



**HAL**  
open science

# Sismotectonique des Pyrénées occidentales : étude détaillée du contenu spectral des ondes de volume dans la région focale

Thierry Modiano

► **To cite this version:**

Thierry Modiano. Sismotectonique des Pyrénées occidentales : étude détaillée du contenu spectral des ondes de volume dans la région focale. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980. Français. NNT : . tel-00767541

**HAL Id: tel-00767541**

**<https://theses.hal.science/tel-00767541>**

Submitted on 20 Dec 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.

05-142  
1980  
129

*triple*

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE

205142

1980

129

THESE

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble

pour l'obtention du doctorat 3<sup>ème</sup> cycle

spécialité : Physique - mention : Géophysique

par

Thierry MODIANO

SISMOTECTONIQUE DES PYRENEES OCCIDENTALES.

ETUDE DETAILLEE DU CONTENU SPECTRAL DES ONDES.

DE VOLUME DANS LA REGION FOCAL.

Soutenu le 29 Octobre 1980 devant la commission d'examen

MM. L. Lliboutry

Président

G. Perrier

Rapporteur

P. Choukroune

D. Hatzfeld

J.C. Ruegg

Examineurs

*T. 81142*

DIRECTION GÉNÉRALE  
UNIVERSITAIRE  
GRENOBLE - SCIENTIF

**INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE**

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE

205142

1980

129

**THESE**

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble

pour l'obtention du doctorat 3<sup>ème</sup> cycle

spécialité : Physique - mention : Géophysique

par

**Thierry MODIANO**

**SISMOTECTONIQUE DES PYRENEES OCCIDENTALES.**

**ETUDE DETAILLEE DU CONTENU SPECTRAL DES ONDES.**

**DE VOLUME DANS LA REGION FOCALE.**

Soutenue le 29 Octobre 1980 devant la commission d'examen

MM. L. Lliboutry

Président

G. Perrier

Rapporteur

P. Choukroune

D. Hatzfeld

Examineurs

J.C. Ruegg



Je remercie tous ceux qui m'ont aidé et  
en particulier Denis Hatzfeld qui m'a été d'une  
aide précieuse pour la dernière mise au point  
de cet ouvrage.

## TABLE DES MATIERES

### PREMIERE PARTIE : ETUDE SISMOTECTONIQUE DES PYRENEES OCCIDENTALES.

#### INTRODUCTION

3

#### CHAPITRE I : CADRE GEODYNAMIQUE.

1. Caractères structuraux de la chaîne des Pyrénées 5
2. Différentes théories sur l'histoire du mouvement relatif des blocs ibérique et européen 6
3. La faille nord pyrénéenne 12

#### CHAPITRE II : ACQUISITION DES DONNEES.

1. Expérience d' "Arette 1978" 13
2. Expérience d' "Arudy 1980" 17

#### CHAPITRE III : LOCALISATION DES SEISMES.

1. Lectures des sismogrammes 19
2. Programme de localisation 21
3. Calcul du rapport  $V_p/V_s$  22
4. Magnitude locale 26
5. Erreurs 27
6. Estimation des erreurs 32

#### CHAPITRE IV : REPARTITION SPATIALE DE LA SISMICITE.

1. Expérience d' "Arette 1978" 35
2. Expérience d' "Arudy 1980" 38
3. Expérience de "Lourdes 1977" 41
4. Synthèse 45
5. Relation avec la géologie 48
6. Conclusion 48

CHAPITRE V : MECANISMES AU FOYER.

- 1. Methode 51
- 2. Expérience d' "Arette 1978" 52
- 3. Expérience d' "Arudy 1980" 57
- 4. Expérience de "Lourdes 1977" 61
- 5. Synthèse et interprétation 61

CONCLUSION 67

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DU CONTENU SPECTRAL DES ONDES P ET S DE  
SEISMES LOCAUX DANS LA REGION FOCAL.

INTRODUCTION 71

CHAPITRE I : ACQUISITION DES DONNEES. 75

CHAPITRE II : TRAITEMENT DES DONNEES. 79

- 1. Choix de la méthode de calcul des spectres 79
- 2. Description du calcul 89

CHAPITRE III : EXAMEN PRELIMINAIRE DES SPECTRES. 91

- 1. Forme générale 91
- 2. Comparaison entre les spectres obtenus sur les trois  
composantes d'une station pour un même séisme 93
- 3. Interprétation des spectres 95
- 4. Comparaison entre les différentes stations 98
- 5. Comparaison entre les différents séismes 98
- 6. Utilisation des trois composantes 101
- 7. Contamination de l'onde S par l'onde P 102

CHAPITRE IV : FACTEURS AFFECTANT LA FORME ET L'AMPLITUDE DES SPECTRES. 123

- 1. Atténuation anélastique 123
- 2. Etude de la loi d'expansion géométrique 131
- 3. Amplification du site 133
- 4. Effets du mécanisme au foyer 134
- 5. Réflexion à la surface libre 138

CHAPITRE V : CALCUL DES PARAMETRES DE LA SOURCE SISMIQUE. 143

- 1. Choix du modèle théorique de source sismique 143
- 2. Estimation des erreurs 147
- 3. Relation entre moment sismique et magnitude locale 160
- 4. Relation entre le rayon de la source et la magnitude locale 163
- 5. Variation spatiale et temporelle des paramètres de la source 165
- 6. Comparaison entre les résultats obtenus à partir de l'onde S  
et ceux obtenus à partir de l'onde P 167
- 7. Variation de la fréquence coin avec l'angle  $\theta$  168

CONCLUSION 171

ANNEXE : Liste des séismes localisés pendant les expériences d'Arette en  
1978, d'Arudy en 1980 et de Lourdes en 1977 175

1  
2  
3  
4  
5  
6  
7  
8  
9  
10  
11  
12  
13  
14  
15  
16  
17  
18  
19  
20  
21  
22  
23  
24  
25  
26  
27  
28  
29  
30  
31  
32  
33  
34  
35  
36  
37  
38  
39  
40  
41  
42  
43  
44  
45  
46  
47  
48  
49  
50  
51  
52  
53  
54  
55  
56  
57  
58  
59  
60  
61  
62  
63  
64  
65  
66  
67  
68  
69  
70  
71  
72  
73  
74  
75  
76  
77  
78  
79  
80  
81  
82  
83  
84  
85  
86  
87  
88  
89  
90  
91  
92  
93  
94  
95  
96  
97  
98  
99  
100

La variation de la fréquence coin avec l'angle  $\theta$  est obtenue à partir de l'onde P. Les résultats obtenus à partir de l'onde S sont comparés entre les résultats obtenus à partir de l'onde S. La caractéristique de l'onde P est représentée par la source.

Figure 1

Figure 2

Figure 3

Figure 4

Figure 5

Figure 6

Figure 7

Figure 8

Figure 9

Figure 10

Figure 11

Figure 12

Figure 13

Figure 14

# PREMIERE PARTIE

\*\*\*\*\*

## ÉTUDE SISMOTECTONIQUE DES PYRÉNÉES OCCIDENTALES

## INTRODUCTION

---

Le but de la première partie de ce travail est l'étude détaillée de la sismicité des Pyrénées Occidentales. Bien qu'étant l'une des régions de France les plus sismiquement actives, sa sismicité était peu ou mal connue jusqu'à ces dernières années. Après quelques expériences de reconnaissance effectuées en 1976, un réseau permanent a été installé à partir de 1977 par l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), dans la région d'Arette où avait eu lieu en 1967 un séisme destructeur de magnitude 5,7. Par ailleurs, la même année, une campagne d'enregistrement était faite par le Laboratoire de Géophysique Interne de Grenoble (LGIG) en collaboration avec l'IPGP plus à l'Est, dans la région de Lourdes.

Les premiers résultats de ces enregistrements montraient une activité modérée mais constante justifiant une étude plus approfondie avec un nombre de stations sismologiques plus grand. En novembre 1978, a donc été entreprise par le LGIG et l'IPGP, en collaboration avec l'Institut Géographique National espagnol, une campagne d'enregistrement dans la région d'Arette, mettant en oeuvre 24 stations et permettant de faire une étude sérieuse des mécanismes au foyer.

Par ailleurs, après une période très calme du point de vue sismique, a eu lieu le 29 février 1980 un séisme de magnitude 5,4 dans la région d'Arudy, à l'extrémité Est du réseau utilisé en 1978. Des équipes rapides d'intervention de l'Institut de Physique

du Globe de Strasbourg (IPGS) et du LGIG étaient sur place 36 h après le choc principal et un réseau d'une vingtaine de stations portables était mis en place, enregistrant pendant une semaine plus de mille répliques.

Nous présentons ici une étude complète des enregistrements obtenus à Arette en 1978. Le temps nous a manqué pour faire une étude exhaustive des répliques du séisme d'Arudy. Nous présentons néanmoins des résultats préliminaires concernant ces répliques.

Après avoir rappelé les résultats obtenus dans la région de Lourdes en 1977, nous faisons la synthèse des trois expériences.

L'étude de la sismicité de cette région est non seulement utile quant à la surveillance et la prévision des séismes mais elle permet aussi de répondre à certaines questions concernant la limite entre les blocs ibérique et européen et le mouvement relatif de ces deux blocs. Une étude des mécanismes au foyer permet de répondre, au moins partiellement, à ces deux questions (chapitre V).

## CHAPITRE I

---

### CADRE GÉODYNAMIQUE

---

#### 1 - CARACTERES STRUCTURAUX DE LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE

La chaîne pyrénéenne s'étend de façon à peu près linéaire sur une longueur atteignant 1000 km depuis les Asturies de l'Ouest jusqu'en Provence à l'Est. La largeur du domaine plissé atteint 150 km.

Les grandes unités structurales classiquement admises sont :

- La zone primaire axiale formée de roches paléozoïques et précambriennes affectées par l'orogénèse hercynienne et remobilisées lors de la tectogénèse pyrénéenne. Elle est entourée par :
- Les zones nord et sud pyrénéennes où les terrains secondaires essentiellement crétacés et éocènes sont plissés avec ou sans schistosité. Ces deux zones chevauchent vers le sud pour la zone sud (chevauchement frontal sud-pyrénéen) et vers le Nord pour la zone nord (chevauchement frontal nord-pyrénéen) des zones peu ou non déformées que l'on peut considérer en première approximation comme des régions de plateformes.

La zone primaire axiale et la zone nord pyrénéenne sont séparées par une zone d'accidents profonds subverticaux : la faille nord pyrénéenne. Cette faille est bien visible dans la région orientale et centrale. Dans les pyrénées occidentales on suppose qu'elle est en partie cachée par des sédiments crécatés.

Dans les Pyrénées, la zone affectée de plissements est relativement étroite. A l'intérieur de cette zone plissée, la zone à schistosité représente le niveau structural inférieur où la déformation se fait essentiellement par aplatissement. C'est immédiatement au Nord de la faille nord pyrénéenne que la déformation est la plus intense et que se manifeste le métamorphisme.

## 2 - DIFFERENTES THEORIES SUR L'HISTOIRE DU MOUVEMENT RELATIF DES BLOCS IBERIQUE ET EUROPEEN

### 2.1 - Les données paléomagnétiques

Des études paléomagnétiques faites par Van der Voo et al (1973) sur des matériaux perméens indiquent une rotation senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe de 25 à 30 degrés (Figure I.1). On peut remarquer que les massifs basques, à l'Ouest de la chaîne seraient rattachés au bloc européen ce qui impliquerait que la limite entre les deux blocs passerait au Sud de ces massifs.

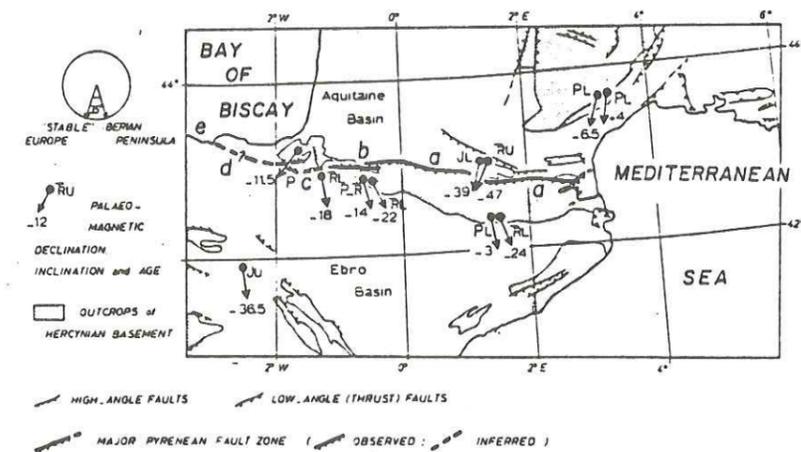


Fig. 5. Schematic tectonic map of the Pyrenees and surrounding areas. Paleomagnetic directions from Permian, Triassic, and Jurassic formations are plotted. The directions of the arrows, plotted where the rocks were collected, represent the declinations; the inclination values and the ages are indicated. Note the difference between the SW-SSW ('European') declinations and the SSE-SE ('Iberian') declinations. These paleomagnetic data are from Giriller (1968), Kruseman (1962), Schwarz (1963), Stauffer and Tarling (1971), Van der Lingen (1960), Van der Voo (1969), Van Dongen (1967), and the present paper. A major Pyrenean fault zone as the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe is proposed; the letters a, b, c, d, and e are explained in the text.

Figure I.1 Directions paléomagnétiques de terrains perméens triasiques et jurassiques pour les Pyrénées et les zones environnantes (Van der Voo et al, 1973).

### 2.2 - Pour un coulissage hectokilométrique du bloc ibérique le long d'une faille transformante

Des études sur les anomalies magnétiques dans le golfe de Gascogne en relation avec celles de l'Atlantique Nord (C.A. Williams, 1975) ont montré les faits suivants :

- Il y a 130 millions d'années, une dorsale existait à l'Ouest de la position initiale du bloc ibérique, provoquant un mouvement de coulissage senestre de ce bloc le long d'une faille transformante (Fig. I.2.a).

- A 113 millions d'années, cette dorsale tourne dans l'axe primitif du golfe de Gascogne, suivant certainement la zone de failles due à l'ancienne faille transformante. Cette dorsale a été active jusqu'à 73 millions d'années (anomalies 31-32) et a conduit à une rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe d'environ 30 degrés avec une séparation de l'Europe et de l'Ibérie (Figure I.2.c).

- A 80 millions d'années, la dorsale s'étend dans l'Atlantique Nord formant un point triple (Figure I.2.d).

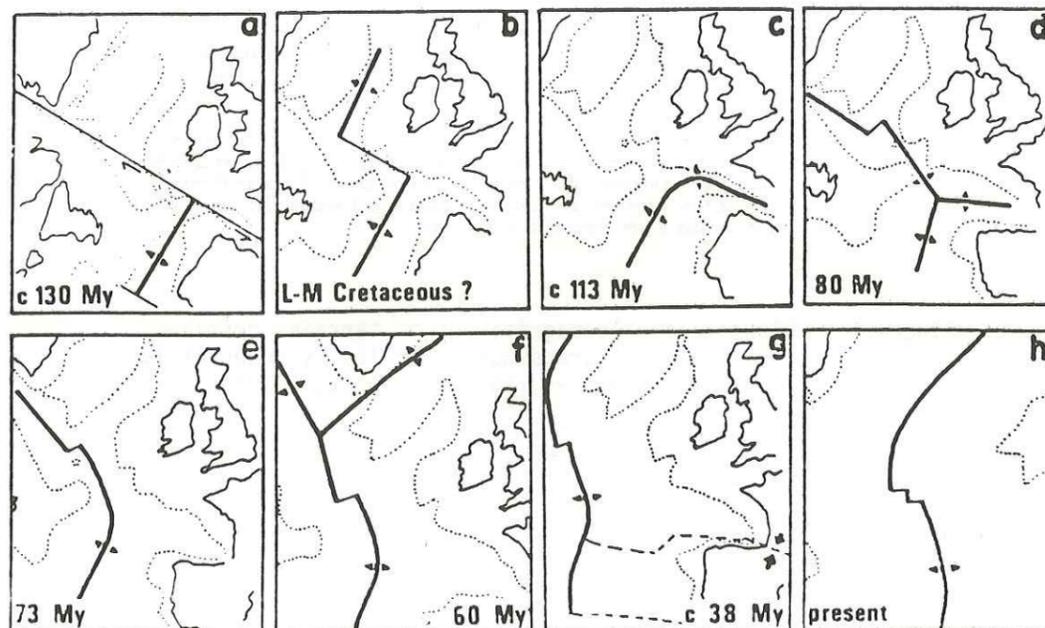


Fig. 15. The changing development of the Mid-Atlantic Ridge (a) at approximately 130 m.y. ago, the separation of Iberia and Newfoundland and the proposed truncation of the M.A.R. by a NW-SE trending transcurrent fault, possibly later modified into a transform fault (b) during the ridge extension into Rockall Frough [36]; (c) at approximately 113 m.y., the M.A.R. extends eastward and the rotation of Iberia away from France commences; (d) development of a triple ridge junction at 80 m.y., and (e) by 73 m.y., the Biscay arm of the triple junction has become extinct, but the M.A.R. remains convex to the east until a change in spreading direction occurs at 60 m.y., (f); (g) between 20 and 45 m.y. ago the compression between Iberia and France effects the Pyrenean orogeny; (h) the present situation.

Figure I.2 Développement de la dorsale médio océanique et ouverture du golfe de Gascogne (C.A. Williams, 1975).

Choukroune et al (1973) proposent que l'ouverture du golfe de Gascogne se soit faite par une rotation du bloc ibérique autour d'un pôle situé initialement près de Paris et migrant progressivement vers le Sud (Figure I.3).

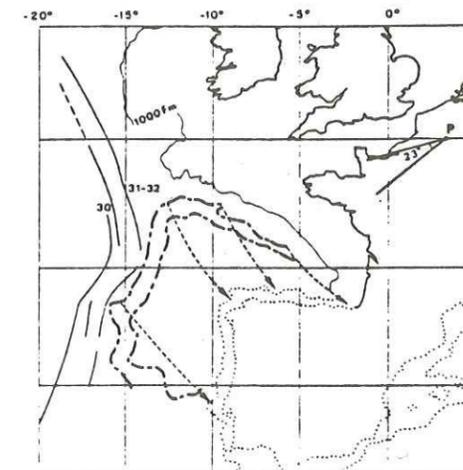


Figure I.3 Mouvement relatif de l'Ibérie par rapport au bloc européen. P représente le pôle de rotation. (Choukroune et al, 1973).

