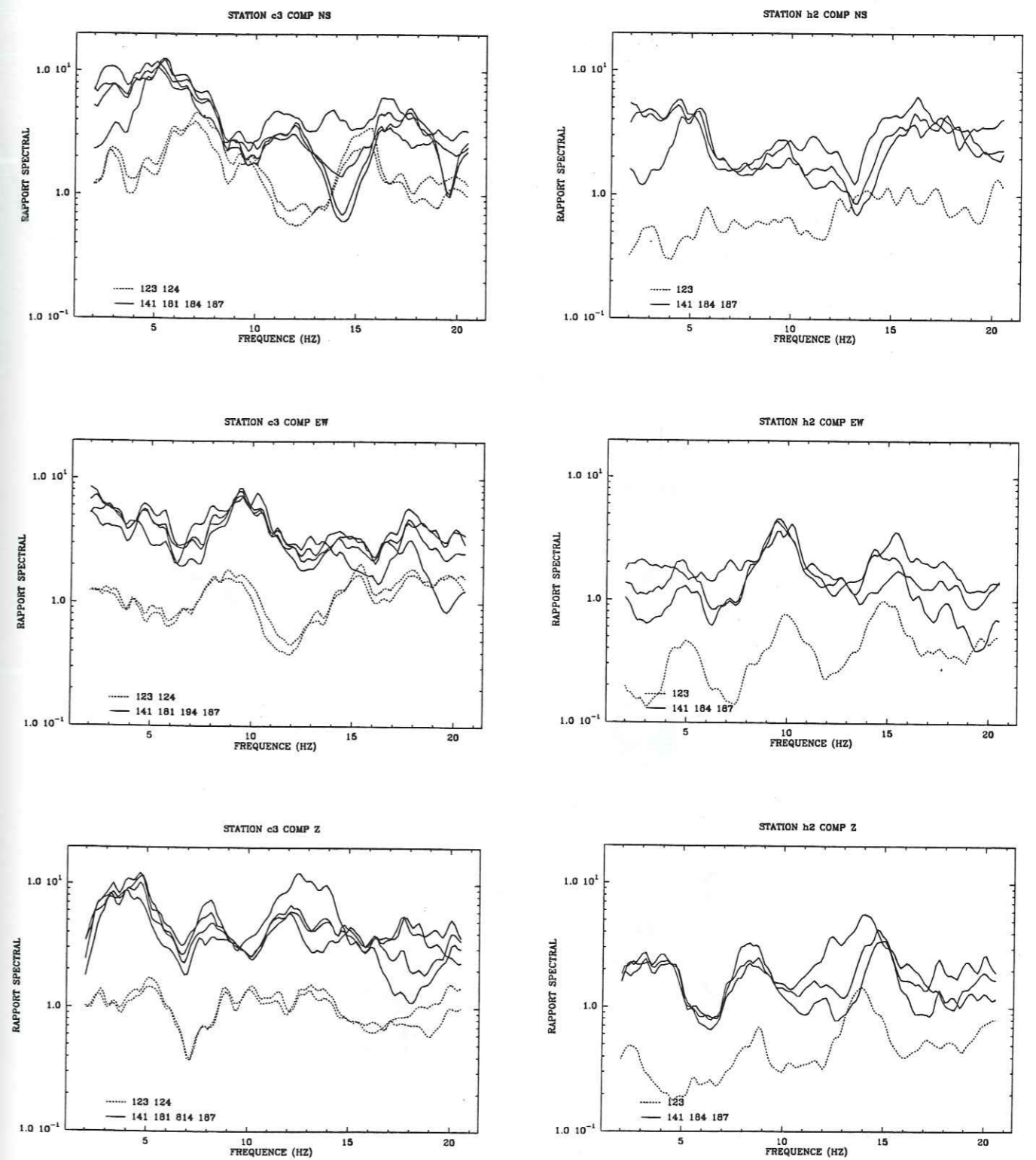


Figure VI-17 : (suite)

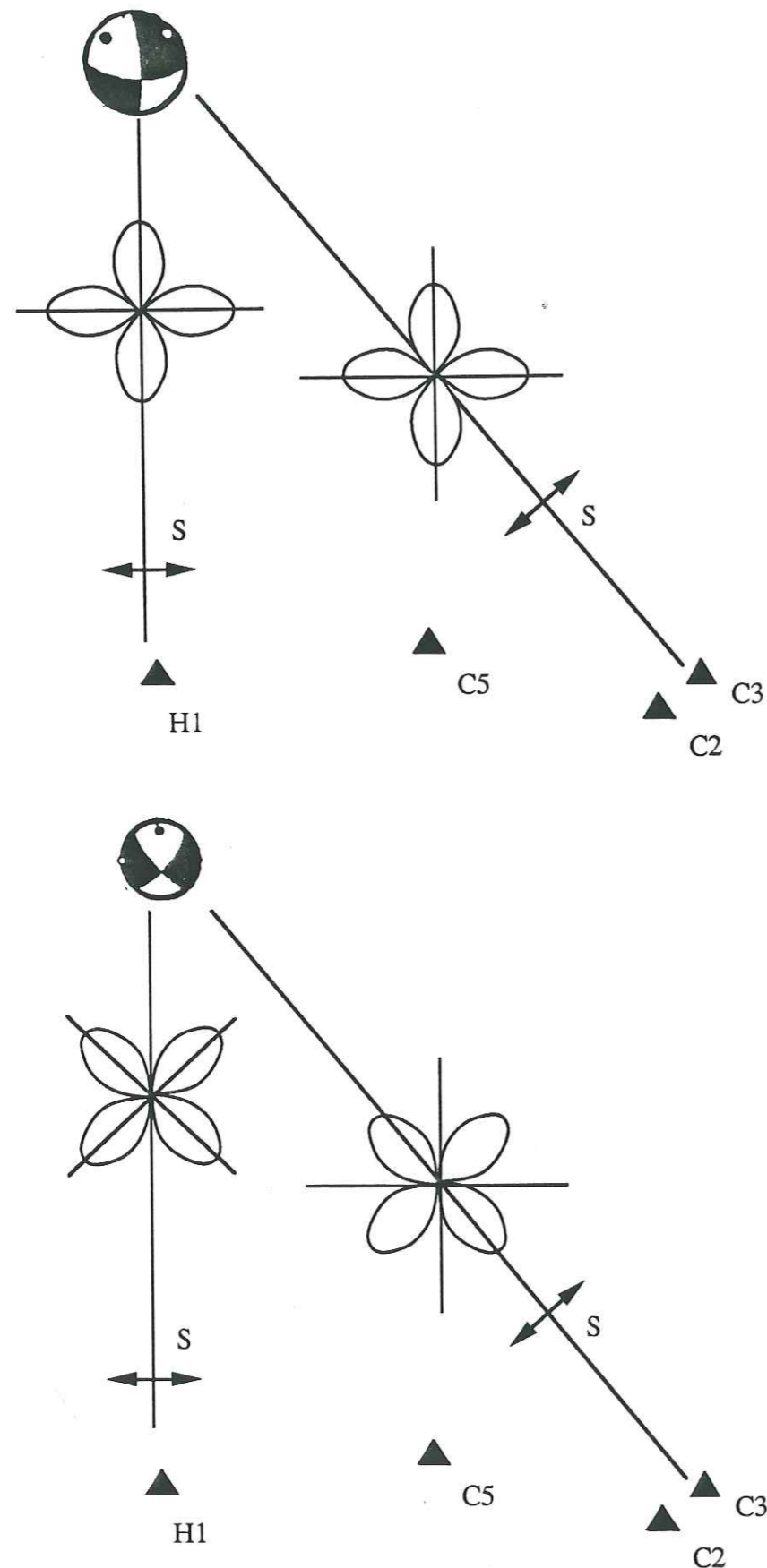


Figure VI-18 : diagramme de radiation pour les mécanismes au foyer des séismes 124 et 141

c- Interprétation de l'effet observé.

Le décalage entre les rapports spectraux des deux multiplets ne peut être dû ni à des variations d'azimut, ni à des variations de l'angle d'incidence des ondes sous les stations, car tous ces événements ont été localisés au même endroit. Il s'agit donc certainement d'un effet de source ; il peut s'agir d'un effet de radiation : en effet, pour M_1 , la station H_1 se situe juste dans l'axe du plan de faille. Si l'on regarde les diagrammes de radiation correspondant aux mécanismes 124 (M_1) et 141 (M_2) de façon très simplifiée (fig. VI-18), dans le plan horizontal et sans tenir compte de la propagation (nous devons regarder la composante transverse car les rapports spectraux sont calculés sur les ondes S) :

* pour M_1 :

- H_1 est dans l'azimut de l'une des directions de rayonnement maximum pour les ondes de cisaillement. Cette composante se projette majoritairement sur les composantes EW et verticale de cette station.

- C_2 et C_3 sont situées dans une direction pour laquelle la source rayonne peu en ondes S et où la composante transverse se projette sur les trois composantes de ces stations.

- C_5 se situe dans une direction intermédiaire par rapport à H_1 et C_2 du point de vue rayonnement de la source.

* pour M_2 :

Ce sont C_2 et C_3 qui reçoivent plus d'énergie en onde S que H_1 .

Ces observations sont cohérentes avec :

- des rapports spectraux plus élevés M_2 que pour M_1 aux stations C_2 , C_3 , et H_2

- un décalage moins important pour C_5

- un phénomène indépendant de la fréquence, surtout pour les composantes EW et verticale. pour la composante Nord-Sud, l'effet est moins net car pour H_1 , cette composante reçoit peu d'énergie.

Il est possible de conforter l'hypothèse selon laquelle l'effet que nous observons est dû au diagramme de radiation de la source en calculant les rapports spectraux par rapport à H_2 qui est très proche de C_2 et C_3 . Le coefficient de radiation est donc à peu près le même pour ces trois stations. La figure VI-19 montre ces rapports spectraux pour les événements 124 pour M_1 et 141 et 187 pour M_2 (car les autres événements n'ont pas été enregistrés par H_2). Ils se situent, en termes de niveau, entre les rapports spectraux obtenus avec H_1 comme référence, et ils montrent une très bonne corrélation pour la station C_3 . Ceci confirme donc bien notre hypothèse.

d- Conclusions

Nous avons mis en évidence une forte variabilité du mouvement en champ proche, certainement due à la radiation de la source ; les réponses relatives des stations C₂ et C₃ par rapport à H₁ peuvent différer d'un facteur 5 à 8 pour deux sources différentes. Notre conclusion est double :

- le choix de H₁ comme station de référence pour l'étude des effets de site n'est pas approprié. En effet, la majorité des événements utilisés sont très proches et les effets de radiation peuvent introduire des biais importants sur le niveau des rapports spectraux ; deux solutions peuvent permettre de s'affranchir de ce biais :

* corriger les rapports spectraux en utilisant le facteur de radiation. Ce n'est pas possible ici car nous ne connaissons pas tous les mécanismes au foyer.

* utiliser uniquement les séismes tels que la distance source-station soit supérieure à 3 ou 4 fois la distance entre la station de référence et la station considérée ; l'angle station de référence-source-station considérée sera alors suffisamment faible pour que les effets du diagramme de radiation soient négligeables. Cette solution n'est là encore pas envisageable car la plupart des séismes sont à moins de 10 km du réseau et la distance station de référence-autres stations est de 5 km au maximum.

* utiliser également H₂ comme référence, ce qui est malheureusement également impossible puisque cette station n'a enregistré que très peu d'événements. Par ailleurs, H₂ présente une réponse similaire en fréquence à celles de C₂ et C₃, par rapport à H₁ ; cela signifie soit que H₂ n'est pas une bonne référence, soit qu'il y a un effet topographique sur H₁.

Nous devons donc continuer l'étude des effets de site en tenant compte, dans nos interprétations, d'un biais important sur le niveau de certains rapports spectraux.

- d'un point de vue risque sismique, pour des sites très proches des failles actives, les effets de site peuvent être masqués par des effets de source ; ces derniers doivent donc impérativement être pris en compte dans le cadre d'une étude de risque sismique.

VI.2.4.3. Influence de l'azimut et de la distance hypocentrale

* Azimut

Pour étudier l'influence de l'azimut sur les rapports spectraux, nous avons utilisé les groupes de séismes a₁, b₁ et c tous trois à des distances similaires du réseau. Les rapports spectraux sont représentés par station et par groupe à la figure VI-20. Le groupe c qui ne comporte que 4 événements ne peut donner lieu à une comparaison statistique ; en effet, chaque station n'a au plus enregistré que 2 séismes.

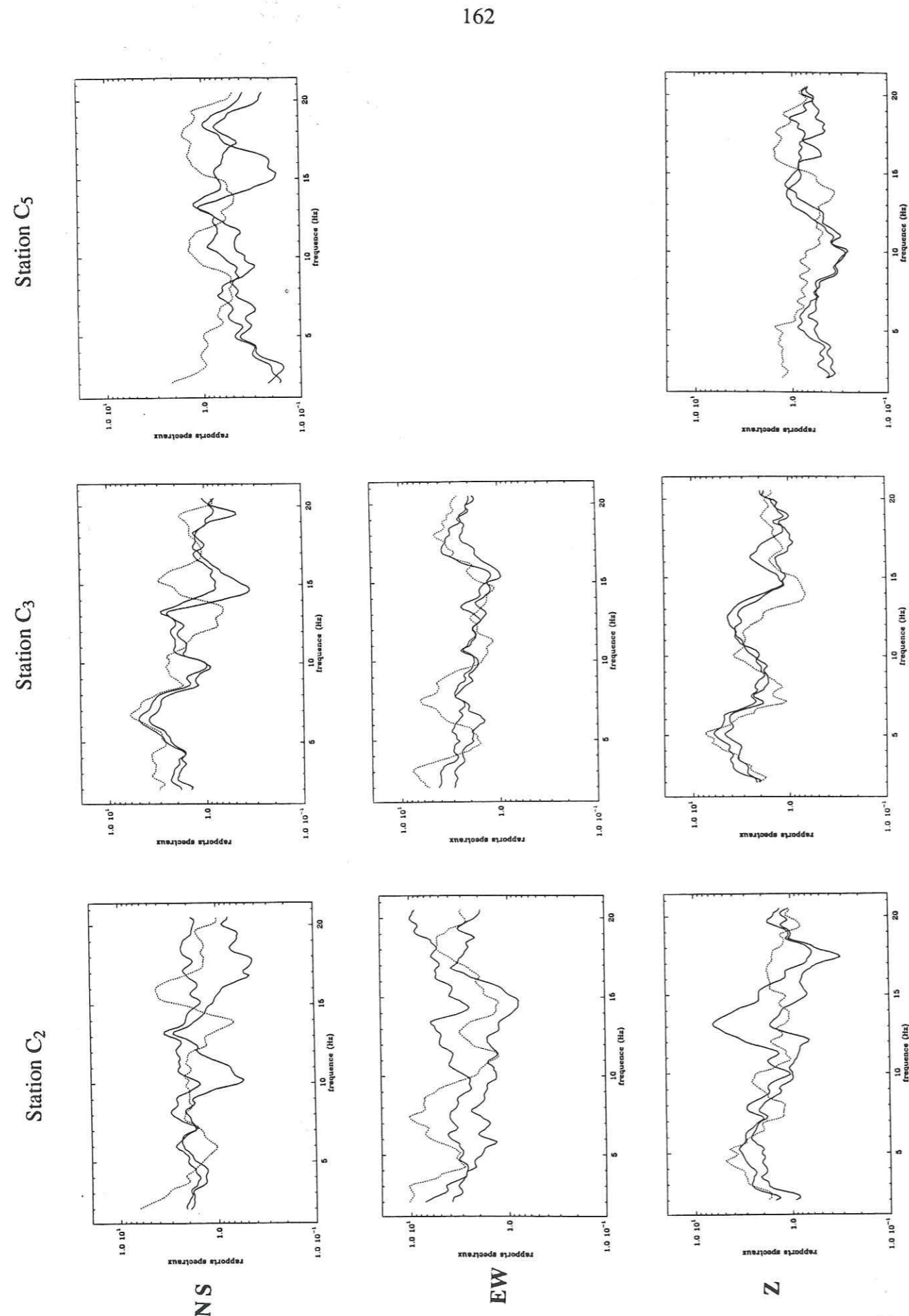


Figure VI-19 : Rapports spectraux calculés avec H₂ comme station de référence :
 en pointillé : séismes de M₁
 en trait plein : séismes de M₂

Station C₅

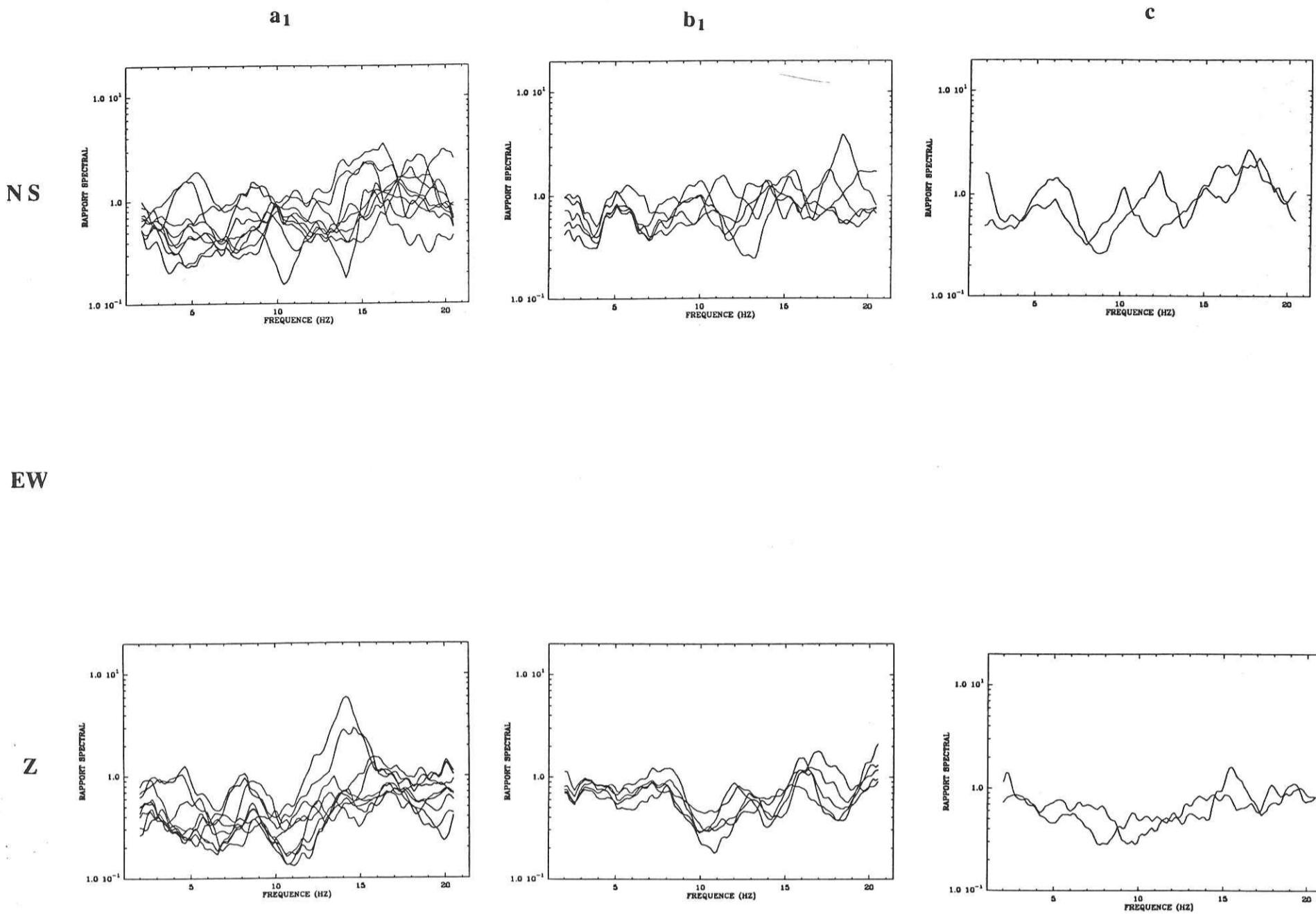


Figure VI-20 : Rappports spectraux pour la station C₅ et pour les localisations a₁, b₁ et c.

Station C₁

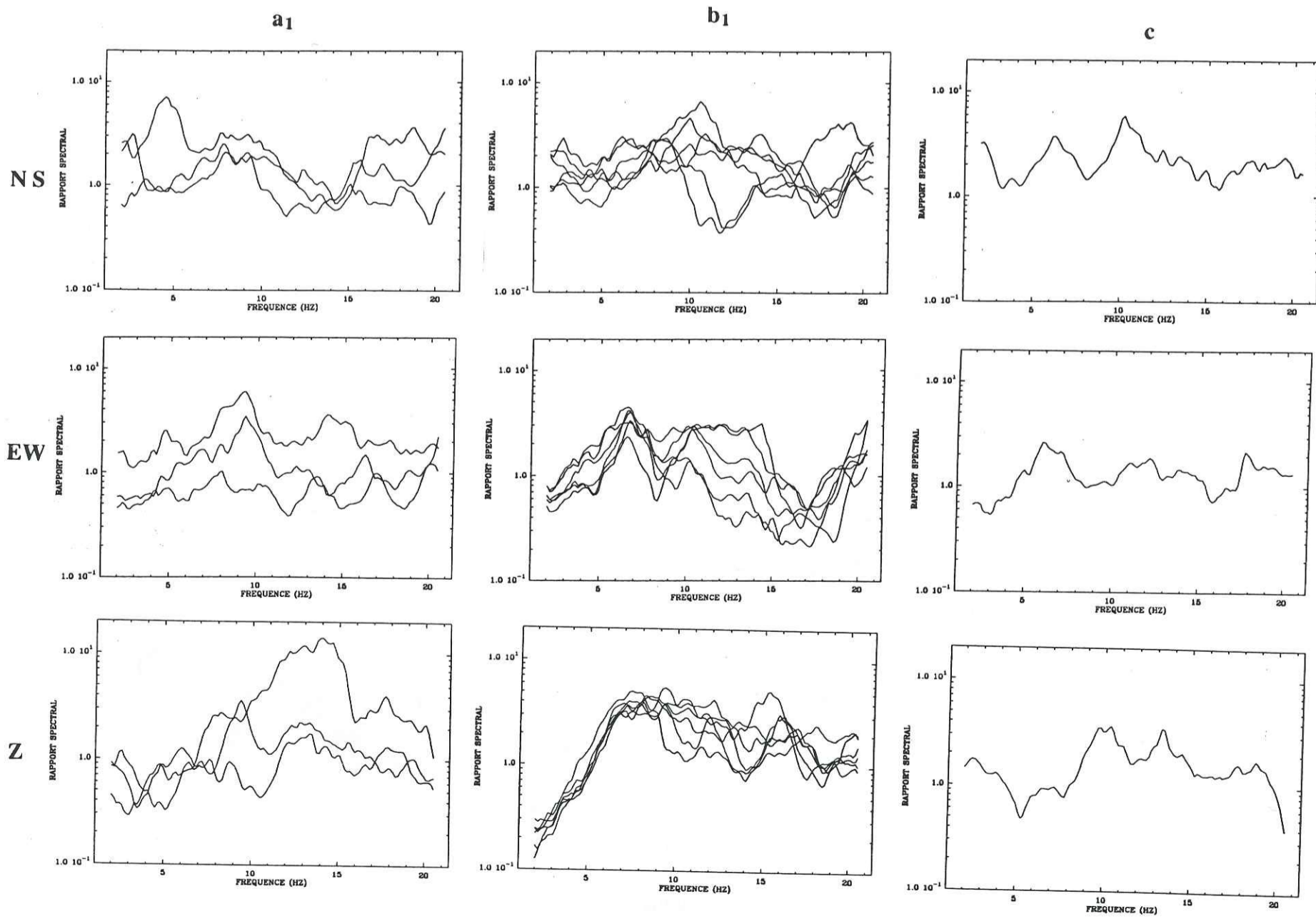


Figure VI-20 : Rappports spectraux pour la station C₁ et pour les localisations a₁, b₁ et c.

Station C₂

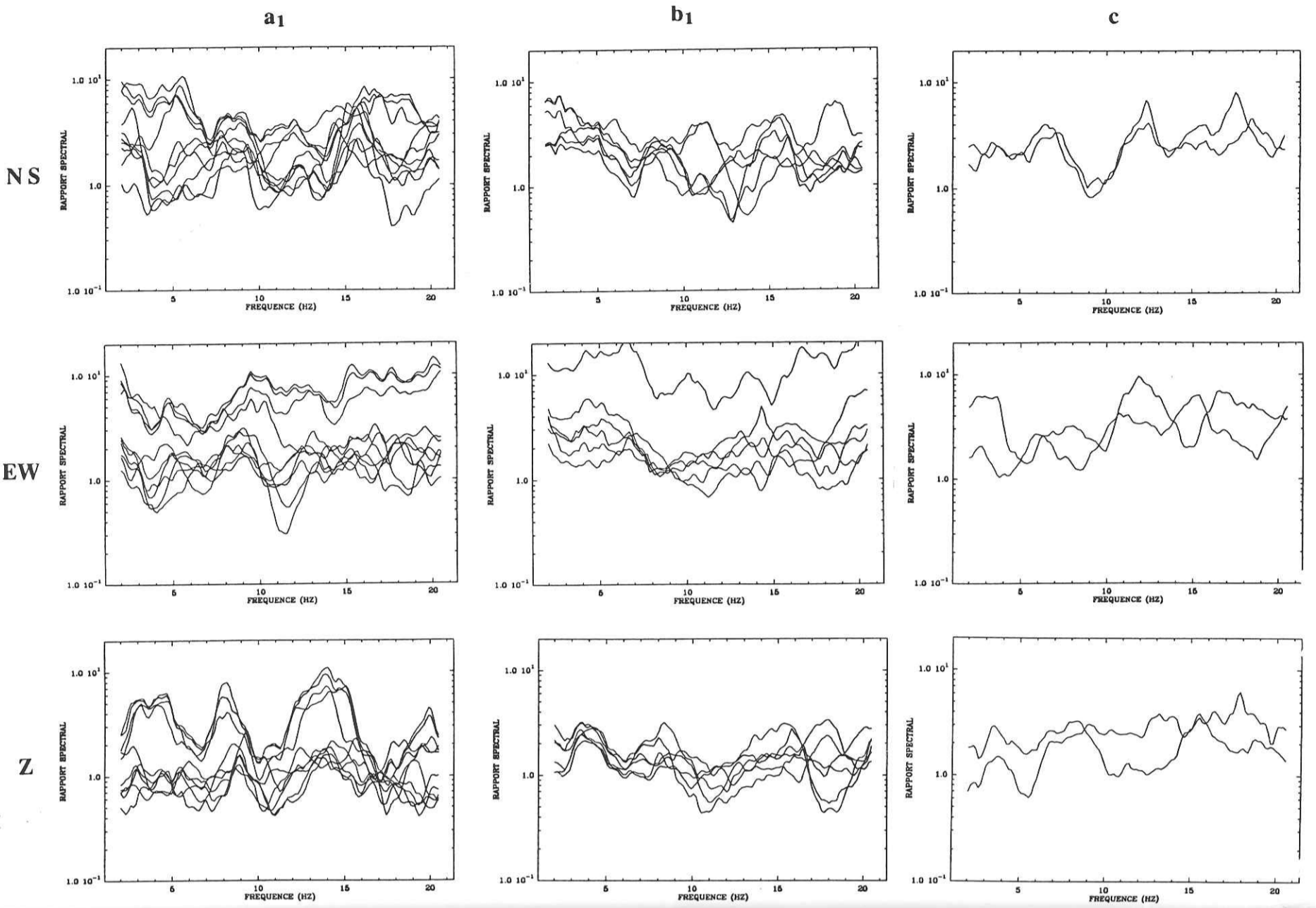


Figure VI-20 : Rappports spectraux pour la station C₂ et pour les localisations a₁, b₁ et c.