Cette rotation s'accompagne d'un coulisage sénestre le long d'une faille nord pyrénéenne au cours du crétacé inférieur. Bien que ce mouvement de coulisage soit prédominant pendant cette période, il faut lui adjoindre une composante plus faible de compression ou de distension Nord-Sud suivant les époques (Figure I.4) :

- Au crétacé inférieur et moyen (141-80 millions d'années) une extension Nord-Sud explique la subsidence. Une subsidence plus importante à l'Ouest qu'à l'Est conduit à penser que cette extension a été plus importante à l'Ouest.

- Au crétacé supérieur (80-60 millions d'années), le coulisage cesse d'être la part la plus importante du mouvement et une composante de compression Nord-Sud apparaît à l'Est. La compression s'étend progressivement à l'Ouest. A l'éocène inférieur (55 millions d'années), il n'y a plus de coulisage et à l'éocène supérieur (40 millions d'années) la collision est pratiquement terminée.

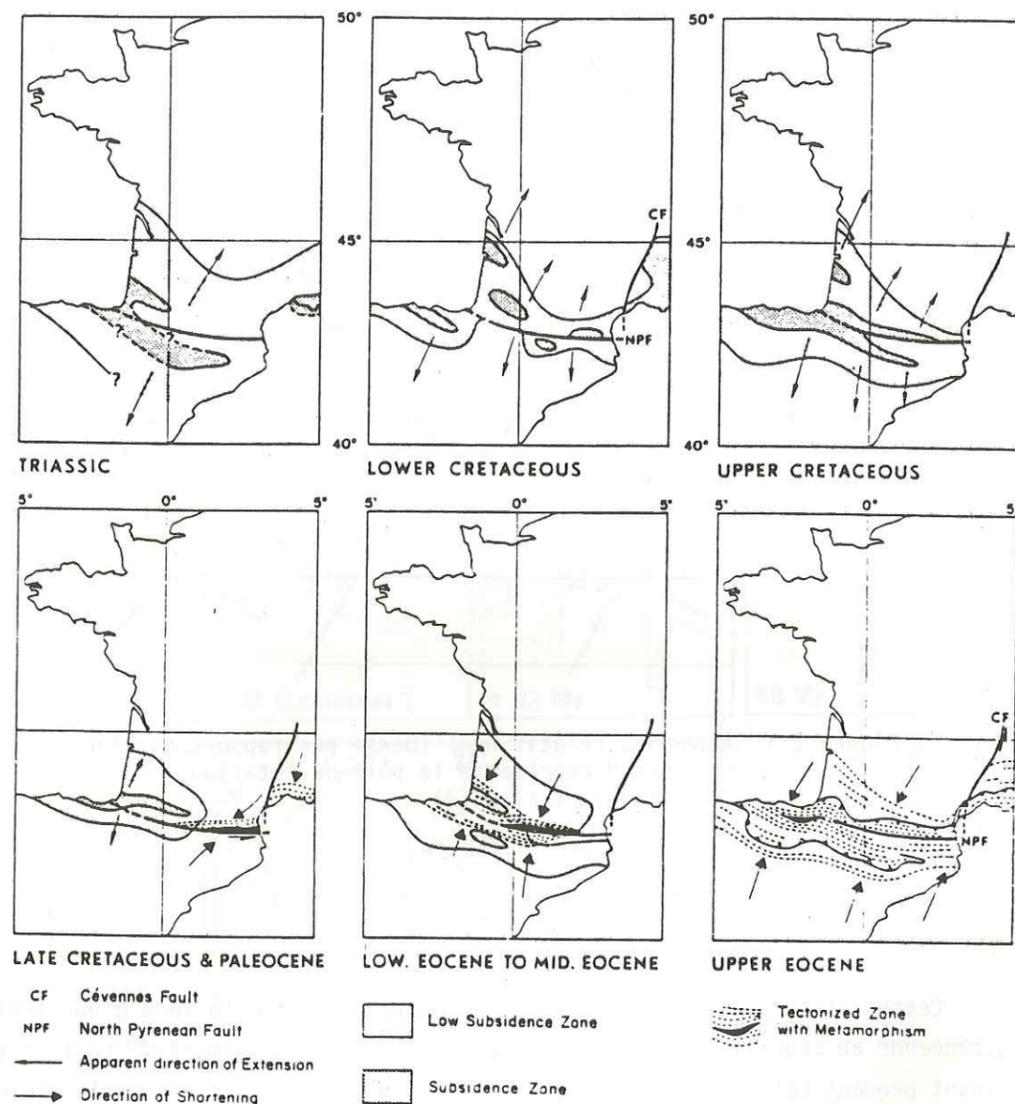


Fig. 1. Schematic diagrams showing the evolution of subsidence and the tectogenesis within the Pyrenean domain. There is no palaeogeographic reconstruction.

Figure I.4 Mouvements successifs d'extension et de compression du bloc ibérique par rapport au bloc européen, du trias à l'éocène supérieur (Choukroune et al, 1973).

### 2.3 - La subduction

Boillot et al (1977) proposent que la chaîne des Pyrénées se soit formée à la suite d'une subduction de la plaque européenne. Ils supposent qu'au crétacé supérieur (80 millions d'années), un océan séparait les blocs ibérique et européen, la distance séparant les deux blocs étant plus grande à l'Ouest qu'à l'Est, la faille de Toulouse ayant joué le rôle de faille transformante.

Au crétacé supérieur, les deux blocs convergent avec subduction de la plaque européenne. La direction de compression est NE-SW pour expliquer le coulisage sénestre de la faille nord pyrénéenne. A la fin du crétacé, il y a collision de la partie Est. La collision intéresse ensuite l'ensemble de la chaîne au milieu de l'éocène. La montée de la zone axiale se fait par ajustements isostatiques, les ajustements étant beaucoup plus faibles dans la zone de subduction située au Sud du golfe de Gascogne (croûte océanique sous croûte continentale) que dans la zone pyrénéenne proprement dite (croûte intermédiaire sous croûte continentale). Les auteurs expliquent ainsi la bande d'anomalies gravimétriques positives le long de la zone nord pyrénéenne dues à l'existence d'une croûte mince à cet endroit.

### 2.4 - Contre un coulisage hectokilométrique du bloc ibérique le long d'une faille transformante

A l'opposé de ces théories plutôt "mobilistes", d'autres auteurs (Peybernes et Souquet 1975, Souquet et al 1975, Souquet et Médiavilla 1976) infirment la théorie d'un coulisage de plusieurs centaines de kilomètres du bloc ibérique le long de la faille nord pyrénéenne. Pour cela, ils s'appuient sur la mise en évidence de la continuité des lignes isopiques antécénomaniennes à travers la haute chaîne primaire et la zone nord pyrénéenne, l'absence de traces qu'aurait dû laisser un tel coulisage dans la couverture antécénomanienne et les similitudes des faciès jura-crétacés de l'Aquitaine sud occidentale et des chaînons cantabriques.

Pour ces auteurs, la séparation entre les deux blocs ne se serait produite qu'à l'albien supérieur par prolongation du rift atlantique du golfe de Gascogne, engendrant la fosse du flysch ardoisier, axe orogénique de la chaîne en formation.

3 - LA FAILLE NORD PYRENEENNE

Bien que ces théories "mobilistes" et "immobilistes" s'opposent fondamentalement quant à l'histoire du mouvement relatif Ibérie-Europe, elles ont en commun de présenter la chaîne des Pyrénées comme résultant d'une collision entre deux blocs séparés momentanément, le bloc ibérique au Sud et le bloc européen au Nord. La limite entre ces deux blocs constitue la faille nord pyrénéenne. Cette faille est bien visible dans la partie orientale, jusque dans la région de Lourdes où elle suit la limite Nord de la zone primaire axiale. Par contre dans la partie Ouest de la chaîne, il est impossible de la suivre sur le terrain. Le seul accident de grande échelle connu dans cette partie est la faille de Bigorre (Souquet et al, 1975), prolongeant la faille nord pyrénéenne, mais selon une direction N.80°. Cette faille suit à l'Ouest de Lourdes la zone primaire axiale et coupe obliquement la chaîne des Pyrénées. D'après Canérot et al (1978), cette faille de Bigorre ne saurait représenter la limite entre blocs ibérique et européen. Pour ces auteurs, l'étude géologique des chaînons compris entre les vallées d'Ossau et d'Aspe, dans les pyrénées basco-béarnaises, montre qu'au lieu et place de la zone nord pyrénéenne, s'individualise la zone des chaînons béarnais, à valeur de marge Sud. La limite des blocs s'écarterait donc de la zone primaire axiale pour passer plus au Nord.

Pour B. Peybernes et Souquet, 1975, Souquet et al, 1975, Souquet et Mediavilla, 1976, la limite de blocs coïncide avec la zone de flysch albien. Cette limite suivrait donc la limite Nord de la zone primaire axiale à l'est de la chaîne et s'en écarterait vers le Nord au niveau de Lourdes pour traverser ensuite obliquement la chaîne et passer au Sud des massifs basques.

L'étude détaillée de la sismicité de la région Lourdes-Arette, qui apparaît comme une région clé pour la compréhension de l'évolution des Pyrénées, peut fournir des indications sur la limite des deux blocs ainsi que sur leur mouvement relatif actuel.

## C H A P I T R E II

## ACQUISITION DES DONNÉES

1 - EXPERIENCES D'"ARETTE 1978"

Depuis 1977, l'Institut de Physique du Globe de Paris maintient un réseau permanent de stations sismiques, centré sur le village d'Arette. Ce réseau a permis de préciser et de surveiller l'activité sismique de cette région. Dans le cadre de l'A.T.P. I.N.A.G. Géodynamique, une campagne d'enregistrement a été organisée en Novembre 1978 conjointement par l'Institut de Physique du Globe de Paris, le Laboratoire de Géophysique Interne de Grenoble et l'Institut Géographique National espagnol. Le but était de compléter le réseau permanent par des stations portables afin d'avoir un réseau suffisamment dense pour obtenir des localisations précises et surtout pour calculer des solutions focales sûres.

Matériel utilisé :

## - Réseau permanent :

Le réseau permanent est constitué de huit stations télémétrées sur un "P.C." central situé à Arette. L'enregistrement se fait sous forme numérique sur bande magnétique par déclenchement. Un déclenchement est obtenu quand au moins trois stations émet-

tent un signal dépassant un certain seuil. D'autre part, un enregistrement continu sur papier des signaux de cinq des huit stations est disponible. Chaque station est équipée d'un sismomètre vertical de période 1 Hz.

- Stations magnétiques analogiques :

Nous disposons pour cette expérience de six stations trois composantes portatives prêtées par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. Ces stations sont à enregistrement analogique sur bande magnétique, les trois composantes multiplexées et le temps modulant quatre fréquences porteuses. Ces stations ne possèdent pas d'horloge interne mais un récepteur radio qui capte le signal du poste allemand D.C.F. Elles fonctionnent aussi par déclenchement, quand le signal du sismomètre vertical dépasse un certain seuil.

- Stations Sprengnether MEQ 800 :

Nous avons disposé de six stations du Laboratoire de Géophysique Interne de Grenoble et de quatre de l'Institut Géographique National espagnol. L'enregistrement du signal se fait sur un tambour sur lequel est fixée une feuille de papier enduite de noir de fumée. Le mouvement du sol est capté par un sismomètre vertical de période propre 1 Hz. Les stations étaient relevées chaque jour ce qui autorisait un déroulement du papier de 12 cm par minute. Une horloge interne de précision  $5 \cdot 10^{-8}$  était recalée tous les jours sur la base de signaux radio émis par l'émetteur suisse H.B.G.

Tous les sites occupés par les stations portables ont été choisis avec beaucoup de soin pour avoir un rapport signal sur bruit le plus grand possible, ce qui est assez difficile dans cette région où l'activité humaine est intense et où il n'y a aucun affleurement de roches cristallines. Il a en particulier été très difficile d'installer les stations situées les plus au Nord (EST, BEC), où les montagnes font place à un relief collineux et où il est presque impossible de trouver un affleurement rocheux, même de mauvaise qualité. Dans tous les cas où c'était possible, les stations ont été placées dans des abris (grottes, granges), pour éviter les problèmes de froid et de pluie. Toutes les stations MEQ 800 ont fonctionné avec une amplification de 84 db sauf la station EST qui était à 78 db en raison de la mauvaise qualité du terrain environnant. A 84 db le gain est de 500 000 à 10 Hz. La figure II.1 montre l'emplacement et le type des stations utilisées. La table II.1 donne les coordonnées des stations.

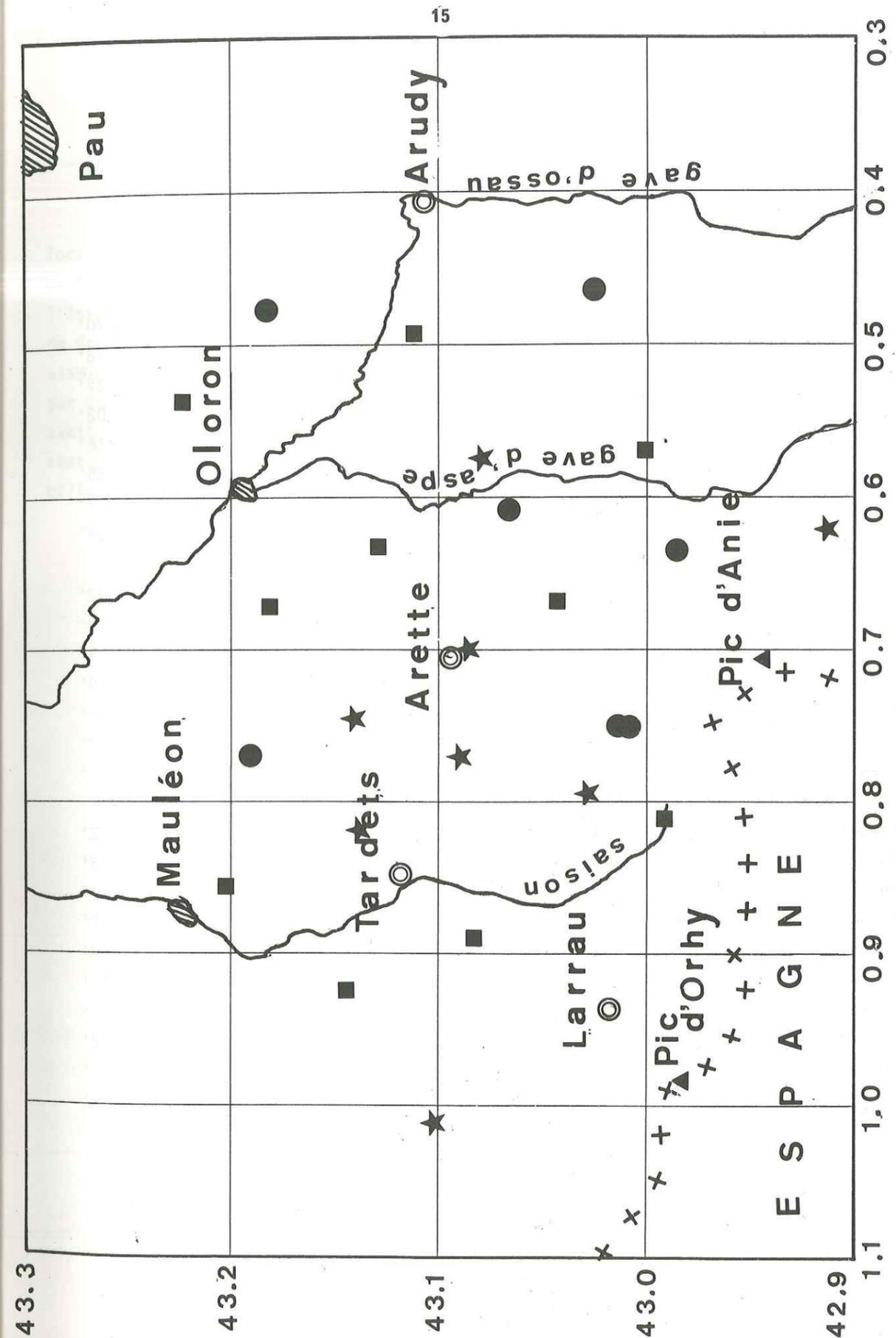


Figure II.1 Emplacement des stations utilisées pendant l'expérience Arette 1978. ● stations magnétiques analogiques, ■ stations MEQ800, ★ stations du réseau permanent.

TABLE II.1 - TYPE ET EMPLACEMENT DES STATIONS UTILISEES PENDANT L'EXPERIENCE "ARETTE 1978".

NOM		TYPE	LATITUDE NORD		LONGITUDE OUEST	
Bohorcortia	(BOH)	Réseau permanent	43°	6.16'	1°	0.70'
Lhers	(LHE)	"	42°	54.78'	0°	37.28'
Agdiuc	(AYD)	"	43°	5.37'	0°	46.27'
Arette	(ARE)	"	43°	5.15'	0°	42.02'
Madeleine	(MAD)	"	43°	8.26'	0°	49.16'
Soulou	(SOU)	"	43°	8.44'	0°	44.85'
Issarbes	(ISS)	"	43°	1.67'	0°	47.72'
Escot	(ESC)	"	43°	4.73'	0°	34.44'
Bielle	(BIE)	Station magnétique	43°	1.52'	0°	27.82'
Tunnel d'Escot	(TES)	"	43°	4.00'	0°	36.48'
Athas	(ATH)	"	42°	59.18'	0°	38.14'
Barcus	(BAR)	"	43°	11.44'	0°	46.39'
Chousse 1	(CH1)	"	43°	0.85'	0°	45.06'
Chousse 2	(CH2)	"	43°	0.53'	0°	45.07'
Becas	(BEC)	"	43°	11.09'	0°	28.65'
Etchebar	(ETC)	Station MEQ 800	43°	4.96'	0°	53.32'
Asasp	(ASA)	"	43°	7.77'	0°	37.93'
Lourdios	(LOU)	"	43°	2.50'	0°	40.11'
St Engrâce	(SEN)	"	42°	59.54'	0°	48.72'
Florence	(FLO)	"	42°	6.70'	0°	29.58'
Mauléon	(MAU)	"	43°	12.14'	0°	51.42'
Aussurucq	(AUS)	"	43°	8.71'	0°	55.48'
Estialescq	(EST)	"	43°	13.35'	0°	32.18'
Bedous	(BED)	"	43°	0.06'	0°	34.16'
St Pee	(SPE)	"	43°	10.83'	0°	40.33'

2 - EXPERIENCE "Arudy 1980"

A la suite d'un an de calme sismique a eu lieu, le 29 février 1980 à 20 h 45 locales, à l'extrémité Est de la zone étudiée en 1978, un séisme de magnitude 5,3. Cette magnitude est exceptionnelle pour la région. Des équipes d'intervention rapide de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et du Laboratoire de Géophysique Interne de Grenoble étaient sur place le 2 mars et commençaient à installer un réseau de stations sismiques. Le 3, les huit stations MEQ 800 du LGIG étaient opérationnelles, complétées par quelques stations magnétiques analogiques de l'IPGS décrites plus haut. Le 4, l'IPGS avait fini d'installer un réseau de huit stations télémétrées sur un P.C. central. Les stations du LGIG ont été maintenues une semaine, ce qui a permis d'enregistrer plus de mille répliques. La table II.2 donne les coordonnées des stations MEQ 800 utilisées".