Station C₃

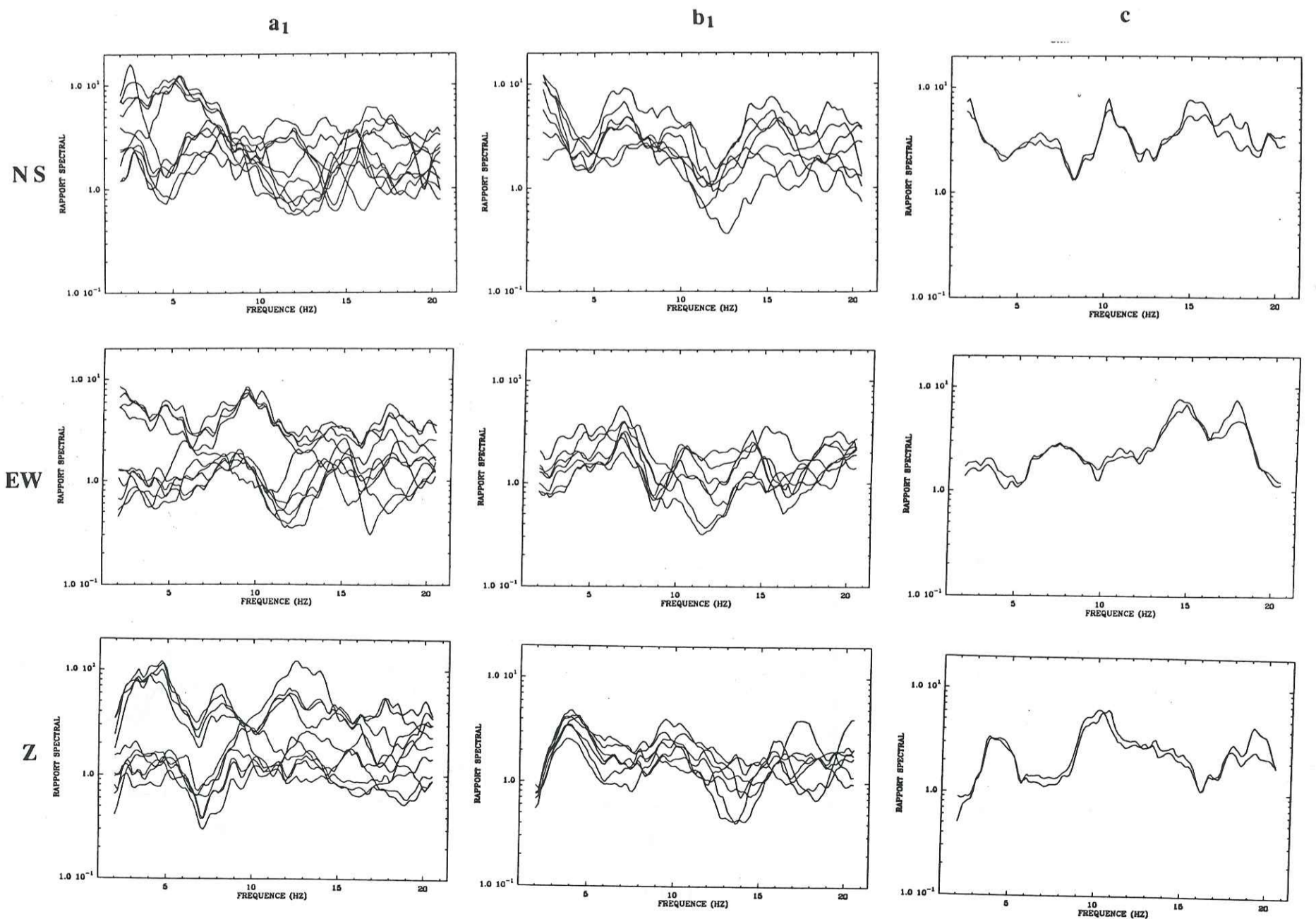
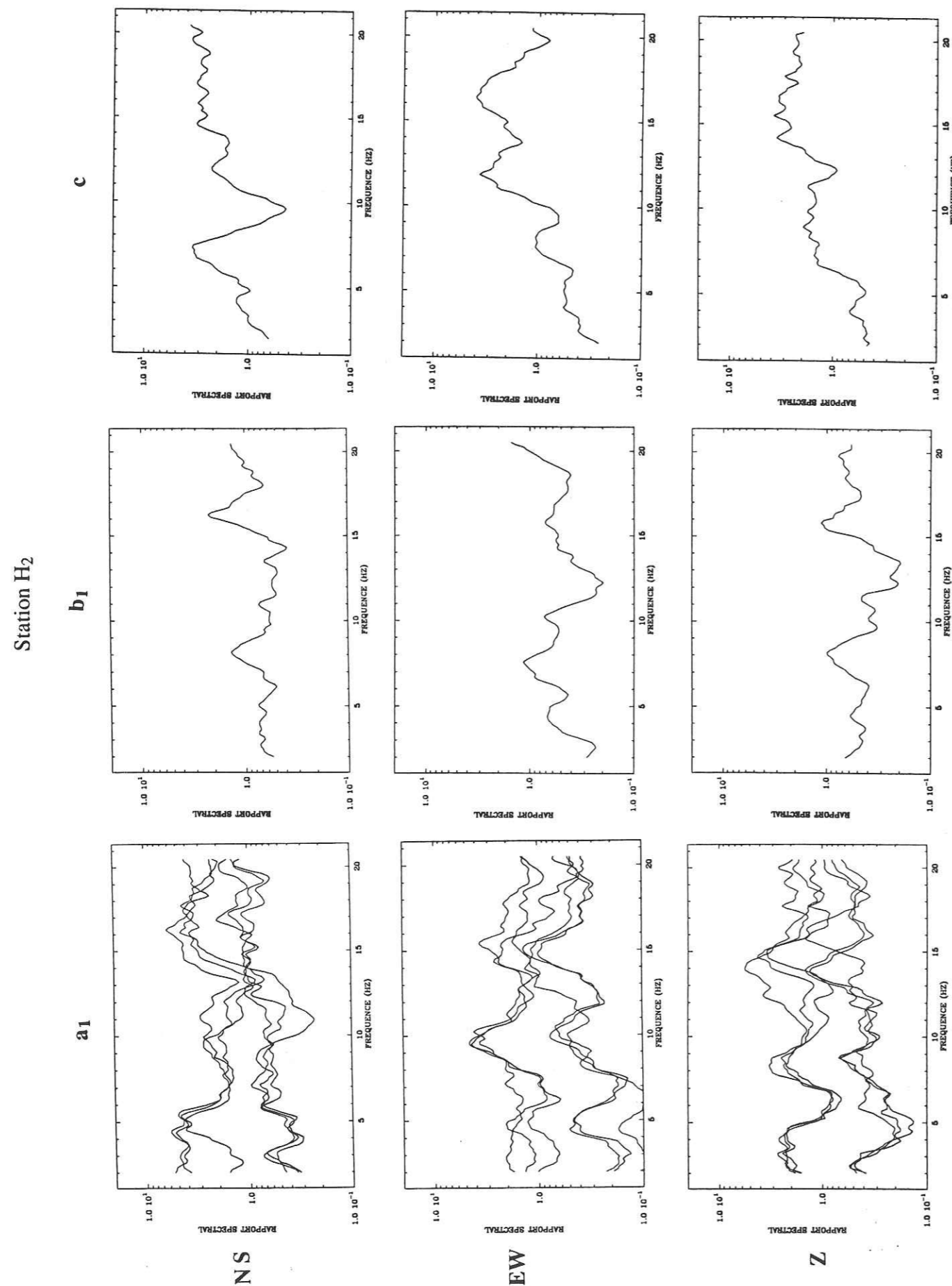


Figure VI-20 : Rappports spectraux pour la station C₃ et pour les localisations a₁, b₁ et c.

Figure VI-20 : Rapports spectraux pour la station H₂ et pour les localisations a₁, b₁ et c.

- Les rapports spectraux des événements de **a1** sont très dispersés en niveau et nous avons vu que cet effet était dû à la radiation de la source. Par contre, en fréquence, on observe une assez bonne corrélation, surtout sur les composantes EW et verticale, et on retrouve les mêmes fréquences dominantes quelles que soient les stations, c'est à dire :

- NS : 4-5 Hz pour C₃, H₂, C₂
- EW : 9-10 Hz pour C₃, H₂, C₁
- Z : 3-4 Hz, 7-8 Hz, 13-14 Hz, sur C₃, H₂, C₂

Ces fréquences peuvent correspondre à des harmoniques, le mode fondamental F₀ (F₀=V_S/4 H) étant probablement de l'ordre de 0.5 à 1 Hz, si l'on considère une vitesse des ondes de cisaillement V_S = 400 m/s environ et une épaisseur d'alluvions H comprise entre 100 et 200 m (pour C₁, il est difficile de mettre en évidence des fréquences dominantes, car elle a enregistré peu d'événements de **a1**).

- Les rapports spectraux calculés pour les séismes de l'essai **b1** sont moins dispersés en niveau et se situent à peu près entre les niveaux des rapports spectraux des multiplets M₁ et M₂. Ils sont assez bien corrélés en basse fréquence, où l'on retrouve les mêmes fréquences dominantes que pour **a1**; au delà de 6 à 7 Hz, ceux-ci sont dispersés (il ne faut pas tenir compte du rapport spectral le plus élevé pour la composante EW de C₂ en raison d'un mauvais fonctionnement de celle-ci).

- Le niveau des rapports spectraux de l'essai **c** est le même que pour l'essai **b1**. Le petit nombre d'événements ne permet pas de dégager de fréquences dominantes statistiquement, mais celles que l'on observe sont cohérentes avec les observations faites pour l'essai **a1**.

En résumé, nous n'observons pas de différence significative entre les rapports spectraux calculés pour des événements d'azimuts différents. En ce qui concerne leur niveau, le biais dû au diagramme de radiation de la source observé pour M₁ et M₂ est moins important pour **b1** s'il existe. Par ailleurs les stations C₁, C₂, C₃ amplifient globalement le mouvement par rapport à H₁ alors que C₅ tend à le désamplifier.

* Distance

Nous ne pouvons effectuer de comparaison statistique entre événements proches et lointains car nous ne disposons que de 3 événements : 64, 100 et 170, situés respectivement à 21, 43, et 53 km du réseau (voir fig VI-12, séismes du groupe e). Nous nous sommes donc contentés de comparer leurs rapports spectraux avec les moyennes obtenues pour **a1**, **b1** et **c**. Aucune différence significative n'ayant été observée, nous concluons que la distance n'a pas d'effets significatifs sur les rapports spectraux. Ces effets, s'ils existent sont en tous cas inférieurs aux effets du diagramme de radiation de la source

Cette conclusion se confirme bien par l'observation des rapports spectraux que nous avons calculé sur les enregistrements du séisme de Tipaza Chenoua pour les stations C₃, C₅

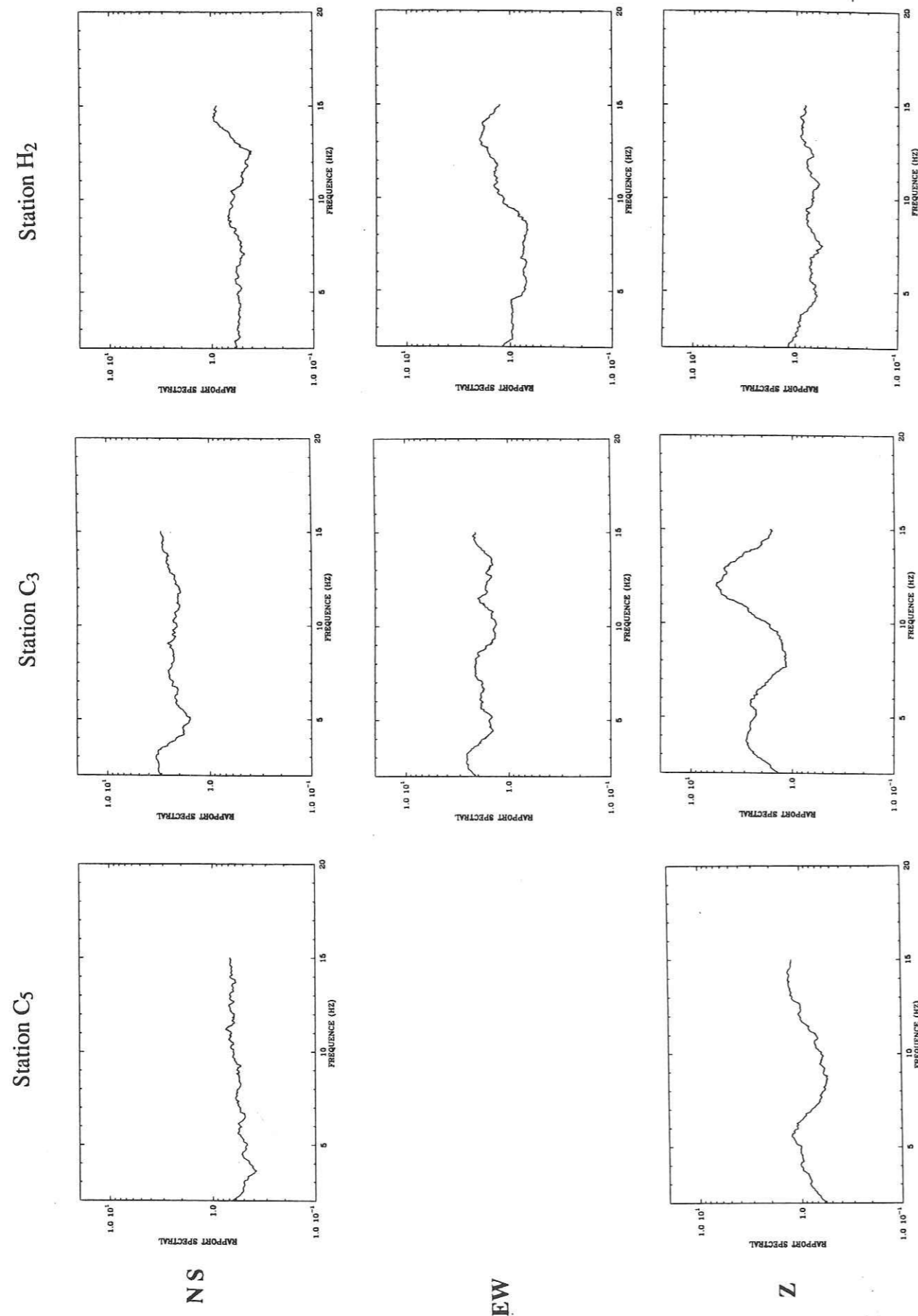


Figure VI-21 : Rapports spectraux calculés pour le séisme de Tipaza Chenoua

et H₂ (voir fig VI-21), pour lequel la distance épacentrale est d'environ 700 km. Pour calculer ces rapports, nous avons utilisé une portion de signal d'une durée de 30 secondes environ, dont nous n'avons pu identifier la phase; en effet, la durée de ce séisme régional étant supérieure à la durée d'enregistrement des stations (1 mn), aucune d'elle n'a redéclenché de façon à enregistrer la totalité de l'événement : on retrouve bien une désamplification du mouvement pour C₅ et une amplification pour C₃, avec deux fréquences dominantes (4-5 Hz et 13-14 Hz) pour la composante verticale que l'on avait déjà observées pour a₁.

VI.2.4.4. Les effets de site observés

Il s'agit maintenant d'essayer de mettre en évidence les amplifications ou désamplifications observées en différents sites de la vallée du Nékor, tout en tenant compte des observations et des résultats précédents que nous résumons :

- l'azimut et la distance n'ont pas d'effets significatifs sur les rapports spectraux.
- le choix de H₁ comme station de référence peut introduire des biais dus à la radiation de la source ; de tels biais ont été mis en évidence pour certains événements.
- nous n'avons pas pu vérifier rigoureusement qu'il n'y avait pas d'effets topographiques à la station H₁.