TABLE II.2 - EMPLACEMENT DES STATIONS MEQ 800 DU LGIG PENDANT L'EXPERIENCE "ARUDY 1980".

NOM		LATITUDE NORD		LONGITUDE OUEST	
Lys	(LYS)	43°	7.76'	0°	20.43'
Florence	(FLO)	43°	6.14'	0°	30.44'
Bielle	(BIE)	43°	3.08'	0°	27.20'
Castet	(CAS)	43°	4.18'	0°	23.58'
Rébennacq	(REB)	43°	9.65'	0°	24.53'
Pé de Hourat	(PED)	43°	4.54'	0°	18.89'
Arthez d'Asson	(ART)	43°	5.12'	0°	13.61'
Aas	(AAS)	42°	58.62'	0°	23.03'

### CHAPITRE III

---

#### LOCALISATION DES SÉISMES

---

##### 1 - LECTURE DES SISMOGRAMMES

Le dépouillement des données recueillies par le réseau permanent et les stations magnétiques analogiques a été fait par Jeanine Gagnepain à l'Institut de Physique du Globe de Paris. Nous avons assuré de notre part le dépouillement des sismogrammes des stations Sprengnether. La lecture des sismogrammes a consisté à lire pour chaque séisme :

- le temps d'arrivée de l'onde P,
- le temps d'arrivée de l'onde S dans la mesure où elle peut être distinguée clairement dans le signal,
- la durée T du signal, utilisée pour le calcul de la magnitude locale,
- le sens du premier mouvement (compression ou dilatation),

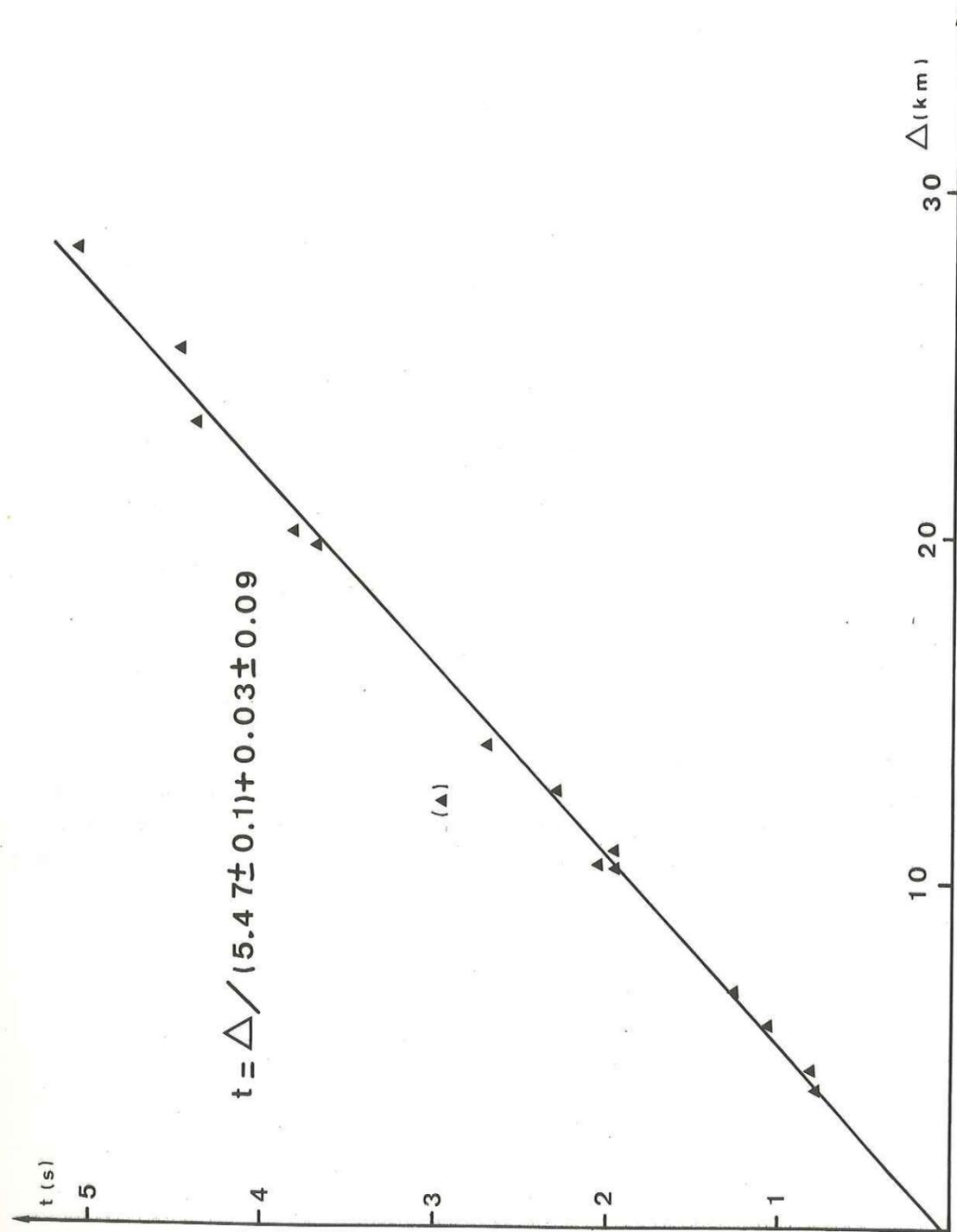


Figure III.1 Hodochrone de l'onde P obtenue à partir des enregistrements d'un tir de carrière située à l'intérieur du réseau utilisé pour l'expérience d'Arette.

## 2 - PROGRAMME DE LOCALISATION

Pour localiser les séismes à partir des temps d'arrivée lus sur les séismogrammes, nous avons utilisé le programme HYP0 71 mis au point par Lee et Lahr (1972). Ce programme est basé sur la méthode de Geiger (1912). Le calcul consiste à minimiser les résidus (temps observé - temps calculé) en chaque station, par ajustements successifs de la position du foyer et du temps origine du séisme.

Ce programme a été décrit par Chatelain (1978) et Prévot (1979), qui ont fait de nombreux tests sur la stabilité et la précision des localisations obtenues par ce programme.

Il faut fournir au programme quatre types de données :

- le temps d'arrivée des ondes P et S,
- les coordonnées des stations. Elles ont été relevées sur des cartes topographiques au 1/25000e de l'IGN,
- un modèle de vitesse en couches planes homogènes. Chaque couche est entièrement définie par son épaisseur et la vitesse de l'onde P,  $V_p$ .

Pour avoir une idée de la vitesse des ondes P dans le milieu étudié, nous avons utilisé des enregistrements de tirs de carrières ayant eu lieu pendant l'expérience de 1978 et situés à l'intérieur du réseau. Le temps origine de ces tirs a été mesuré précisément sur place ce qui nous permet de tracer l'hodochrone de l'onde P (Figure III.1). Les couples  $(t, \Delta)$  correspondant aux différentes stations sont alignés sur une droite de pente  $5,47 \pm 0,1$  km/s. La distance maximale est de 28 km. Cette vitesse correspond à la couche sédimentaire qui peut atteindre six ou sept kilomètres au Nord du réseau. d'après la carte structurale de Choukroune et Séguret (1973). Bien que nous n'ayons pas de connaissance précise sur l'épaisseur de sédiments au Sud du réseau, elle doit être beaucoup plus faible qu'au Nord. Nous voyons là un inconvénient d'un modèle à couches planes. Nous prendrons une vitesse égale à 5,5 km/s pour les cinq premiers kilomètres.

Si l'on suppose une transition sédiments-socle à 5 km de profondeur en moyenne, il est raisonnable de choisir une vitesse de 6 km/s en-dessous de 5 km de profondeur. Ce choix de vitesse est en accord avec les vitesses calculées par grands profils dans la zone Nord pyrénéenne de la partie orientale des Pyrénées (Gallart et al, 1980).

- Le rapport  $V_p/V_s$ . Le modèle de vitesse des ondes S est déterminé par celui choisi pour les ondes P et par le choix d'un rapport  $V_p/V_s$  constant quelle que soit la couche.

### 3 - CALCUL DU RAPPORT $V_p/V_s$

#### 3.1 - Expérience d'"Arette 1978"

Pour calculer ce rapport, nous avons porté pour chaque séisme ( $S_j - S_i$ ) en fonction de ( $P_j - P_i$ ).  $S_j$  et  $S_i$  représentent les temps d'arrivée des ondes S d'un même séisme dans les stations  $j$  et  $i$ .  $P_j$  et  $P_i$  représentent les temps d'arrivée des ondes P du même séisme dans les stations  $j$  et  $i$ . Pour  $n$  stations ayant enregistré les ondes P et S du séisme, pour chaque valeur de  $i$  de 1 à  $n$ ,  $j$  varie de 1 à  $n$  (avec  $i \neq j$ ).

La pente de la droite moyenne calculée en reportant les valeurs obtenues pour tous les séismes donne le rapport  $V_p/V_s$ . En effet, si le rapport  $V_p/V_s$  est constant avec la profondeur :

$$P_i = H_0 + d_i/V_p$$

$H_0$  = heure origine du séisme

$$S_i = H_0 + d_i/V_s$$

$d_i$  = distance du séisme à la station  $i$

$$\text{donc } S_j - S_i = \frac{1}{V_s} (d_j - d_i), \text{ et } P_j - P_i = \frac{1}{V_p} (d_j - d_i)$$

$$\text{d'où } S_j - S_i = V_p/V_s (P_j - P_i),$$

Cette méthode a l'avantage de permettre de rassembler tous les séismes, l'heure origine n'intervenant pas. La droite obtenue par moindre carré donne un rapport  $V_p/V_s$  égal à  $1,76 \pm 0,004$  (Figure III.2). Ce rapport est un rapport moyen, puisque tous les séismes ont été portés sans distinguer les profondeurs des foyers.

Pour voir s'il y avait une variation de ce rapport avec la profondeur, nous avons fait des diagrammes de Wadati pour chaque séisme. Si  $S$  est le temps d'arrivée de l'onde S,  $P$  le temps d'arrivée de l'onde P dans la même station, nous avons :

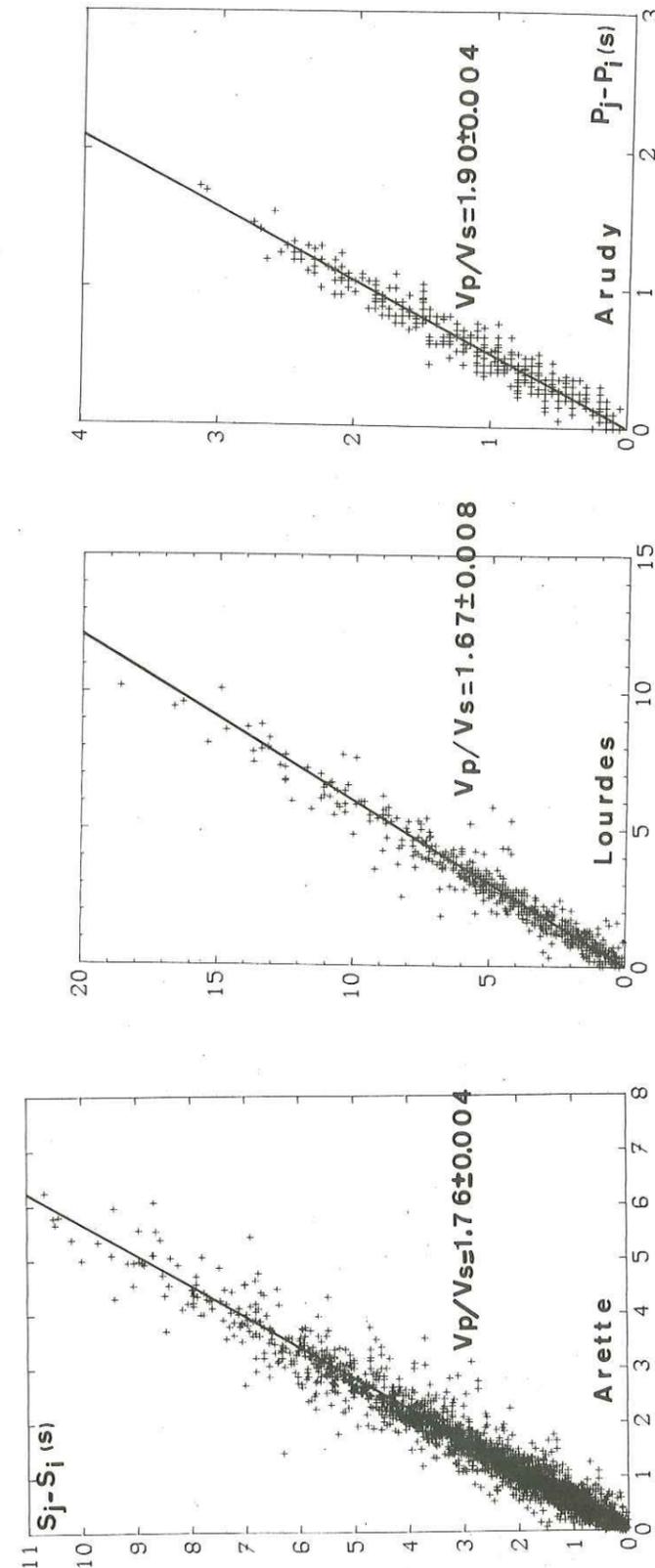


Figure III.2 Droites de moindres carrés  $S_j - S_i$  en fonction de  $P_j - P_i$  et rapports  $V_p/V_s$  pour les expériences d'Arette, d'Arudy et de Lourdes.

$$S = H_0 + d/V_s$$

$$P = H_0 + d/V_p$$

$d$  = distance séisme-station

$V_s$  = vitesse moyenne de l'onde S

$V_p$  = vitesse moyenne de l'onde P

d'où l'on tire :

$$S - P = \left( \frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p} \right) / d$$

et comme  $d = V_p (P - H_0)$

$$S - P = (\lambda - 1) P - (\lambda - 1) H_0 \quad \text{avec } \lambda = V_p/V_s.$$

En traçant la droite de moindre carré  $S - P$  en fonction de  $P$ , à partir des temps d'arrivée lus dans chaque station pour un même séisme, on obtient le rapport  $V_p/V_s$  pour chaque séisme.

Le résultat est d'autant meilleur que l'écart maximum entre les temps  $P$  est grand. Dans notre cas, où le réseau a une faible extension, cet écart ne dépasse jamais cinq secondes. L'erreur sur la pente de la droite est en général assez grande. Nous n'avons retenu que les séismes dont l'erreur sur le rapport  $V_p/V_s$  ne dépassait pas 0,1.

Après avoir localisé les séismes en utilisant un rapport  $V_p/V_s$  moyen de 1,76, nous avons porté le rapport  $V_p/V_s$  en fonction de la profondeur du foyer (Figure III.3). Nous voyons, que malgré les erreurs importantes, on peut observer une décroissance assez nette du rapport  $V_p/V_s$  avec la profondeur.

Le programme HYP071 étant conçu pour fonctionner avec un rapport  $V_p/V_s$  constant, nous choisirons la valeur moyenne 1,76. Mais cette étude du rapport  $V_p/V_s$  fait apparaître un inconvénient important du programme.

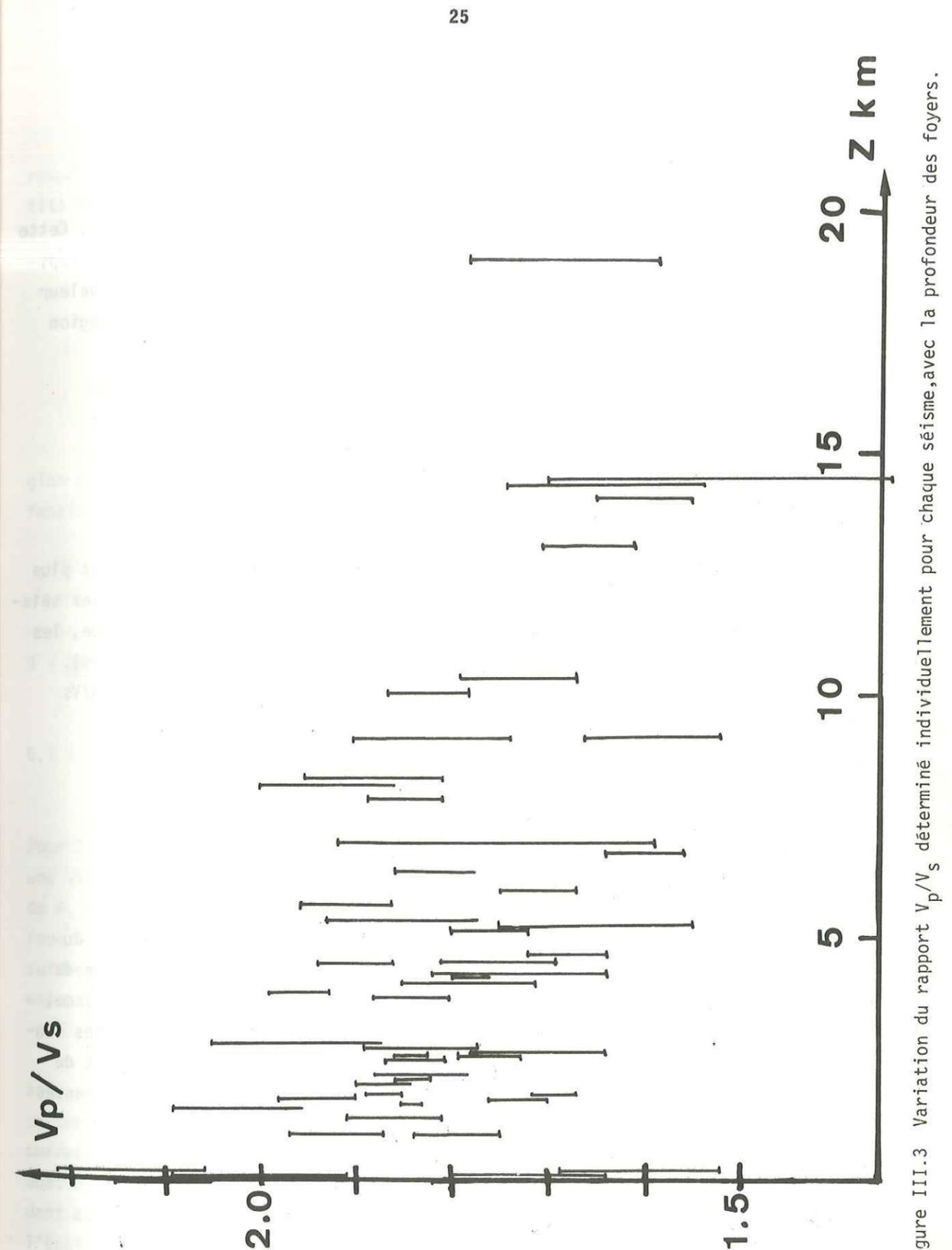


Figure III.3 Variation du rapport  $V_p/V_s$  déterminé individuellement pour chaque séisme, avec la profondeur des foyers.