Il n'est donc pas facile d'évaluer la part des effets de site dus au remplissage sédimentaire de la vallée du Nékor. Cependant, nous pensons que le niveau global des amplifications peut être évalué en effectuant la moyenne pour chaque station de tous les événements dont nous disposons. Pour la mise en évidence de fréquences dominantes, il est préférable de se fier à l'observation des rapports spectraux représentés séparément, car la moyenne nous donne un résultat lissé du fait des petits décalages de ces fréquences dominantes suivant les événements.

Avant de calculer les moyennes et écarts types associés, nous avons vérifié que les événements non encore utilisés, c'est à dire ceux des groupes a₂, a₃, b₂, d, présentaient des rapports spectraux en accord avec ceux des groupes a₁, b₁, c, e.

Nous allons tout d'abord commenter les moyennes des rapports spectraux par station; nous effectuerons ensuite la comparaison des réponses moyennes en différents endroits de la vallée. La figure VI-22 représente les moyennes et écarts types pour les trois composantes de chacune des stations.

Le tableau VI-3 répertorie les observations par station, c'est à dire la gamme des valeurs du rapport spectral moyen, et les extrema auxquels on peut s'attendre pour les amplifications ou désamplification (observés à partir des extrema des rapports spectraux moyenne + écart type et moyenne - écart type), ainsi que les éventuelles fréquences dominantes d'amplification (d'après les observations sur la figure VI-20). Rappelons que les

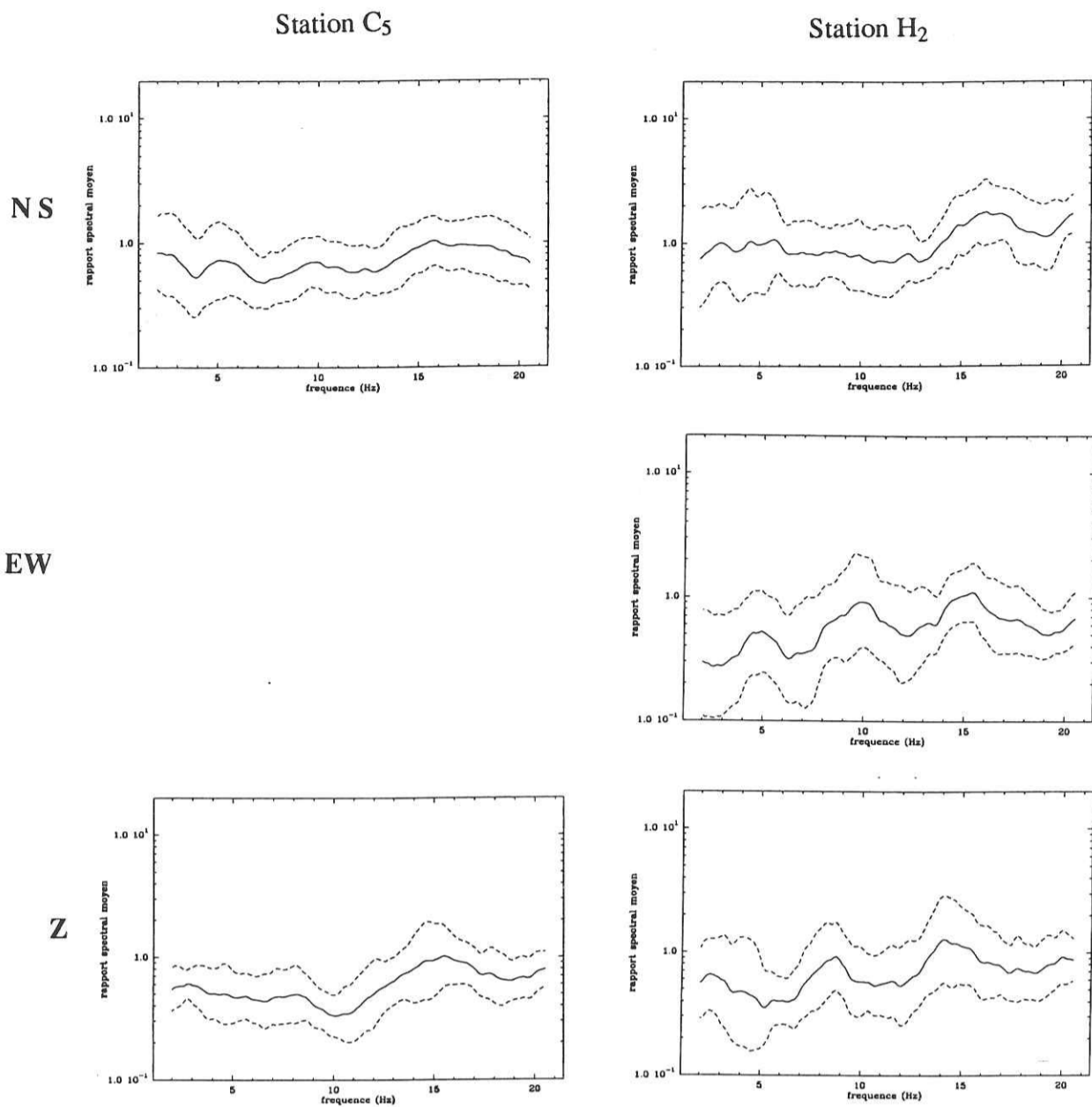


Figure VI-22 : Moyenne et écart type géométrique des rapports spectraux pour tous les événements

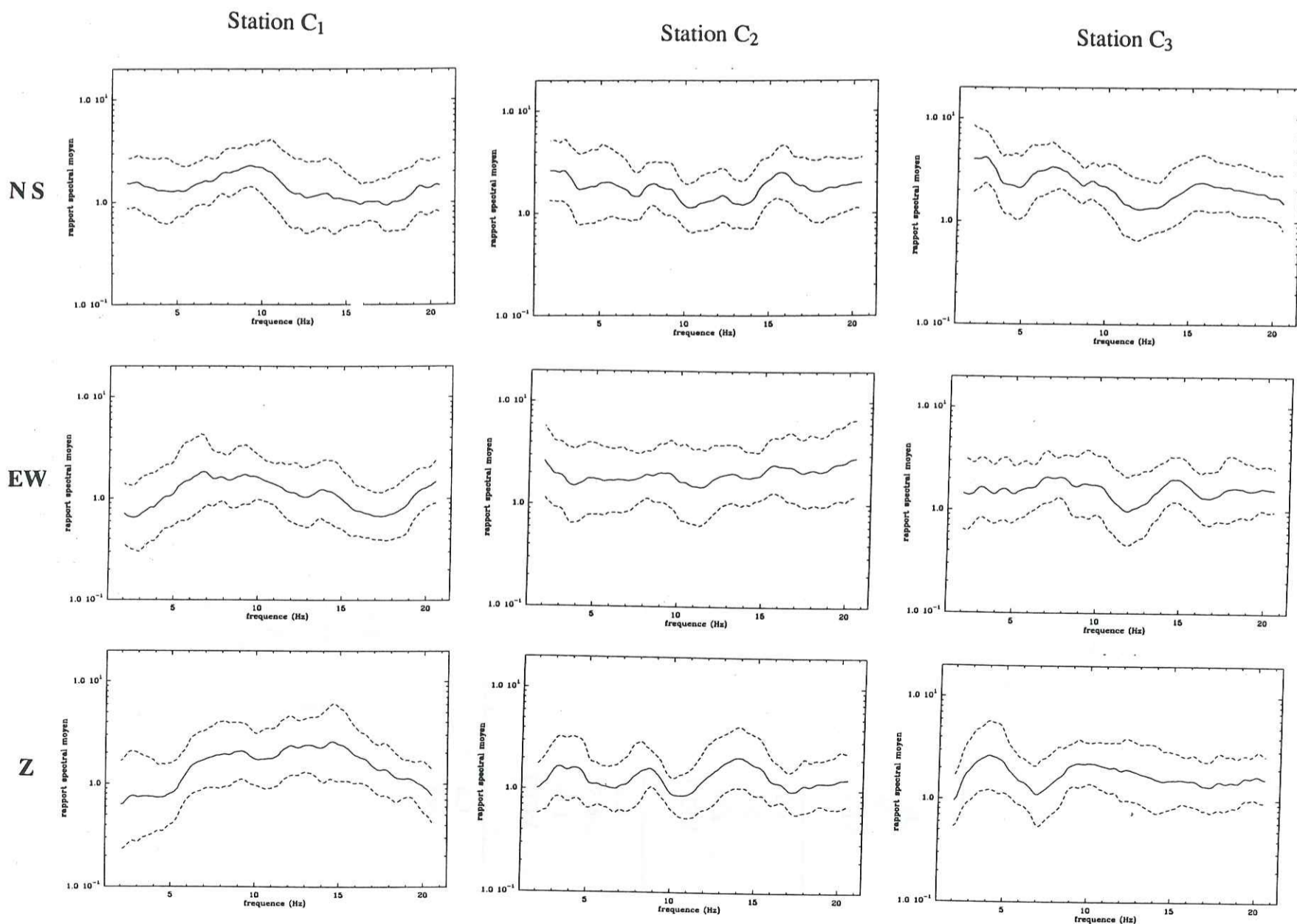


Figure VI-22 : (suite)

amplifications ou désamplifications ne sont significatives qu'au delà d'un facteur 2 au moins ; les fréquences données dans ce tableau sont en fait des gammes de fréquence, il faut donc considérer la valeur plus ou moins 1 Hz :

	Gamme des valeurs du rapport spectral moyen	Maximum d'amplification	Minimum d'amplification	Fréquences dominantes
C5 NS EW VERT	0.5 à 1 0.3 à 0.8	1.5 2	0.25 0.2	6 Hz
C1 NS EW VERT	1 à 2 0.7 à 2 0.6 à 2.4	4 4 6	0.5 0.3 0.2	
C2 NS EW VERT	1 à 3 1.5 à 3 0.8 à 2	7 7 5	0.8 0.8 0.6	9 Hz 4 -8-14 Hz
C3 NS EW VERT	1.5 à 4 1 à 2 1 à 3	9 4 6	0.6 0.5 0.5	9 Hz 4 Hz
H2 NS EW VERT	0.8 à 1.5 0.3 à 1 0.4 à 1	3 2 3	0.2 0.1 0.15	16 Hz 5-10-15 Hz 2-9-14 Hz

Ce sont donc les stations C₂ et C₃ qui amplifient le plus le mouvement, les amplifications étant plus faibles pour C₁ et nulles pour C₅, située en bord de vallée, pour laquelle on observe plutôt une désamplification.

CONCLUSION

Cette étude nous a tout d'abord permis de montrer que, pour des événements proches, la radiation de la source pouvait fortement faire varier le niveau spectral du mouvement du sol pour des sites proches les uns des autres; l'effet est indépendant de la fréquence et quantitativement du même ordre de grandeur que les effets de site que nous avons pu observer. Ce phénomène a des conséquences importantes sur la validité de l'étude des effets de site, car il a été observé entre la station de référence et certaines des stations de la vallée. Le choix du site de la station de référence le plus proche possible des autres stations est donc primordial pour limiter ces effets.

Nous avons montré que l'influence de l'azimut était négligeable sur les rapports spectraux ce qui confirme le résultat de Tucker et King (1984). Nous pensons également, bien que nous n'ayons pu le montrer statistiquement, que l'effet de la distance n'est pas significatif.

Les rapports spectraux n'ont pas clairement mis en évidence de fréquences de résonance de la vallée (celles-ci n'existent pas forcément très clairement). Cependant, nous avons observé des différences sur le niveau global d'amplification entre le milieu et le bord de la vallée; de tels effets ont été observés par Tucker et King (1984).

Nous ne disposons pas des données nécessaires pour la comparaison des résultats expérimentaux avec ceux d'une modélisation numérique de la propagation des ondes dans cette vallée. Cela aurait certainement permis une meilleure interprétation des effets observés. Pour réaliser ce travail, il nous manque les données concernant la géométrie des couches constituant la vallée, et leurs caractéristiques telles que la densité, la vitesse des ondes P et S. Ces paramètres peuvent être déterminés par des méthodes de prospection sismique (Jongmans, 1991) qui ne sont pas très difficiles à mettre en oeuvre et qui sont par ailleurs relativement peu coûteuses (lorsqu'elles sont mises en oeuvre par des universitaires et lorsque le site à étudier est proche du laboratoire!).

Enfin, durant cette campagne d'enregistrement, certains instruments ont mal fonctionné (nous n'avons pu en effet utiliser que 5 stations sur 9), dont la station C₄ située au centre de la vallée, vraisemblablement là où l'épaisseur d'alluvions est la plus importante ; par ailleurs, certaines stations ont enregistré très peu d'événements. L'utilisation d'un matériel plus fiable, équipé du système de déclenchement simultané pour toutes les stations aurait certainement permis d'obtenir de meilleurs résultats. L'utilisation d'un réseau plus dense nous aurait également donné la possibilité de mieux quantifier la variabilité des rapports spectraux et de mettre en évidence de façon plus précise les caractéristiques de la réponse du remplissage alluvial.

CONCLUSION GENERALE

La construction d'un ouvrage parasismique passe dans 70 % des cas par l'application du code parasismique en vigueur dans le pays considéré. Dans ces règlements, les mouvements forts sont le plus souvent caractérisés par des spectres réglementaires adaptés aux conditions de site. La compilation de ceux-ci met notamment en évidence la dispersion des amplifications spécifiées pour la prise en compte des effets de site. Partant de ce constat, nous avons analysé de façon critique les méthodes statistiques qui permettent d'obtenir ces spectres réglementaires.

Dans un premier temps, nous avons utilisé les données d'un réseau dense (SMART1, Taïwan), pour étudier la variabilité du spectre de réponse élastique en accélération. Nous avons ainsi montré que la variabilité "intrinsèque" du spectre était au minimum de 20%, et que sa forme et son niveau dépendaient fortement de la magnitude et de la distance. Pour étudier statistiquement les formes spectrales ou les spectres (forme+niveau) en fonction des conditions géologiques locales, il est donc nécessaire d'utiliser des échantillons de données dont les répartitions sont homogènes en magnitude, distance, et conditions de site, ce qui n'est pas le cas dans la plupart des études effectuées jusqu'à présent. Par ailleurs, toujours avec les mêmes données, nous avons montré que l'accélération maximale pouvait être significativement amplifiée par les sol non rigides, au moins pour des accélérations inférieures à 0.2 g ; cette amplification tend à diminuer avec l'augmentation du niveau d'accélération, phénomène qui peut s'expliquer par la non linéarité de la réponse du sol. Cette tendance se confirme par l'étude des valeurs moyennes du spectre de réponse dans différentes bandes de fréquence ; en effet, la décroissance de l'amplification de ces valeurs avec l'augmentation du niveau d'accélération ne se manifeste qu'à haute fréquence.

Nous avons ensuite utilisé les données accélérométriques italiennes pour caractériser les spectres de réponse, d'une part en utilisant la méthode la plus classique (moyenne des formes spectrales par catégorie de site), et d'autre part en établissant des relations liant le spectre de réponse à la magnitude, la distance hypocentrale, et les conditions géologiques locales, par régression multilinéaire. Compte tenu des résultats préliminaires obtenus avec les données de SMART1, la seconde procédure s'avère être la plus adaptée puisque l'on tient compte de la dépendance de la forme des spectres en magnitude et en distance. Cette conclusion se confirme par la comparaison des spectres au rocher que nous avons obtenu avec ceux qui sont préconisés dans les réglementations AFPS 90, pour deux régions situées en zone II (région Niçoise et Sud Alsace). La magnitude et la distance des séismes auxquels on peut s'attendre dans cette zone varient notablement d'une région à l'autre et les spectres

que nous obtenons sont, dans le cas de la région Niçoise, supérieurs au spectre réglementaire qui lui, est fixe pour la zone considérée.

Les données du réseau accélérométrique italien sont classées en trois catégories de sols : sites au rocher (S_0), sites comprenant une formation superficielle peu rigide d'épaisseur inférieure à 20 m (S_1) ou supérieure à 20 m (S_2). Nous n'avons pu obtenir de résultat significatif pour cette dernière catégorie, car elle regroupe des sols dont les caractéristiques géotechniques sont trop dispersées. Cela souligne l'intérêt des études spécifiques de microzonage et la nécessité de rendre plus systématiques les reconnaissances géotechniques sur les sites instrumentés. Toujours en ce qui concerne les effets de site, nous avons également montré qu'il n'y avait pas de différence significative entre les spectres obtenus pour S_0 et S_1 .

D'un point de vue méthodologique, nous avons montré que la méthode de régression en deux étapes qui a été notamment utilisée par Joyner et Boore (1981) (et dont les résultats ont été largement utilisés), et Fukushima et Tanaka (1990) n'était pas, du point de vue statistique, satisfaisante. Par ailleurs, il est important de tester la validité du résultat, notamment en examinant les résidus de régression et en vérifiant la stabilité de la régression.

Ce travail ne s'est pas seulement limité à l'utilisation et à la critique des analyses classiques ; l'une de leurs limitations essentielles est liée à la non prise en compte de la durée et de la non stationnarité des mouvements forts, dont le rôle dans la réponse des structures est très important. Nous avons proposé une définition de la durée en fonction de la fréquence et effectué l'étude de sa dépendance avec la magnitude, la distance hypocentrale et les conditions géologiques locales, en utilisant la même méthodologie et les mêmes données que pour le spectre de réponse (régression multilinéaire). Nous avons procédé de même avec l'énergie spectrale par bande de fréquence, ce qui pourra déboucher sur la mise au point d'une méthode simple de génération d'accélérogrammes synthétiques non stationnaires. Les relations que nous avons obtenues entre la durée d'une part, et la fréquence, la magnitude, la distance hypocentrale et les conditions géologiques d'autre part, montrent que :

- la durée diminue avec la fréquence
- elle est supérieure sur les sols de faible rigidité (par rapport au rocher) pour le domaine de fréquences 0.6 Hz - 4 Hz. Pour les fréquences supérieures à 4 Hz, les durées sont statistiquement semblables.
- quelles que soient les conditions de site, la durée augmente avec la distance et la magnitude, le taux d'augmentation étant plus élevé en haute fréquence.
- la dispersion est très large : l'intervalle de confiance à 80% correspond à une incertitude de 10 sec pour une durée de 20 sec.

Enfin, conformément à l'une des conclusions énoncée plus haut, nous avons étudié les effets de site dans la vallée du Nekor (Maroc), en utilisant les enregistrements de la microsismicité, et en effectuant les rapports spectraux entre 3 stations situées dans la vallée et une station de référence sur la rocher. Le résultat essentiel de cette expérience est que, dans l'état actuel de la méthode, il n'est pas toujours possible de s'affranchir des effets dus à la

source. Nous avons pu en effet montrer que ceux-ci peuvent faire varier les rapports spectraux d'un facteur allant de 5 à 8 pour des distances source stations du même ordre que la distance entre la station de référence et la station considérée ; la conséquence de ce phénomène est double :

- si l'on veut s'affranchir des effets dus au diagramme de radiation de la source, il faut que la distance source-station des séismes utilisés soit au moins supérieure à trois fois la distance entre la station de référence et la station considérée.

- pour des sites très proches des failles actives les effets de site peuvent être masqués par des effets de source ; ces derniers doivent donc impérativement être pris en compte dans le cadre d'une étude de risque sismique.

Dans l'ensemble de ce travail, nous avons obtenu une dispersion importante des résultats. Les intervalles de confiance pour la prédiction des spectres et de la durée sont de l'ordre d'un facteur 1.5 à 2. L'écart type associé à la moyenne des rapports spectraux obtenus dans l'étude de la réponse de la vallée du Nekor est également du même ordre. Cette dispersion est essentiellement due à deux facteurs :

- la variabilité spatiale du mouvement, dont nous avons montré qu'elle était importante par l'étude des données de SMART1.

- la difficulté, voire l'impossibilité de quantifier séparément les effets dus à la source, à la propagation, et aux conditions géologiques locales.

L'amélioration des méthodes de caractérisation des mouvements forts pour l'évaluation de l'aléa sismique passe donc avant tout par la compréhension et une quantification plus précise de ces phénomènes. La mise en place de réseaux denses de quelques km d'ouverture est un moyen d'atteindre ces objectifs. Les données acquises par de tels réseaux rendent possible l'étude du champ d'onde, ce qui permettra :

- de mieux comprendre la propagation des ondes dans les structures superficielles, et notamment le rôle des ondes de surface
- d'estimer la part des effets de site et des effets de source
- de mettre en évidence les phénomènes qui sont à l'origine de la durée des mouvements forts.
- d'expliquer la variabilité spatiale des mouvements (et de la quantifier).

Le développement de ces axes de recherche est tout à fait envisageable dans l'état actuel des connaissances et des moyens instrumentaux disponibles à l'heure actuelle.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abrahamson, N. A., B. A. Bolt, R. B. Darragh, J. Penzien et Y. B. Tsai (1987). The SMART1 accelerograph array (1980-1987) : A review, *Earthquake Spectra*, **3**, 263-287.
- Aki, K. (1988). Local site effects on ground motion, in *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II--Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, J.L. Von Thun, editor, Geotechnical Special publication N° 20, 103-155, Am. Soc. Civil Eng., New York.
- Aki, K. et K. Irikura (1991). Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation, *Proc. of 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, 1991, **1**, 61-110.
- Andrieux, J. (1971). La structure du Rif Central. Etude des relations entre la tectonique en compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne Alpine. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 1971, 155 p.
- Askins, R. C. et C. A. Cornell (1979). SHA-based attenuation model parameter estimation, *Proceedings of the Second U.S. National Conference on Earthquake Engineering--1975*, Stanford, California, 1979, 703-712.
- Bard, P. Y. et J. P. Méneroud (1987). Modification du signal sismique par la topographie : cas de la vallée de la Roya (Alpes Maritimes), *Bull. Liais. Labo. P. et C.*, **150/151**, 1987.
- Bard, P. Y. (1988). Understanding effects of local conditions on ground motion and accounting for them in earthquake hazard studies. *Seminar on the prediction of earthquakes*, Lisbon, 1988.
- Bard, P. Y. et P. Teves-Costa (1989). Prédiction numérique et spectres réglementaires adaptés au site ; un exemple de désaccord typique, *Proceedings du Deuxième Colloque National AFPS - Génie Parasismique et Aspects Vibratoires dans le Génie Civil*, France, 1989.
- Basili, M. (1987). Data acquisition and processing in strong ground motion seismology, *Strong Motion Seismology*, M O. Erdick et M. N. Toksoz, editors, D. Reidel Publishing Company, Holland, 251-331.
- Benioff, H. (1934). The physical evaluation of seismic destructiveness, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **4**, 398-403.
- Biot, M. A. (1941). A mechanical analyser for the prediction of earthquake stresses, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **31**, 151-171.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894.
- Boore, D. M., W. B. Joyner, A. A. Oliver, III et R. A. Page (1980). Peak acceleration, velocity, and displacement from strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 305-321.

- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61.
- Caillot, V. et P. Y. Bard (1990). Characterizing site effects for earthquake regulations in the French seismicity context : a statistical analysis, *Proceedings of the Ninth Conference on Earthquake Engineering*, Moscow, 1990.
- Campbell, K. W. (1979). Preliminary evaluation of near-source attenuation of peak acceleration in the United States (Abstract), *Earthquake Notes*, **50**, 16-17.
- Campbell, K. W. (1981a). Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2039-2070.
- Campbell, K. W. (1981b). A ground motion model for the Central United States based on near-source acceleration data, *Proceedings of Conference on Earthquakes and Earthquake Engineering : The Eastern U.S.*, Knoxville, Tennessee, 1981, **1**, 213-232.
- Campbell, K. W. (1982a). Near-source scaling characteristics of peak horizontal acceleration for moderate-to-large earthquakes, *Proceedings of the Workshop XVI--The Dynamic Characteristics of Faulting Inferred from Recordings of Strong Ground Motion*, Incline Village, California, 1981, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 82-591, **1**, 120-184.
- Campbell, K. W. (1982b). A preliminary methodology for the regional zonation of peak acceleration, *Proceedings of the Third International Conference on Earthquake Microzonation*, Seattle, Washington, 1982, **1**, 365-376.
- Campbell, K. W. (1983). The effects of site characteristics on near-source recordings of strong ground motion, *Proceedings of the Conference XXII--A Workshop on Site Specific effects of Soil and Rock on Ground Motion and Their Implications for Earthquake-Resistant Design*, Santa Fe, New Mexico, 1983, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 83-845, 280-309.
- Campbell, K. W. (1984). Near-source attenuation of strong ground motion for moderate to large earthquakes - an update and suggested application for the Wasatch fault zone of north-central Utah, *Proceedings of the Workshop on Evaluation on Regional and Urban Earthquake Hazards and Risk in Utah*, Salt Lake City, Utah, 1984, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 84-763, 483-499.
- Campbell, K. W. (1985). Strong motion attenuation relations : a ten-year perspective, *Earthquake Spectra*, **1**, 759-804.
- Chavez-Garcia, F., G. Pedotti, D. Hatzfeld et P. Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 784-806.
- Cherkaoui Maknassi, M. T. E. (1991). *Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc*, Thèse de l'Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Chin, B. H. et K. Aki (1991). Simultaneous determination of source, path and recording site effects on strong ground motion during the Loma Prieta earthquake - a preliminary result on pervasive non-linear site effect, *submitted to Bull. Seism. Soc. Am.*, 1991

- Commission des Communautés Européennes : Procédés industriels - Batiment et Génie Civil (1989). *EUROCODE N° 8 - Règles unifiées communes pour les constructions en zones sismiques*, Rapport EUR 12266 FR, 1989.
- Cornell, C. A., H. Banon et A. F. Shakal (1979). Seismic motion and response prediction alternatives, *J. Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, **7**, 295-315.
- Crouse, C.B. et B. Hushmand (1989). Soil structure interaction at CDMG and USGS accelerograph stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1-14.
- Despeyroux, J. (1985). Le projet de construction parasismique, *Génie parasismique*, sous la direction de V. Davidovici, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1985.
- Despeyroux, J. et P. Godefroy (1985). *Nouveau zonage sismique de la France (1985)*, publié par la Documentation Française, 1986.
- Despeyroux, J. (1990). *Recommandations AFPS 90*, Association Française de Génie Parasismique, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- Dobry, R., M. Idriss et E. Ng (1978). Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquake records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1487-1520.
- Durville, J. L., J.P. Meneroud, P. Mouroux et J.M. Simon (1985). Evaluation de l'aléa sismique local-Microzonage, *Génie parasismique*, sous la direction de V. Davidovici, Presse de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1985.
- Faccioli, E. (1991). Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities, *proc. of 2d Int. Conf. on Rec. Adv. in Geotech. Earth. Engi. and Soil Dyn.*, St Louis, 1991, **2**, 1779-1797.
- Finn, W. D. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, *Proc. of 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, 1991, **1**, 199-253.
- Fréchet, J. (1985). *Sismognèse et doublets sismiques*, Thèse l'Université Joseph Fourier de Grenoble, 207 pp.
- Frizon De Lamotte D. (1982). Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental (Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **314**.
- Frogneux, M. (1980). *La sismicité Marocaine. Etude des paramètres à la source des séismes proches*. Thèse de troisième cycle, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 131 p.
- Fukushima, Y. et T. Tanaka (1990). A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 757-783.
- Geli, L., P. Y. Bard et B. Jullien (1988). The effects of topography on earthquake ground motion : a review and new results, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 42-63.
- Goula, X. et P. Godefroy (1985). Evaluation de l'aléa sismique régional-zonage à petite échelle, *Génie parasismique*, sous la direction de V. Davidovici, Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1985.
- Hatzfeld, D., V. Caillot, T.E. Cherkaoui, H. Jebli et F. Medina (1992). Seismotectonics around the Nekor fault (Rif, Morocco), *soumis à Tectonophysics*.