### 3.2 - Expérience "Arudy 1980"

Un calcul du rapport  $V_p/V_s$  donne une valeur égale à 1,90 (Figure III.2). Cette valeur élevée peut être due au fait que tous les séismes sont superficiels (voir chapitre IV), ou que le milieu est très fracturé à la suite du choc principal. Cette valeur est compatible avec les valeurs trouvées pour les séismes superficiels dans la région d'Arette (Figure III.3).

### 3.3 - Expérience de "Lourdes 1977"

Le rapport  $V_p/V_s$  trouvé est égal à 1,67 (Figure III.2). Cette valeur est plus faible que celle trouvée pour la région d'Arette. Cela peut être dû au fait que les séismes sont en moyenne plus profonds et que le réseau ayant une extension plus grande, les rais séismes-stations peuvent traverser des couches plus profondes (rais réfractés). Cette valeur faible pourrait donc être expliquée par une diminution du rapport  $V_p/V_s$  avec la profondeur observée dans la région d'Arette (Figure III.3).

## 4 - MAGNITUDE LOCALE

Le programme HYP071 calcule une magnitude locale à partir de la durée  $T$  du signal. Cette durée est mesurée en secondes sur le sismogramme, du temps d'arrivée de l'onde P jusqu'à l'instant où le signal rejoint le bruit de fond. Pour un même séisme, il peut y avoir des différences notables entre les durées mesurées dans différentes stations. Ces différences sont dues en particulier aux différences d'amplification et de bruit. Le programme fait la moyenne entre les magnitudes calculées dans les différentes stations. La formule utilisée est :

$$M_L = - 0,87 + 2,00 \log T + 0,0035 \Delta \quad (\text{Lee et Lahr 1972})$$

$\Delta$  étant la distance hypocentrale.

Cette formule a été étalonnée pour des séismes de Californie. Il convient de remarquer que cette relation donne des magnitudes sensiblement supérieures pour les petits séismes, à celles obtenues à partir de relations données par d'autres auteurs :

$$M_L = - 2,92 + 2,25 \log T + 0,001 \Delta \quad (\text{Bisztriciany (1958) pour l'Europe de l'Est})$$

$$M_L = - 2,53 + 2,85 \log T + 0,0014 \Delta \quad (\text{Tsumara (1967) pour la région de Honshu, Japon})$$

$$M_L = - 2,46 + 2,82 \log T \quad (\text{Crosson (1972) pour la région de Puget, USA}).$$

N'ayant pas pu vérifier que la relation de Lee et al (1972) convenait à la région que nous étudions, nous l'utiliserons, tout en sachant qu'il est possible que nous fassions une erreur.

## 5 - ERREURS

### 5.1 - Erreurs sur les temps d'arrivée des ondes P et S

Il nous faut distinguer les deux types de stations d'enregistrement utilisées. Pour les stations enregistrant sur bande magnétique, il est possible au rejeu d'avoir une vitesse de défilement du papier très grande. Dans le cas d'une arrivée nette de l'onde P, il est possible de mesurer le temps d'arrivée à quelques centièmes de seconde près. Pour l'onde S, l'augmentation de la vitesse de défilement du papier n'est pas toujours suffisante pour avoir une lecture précise. L'erreur sur le temps d'arrivée de l'onde S est essentiellement fonction de la netteté de cette arrivée dans le signal.

Pour les stations Sprengnether à noir de fumée, les temps d'arrivée sont lus avec une loupe micrométrique graduée au dixième de millimètre. Le noir de fumée permet un tracé très fin. L'épaisseur du trait est de l'ordre du dixième de millimètre, ce qui correspond à 5/100e de seconde pour un défilement de 12 cm par minute. En calant la graduation de la loupe sur le bord gauche du top seconde et en lisant le temps correspondant au bord gauche du trait constituant le début du signal, on élimine l'erreur due à l'épaisseur du trait.

L'entraînement du tambour se fait par galet. Cet entraînement peut présenter des irrégularités conduisant à une erreur possible de plusieurs dixièmes de millimètre par minute. Comme nous disposons de tops seconde, l'erreur sur la durée d'une seconde est négligeable.

Les horloges internes ont une dérive journalière ne dépassant pas 5/100e de seconde. Elles sont recalées tous les jours à l'aide des signaux radio de l'émetteur suisse H.B.G.

Nous estimons les erreurs à  $\pm 0,1$  s pour un temps d'arrivée correspondant à une arrivée nette de l'onde P. Pour une arrivée nette de l'onde S, l'erreur est de l'ordre de 0,2 à 0,3 seconde. Dans le cas d'arrivées moins nettes, avec un rapport signal sur bruit faible, en plus de l'erreur de lecture précédente, il faut rajouter une erreur quelquefois importante due à une mauvaise interprétation du signal. Par la suite, ces erreurs d'interprétation peuvent être décelées après un premier passage du programme.

### 5.2 - Erreurs sur la position des stations

Dans de nombreux cas, les stations étaient placées dans des lieux caractéristiques (grottes, granges) notés sur la carte. Dans ce cas, l'erreur sur la position de la station est réduite à quelques dizaines de mètres. Pour les autres stations, un pointé très soigneux a été effectué sur place avec la carte. La précision de la carte au 1/25000e et la présence de nombreux points de repère a permis de localiser les stations à cent mètres près.

L'erreur entraînée par le pointé des stations ne peut donc dépasser quelques centièmes de seconde et est négligeable devant les autres erreurs.

### 5.3 - Erreurs sur le modèle de vitesse

La présence de tirs de carrières dont le temps origine est connu très précisément a permis de connaître la vitesse des ondes P, tout au moins pour les quelques

premiers kilomètres. Pour les couches plus profondes, nous ne disposons pas d'information. Nous avons donc essayé plusieurs modèles et comparé les résultats :

- Un modèle homogène de vitesse 6 km/s.
- Une couche de 5 km d'épaisseur surmontant un demi-espace homogène de vitesse 6 km/s.
- Une couche de 5 km d'épaisseur surmontant un demi-espace homogène de vitesse 6,2 km/s.

La table III.1 permet de comparer la position de quelques séismes caractéristiques, localisés en utilisant les trois modèles précédents. Nous pouvons constater que la position des épicentres varie très peu entre les trois modèles. Les variations sont de l'ordre de quelques centaines de mètres pour les séismes situés à l'intérieur du réseau et de l'ordre de un kilomètre pour les séismes en dehors du réseau (séisme du 21/11/78 à 8 h 14). Ces localisations ont été faites en utilisant les ondes S et avec un rapport  $V_p/V_s$  identique pour les trois modèles.

TABLE III.1 - COMPARAISON ENTRE LES LOCALISATIONS OBTENUES EN UTILISANT TROIS MODELES DE VITESSE DIFFERENTES.

Séisme		Latitude N	Longitude W	Profondeur (km)
20/11/78 à 2 h 17	a	43° 5,18'	0° 31,10'	8,62
	b	43° 5,26'	0° 31,38'	9,54
	c	43° 5,20'	0° 31,12'	8,74
20/11/78 à 7 h 18	a	43° 3,60'	0° 44,92'	3,28
	b	43° 3,72'	0° 45,10'	2,52
	c	43° 3,71'	0° 45,08'	2,38
20/11/78 à 8 h 14	a	43° 3,42'	0° 20,34'	11,67
	b	43° 3,66'	0° 21,78'	10,52
	c	43° 3,33'	0° 20,47'	11,23
23/11/78 à 18 h 58	a	43° 3,82'	0° 28,12	4,92
	b	43° 3,91'	0° 28,56	4,21
	c	43° 3,78'	0° 28,16	4,67

#### 5.4 - Erreur sur le rapport Vp/Vs

La valeur moyenne du rapport Vp/Vs, déterminée à partir de plusieurs centaines d'observations semble assez fiable. Néanmoins, il s'agit d'une valeur moyenne. La variation du rapport Vp/Vs avec la profondeur (Figure III.3) peut alors entraîner une erreur sur le rapport Vp/Vs utilisé pour la localisation d'un séisme particulier. Pour les séismes superficiels, ce rapport moyen sera en effet trop faible, alors que pour les séismes les plus profonds, il sera trop élevé. Cela peut donc entraîner une erreur sur la localisation. Pour estimer cette erreur, nous avons fait plusieurs passages du programme en faisant varier le rapport Vp/Vs de 1,9 à 1,7. Nous constatons que, pour les séismes situés à l'intérieur du réseau, la variation de la position de l'épicentre est faible (quelques centaines de mètres). Par contre, la profondeur augmente systématiquement quand le rapport Vp/Vs augmente (vitesse Vs plus faible).

#### 5.5 - Erreurs dues au programme

##### - Altitude des stations

Le programme HYP071 ne tient pas compte de l'altitude des stations. Ceci peut être gênant dans une région où l'altitude peut varier de 1000 m entre deux stations. Il est néanmoins possible d'introduire une correction de station sous la forme d'un temps positif ou négatif qui sera ajouté aux temps d'arrivée. Cette correction est assez grossière puisqu'elle ne tient pas compte de la géométrie des rais arrivant à la station. De plus, elle est identique pour l'onde P et l'onde S. Dans la pratique, après un premier passage du programme, nous avons pris comme correction de station le résidu moyen observé dans la station considérée.

##### - Convergence erronée

Il arrive que le programme converge vers une solution erronée. Cela arrive quand on localise le séisme uniquement avec des ondes P et avec moins de six stations. On s'aperçoit alors que les résidus des ondes S sont très forts, tous positifs si le séisme a été localisé trop près, tous négatifs si le séisme a été localisé trop loin. Dans ce cas là, il est nécessaire d'utiliser les ondes S qui, non seulement apportent des données supplémentaires, mais aussi fixent la distance séisme-station.

L'utilisation des ondes S est aussi nécessaire quand le séisme est situé en dehors du réseau. Pour les séismes situés à l'intérieur du réseau, les localisations utilisant les ondes P et S ou P seules sont peu différentes. Néanmoins, les solutions obtenues avec P et S semblent plus sûres (Chatelain, 1978). C'est pourquoi malgré l'inconvénient du à l'introduction du nouveau paramètre Vp/Vs, nous avons localisé tous les séismes en utilisant les ondes S.

#### 5.6 - Contrôle de la qualité des localisations

Le programme fournit plusieurs variables liées à la localisation des séismes :

$$\text{Le RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N Ri^2}{N}}$$

Ri étant le résidu à la station i, N le nombre de stations.

Plus le RMS est petit, plus la localisation est supposée proche de la position réelle du séisme. Il faut toutefois se méfier des très faibles valeurs de RMS (de l'ordre de 0,02) qui peuvent indiquer une localisation mal contrainte. Ceci n'arrive que dans le cas de localisations avec peu de stations.

- Le ERH erreur standard sur la position de l'épicentre.

- Le ERZ erreur standard sur la profondeur.

Ces deux dernières valeurs sont des erreurs statistiques prenant en compte la valeur du RMS, la répartition des stations autour de l'épicentre, le rapport entre profondeur et distance épicentrale de la station la plus proche, et le nombre de phases utilisées. Ces erreurs ne tiennent donc pas compte d'un mauvais modèle de vitesse ou d'un mauvais rapport Vp/Vs. Il est donc difficile d'en déduire une erreur réelle sur la position du foyer.

## 6 - ESTIMATION DES ERREURS

### 6.1 - Expérience "Arette 1978"

Compte tenu des remarques précédentes, nous estimons les erreurs de localisation à :

- Pour les séismes à l'intérieur du réseau :
  - . 1 km pour l'épicentre,
  - . 2 km pour la profondeur.
- Pour les séismes en bordure ou extérieurs au réseau :
  - . 3 km pour l'épicentre,
  - . 5 km pour la profondeur.

Ces erreurs sont des erreurs maximales. Elles sont modulables en fonction de la position, du nombre de stations ayant servi à la localisation et surtout de la profondeur réelle du foyer. Plus un séisme sera profond, plus l'erreur sur la détermination de la profondeur sera faible.

### 6.2 - Expérience "Arudy 1980"

Plusieurs points nous font penser que la précision de localisation est très bonne :

- Un réseau très dense de stations très proches des épicentres,
- Des séismes de magnitude suffisante pour avoir un rapport signal sur bruit très grand facilitant la lecture des sismogrammes,
- Les distances faibles séismes-stations font qu'une erreur sur le modèle de vitesse n'a pas ou peu de conséquences,

- Deux stations sont situées à peu près à la verticale des foyers, ce qui rend la précision sur la profondeur très bonne.

Nous estimons l'erreur sur la position des épicentres à moins de 500 m et l'erreur sur la profondeur à 1 km.

## CHAPITRE IV

---

### RÉPARTITION SPATIALE DE LA SISMICITÉ

---

#### 1 - EXPERIENCE "Arette 1978"

Un enregistrement d'un mois a permis de localiser cent quinze séismes de magnitude 0,7 à 3,3. La figure IV.1 montre la localisation des séismes.

La sismicité se répartit sur une bande étroite d'une dizaine de kilomètres de large orientée grossièrement E-W. La plus grande partie des séismes est concentrée dans la moitié Est du réseau. En particulier, deux essais concentrent le tiers des séismes localisés. Cette répartition est en accord avec une migration vers l'Est de la sismicité observée depuis le début de l'année 1978. Pendant le premier semestre 1978, une forte sismicité provenant de la moitié ouest du réseau avait été enregistrée par le réseau permanent (J. Gagnepain communication personnelle).

A cette bande de sismicité, est associée une sismicité beaucoup plus diffuse au Sud (moins de 10 % des séismes). Par contre, il est intéressant de constater qu'il n'y a aucune sismicité au Nord de la bande active.

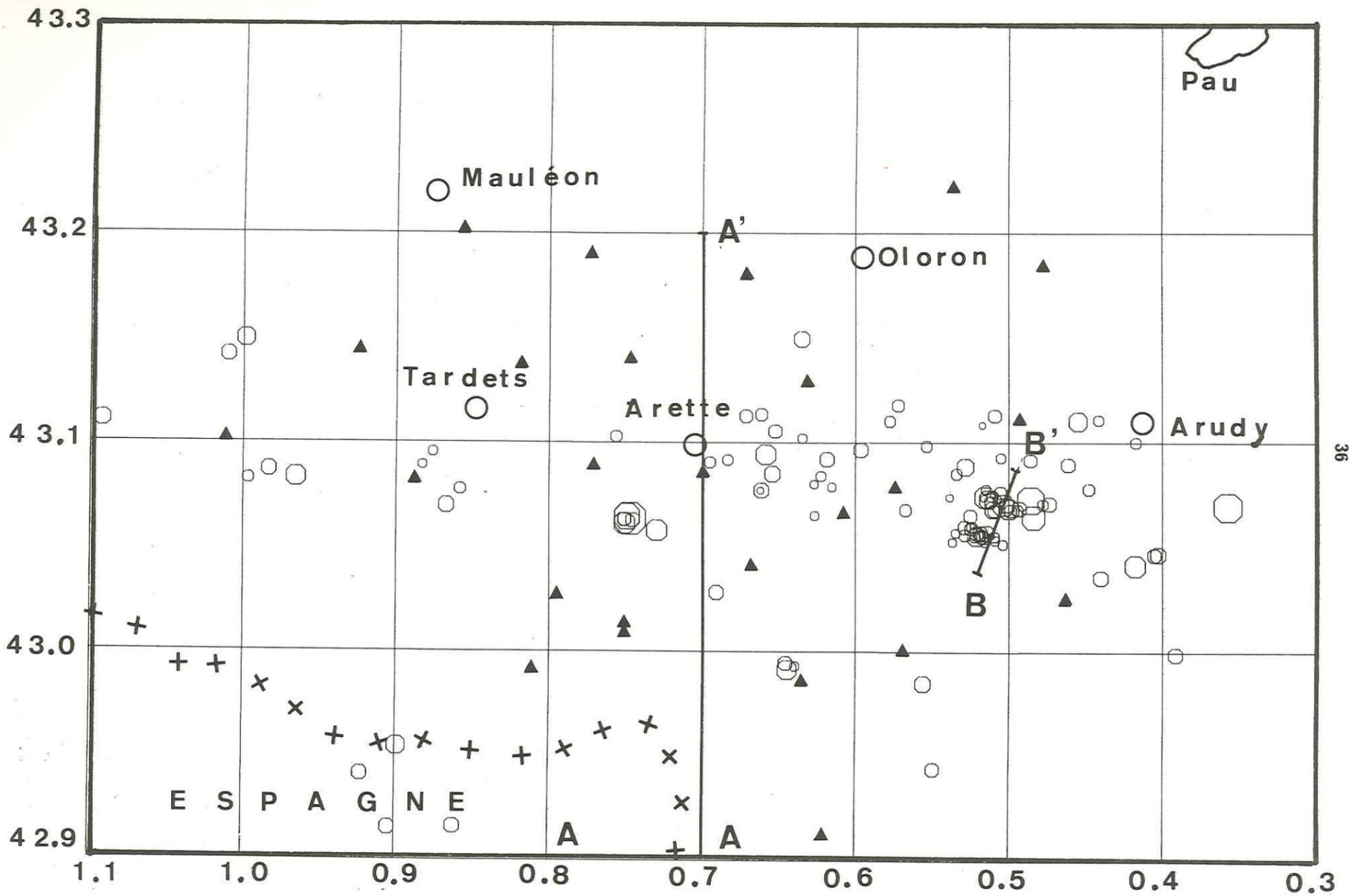


Figure IV.1 Séismes localisés à partir de l'expérience d'Arette.  $\circ$  séismes, la taille des symboles est proportionnelle

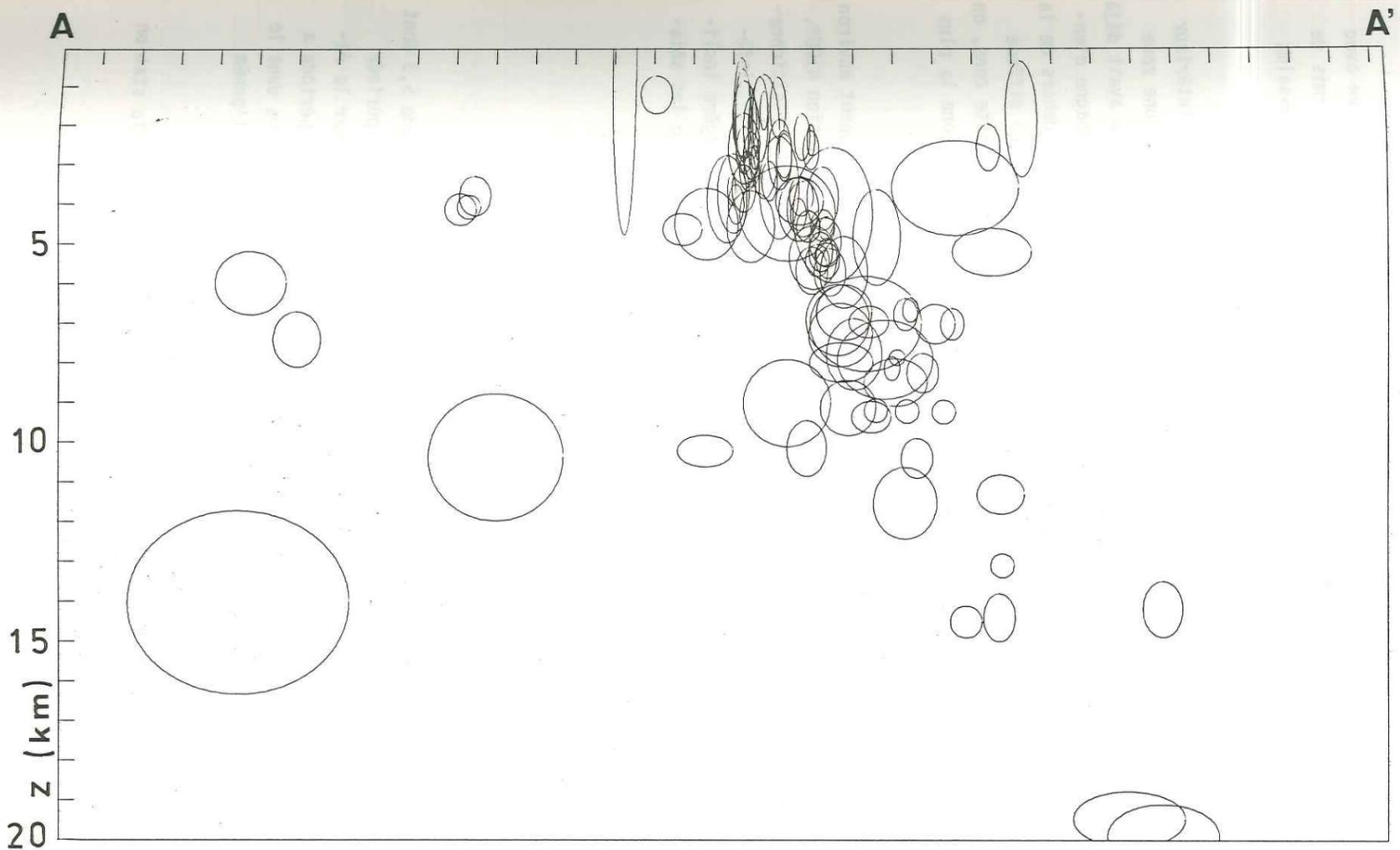


Figure IV.2 Coupe N-S suivant le segment AA' de la figure IV.1, regroupant tous les séismes localisés lors de l'expérience d'Arette. Les ellipses correspondant aux erreurs ERH et ERZ données par le programme HYP071 sont centrées sur les foyers.

L'activité enregistrée pendant ce mois de Novembre est faible comparée avec celle du début de l'année 1978. Seule la densité exceptionnelle du réseau a permis de localiser des séismes de magnitude très faible, en particulier dans les deux essais de l'Est. Peu de séismes ont une magnitude supérieure à 2.

Une coupe N-S (Figure IV.2) regroupant tous les séismes situés à l'intérieur du réseau fait apparaître que la grande majorité des séismes se répartit sur une zone d'environ 6 km de large présentant un pendage de  $60^\circ$  vers le Nord. Ce pendage avait déjà été constaté à partir des localisations du réseau permanent précédant la campagne d'enregistrement de Novembre 1978 (J. Gagnepain, communication personnelle). En dehors de la zone où se concentrent la majorité des séismes, on peut observer la sismicité diffuse au Sud déjà remarquée sur la carte de sismicité (Figure IV.1). Au Nord de cette zone, on ne remarque que quelques séismes superficiels situés à moins de 5 km de la zone la plus active.

Les deux essais de séismes situés à l'Est du réseau et qui regroupent environ un tiers de la sismicité localisée présentent un allongement selon une direction  $N100^\circ$ . une coupe perpendiculaire à cette direction (Figure IV.3) met en évidence le positionnement des séismes sur deux plans, l'écart des séismes par rapport à ce plan étant inférieur à 1 km. Le pendage des deux plans est quasiment vertical. Seule une légère inclinaison vers le Nord apparaît pour l'essai le plus au Nord quand on considère les séismes plus profonds que 6 km.

## 2 - EXPERIENCE "Arudy 1980"

Le 29 février 1980 à 20 h 45 locales a eu lieu un séisme de magnitude 5,3 dont l'épicentre se situe près de la ville d'Arudy. Ce séisme a eu lieu après une période très calme de plus d'un an pendant laquelle l'activité sismique enregistrée par le réseau permanent d'Arette a été presque nulle. Il est vraisemblable que cette période a coïncidé avec une accumulation des contraintes. La localisation de ce séisme va dans le sens d'une migration vers l'Est de l'activité sismique déjà observée pendant l'année 1978 dans la région d'Arette.

L'extension vers l'Est du réseau permanent d'Arette, notamment par la station de Jaut (JAU) a permis d'obtenir une bonne localisation du choc principal.

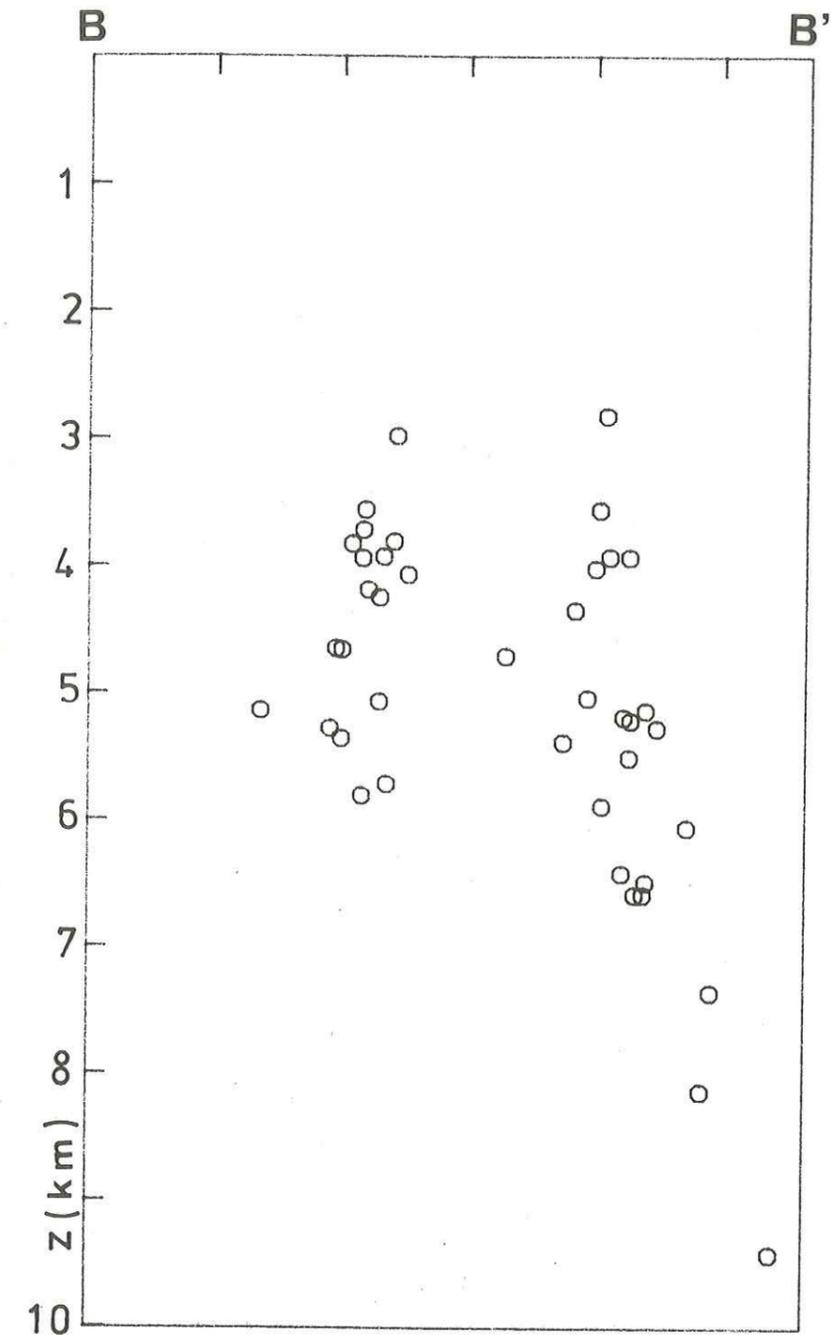


Figure IV.3 Coupe suivant la direction BB' de la figure IV.1, regroupant les séismes des deux essais de l'Est du réseau.

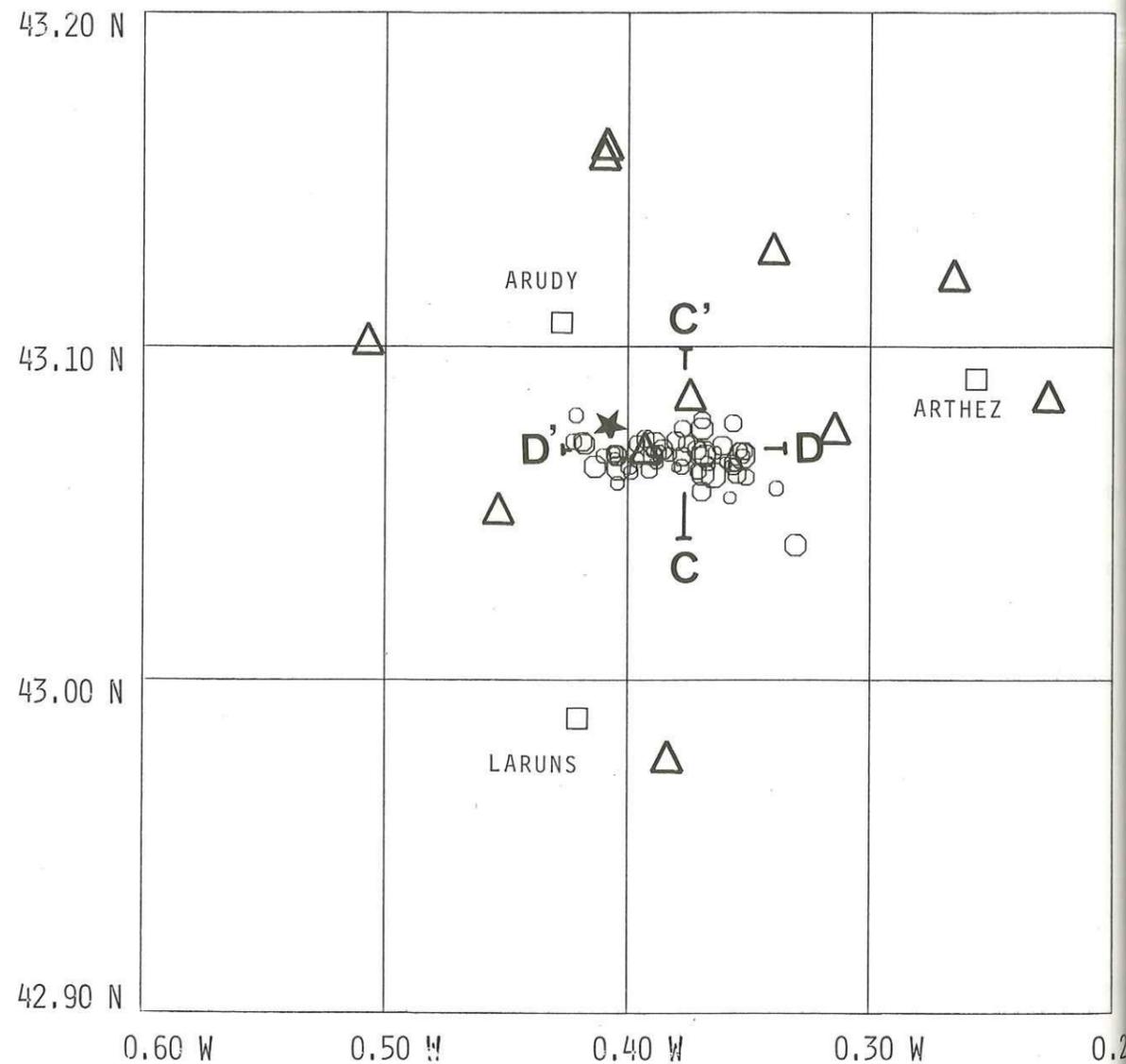


Figure IV.4 60 répliques localisées à partir de l'expérience Arudy 1980. ○ séismes, la taille des symboles est proportionnelle à la magnitude locale. Δ stations du LGIG. ★ choc principal localisé par le réseau permanent d'Arette.

La mise en place d'un réseau de stations portables par le Laboratoire de Géophysique Interne de Grenoble et l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg a permis d'enregistrer plus de mille répliques. Dans un premier temps ont été localisés soixante séismes parmi lesquels les plus fortes des répliques et une partie des chocs plus faibles pour lesquels il était possible de lire avec précision le temps d'arrivée des ondes S, ceci afin de comparer une localisation avec ou sans l'utilisation des ondes S.

Les épicentres se répartissent sur une zone extrêmement réduite (Figure IV.4), orientée E-W, d'environ 7 km de long sur 2 à 3 km de large. L'emplacement du choc principal est indiqué sur la carte.

Une coupe N-S (Figure IV.5) montre que les foyers se situent autour et très près d'un plan présentant un fort pendage vers le Nord. La coupe E-W de la Figure IV.5 met en évidence une concentration des foyers sur une zone rectangulaire d'environ 7 km de long sur 2 km de haut. Presque tous les foyers sont situés à une profondeur comprise entre 4 et 6 km. Il est vraisemblable que la zone où se trouve la majorité des répliques coïncide avec la position d'accident qui a joué lors du choc principal.

En ce qui concerne l'échantillon des répliques étudiées ici, nous n'avons pu observer de migration des foyers dans une direction privilégiée. La répartition dans le temps des répliques semble être aléatoire.

### 3 - EXPERIENCES DE "Lourdes 1977"

Nous rappelons brièvement les résultats obtenus (Modiano 1978) à partir d'enregistrements faits en 1977 dans la région de Lourdes par un réseau de 7 stations. La Figure IV.6 présente la carte de sismicité obtenue. Bien que les localisations soient moins précises que pour les autres expériences, il apparaît clairement que la sismicité se concentre sur une bande d'une largeur de 10 à 15 km de direction N100° environ. Il est remarquable que pour cette région encore, aucune sismicité n'est présente au Nord de la zone active. Il est aussi intéressant de noter que la sismicité diffusée au Sud décelée dans la région d'Arette n'est pas présente ici.

Une coupe perpendiculaire à l'axe de la bande de sismicité (Figure IV.7) et regroupant tous les séismes situés à l'intérieur du réseau ne permet pas de distinguer d'alignement particulier.

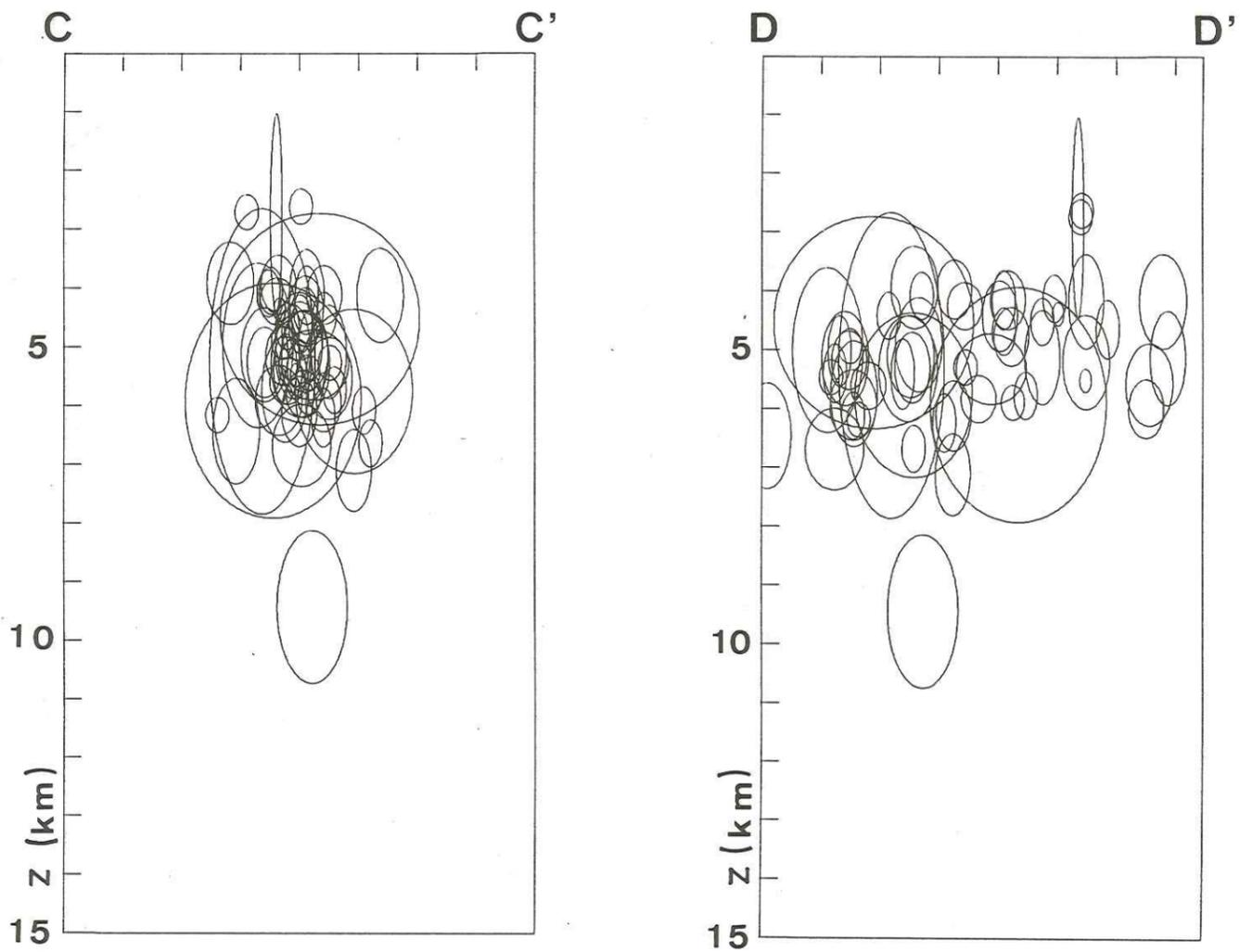


Figure IV.5 coupes E-w et N-S correspondant aux segments CC' et DD' de la figure IV.4. Les ellipses, centrées sur les foyers correspondent aux erreurs ERH et ERZ données par le programme HYP071. Expérience d'Arudy 1980.