- Hayashi, S., H. Tsuchida et E. Kurata (1971). Average response spectra for various subsoil conditions, *Third Joint Meeting, US-Japan Panel on Wind and Seismic Effects, UJNR*, Tokio, May 10-12, 1971.
- Housner, G. W. (1959). Behavior of structures during earthquakes, *J. Eng. Mech. Div., ASCE*, **85**, EM4.
- Housner, G. W. (1975). Measures of severity of earthquake ground shaking, *Proc. U.S. Natl. Conf. Earthquake Engineering*, Ann Arbor, Michigan.
- Houzay, J.P. (1975). *Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc)*, Thèse de doctorat, Université de Paris VI.
- Idriss, I. M. (1990). Response of soft soil sites during earthquakes, *Proceedings of H. Bolton Seed Memorial Symposium*, Berkeley, California, vol. II.
- International Association for Earthquake Engineering (1988). *Earthquake resistant regulations, a world list*, Gakujutsu Bunken Fukyu-Kai (Association for Science Documents Information), editor, Tokyo.
- Jibson, R. (1987). Summary of research on the effects of topographic amplification of earthquake shaking on slope stability, *U.S. Geological Survey Open-File Report 87-268*, Menlo Park, California, USA.
- Jongmans, D. (1990). *L'influence des structures géologiques sur l'amplification des ondes sismiques. Mesures in situ et modélisation*, Thèse de l'Université de Liège.
- Jongmans, D. et M. Campillo (1990). The 1983 Liège earthquake : damage distribution and site effects, *Earthquake Spectra*, **6**, 713-737.
- Joyner, W. B. et D. M. Boore (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley earthquake, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2011-2038.
- Joyner, W. B. et D. M. Boore (1982). Prediction of earthquake response spectra, *Proc. 51st Ann. Convention Structural Eng. Assoc. of Cal., also U.S. Geol. Surv. Open-File Rpt 82-977*, 16p.
- Joyner, W. B. et D. M. Boore (1988). Measurements, characterization and prediction of strong ground motion, *Proc. of Earth. Engi. & Soil Dyn.*, Park City, 1988, 43-102.
- Kuribayashi, E., T. Iwasaki, Y. Iida et K. Tuji (1972). Effects of seismic and subsoil conditions on earthquake response spectra, *Proc. Int. Conf. on Microzonation*, 499-512.
- Lawson, A. L., et al. (1908). The California earthquake of April 18, 1906, *Report of the State Earthquake Investigation Commission*, Carnegie Institute Washington, publ. 87.
- Loh, C. H. et Y. T. Yeh (1988). Characteristics of strong ground motion of SMART1 array, *Proceedings of the IASPEII/AEE Joint Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion-Second Workshop*, Tokyo, 1988.
- McCann, M. W. (1983). Uncertainty in ground motion predictions, *Proceedings of the Conference XXII--A Workshop on Site Specific effects of Soil and Rock on Ground Motion and Their Implications for Earthquake-Resistant Design*, Santa Fe, New Mexico, 1983, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 83-845, 331-355.

- McCann, M. W., Jr et H. C. Shah (1979). Determining strong-motion duration of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1253-1265.
- McGuire, R. K. (1978a). A simple model for estimating Fourier amplitude of horizontal ground acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 803-822.
- McGuire, R. K. (1978b). Seismic ground motion parameter relations, *J. Geotechnical Eng. Div., ASCE*, **140**, 481-490.
- Midorikawa, S. (1991). Attenuation of peak ground acceleration and velocity from large subduction earthquakes, *Proc. of 4th Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, 1991, **2**, 179-186.
- Mohraz, B. (1976). A study of earthquake response spectra for different geological conditions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 915-935.
- Morel, J.L. (1987). *Evolution récente de l'orogène Rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc)*, Thèse d'Etat In Mém. Géodiffusion, Paris, 1988, 584 p.
- Newmark, N. M. et W. J. Hall (1982). Earthquake spectra and design, *Earthquake Engineerig Research Institute Monograph*, Berkeley, California.
- Pedotti, G. (1988). *Etude sismotectonique du Peloponnese et réponse sismique d'une vallée sédimentaire en Grèce du Nord*, Thèse de l'Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Petrovski, D. et A. Marcellini (1988). Prediction of seismic movement of a site - statistical approach, *Seminar on the prediction of earthquakes*, Lisbon, 1988.
- Rovelli, A., O. Bonamassa, M. Cocco, M. Di Bona et S. Mazza (1988). Scaling laws and spectral parameters of the ground motion in active extensional areas in Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 530-560.
- Sabetta, F. (1984). Analisi e confronto delle banche dati accelerometrici italiana e statunitense, *Proceeding of the 2nd Conf. Nazionale "l'Ingegneria Sismica in Italia"*, Rapallo, Italy, **3**, 121-147.
- Sabetta, F. et A. Pugliese (1987). Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1491-1513.
- Seed, H. B. et I. M. Idriss (1967). Analysis of soil liquefaction : Niigata earthquake, *J. Soil Mechanics Foundations Div., ASCE*, **93**, SM3, 83-108.
- Seed, H. B. et I. M. Idriss (1971). A simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential, *J. Soil Mechanics Foundations Div., ASCE*, **97**, SM9, 249-1974.
- Seed, H. P., I. M. Idriss, F. Makdisi et N. Bannerje (1975). Representation of irregular stress time histories by equivalent uniform stress series in liquefaction analyses, *Report EERC 75-29*, College of Engineering, University of California, Berkeley.
- Seed, H. B., C. Ugas et J. Lysmer (1976). Site-dependent spectra for earthquake-resistant design, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 221-243.
- Silva, W. J. (1989). Site geometry and global characteristics, state of the art report, *Proceedings of the Workshop on Dynamic Soil Properties and Site Characterisation*, National Science Foundation and Electric Power Research Institute, Palo Alto, California, november 1989.

- Singh, S.K., E. Mena et R. Castro (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 451-477.
- Souloumiac, R. (1986). Orientations techniques des futures règles parasismiques PS 86., *Bureau Veritas*.
- Trifunac, M. D. et A. G. Brady (1975). A study of the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 581-626.
- Tucker, B. E. et J. L. King (1984). Dependence on sediment-filled valley response on the input amplitude and the valley properties, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 153-165.
- Weisberg, S. (1980). *Applied linear regression*, Wiley, editor, New York.

ANNEXES

EV	P _{tot}	P _m	P _d	EV	P _{tot}	P _m	P _d
5	.611	.800	.422	643	1.238	1.143	1.333
8	.948	.800	1.097	644	1.705	2.450	.960
12	4.548	8.000	1.097	645	1.238	1.143	1.333
30	2.975	2.450	3.500	654	1.238	1.143	1.333
32	1.238	1.143	1.333	718	.417	.510	.323
38	1.727	2.833	.622	719	.774	1.225	.323
51	.842	1.063	.622	721	.417	.510	.323
52	.834	.571	1.097	722	.774	1.225	.323
55	.487	.425	.548	723	.417	.510	.323
56	.611	.800	.422	724	.774	1.225	.323
59	.727	1.063	.392	725	.417	.510	.323
60	.497	.571	.422	728	.417	.510	.323
66	.487	.425	.548	729	.774	1.225	.323
70	.408	.425	.392	735	.417	.510	.323
71	.585	.510	.659	736	.774	1.225	.323
72	1.613	2.833	.392	737	.942	1.225	.659
78	3.046	.425	5.667	739	.735	.510	.960
81	1.727	2.833	.622	740	.417	.510	.323
89	.408	.425	.392	743	.735	.510	.960
90	1.092	1.225	.960	745	2.362	1.225	3.500
93	.611	.800	.422	746	1.092	1.225	.960
94	.611	.800	.422	747	.735	.510	.960
95	.611	.800	.422	749	1.092	1.225	.960
97	.487	.425	.548	750	.735	.510	.960
98	.585	.510	.659	752	4.250	2.833	5.667
123	.408	.425	.392	754	.523	.425	.622
131	.842	1.063	.622	757	.585	.510	.659
132	1.092	1.225	.960	762	.585	.510	.659
135	.497	.571	.422	771	.408	.425	.392
138	.842	1.063	.622	780	.487	.425	.548
139	1.092	1.225	.960	781	.417	.510	.323
143	.497	.571	.422	855	.417	.510	.323
147	.523	.425	.622	856	.948	.800	1.097
149	.611	.800	.422	857	.735	.510	.960
150	1.238	1.143	1.333	858	.417	.510	.323
152	1.691	2.833	.548	859	.417	.510	.323
153	1.387	2.450	.323	862	.774	1.225	.323
156	1.862	1.143	2.581	863	.952	.571	1.333
157	.487	.425	.548	868	.834	.571	1.097
160	.611	.800	.422	869	.952	.571	1.333
163	2.362	1.225	3.500	874	.834	.571	1.097
164	.952	.571	1.333	875	.952	.571	1.333
168	.805	1.063	.548	876	.952	.571	1.333
169	.774	1.225	.323	891	.417	.510	.323
172	.805	1.063	.548	894	.417	.510	.323
177	.497	.571	.422	897	.735	.510	.960
179	.523	.425	.622	906	.523	.425	.622
260	.727	1.063	.392	908	.523	.425	.622
301	.842	1.063	.622	909	.523	.425	.622
302	2.362	1.225	3.500	911	.523	.425	.622
303	2.362	1.225	3.500	913	.487	.425	.548
304	1.092	1.225	.960	914	.523	.425	.622
350	.942	1.225	.659	916	.523	.425	.622
354	.952	.571	1.333	917	.834	.571	1.097
355	2.362	1.225	3.500	918	.948	.800	1.097
583	.417	.510	.323				
621	1.705	2.450	.960				
624	4.250	2.833	5.667				
627	1.238	1.143	1.333				
629	2.975	2.450	3.500				

Annexe A-III-1 : Poids affectés aux 115 enregistrements accélérométriques du réseau

Italien utilisés dans les parties III, IV et V :

EV : N° de l'événement

P_m : poids calculé en magnitude

P_d : poids calculé en distance hypocentrale

$P_{tot} = (P_m + P_d)/2$

Site 0			Site 1			site 2		
EV	NS	EW	EV	NS	EW	EV	NS	EW
030	10.74	9.52	038	4.15	4.88	005	11.22	8.78
071	2.68	1.22	051	4.39	7.32	008	4.15	4.88
090	1.95	2.44	055	4.39	4.88	012	1.71	2.93
098	1.71	3.42	059	2.44	2.20	032	15.13	15.13
132	5.86	2.93	066	2.93	3.66	052	5.12	6.59
139	5.12	4.15	070	2.93	2.93	056	2.68	5.61
153	4.39	4.39	072	4.15	5.12	060	8.54	8.30
163	7.81	9.27	078	2.44	2.20	093	7.08	7.32
169	4.39	2.68	081	2.93	2.93	094	6.10	7.81
302	7.81	8.30	089	2.93	3.42	095	6.83	6.83
303	16.84	14.88	097	4.39	3.42	135	11.96	14.64
304	10.25	10.00	123	3.90	4.39	143	3.66	8.05
350	4.15	4.15	131	4.64	4.88	149	3.17	3.90
355	6.34	5.86	138	4.88	1.71	150	15.13	19.28
583	9.52	9.03	147	3.17	5.37	156	7.56	9.76
621	17.57	14.15	152	4.39	4.15	160	6.59	6.10
629	15.62	16.10	157	2.44	2.93	164	14.88	14.64
644	20.50	20.25	168	3.66	2.68	177	11.71	11.47
718	8.78	6.59	172	6.83	7.08	354	15.86	16.35
719	6.83	8.05	179	5.12	5.61	627	22.94	21.96
721	8.78	8.30	260	3.90	3.66	643	21.72	21.72
722	6.59	7.08	301	10.98	8.05	645	29.28	31.23
723	7.08	5.12	624	9.27	11.22	654	24.40	23.67
724	3.42	4.64	752	3.90	5.12	856	15.13	13.42
725	6.34	6.34	754	2.93	2.36	863	11.96	10.74
728	8.54	6.10	771	6.59	5.12	868	20.50	18.06
729	5.86	5.12	780	9.27	9.52	869	13.42	14.88
735	6.10	6.10	906	9.27	11.71	874	9.76	9.27
736	6.10	3.42	908	6.34	4.39	875	15.13	11.47
737	4.15	4.88	909	12.20	11.22	876	14.40	11.22
739	5.86	5.86	911	10.49	7.81	917	12.20	10.00
740	9.03	9.27	913	8.05	7.08	918	15.86	14.40
743	6.59	7.08	914	13.42	13.91			
745	4.88	5.12	916	8.54	7.32			
746	1.22	4.64						
747	2.68	4.64						
749	2.68	2.93						
750	4.15	4.64						
757	4.39	4.88						
762	3.42	2.68						
781	5.37	6.83						
855	10.49	8.30						
857	5.12	7.08						
858	8.54	8.54						
859	4.64	5.12						
862	7.32	6.10						
891	3.42	3.17						
894	.49	1.22						
897	3.17	2.68						

Annexe A-V-1 : Durées totales pour les 115 enregistrements accélérométriques Italiens :