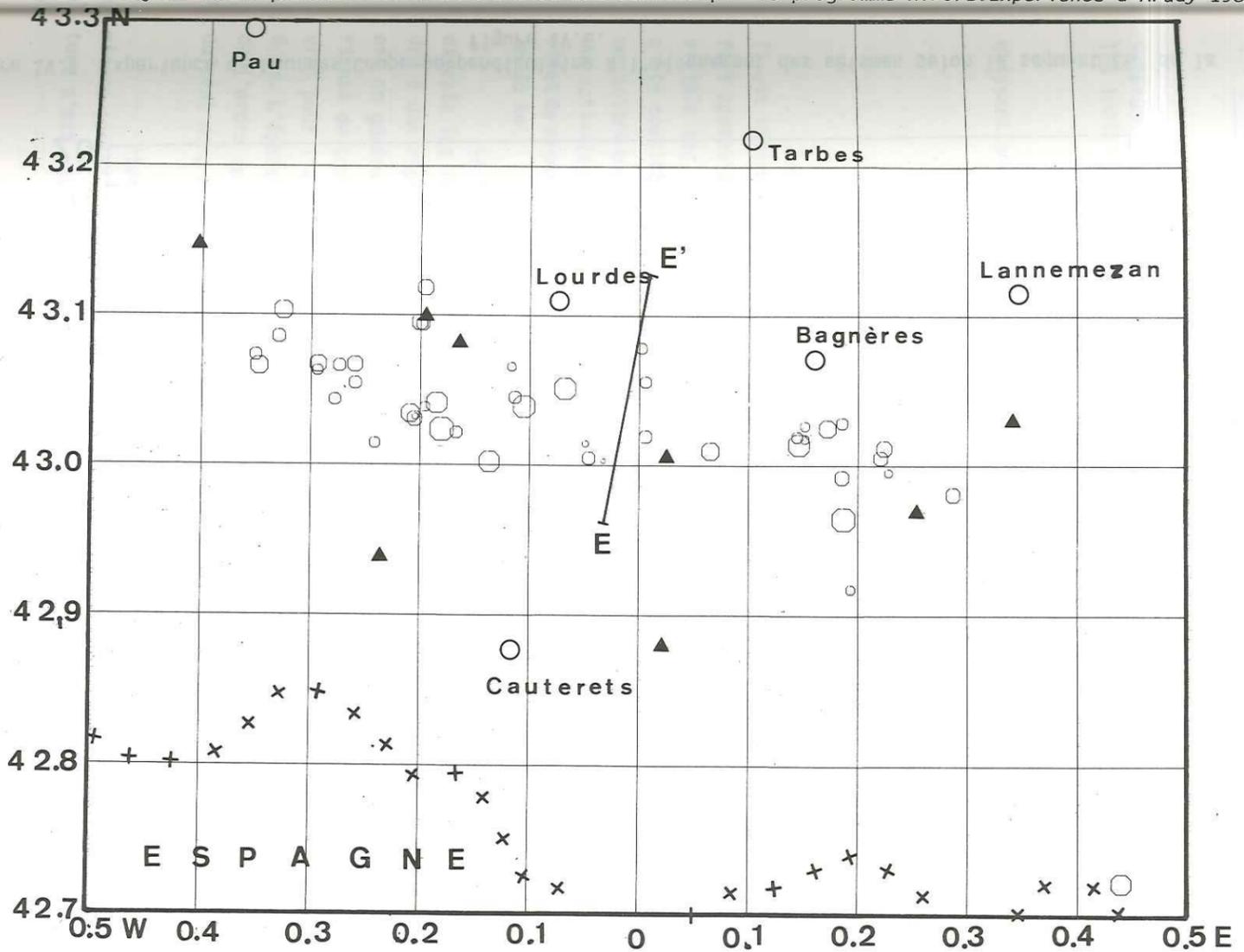


Figure IV.6 Epicentres des séismes localisés lors de l'expérience de Lourdes.  $\circ$  séismes, la taille des symboles est proportionnelle à la magnitude locale.  $\blacktriangle$  stations utilisées.

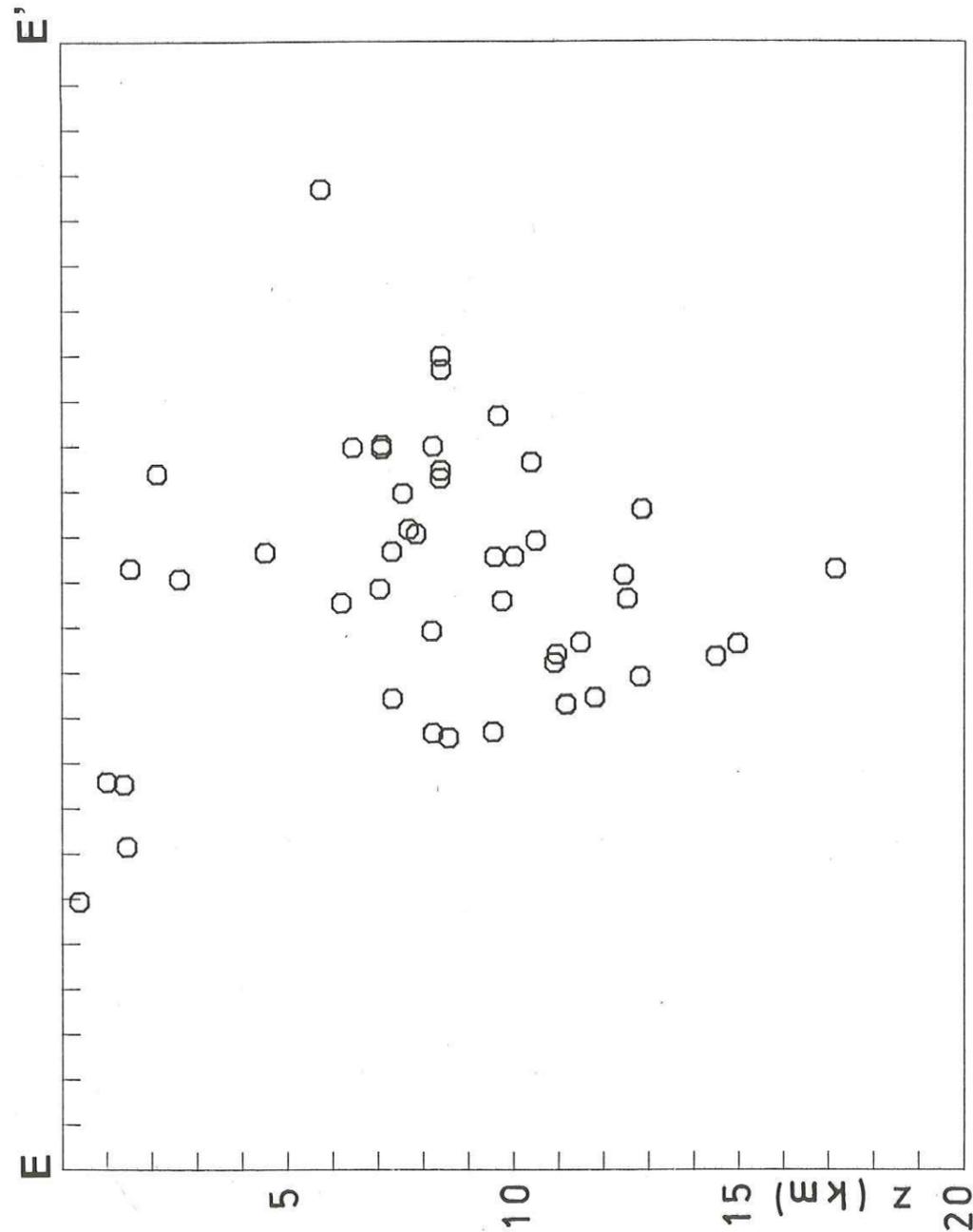


Figure IV.7 Expérience de Lourdes. Coupe perpendiculaire à l'alignement des séismes selon le segment EE' de la figure IV.6.

#### 4 - SYNTHESE

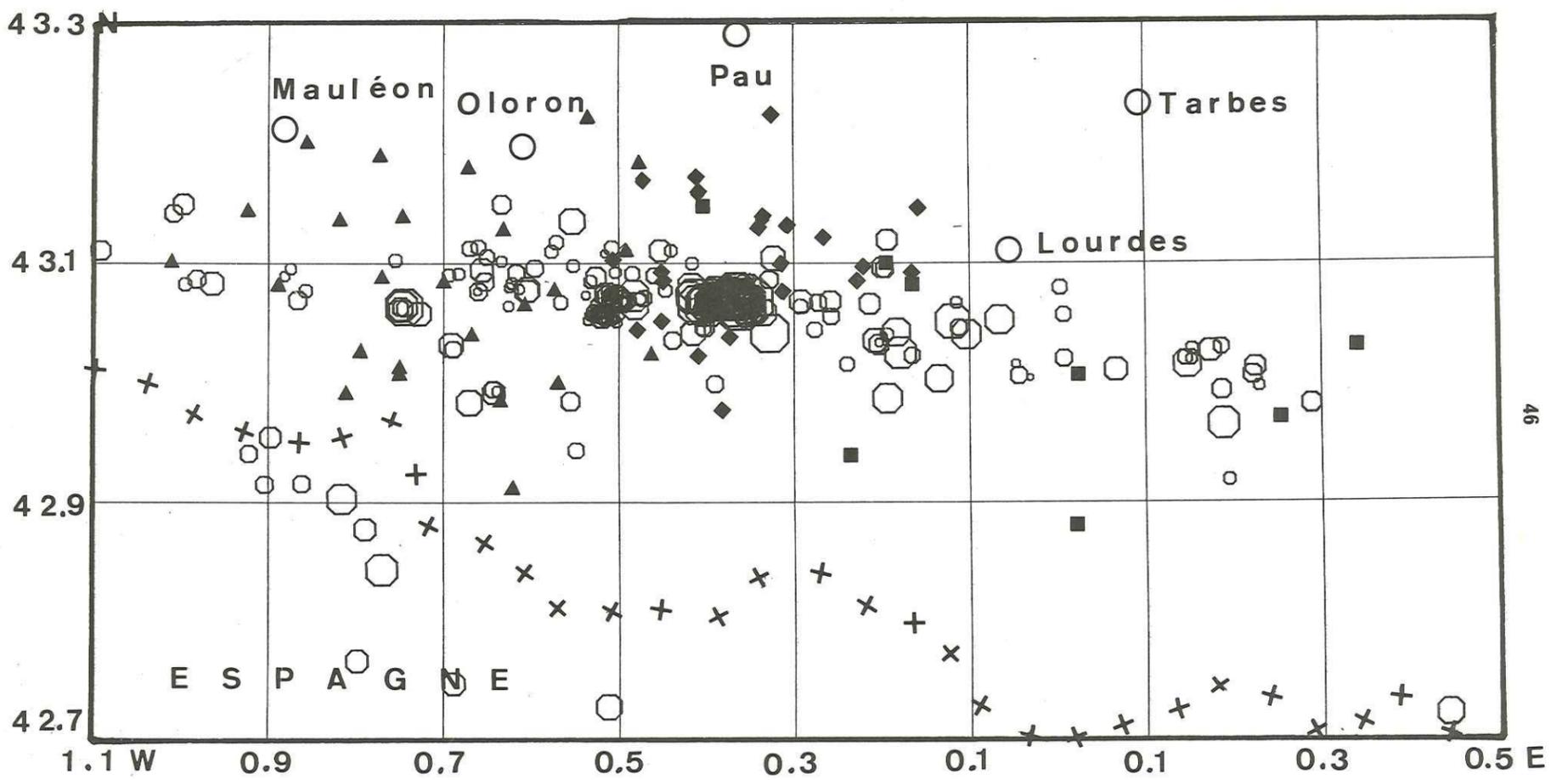
La Figure IV.8 regroupe l'ensemble de la sismicité obtenue à partir des trois campagnes d'enregistrement. Nous ne pouvons que confirmer ce que nous avons dit pour les trois campagnes séparément :

- La sismicité est concentrée sur une bande étroite de direction EW s'infléchissant un peu vers le Sud dans la région de Lourdes,
- La partie située au Nord de cette bande active est complètement asismique,
- Une sismicité plus diffuse est présente au Sud dans la région d'Arette.

La liste des coordonnées des foyers des séismes localisés se trouve en annexe. Il est intéressant de noter que la superposition des cartes de sismicité des trois zones fait apparaître au Sud-Ouest de la région étudiée un alignement de séismes qui était peu visible sur les cartes séparées. Ceci est dû au fait que la carte de sismicité d'Arette a été complétée par quelques séismes localisés par le réseau de Lourdes. Bien que ces séismes soient en dehors du réseau de Lourdes et donc certainement assez mal localisés, ils précisent une activité sismique non négligeable au Sud de la zone la plus active. Ces séismes étaient en effet de magnitude suffisamment grande (3) pour pouvoir être enregistrés par un réseau distant de 60 km.

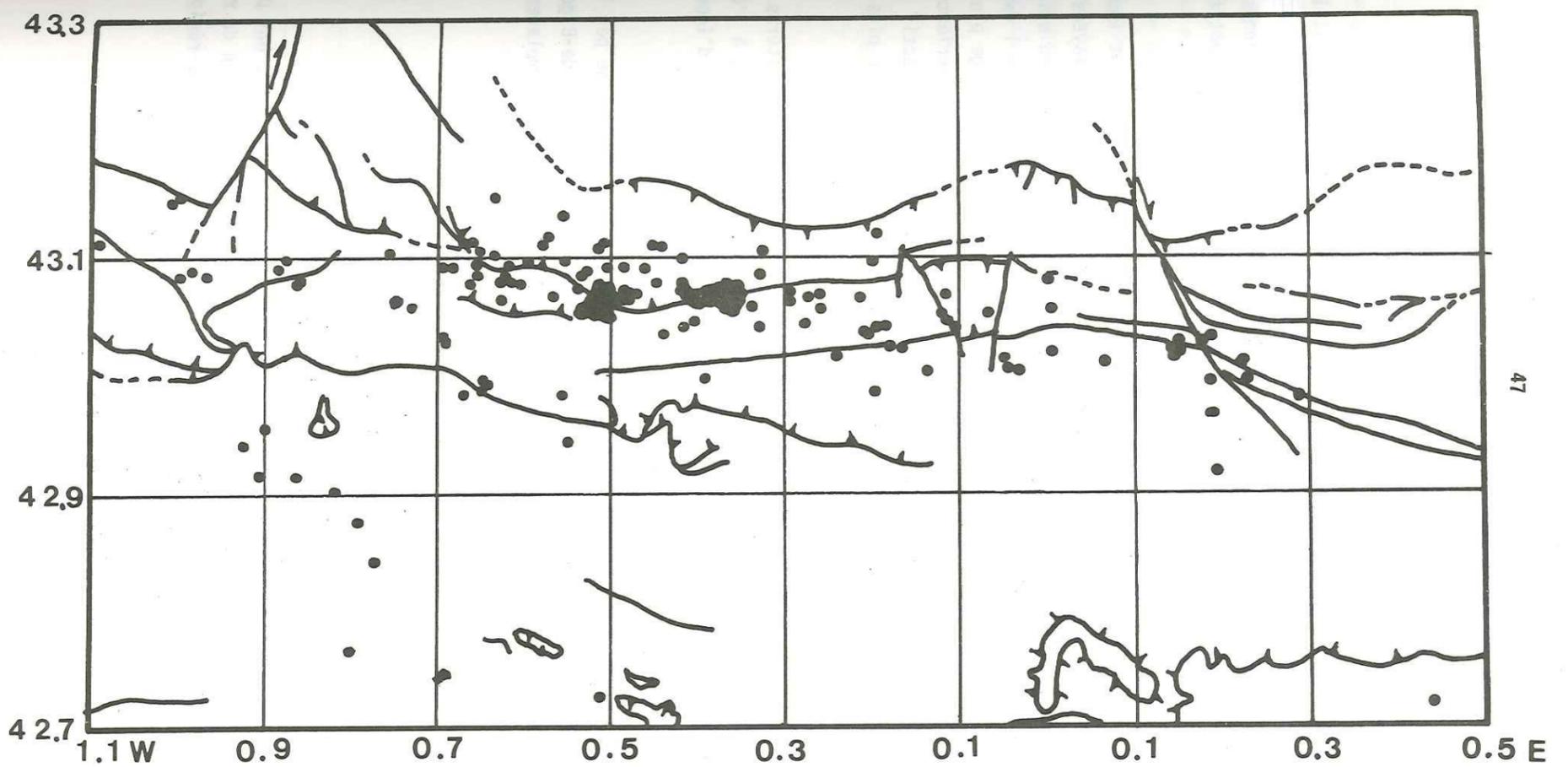
La répartition des séismes avec la profondeur n'est pas uniforme. Si l'on excepte les répliques du choc principal d'Arudy pour lesquelles on ne peut pas s'attendre à une répartition régulière avec la profondeur, on peut constater que la sismicité est en général très superficielle. C'est vrai pour les séismes localisés pendant l'expérience de Lourdes où la profondeur des foyers ne dépasse pas 17 km. C'est encore plus vrai pour l'expérience d'Arette où les 4/5 des foyers ont une profondeur inférieure à 8 km. L'épaisseur des sédiments dans la zone sismiquement la plus active est sans doute de l'ordre de 5 ou 6 km (Choukroune et Séguret, 1973). La majorité des séismes se produisent donc dans les sédiments.

Etant donné qu'il n'y a pas de raison de supposer que les contraintes tectoniques soient supérieures en surface, il est loisible de penser que le mécanisme de rupture n'est pas le même en profondeur.



46

Figure IV.8 Synthèse. Epicentres des séismes localisés lors des expériences d'Arette, d'Arudy et de Lourdes. La taille des symboles est proportionnelle à la magnitude locale. Stations utilisées: ▲ à Arette, ◆ à Arudy, ■ à Lourdes.



47

Figure IV.9 Relation entre la sismicité et les accidents géologiques de la carte structurale de P. Choukroune et M. Séguret.

## 5 - RELATION AVEC LA GEOLOGIE

Sur la Figure IV.10 ont été reportés les accidents géologiques (failles, chevauchements) reconnus par Choukroune et Séguret (1973). La première observation que l'on peut faire est que les séismes ne sont pas tous situés sur des accidents connus. La partie sismique se présente donc comme une zone complexe où les accidents de petites dimensions sont présents partout.

A l'Est de Lourdes, la sismicité se situe sur des failles bordant immédiatement la chaîne primaire axiale. Au niveau de Lourdes, ces failles sont relayées progressivement par un système d'accidents nettement séparés de la chaîne primaire axiale, et situés plus au Nord. Le choc principal et les répliques localisées lors de l'expérience Arudy 1980 se situent exactement sur l'accident chevauchant qui se prolonge plus à l'Ouest vers Arette. Les deux essais de séismes localisés pendant l'expérience Arette 1978 se situent sur la prolongation vers l'Ouest de cet accident qui est actif jusqu'à Arette. Plus à l'Ouest, la sismicité se sépare de cet accident pour passer plus au Sud et ne coïncide avec aucun accident important connu.

Au vu de ces constatations, on peut contester l'hypothèse de Castéras (1974), qui place un accident majeur le long de la faille de Bigorre, relayée plus à l'Ouest par un système de failles et de chevauchements passant au Sud des massifs d'Igouze et de Mendibelza.

Choukroune (1974) suggère de prolonger la faille nord pyrénéenne par l'accident profond jalonné de roches éruptives qui part à l'Est au Nord de Bagnères-de-Bigorre jusqu'au Sud de Mauléon à l'Ouest. Cette hypothèse est en accord avec l'emplacement de la sismicité, tout au moins jusqu'à Arette.

## 6 - CONCLUSION

Les trois expériences d'Arette 1978, Lourdes 1977 et Arudy 1980, ont permis de localiser environ 230 séismes. Ces trois campagnes ainsi que l'installation du réseau permanent d'Arette par l'IPGP ont permis de connaître de façon précise une région sismique que qu'on savait active mais dont on ignorait tout.

La sismicité localisée se produit sur une bande étroite se présentant comme une zone de fracture complexe. Il est donc difficile, pour la région étudiée, de parler de faille nord pyrénéenne comme on peut peut-être le faire pour la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Cette sismicité mettant en évidence un accident majeur intéressant au moins les vingt premiers kilomètres de la croûte, permet néanmoins d'affirmer que cette zone est une prolongation de la faille nord pyrénéenne et qu'elle constitue la limite entre les blocs ibérique et européen. L'absence totale de séismes au nord de cette zone permet de distinguer la partie nord correspondant au bloc européen peu déformé et rigide, du bloc ibérique ayant subi une compression intense et beaucoup plus déformé et fracturé. Cette fracturation du bloc ibérique permet à une partie des contraintes existant entre les deux blocs d'être dissipée sur des accidents mineurs situés au Sud de la limite de blocs.

## CHAPITRE V

---

### MÉCANISMES AU FOYER

---

#### 1 - METHODE

Rappelons simplement que l'hypothèse la plus utilisée pour l'étude des mécanismes au foyer est celle où les forces en jeu se ramènent à un double couple. Ceci entraîne la division de l'espace en quatre quadrants séparés par deux plans perpendiculaires (plans nodaux) dont l'un est le plan de faille, l'autre étant appelé plan auxiliaire. Les axes de pression et de tension maximales sont alors situés dans les plans bissecteurs des plans nodaux.

Dans les quatre quadrants, le sens du premier mouvement lu sur les sismogrammes est différent : deux quadrants opposés correspondent à des dilatations, c'est-à-dire que le premier mouvement est de la station vers le foyer, et les deux autres quadrants correspondent à des compressions, c'est-à-dire que le premier mouvement est du foyer vers la station.

La répartition azimutale des sens de premier mouvement nous renseigne donc sur les contraintes ayant initié le séisme et sur la direction du plan de faille. Comme cette répartition se fait dans un espace à trois dimensions, il est nécessaire de faire une projection appropriée sur un plan. Les intersections des rais avec la sphère focale centrée sur le foyer sont projetées sur le plan équatorial horizontal de cette sphère. Comme les distances épacentrales sont faibles dans notre cas, la plupart des rais partent vers le haut et coupent la sphère focale dans l'hémisphère supérieur. Nous projeterons donc l'hémisphère supérieur sur le plan équatorial horizontal. La projection utilisée est celle de Schmidt, dite équiariale. La figure obtenue est un cercle où se répartissent les sens de premier mouvement. Il est généralement possible de tracer deux plans perpendiculaires délimitant quatre quadrants de dilatations et de compressions.

Le modèle de vitesse utilisé pour le tracé de rai et la localisation des séismes intervient dans la position des sens de premier mouvement sur la sphère et affecte ainsi la solution trouvée. Prévot (1979) a comparé les solutions obtenues avec différents modèles de vitesse, pour des données d'Afghanistan. Sa conclusion est que la solution est peu affectée par un changement de structure. Nous avons calculé les solutions focales en utilisant le tracé de rai obtenu avec le modèle de vitesse utilisé pour la localisation des séismes (Chapitre III).

## 2 - EXPERIENCE "Arette 78"

Cette expérience avait surtout pour but d'étudier les mécanismes focaux des séismes enregistrés dans cette zone. L'activité assez faible et surtout la faible magnitude des séismes n'ont pas permis de réaliser complètement cet objectif. Très peu de séismes ont été enregistrés par toutes les stations. Le fait que la majorité des séismes aient été situés à l'Est du réseau a entraîné pour beaucoup une mauvaise répartition azimutale des stations. Néanmoins, vingt trois solutions focales ont été trouvées et jugées suffisamment fiables (Figure V.1).

La figure V.2 montre les solutions focales de la figure V.1 reportées sur la carte de sismicité obtenue au chapitre IV. Nous pouvons distinguer trois zones principales :

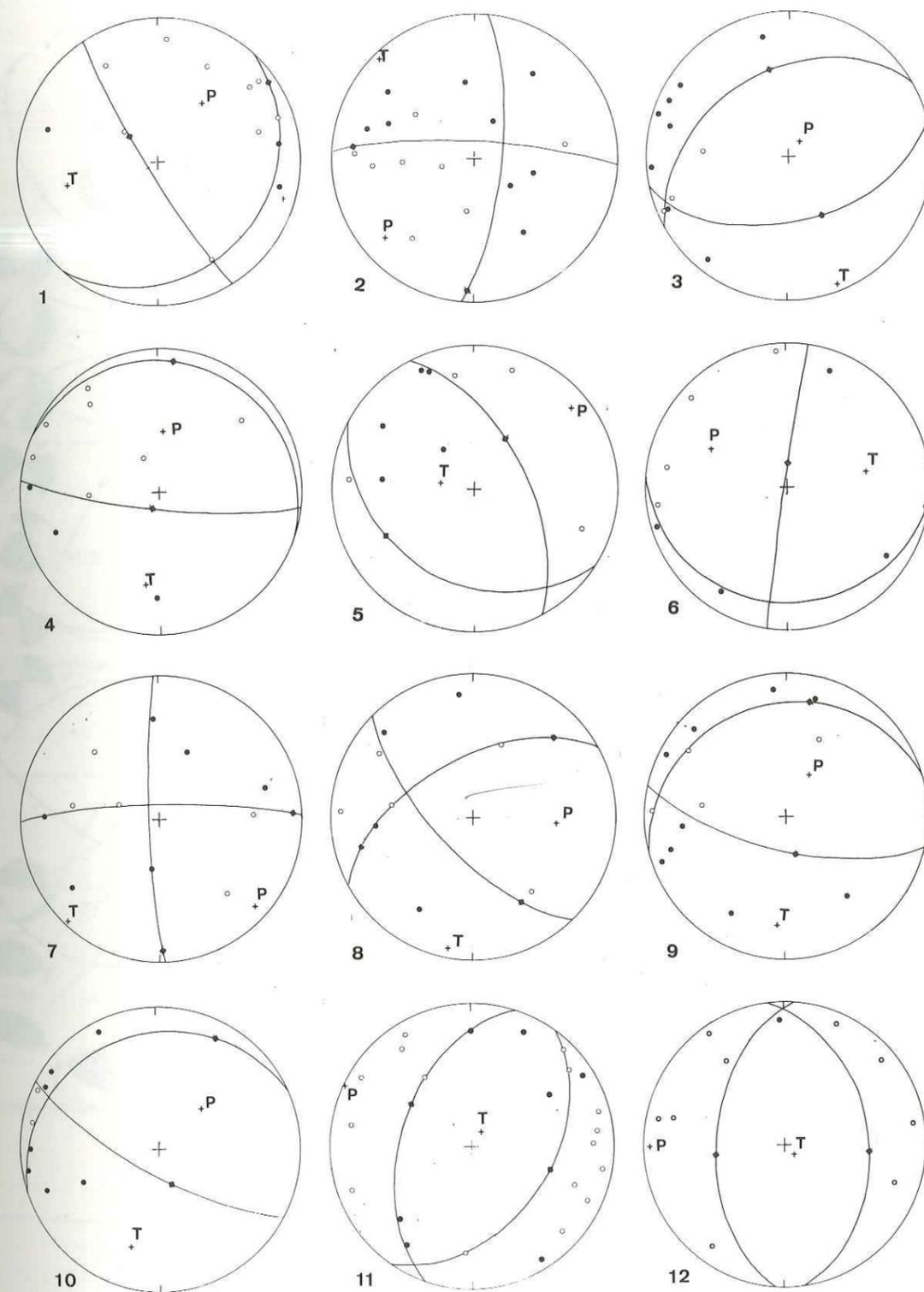


Figure V.1 Solutions focales obtenues à partir des enregistrements de l'expérience Arette 1978. ○ dilatations, ● compressions, ◆ pôles des plans nodaux, P et T directions des axes de pression et de tension maximales.

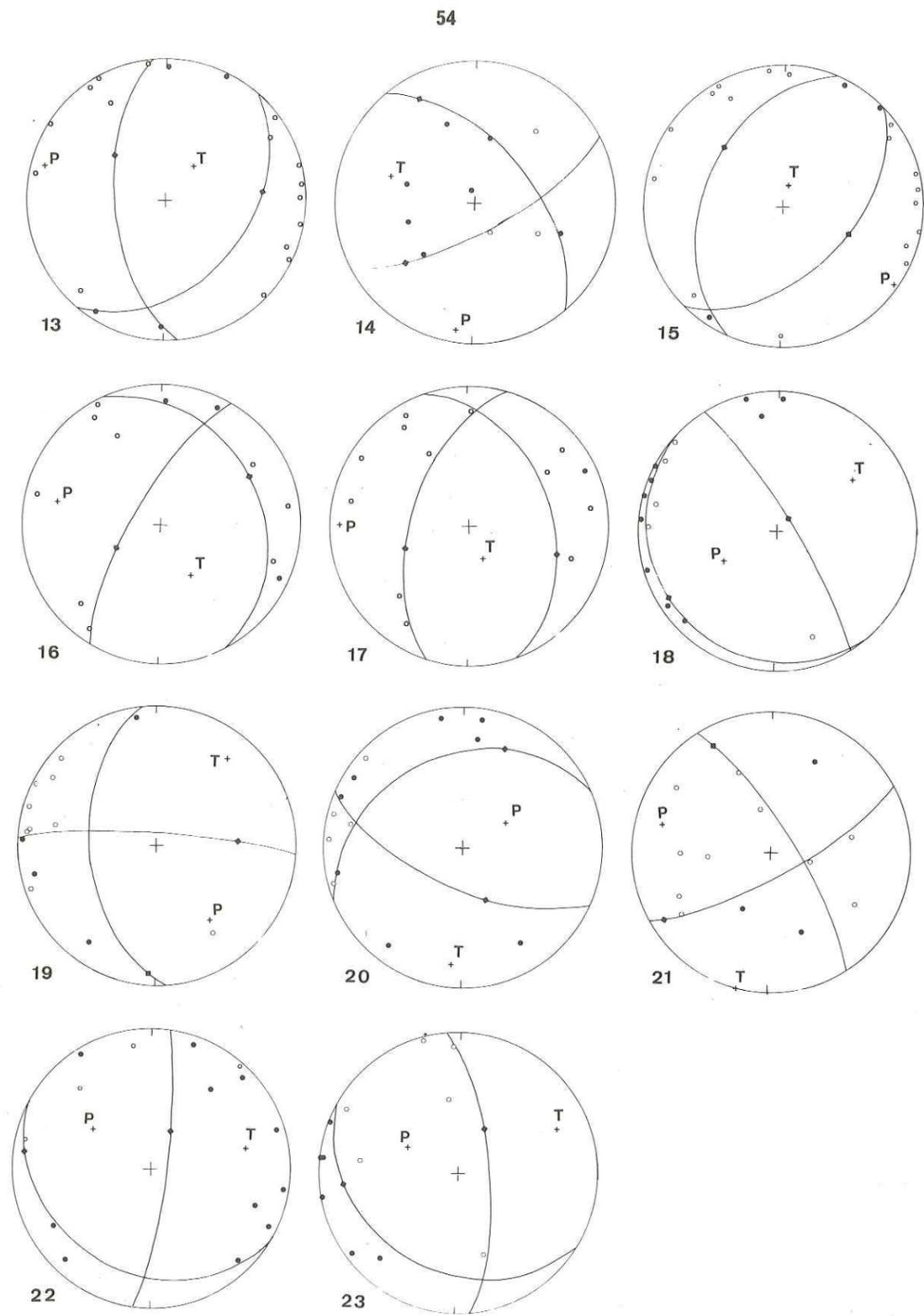


Figure V.1 suite.

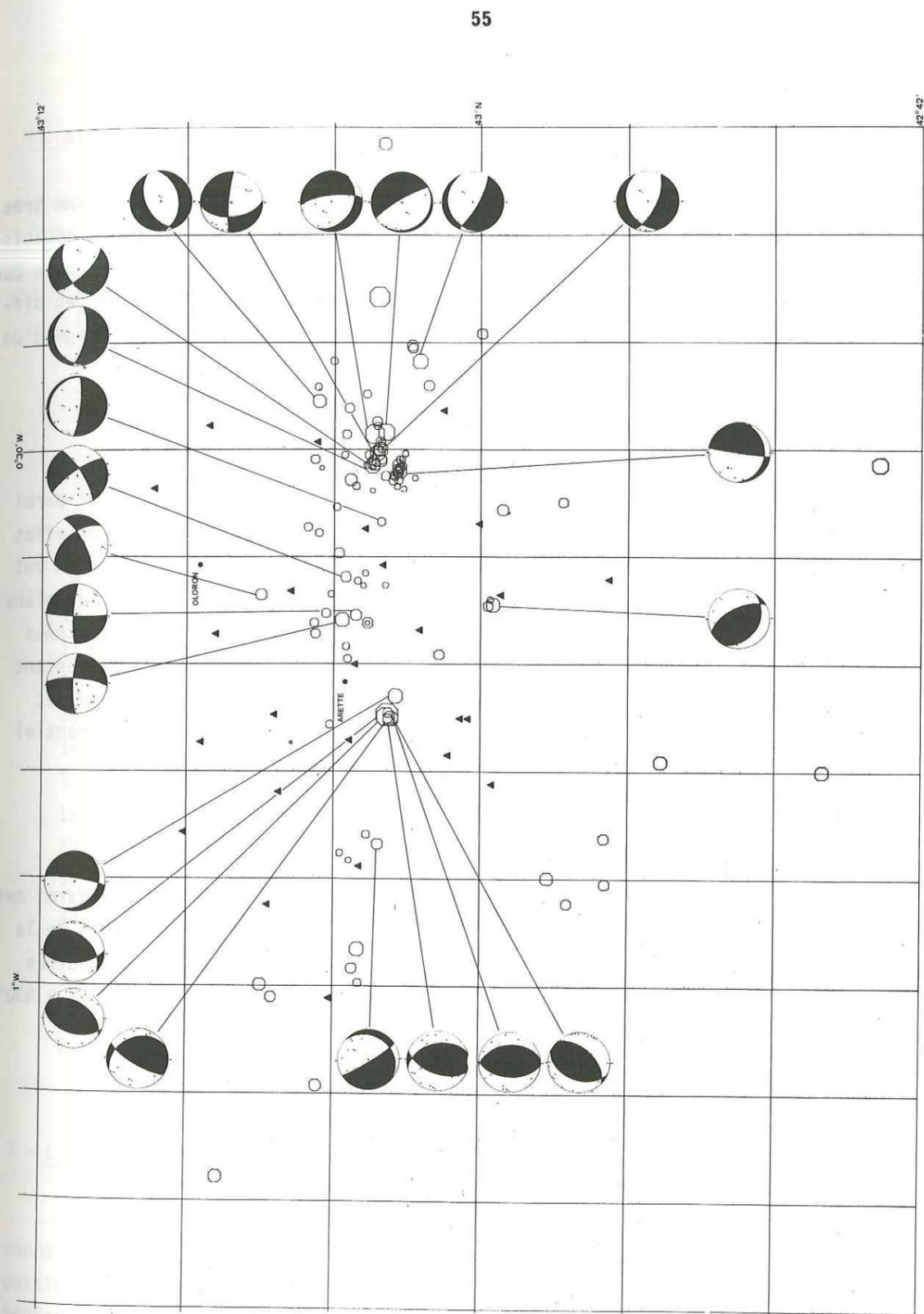


Figure V.2 Carte des mécanismes focaux obtenus à partir des données d'Arette. En noir, quadrant des compressions.

- Le groupe des séismes de l'Ouest (n° 11, 12, 13, 15, 16, 17, 22, voir table V.1) ;

comprend 6 séismes localisés pratiquement au même endroit et un séisme très proche. Les 6 séismes présentent à des détails près le même mécanisme au foyer, mécanisme de faille inverse avec un plan de faille orienté N à NNE. L'axe de pression moyen pour ces 6 séismes est orienté à N105°. Le septième séisme donne un axe de pression peu différent des autres mais son mécanisme est un coulissage avec un très faible pendage d'un des plans nodaux.