EV : N° de l'événement
 NS : composante Nord-Sud
 EW : composante Est-Ouest

EV	composante NS										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
005	26.35	20.74	17.57	16.35	12.20	9.76	6.83	6.83	6.10	5.86	5.86
008	10.00	15.37	15.13	12.20	7.81	5.61	3.17	3.17	2.68	2.20	2.68
012	2.68	1.22	5.37	6.34	4.64	2.20	.98	1.46	2.20	2.68	3.17
030	11.47	9.76	10.74	11.22	10.25	7.81	8.30	10.49	11.96	10.00	9.76
032	19.03	13.42	11.47	11.22	13.42	12.93	13.66	16.10	16.84	17.32	17.81
038	13.42	7.56	6.10	4.39	3.90	3.42	3.90	5.61	7.08	6.83	6.10
051	7.32	6.83	8.78	8.54	9.27	6.83	4.15	2.93	3.42	3.66	3.90
052	10.00	9.27	10.49	10.49	9.76	5.86	4.64	3.42	2.68	2.20	2.20
055	5.86	5.61	8.54	8.30	5.61	4.15	4.15	3.66	3.42	3.17	3.66
056	6.10	7.32	8.30	9.03	6.34	3.66	2.68	2.68	2.44	2.68	2.68
059	3.90	5.37	7.08	1.71	1.95	2.44	2.93	3.42	3.90	3.17	2.68
060	7.56	10.49	11.22	10.49	9.76	7.32	5.61	5.86	5.61	5.12	4.88
066	2.68	7.32	7.08	2.93	2.20	1.95	1.95	2.93	2.68	2.44	2.44
070	3.90	4.64	5.61	4.64	1.95	1.71	3.66	3.90	4.64	3.66	3.42
071	5.12	6.83	6.34	4.88	4.39	3.42	2.20	1.95	2.68	2.68	2.44
072	3.90	5.61	7.81	6.10	4.88	3.90	3.42	3.42	4.39	4.15	3.66
078	4.64	8.05	7.56	6.34	2.20	2.44	2.68	2.20	1.71	1.71	1.95
081	1.71	3.90	7.56	6.59	6.10	5.37	3.66	2.44	1.46	1.46	1.46
089	4.88	5.86	5.12	4.39	3.17	1.95	3.42	3.90	2.93	2.93	3.17
090	4.15	3.66	3.42	1.71	1.95	.98	.73	1.46	1.46	2.44	2.68
093	9.52	10.49	9.27	6.83	5.86	8.78	7.32	6.83	6.83	6.83	6.59
094	7.81	10.49	9.27	7.81	6.10	6.83	6.34	5.12	5.86	5.86	6.10
095	5.86	10.25	9.76	8.30	6.59	6.34	4.88	5.86	6.10	5.86	6.34
097	10.25	9.52	7.32	4.64	3.90	4.88	4.88	3.90	2.93	2.93	3.17
098	3.17	5.86	2.93	2.44	1.46	1.71	2.68	1.71	1.46	1.71	2.68
123	6.59	7.32	7.56	3.66	2.68	4.39	3.66	3.66	4.64	5.12	5.86
131	9.27	12.44	11.47	8.78	3.90	5.61	5.12	4.15	3.42	3.66	3.90
132	9.03	8.78	8.78	8.78	8.05	5.12	3.90	2.68	2.93	2.93	2.93
135	16.10	16.59	15.62	12.20	11.71	9.52	4.39	4.39	5.12	5.37	5.61
138	12.69	4.88	3.17	2.93	4.39	6.34	6.59	5.12	4.64	4.88	5.37
139	7.81	8.78	9.27	8.54	3.42	2.44	1.95	1.95	1.71	1.71	1.71
143	12.93	6.34	3.90	3.42	3.17	3.66	4.64	6.34	4.88	4.88	4.88
147	.98	.98	1.95	5.86	5.86	4.39	4.15	2.68	2.68	3.42	5.37
149	7.08	2.20	6.10	7.08	4.64	4.88	1.71	.73	.49	.49	.49
150	22.45	20.25	18.30	18.06	15.37	12.69	12.69	15.13	18.06	19.52	19.52
152	11.71	11.71	8.78	4.88	4.39	5.37	3.90	4.15	4.64	5.37	5.86
153	4.88	9.52	9.52	5.12	3.66	3.42	4.15	3.90	4.64	4.88	4.88
156	10.74	12.20	8.05	6.10	7.81	6.34	5.86	5.61	5.12	5.12	5.12
157	9.52	10.25	6.83	6.83	3.90	2.93	2.20	1.95	1.95	1.95	2.44
160	12.69	11.22	10.74	9.52	8.78	5.37	4.64	4.39	3.42	1.95	1.46
163	9.76	8.05	5.86	7.08	4.64	7.32	9.27	9.76	10.98	12.20	13.18
164	19.28	16.10	16.35	13.91	14.88	13.18	11.22	11.71	13.42	16.59	17.57
168	7.81	7.32	7.32	2.68	2.93	4.39	2.93	2.93	5.12	5.37	5.12
169	9.27	7.56	3.66	3.66	3.17	2.68	3.42	4.88	4.88	4.88	4.64
172	8.05	7.81	6.83	7.32	7.32	7.08	6.10	6.59	6.59	6.59	6.59
177	15.86	17.08	13.66	9.03	9.03	7.56	8.30	8.05	6.59	5.37	5.37
179	8.05	7.81	7.56	8.05	6.59	6.34	5.37	4.39	4.15	3.66	3.66
260	13.66	11.47	3.90	3.42	3.17	3.17	4.15	4.88	6.34	6.83	6.59
301	9.27	9.03	14.40	14.40	11.22	9.76	8.30	8.78	8.78	9.27	9.27
302	10.25	9.52	8.30	8.30	7.56	5.86	7.81	9.27	9.76	10.25	10.25
303	17.57	15.37	12.44	15.62	17.32	15.86	16.59	16.59	16.59	14.40	13.42
304	8.05	7.56	6.34	6.59	8.78	8.05	7.81	10.49	10.98	10.25	9.76
350	9.27	8.54	5.12	4.39	3.90	3.90	4.15	3.90	3.90	4.15	4.88
354	9.27	10.74	12.44	14.64	15.62	16.10	11.47	8.30	5.37	4.64	6.34
355	8.30	11.71	10.98	10.49	7.81	4.64	5.12	6.59	6.59	6.83	6.34
583	8.05	15.13	11.71	11.47	9.76	7.08	5.61	5.61	4.39	2.93	3.90

Annexe A-V-2 : Durées calculées dans 11 bandes de fréquence pour les 115 enregistrements accélérométriques Italiens :

- | | |
|-----------------|--------------------|
| 1- 0.6 - 0.9 Hz | 7- 4.8 - 6.8 Hz |
| 2- 0.9 - 1.2 Hz | 8- 6.8 - 9.6 Hz |
| 3- 1.2 - 1.7 Hz | 9- 9.6 - 13.6 Hz |
| 4- 1.7 - 2.4 Hz | 10- 13.6 - 19.2 Hz |
| 5- 2.4 - 3.4 Hz | 11- 19.2 - 27.2 Hz |
| 6- 3.4 - 4.8 Hz | |

composante NS

EV	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
621	14.15	17.81	20.25	18.79	18.06	19.28	17.81	14.64	16.59	13.91	11.47
624	14.40	15.37	14.88	13.91	11.71	9.03	8.30	6.83	5.61	5.37	4.15
627	21.47	21.47	20.98	20.98	23.18	21.96	21.96	22.20	20.98	20.50	20.25
629	16.59	16.10	15.37	15.37	14.64	15.62	18.06	15.37	14.15	13.91	12.93
643	22.45	24.64	24.40	24.89	26.60	22.94	20.74	19.52	20.98	22.20	23.42
644	14.88	20.74	20.98	19.76	18.30	18.79	21.23	20.25	16.10	13.66	13.66
645	26.60	27.57	28.30	28.79	30.50	32.70	23.67	17.81	17.08	23.91	34.65
654	27.57	27.08	25.86	24.64	24.16	22.45	24.16	25.13	27.08	29.28	29.04
718	23.18	13.42	13.66	15.13	10.98	7.08	6.34	5.12	4.39	4.15	3.90
719	11.47	11.71	10.49	11.47	9.76	8.30	7.08	3.17	1.95	1.95	2.20
721	9.52	9.76	10.00	9.52	6.83	7.32	6.59	4.15	4.39	4.39	4.39
722	10.25	10.00	10.00	9.76	8.05	6.83	6.10	4.15	2.93	2.68	2.68
723	13.91	14.40	12.44	9.03	7.81	6.83	7.08	5.12	4.39	4.39	3.66
724	.98	2.93	2.20	5.37	4.64	2.68	3.42	2.93	2.68	2.68	2.20
725	13.66	13.66	13.66	10.74	9.03	6.59	5.61	5.12	5.37	5.12	4.39
728	17.08	21.23	16.84	15.62	12.44	9.27	7.56	6.34	5.61	5.61	5.12
729	10.74	10.74	9.76	5.12	7.08	6.34	6.10	5.37	4.88	4.88	5.12
735	16.59	15.62	11.47	11.47	7.81	5.37	4.15	3.66	4.39	4.39	4.15
736	7.32	11.71	13.18	9.76	8.54	7.08	4.15	3.42	2.68	2.93	3.17
737	3.42	4.39	5.12	9.76	5.37	3.90	3.66	3.66	3.42	3.17	3.17
739	5.12	4.39	4.88	4.88	6.10	6.10	5.86	5.86	5.61	5.86	6.59
740	9.27	8.30	8.30	9.52	9.52	8.30	8.78	9.03	7.81	7.81	7.56
743	12.69	15.37	15.37	17.57	8.78	6.10	5.86	5.86	4.64	4.88	6.34
745	3.42	6.83	9.52	10.25	6.83	5.12	4.15	4.39	4.64	4.64	5.37
746	2.93	2.44	3.42	3.90	2.93	.98	1.22	1.95	2.20	2.44	2.44
747	13.66	15.62	8.54	5.86	5.86	4.88	2.68	2.20	2.68	2.93	2.93
749	5.12	12.20	8.54	3.17	3.66	4.15	2.68	2.44	2.44	2.68	2.68
750	14.64	11.96	8.78	8.05	5.12	4.88	3.17	2.44	2.68	2.68	2.68
752	5.37	8.54	4.88	10.49	7.81	3.17	2.44	3.66	4.15	4.15	4.39
754	5.61	9.03	4.64	7.81	3.90	2.68	2.44	2.93	3.17	3.66	3.66
757	7.81	10.49	9.27	5.61	4.88	4.88	3.90	3.42	3.42	2.93	2.68
762	7.32	8.30	6.59	4.64	3.66	3.90	3.17	3.42	3.42	3.17	2.93
771	10.25	7.32	8.78	9.76	9.76	6.34	5.37	5.37	4.39	3.90	3.90
780	24.64	23.18	14.64	9.76	10.00	10.25	7.56	7.08	6.59	6.59	7.81
781	20.74	26.11	19.28	17.32	8.05	5.12	5.12	4.15	4.15	3.90	3.90
855	18.79	19.52	21.47	15.62	12.20	9.03	8.78	8.30	8.78	9.52	9.27
856	16.10	15.62	15.13	16.84	12.44	10.49	7.32	7.08	4.64	1.95	2.20
857	11.47	16.84	19.28	10.98	7.08	4.64	4.15	5.12	5.61	6.83	6.83
858	10.49	15.86	15.62	14.64	14.15	10.74	9.27	6.10	5.86	5.37	5.37
859	9.03	7.81	8.30	9.76	9.52	6.59	3.42	2.20	2.20	2.20	1.95
862	14.64	11.71	10.74	7.81	8.30	7.32	5.86	5.12	4.88	5.37	5.86
863	16.35	12.93	14.88	14.15	12.20	11.96	10.00	7.56	7.81	8.54	9.03
868	24.16	26.11	24.16	20.98	16.10	12.20	12.69	11.71	10.25	8.30	7.81
869	9.27	8.54	12.93	12.69	17.57	12.20	10.00	10.49	11.47	11.22	11.22
874	11.96	12.93	11.96	12.20	8.78	8.30	10.49	8.05	6.83	6.83	6.83
875	13.66	8.54	14.40	17.81	15.62	11.47	11.47	11.96	11.71	12.44	11.47
876	13.66	8.78	12.93	17.81	15.13	11.22	11.47	11.71	11.71	12.93	14.40
891	10.74	8.78	5.12	4.88	6.59	6.34	2.93	2.44	3.17	3.90	4.15
894	3.66	2.44	.98	.98	.73	.49	.49	1.95	2.44	2.44	2.44
897	15.62	11.22	8.05	7.56	5.37	4.15	2.68	2.68	2.68	3.17	2.93
906	14.15	15.13	14.88	13.91	9.76	10.49	9.52	8.54	8.78	9.52	9.27
908	9.52	17.08	14.15	9.52	10.25	11.22	4.88	4.64	4.88	4.88	4.88
909	14.15	15.13	13.42	11.71	10.25	11.96	12.44	11.96	11.22	11.22	10.49
911	9.76	15.37	9.76	9.52	9.03	10.98	10.74	9.76	7.56	6.59	7.08
913	17.32	18.30	11.47	8.05	7.08	8.54	9.52	7.08	6.10	5.61	7.56
914	16.35	25.13	17.57	14.40	10.98	11.71	11.96	10.25	11.47	11.96	10.49
916	15.13	16.59	10.25	9.52	10.98	11.71	7.08	4.88	4.39	4.15	7.32
917	18.30	15.13	13.91	13.91	12.20	7.81	7.56	7.81	8.54	7.56	7.08
918	17.81	18.54	18.54	19.28	14.15	10.74	8.78	8.05	8.54	8.30	9.52

Annexe A-V-2 : (suite)

composante EW

EV	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
005	22.69	23.18	23.18	20.01	12.93	9.27	7.81	6.83	6.10	6.10	5.86
008	9.52	9.27	9.52	11.96	8.05	5.61	2.93	2.93	3.17	2.44	2.20
012	7.81	6.10	7.56	6.83	4.15	3.66	1.95	2.20	2.93	2.93	2.93
030	11.47	11.47	11.22	10.00	7.81	8.78	7.56	7.56	10.00	11.47	11.96
032	18.54	14.15	11.22	12.44	13.91	13.66	14.64	18.54	20.01	20.25	21.47
038	7.56	9.27	3.42	5.12	5.37	4.39	3.66	3.42	3.90	4.88	5.12
051	9.52	10.25	9.76	10.49	10.25	8.30	6.59	3.90	3.66	4.39	5.86
052	7.08	6.59	7.08	8.54	9.52	6.59	6.10	5.12	3.90	2.93	2.44
055	1.95	4.64	5.12	4.88	3.42	5.12	5.61	4.88	3.66	4.15	6.59
056	6.83	8.05	7.56	8.05	6.83	5.86	4.88	4.64	3.66	3.42	2.93
059	2.68	1.95	2.68	1.95	2.44	2.44	1.95	2.93	2.93	2.68	2.44
060	10.74	10.00	10.98	10.49	6.59	8.54	8.30	7.08	6.34	5.61	4.88
066	4.64	6.34	9.03	4.64	3.66	3.42	3.90	2.68	2.20	2.68	2.44
070	6.83	8.30	9.52	5.61	2.20	2.68	3.17	4.39	4.64	4.64	4.64
071	7.08	7.08	7.32	6.34	3.66	1.22	1.22	.98	.98	1.46	1.95
072	8.54	7.32	8.30	8.54	5.37	5.37	4.39	4.64	4.64	4.64	4.88
078	7.56	8.78	8.78	7.32	2.44	1.95	2.20	2.68	2.68	4.15	5.61
081	6.59	10.25	7.56	6.10	6.10	3.90	3.42	1.95	1.46	1.46	1.95
089	7.32	8.05	7.81	4.64	2.68	3.42	4.64	3.66	2.93	2.68	2.68
090	2.93	4.88	4.15	1.95	1.71	1.46	2.44	1.95	1.71	2.20	2.44
093	9.52	11.71	8.54	7.08	7.56	8.05	7.56	7.08	5.86	5.61	4.39
094	11.47	10.98	10.74	7.56	9.27	7.81	6.10	4.15	4.88	5.37	6.10
095	10.25	11.22	10.49	7.56	8.78	7.08	6.10	4.88	5.86	5.61	7.08
097	7.81	8.78	6.59	3.17	3.42	3.66	3.17	2.20	2.44	3.42	3.90
098	4.88	4.39	5.61	5.86	4.15	3.42	2.93	2.44	2.68	2.68	2.68
123	5.86	7.08	8.54	7.81	5.12	4.15	3.90	4.15	4.39	6.10	6.83
131	11.22	9.03	10.49	5.86	5.86	5.86	4.39	4.39	3.66	3.66	3.90
132	7.08	6.83	6.83	7.32	4.39	3.42	2.44	2.44	2.93	2.93	3.17
135	16.59	15.37	13.18	14.88	14.64	7.32	5.61	5.37	5.86	6.83	6.59
138	6.59	9.76	9.52	5.37	1.46	1.71	1.71	2.93	5.12	5.37	5.37
139	9.76	8.78	7.32	6.10	2.68	1.22	1.95	2.20	2.20	2.20	2.44
143	15.86	12.20	9.52	8.30	5.61	4.15	5.12	6.34	5.37	6.10	6.83
147	4.39	7.56	8.05	7.08	8.05	6.34	3.66	2.93	3.17	5.12	7.56
149	4.88	7.81	7.32	5.61	5.37	5.61	3.42	1.22	.49	.73	.98
150	16.10	12.93	17.08	19.52	18.06	16.35	17.32	19.52	20.50	21.72	22.20
152	12.69	13.18	13.42	5.61	4.39	4.15	3.90	3.42	4.64	5.12	5.37
153	6.34	5.61	7.32	6.10	4.64	2.93	3.90	4.64	4.39	4.64	4.88
156	16.35	16.10	10.49	11.96	7.81	6.59	7.08	6.59	6.10	5.61	5.37
157	7.81	8.54	7.56	7.81	5.37	2.44	2.68	2.93	2.93	2.44	2.93
160	12.69	10.00	10.25	9.76	6.34	5.12	3.90	4.39	4.15	4.15	5.12
163	8.54	8.78	9.03	10.49	9.76	9.52	7.56	7.08	10.74	12.20	12.20
164	21.47	20.01	16.35	12.93	13.42	13.66	13.18	13.66	15.62	17.32	18.06
168	7.56	7.32	5.12	1.95	2.44	5.37	3.42	3.42	3.90	4.64	4.88
169	4.15	4.15	4.88	2.68	1.46	2.20	2.68	2.44	2.93	3.90	4.15
172	15.37	10									

EV	composante EW										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
621	13.42	11.22	18.30	18.06	13.18	13.91	16.35	18.06	14.64	14.15	12.69
624	19.76	16.59	15.86	14.64	12.20	9.76	7.08	7.81	7.81	6.34	5.37
627	23.18	23.67	22.94	20.98	20.98	21.23	20.50	19.52	19.76	20.98	21.23
629	7.56	8.78	13.42	16.59	16.10	16.10	16.59	16.35	14.40	13.66	12.93
643	20.74	24.40	24.40	21.47	21.96	22.69	20.74	22.69	23.67	22.69	21.96
644	21.72	19.03	18.54	18.54	18.79	19.52	21.72	20.74	17.81	15.37	14.88
645	24.16	25.13	30.26	37.58	34.89	35.14	23.42	19.28	16.35	18.30	27.08
654	28.30	25.86	24.89	25.38	25.38	23.18	22.20	23.42	24.16	28.06	27.57
718	15.37	13.66	13.66	11.71	8.05	5.86	3.90	3.90	3.90	3.66	3.42
719	11.47	10.49	10.74	10.74	8.30	7.56	5.86	3.42	2.93	2.93	2.93
721	10.00	9.76	10.00	11.47	9.03	6.34	5.12	4.15	4.39	4.88	4.15
722	9.03	7.32	8.54	8.54	7.08	6.34	5.61	4.64	3.42	3.17	3.42
723	13.66	17.08	15.86	10.98	6.83	5.12	3.66	4.15	4.64	4.88	4.15
724	2.68	3.66	11.22	6.10	6.59	5.61	3.66	2.44	2.20	2.44	2.20
725	15.13	13.91	11.96	9.76	7.08	6.59	6.34	5.86	4.88	4.64	4.39
728	16.59	18.54	16.35	10.74	8.05	5.12	5.37	4.64	4.64	4.64	4.88
729	7.56	10.25	9.52	8.54	8.30	6.83	4.39	3.66	4.15	3.90	3.42
735	16.84	18.30	18.06	12.20	7.56	5.37	6.10	4.39	4.39	3.66	3.42
736	11.47	11.96	10.74	10.74	8.78	2.93	2.68	2.20	2.68	2.44	2.44
737	4.64	4.64	11.47	10.49	7.08	6.59	3.66	2.68	3.66	2.93	2.93
739	4.64	5.86	5.86	5.37	6.34	6.59	6.10	5.61	5.12	5.37	5.86
740	7.56	8.30	6.10	8.54	9.76	10.00	8.78	8.54	8.54	8.30	7.81
743	13.18	16.59	13.42	12.44	10.74	7.32	5.61	4.88	4.39	4.15	3.90
745	1.95	2.93	4.39	5.12	5.37	7.08	5.86	3.17	3.42	3.42	3.42
746	2.44	2.44	3.66	2.44	3.90	4.88	4.64	3.42	3.42	3.17	3.17
747	10.25	7.81	6.83	3.90	5.61	5.37	4.64	3.17	3.17	3.42	3.66
749	13.18	14.40	11.71	16.35	6.10	4.64	3.17	1.95	1.71	1.71	4.64
750	5.37	11.96	11.71	10.00	7.32	4.88	4.39	2.93	2.93	3.66	6.83
752	12.69	15.37	12.93	8.30	6.59	4.39	4.15	3.66	4.39	4.64	5.86
754	7.56	10.49	7.81	7.32	7.32	5.61	4.64	3.17	2.68	2.68	3.42
757	10.74	10.25	9.27	6.83	6.59	6.34	4.64	3.42	2.68	2.20	2.44
762	18.79	18.54	10.49	3.90	2.68	2.68	2.93	2.68	2.68	2.93	3.17
771	4.64	5.37	6.34	6.34	5.86	5.61	5.37	2.93	3.42	3.66	4.15
780	18.54	18.30	14.88	9.27	10.74	10.74	9.03	7.56	6.59	6.83	7.32
781	20.01	17.57	9.27	15.37	8.30	6.34	5.86	5.37	4.88	4.88	4.64
855	15.62	13.42	9.76	12.93	10.25	8.30	6.34	7.32	8.78	8.54	8.05
856	23.42	19.76	18.54	15.86	13.18	9.52	7.32	5.86	5.61	4.15	3.66
857	14.64	15.62	11.71	10.49	7.08	7.08	6.83	7.32	7.32	7.32	6.83
858	16.35	17.32	15.13	13.66	12.20	10.00	9.03	6.59	6.10	5.12	5.61
859	10.25	9.03	9.03	9.27	5.86	3.90	3.66	1.95	1.71	1.95	1.95
862	15.37	10.98	11.47	11.71	9.76	5.61	4.39	5.12	5.12	5.12	5.61
863	15.13	13.42	17.08	17.81	14.88	10.25	7.56	8.78	9.76	10.00	10.00
868	24.16	15.62	24.40	23.91	19.03	16.35	15.62	11.47	11.47	11.96	15.86
869	15.13	15.37	13.18	12.93	16.84	15.13	13.91	11.71	11.22	11.71	12.93
874	13.18	14.15	13.66	12.93	10.49	7.81	7.56	8.54	9.52	7.56	7.56
875	10.25	16.10	13.66	10.98	12.93	10.74	10.00	11.96	12.69	13.91	19.76
876	10.00	15.62	12.44	10.74	12.93	10.74	9.52	11.71	11.71	12.20	16.35
891	3.17	1.46	1.95	3.42	4.88	5.12	3.17	2.93	3.42	3.42	2.44
894	5.37	3.42	3.90	3.90	1.71	.98	.98	.73	1.46	1.71	2.20
897	13.18	14.40	7.08	1.22	.98	1.71	2.44	3.17	3.42	3.42	2.20
906	15.37	15.62	17.08	13.42	12.44	11.22	11.47	11.47	10.98	10.49	10.25
908	5.86	10.00	10.74	10.00	8.54	4.64	4.39	4.39	4.64	5.37	5.61
909	14.64	14.64	15.62	12.69	11.71	11.47	11.22	9.76	9.52	9.52	9.27
911	8.30	7.56	9.03	9.03	8.30	10.00	7.08	6.34	6.59	6.34	4.88
913	12.20	16.84	12.69	11.96	10.00	5.86	5.61	5.12	6.59	7.08	13.91
914	22.45	24.40	19.76	13.91	14.15	14.40	12.69	10.00	9.03	9.27	8.78
916	8.78	9.76	12.44	11.96	9.03	7.81	5.86	5.86	4.39	4.15	7.32
917	17.81	15.13	15.37	14.88	8.78	8.54	8.30	8.54	8.05	8.05	8.54
918	16.35	17.32	18.06	18.06	13.66	11.22	9.03	10.00	10.00	10.98	12.93

Annexe A-V-2 : (suite)

AL HOCEIMA, parameters of the focal mechanisms														
N°	Date & Time	Lat	Long	Z	Mag	Plan1		Plan2		P Axis		T Axis		
		°N	°E	km		Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	
18	891018	18:11	35.15	3.81	6.2	2.0	180	40	10	50	318	82	95	5
25	891019	19:31	35.20	3.85	8.0	1.7	185	70	280	76	143	23	51	4
31	891020	13:7	35.08	3.96	6.1	2.7	20	70	115	76	338	23	246	4
38	891021	3:56	35.18	3.86	8.1	2.1	90	70	350	64	311	33	219	3
43	891021	11:0	35.16	3.83	6.8	1.7	145	30	325	60	234	75	54	15
62	891023	4:59	35.17	3.83	8.5	1.6	330	60	150	30	239	75	59	14
64	891023	6:41	35.06	4.01	9.2	1.8	220	60	120	73	172	8	76	33
74	891024	13:28	35.16	3.83	8.3	1.4	160	20	340	70	249	65	69	25
77	891025	8:28	35.18	3.86	8.9	1.6	295	65	200	79	154	25	249	9
80	891026	11:29	35.16	3.83	8.1	1.3	160	20	340	70	249	65	69	25
119	891029	3:28	35.16	3.83	7.2	1.3	340	60	180	31	224	72	77	14
122	891029	5:25	35.17	3.87	9.4	1.3	95	70	0	76	316	23	48	4
124	891029	5:51	35.17	3.87	9.1	1.8	10	80	105	63	324	25	59	10
128	891029	9:27	35.17	3.85	7.9	1.8	340	45	90	71	316	46	209	15
139	891030	3:53	35.18	3.87	9.4	1.7	110	60	10	73	326	33	62	8
140	891030	3:53	35.17	3.86	10.0	2.2	110	60	10	73	326	33	62	8
141	891030	4:25	35.17	3.85	10.0	1.3	45	70	140	76	3	23	271	4
156	891031	13:54	35.17	3.82	10.9	1.8	320	70	140	20	229	65	49	24
169	891102	12:3	35.19	3.87	10.6	1.7	185	70	280	76	143	23	51	4
190	891105	20:58	35.03	3.86	9.1	1.3	275	70	165	46	140	46	34	14
194	891107	20:30	35.02	4.04	7.7	1.7	210	80	305	63	164	25	259	10
195	891107	21:5	35.06	3.88	8.6	3.3	350	70	84	76	308	23	216	4
196	891107	21:8	35.06	3.87	9.1	2.1	5	85	274	78	139	4	229	11
198	891107	21:9	35.06	3.87	9.8	1.4	0	85	260	26	244	43	112	34
200	891107	21:10	35.06	3.88	9.8	3.2	160	85	270	14	84	48	237	38
205	891107	21:21	35.06	3.88	8.0	1.9	185	70	300	40	136	51	249	17
212	891107	21:31	35.07	3.88	9.5	1.6	180	70	310	29	121	58	253	21
216	891107	21:44	35.07	3.88	8.1	1.4	330	20	175	71	97	62	258	26
221	891107	22:1	35.06	3.88	9.4	1.4	170	70	340	20	85	64	257	24
222	891107	22:2	35.06	3.88	9.4	1.6	170	65	280	53	130	45	227	6
230	891107	23:13	35.06	3.87	9.8	1.7	170	85	260	89	125	3	34	3
234	891108	0:1	35.06	3.87	9.6	1.6	180	75	275	71	137	23	227	2
235	891108	0:4	35.06	3.88	9.5	2.0	185	70	300	40	136	51	249	17
241	891108	1:30	35.06	3.87	9.6	1.5	175	70	280	54	132	40	230	9
263	891109	7:25	35.17	3.87	7.3	1.6	10	70	110	64	328	33	60	3
268	891109	19:54	35.09	3.96	7.9	1.7	95	50	190	84	315	22	60	31
271	891110	1:28	35.07	3.86	9.8	1.9	170	65	315	29	109	65	247	18
272	891110	2:5	35.16	3.86	8.6	1.5	30	80	300	90	345	7	254	7
276	891110	2:55	35.09	3.95	6.0	1.8	185	80	90	63	315	10	50	25
293	891111	18:40												

**THESE de DOCTORAT
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
de GRENOBLE**

Titre de l'ouvrage :

QUANTIFICATION STATISTIQUE ET ETUDE
EXPERIMENTALE DES MOUVEMENTS SISMIQUES.
APPLICATION A L'EVALUATION DU RISQUE.

Auteur : Véronique CAILLOT

Etablissement : Observatoire de Grenoble, Institut de
Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique.

RESUME

Dans les réglementations parasismiques, les mouvements forts sont caractérisés par des spectres réglementaires adaptés aux conditions de site. Les formes spectrales ainsi spécifiées dans les règlements en vigueur de part le monde sont très dispersées. Ce travail est donc une analyse critique et une réactualisation des méthodes de caractérisation des mouvements forts pour l'évaluation de l'aléa sismique.

Une étude préliminaire basée sur les données accélérométriques du réseau dense SMART1 (Taiwan) permet de quantifier la variabilité intrinsèque du spectre de réponse. Ensuite, 115 enregistrements accélérométriques du réseau italien correspondant à 3 types de site sont utilisés pour quantifier statistiquement les mouvements forts d'une part, par l'intermédiaire du spectre de réponse, et d'autre part, par leur durée, dont une nouvelle définition en fonction de la fréquence est proposée. Des relations empiriques liant d'une part, le spectre de réponse, et d'autre part, la durée, à la magnitude, la distance hypocentrale et aux conditions de site sont calculées pour chaque fréquence. La technique de la régression multilinéaire pondérée fournit un résultat statistiquement plus satisfaisant que la régression en deux étapes. Les variations de la durée en fonction des paramètres précédemment cités sont significatives et doivent donc être considérées dans le cadre de l'évaluation de l'aléa sismique: celle-ci est notamment plus élevée sur les sols non rigides que sur le rocher. Le résultat obtenu pour les spectres et pour des sols non rigides est instable du fait de la dispersion des caractéristiques géotechniques des sols au sein de cette catégorie. Cela met en évidence l'importance des reconnaissances géotechniques et des études de microzonage. La dernière partie de ce mémoire est ainsi consacrée à l'étude expérimentale des effets de site dans la vallée du Nékor (Maroc) et montre que, pour des sites très proches des failles actives, les effets de site peuvent être masqués par des effets de source.

MOTS-CLES

Accélérogrammes ; Effets de site ; Durée ; Non-stationnarité ;
Statistique ; Risque sismique ; Italic ; Nekor.