- Le groupe des séismes du centre (n° 2, 7, 14, 21).

Il s'agit de quatre séismes situés au Nord et au centre du réseau et parmi les plus profonds. Ces séismes posent un problème particulier. Ils présentent en effet tous un mécanisme de coulissage avec des plans nodaux presque verticaux, mais deux ont un coulissage dextre et deux un coulissage senestre, ce qui implique, puisque les plans nodaux ont toujours à peu près les mêmes directions, que les axes de pression obtenus se situent à 90° les uns des autres. On peut remarquer que les deux séismes présentant un coulissage senestre (n° 2 et 14) sont plus profonds que les deux autres (11,72 et 16,98 km contre 8,04 et 10,29 km), ce qui pourrait impliquer un mouvement différentiel de deux couches de profondeur différente. Les données manquent pour conclure.

- Les séismes de l'Est du réseau (n° 3, 4, 6, 7, 8, 10, 18, 19, 20, 23).

Dix séismes parmi lesquels sept sont situés dans les deux essaïms. Parmi ces sept séismes, deux ont un mécanisme de coulissage dextre selon des plans proches de la verticale (n° 8 et 19) avec un axe de pression orienté en moyenne à N120°. Les autres sont des mécanismes de failles normales avec un axe de tension orienté en moyenne à N30°.

TABLE V.1 - LISTE DES SEISMES POUR LESQUELS UNE SOLUTION FOCALE A ETE CALCULEE (Expérience Arette 1978).

Numéro	Date	Latitude N	Longitude W	Profondeur (km)
1	08/11/78 3 h 12	43° 4.14'	0° 52.22'	5.23
2	08/11/78 19 h 46	43° 5.41'	0° 39.41'	11,72
3	09/11/78 5 h 05	43° 6.74'	0° 26.96'	3,23
4	11/11/78 4 h 32	43° 3.99'	0° 34.06'	4.60
5	15/11/78 10 h 33	42° 58.63'	0° 33.26'	2.55
6	15/11/78 13 h 54	43° 3.29'	0° 31.13'	3.80
7	16/11/78 12 h 50	43° 4.69'	0° 39.73'	8.04
8	18/11/78 2 h 36	43° 4.42'	0° 30.56'	5.62
9	18/11/78 2 h 43	43° 4.46'	0° 30.72'	5.29
10	18/11/78 13 h 35'	43° 2.42'	0° 24.26'	4.21
11	19/11/78 11 h 32'	43° 3.73'	0° 44.95'	4.54
12	19/11/78 19 h 28	43° 3.56'	0° 44.66'	4.08
13	20/11/78 7 h 18	43° 3.72'	0° 45.10'	4.90
14	21/11/78 18 h 45	43° 9.27'	0° 37.85'	16.98
15	21/11/78 22 h 07	43° 3.53'	0° 45.16'	4.84
16	22/11/78 17 h 26	43° 3.50'	0° 45.13'	5.09
17	22/11/79 19 h 33	43° 3.50'	0° 45.04'	4.88
18	23/11/78 18 h 58	43° 3.91'	0° 28.56'	4.21
19	25/11/78 15 h 08	43° 4.21'	0° 30.07'	4.17
20	27/11/78 14 h 05	43° 4.13'	0° 29.75	3.98
21	28/11/78 1 h 26	43° 5.65'	0° 37.21'	10.29
22	28/11/78 5 h 07	43° 3.42'	0° 43.79'	4.15
23	01/12/78 6 h 02	43° 4.36'	0° 28.70'	6.19

### 3 - EXPERIENCE D'"ARUDY 1980"

Nous présentons ici quelques résultats préliminaires. Il est certain qu'étant donné le nombre et la qualité des données recueillies lors de cette campagne, il serait possible de faire plusieurs centaines de mécanismes focaux. Faute de temps, nous ne présentons ici quelques solutions focales qui nous ont paru caractériser l'ensemble des données (figure V.3).

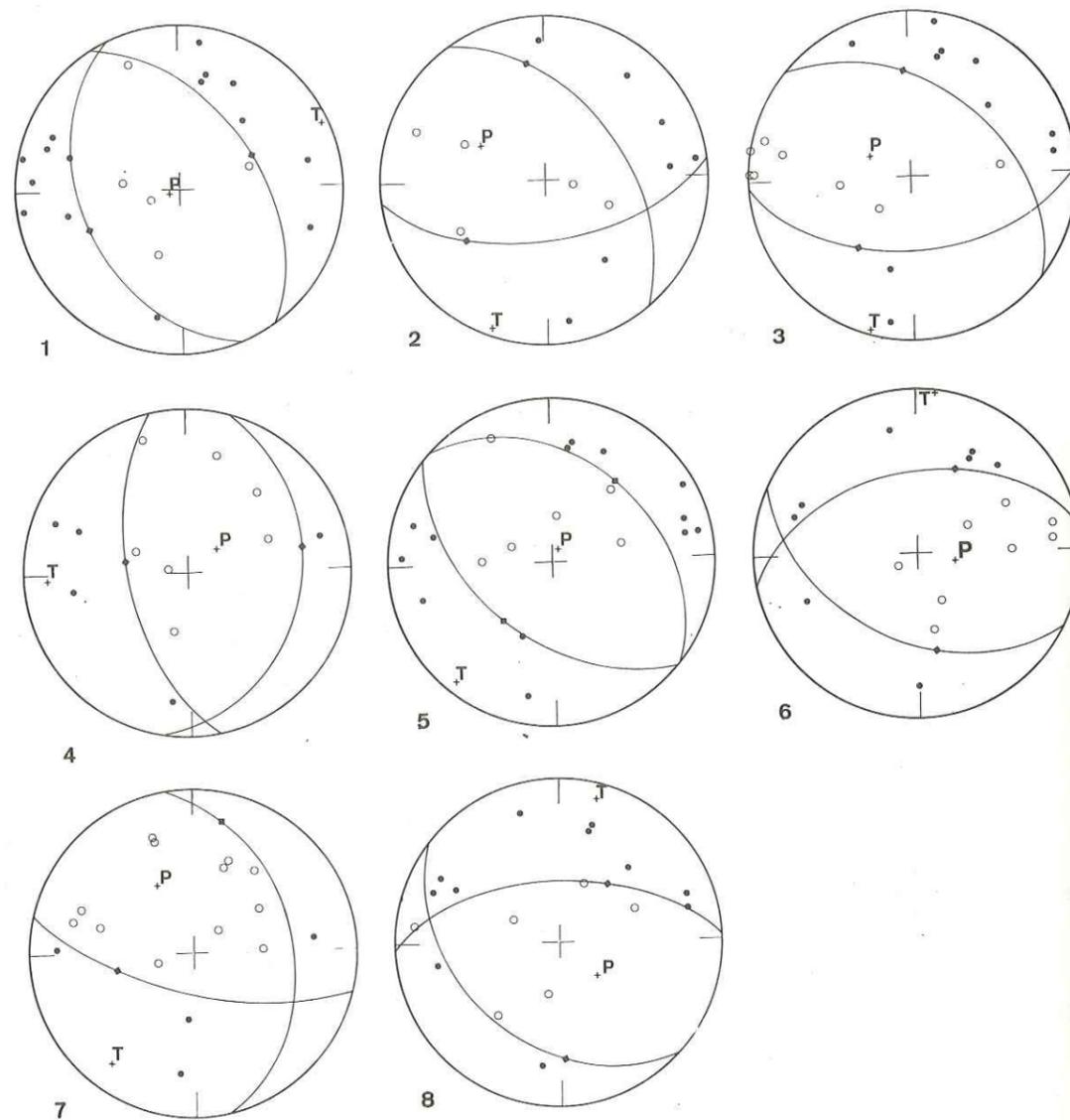


Figure V.3 Solutions focales obtenues à partir des enregistrements de l'expérience Arudy 1980. ○ dilatations, ● compressions, ◆ pôles des plans nodaux, P et T directions des axes de pression et de tension maximales.

La liste des séismes pour lesquels une solution focale a été calculée se trouve dans la table V.2.

Toutes les solutions présentées ici correspondent à des mécanismes de failles normales, présentant une composante plus ou moins grande de coulissage. Chaque fois que cette composante est non négligeable, elle correspond à un coulissage dextre (séismes n° 2 et 7).

Pour les séismes n° 2, 3, 6, 7, 8, un des plans nodaux a la direction E-W de l'alignement des répliques (Figure IV.4). Par contre, pour les séismes n° 1, 4, 5, qui sont des mécanismes de failles normales pures, les plans nodaux sont obliques par rapport à cet alignement (n° 1, 5) ou même perpendiculaires (n° 4).

La zone de rupture se présente donc comme une zone complexe où l'on trouve une succession d'accidents obliques par rapport à l'alignement E-W des séismes. Cette situation n'est pas sans rappeler celle que l'on a trouvée pour les deux essais localisés dans la partie Est du réseau utilisé pour l'expérience Arette 1978.

TABLE V.2 - LISTE DES SEISMES POUR LESQUELS UNE SOLUTION FOCALE A ETE CALCULEE (Expérience Arudy 1980).

Numéro	Date	Latitude N	Longitude W	Profondeur
1	4/03/80 20 h 03	43° 3.99'	0° 21.58'	5.38
2	5/03/80 0 h 38	43° 4.29'	0° 24.32'	4.33
3	5/03/80 4 h 02	43° 4.31'	0° 21.64'	4.14
4	5/03/80 5 h 04	43° 3.65'	0° 21.89'	4.96
5	5/03/80 18 h 09	43° 4.12'	0° 21.24'	4.87
6	6/03/80 0 h 46	43° 4.46'	0° 22.97'	5.49
7	6/03/80 18 h 24	43° 4.47'	0° 22.10'	6.69
8	7/03/80 15 h 05	43° 3.59'	0° 22.00'	5.45

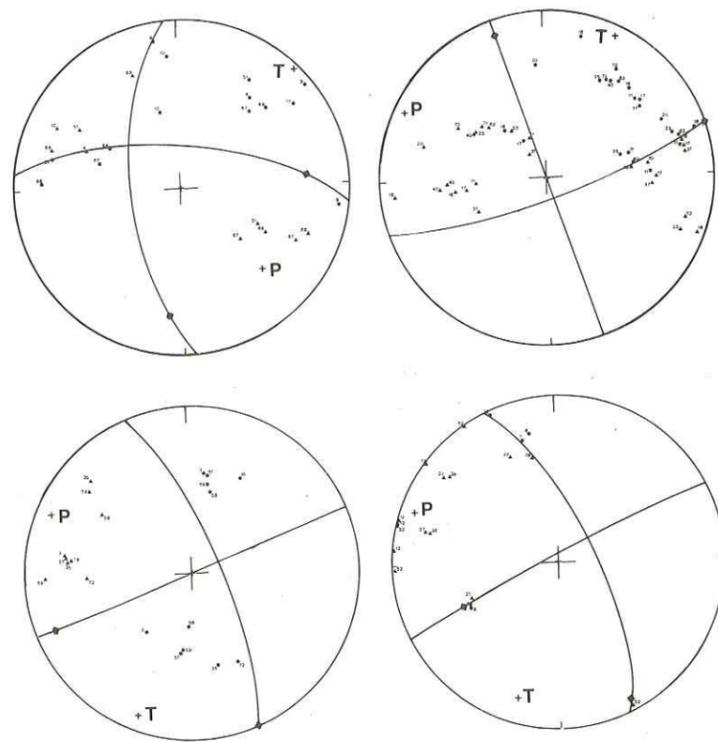


Figure V.4 Solutions focales composites obtenues pour le région de Lourdes par Modiano, 1978. ▲ dilatations, ● compressions, ◆ pôles des plans nodaux, P et T directions des axes de pression et de tension maximales.

#### 4 - EXPERIENCE "Lourdes 1977"

Nous rappelons ici les résultats obtenus par Modiano (1978). Le faible nombre de stations (7) n'a pas permis de faire des mécanismes focaux individuels. Il a cependant été possible de faire quatre mécanismes au foyer composites en distinguant quatre groupes de séismes.

Faire un mécanisme composite revient à faire l'hypothèse que plusieurs séismes ont le même mécanisme. On peut alors superposer les sphères focales individuelles. Cela permet d'augmenter le nombre de sens de premier mouvement sur la sphère focale et d'avoir ainsi plus de contraintes sur la position des plans nodaux.

Les solutions obtenues sont présentées sur la figure V.4. Les quatre mécanismes sont des coulissages dextres selon des failles quasi verticales. L'axe de pression maximale est dirigé en moyenne à N120°.

#### 5 - SYNTHESE ET INTERPRETATION

Dans la région de Lourdes, les quatre solutions focales obtenues peuvent être associées à des failles de direction sensiblement E-W coïncidant avec l'alignement global des séismes.

Les solutions focales obtenues pour la campagne d'Arette mettent en évidence la diversité d'azimut et de pendage des accidents sur lesquels se produisent les séismes. Même pour des séismes situés très près les uns des autres, comme ceux des essais de l'Est du réseau, les plans nodaux n'ont pas tous la même direction et ne correspondent pas souvent avec la direction de l'alignement des séismes. Il apparaît donc clairement qu'à l'intérieur de la zone active, la répartition des accidents sur lesquels se produisent les séismes est extrêmement complexe, même à très petite échelle.

Il en est de même pour la région d'Arudy où la zone de rupture semble être constituée d'accidents très petits et de direction oblique par rapport à la direction de l'alignement des séismes.

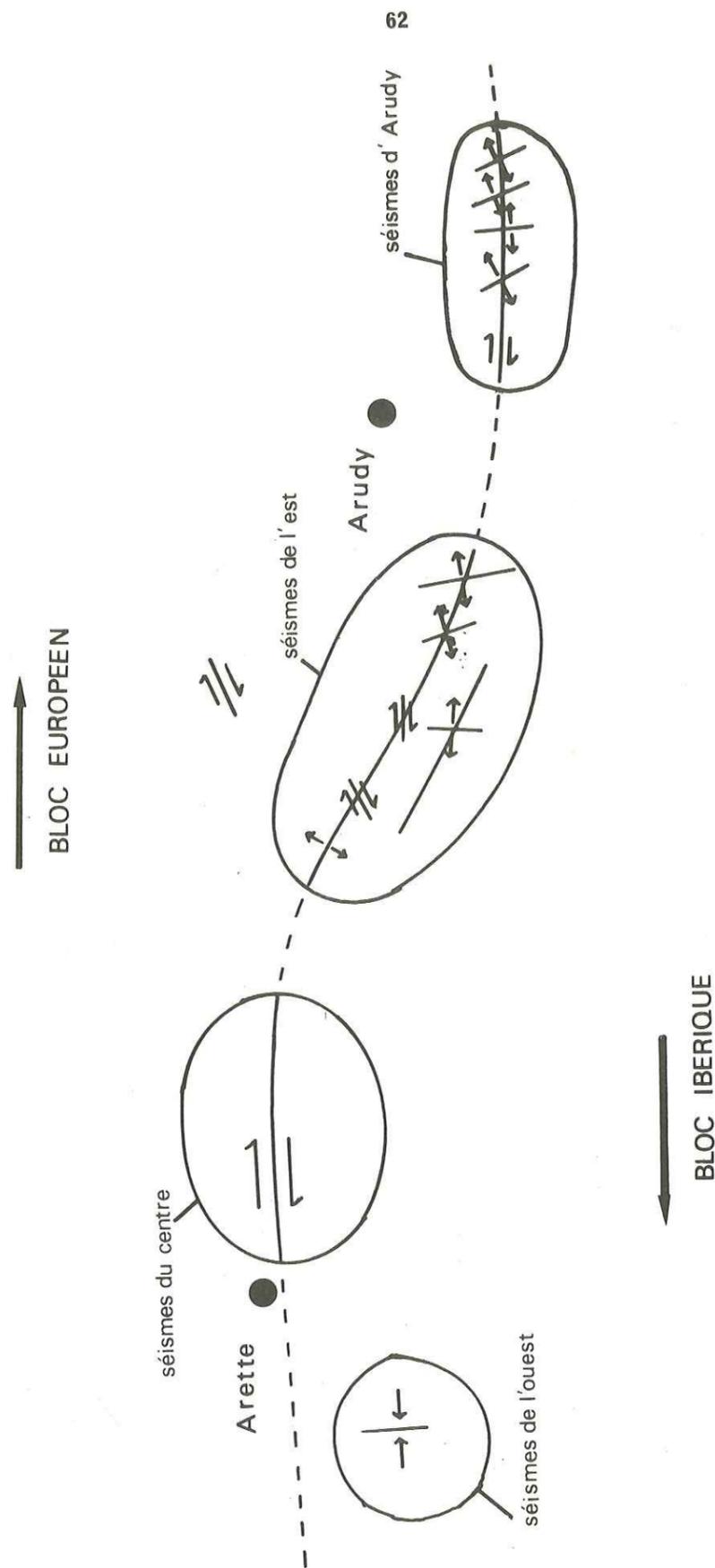


Figure V.5 Essai de modélisation de la région Arette-Arudy.

Dans ce cas, il est intéressant de chercher le tenseur des contraintes qui satisfait le plus grand nombre de solutions focales. Un tenseur de contrainte avec un axe de pression maximale orienté de N110° à N120° satisfait la plus grande partie des mécanismes calculés. Les solutions focales des séismes n° 2 et 14 de l'expérience d'Arette 1978 sont néanmoins en désaccord complet avec ce tenseur. Ces deux séismes étant les plus profonds des séismes pour lesquels une solution focale a été calculée, on peut suggérer que le mouvement des couches profondes et superficielles est différent.

Il est intéressant de constater que ce tenseur des contraintes est en accord avec le mécanisme au foyer du séisme d'Arette d'août 1967 calculé par Rouland et Hoang Trong (1971) et par Mackenzie (1972).

Ce tenseur des contraintes implique un décrochement dextre du bloc ibérique par rapport au bloc européen. Dans le cadre d'un tel mouvement relatif, la région d'Arette peut être modélisée de la façon suivante (Figure V.5) :

- Les séismes ouest correspondent à une absorption du mouvement de la partie Est par rapport à la partie ouest plus résistante au mouvement du bloc ibérique vers l'ouest.
- Les séismes du centre du réseau correspondent à un coulissage le long de la limite de blocs.
- Les séismes de l'est du réseau correspondent à une extension due au mouvement vers l'ouest de la partie sud par rapport à la partie nord, quand les plans de failles sont orientés vers le NW. Quand les plans de failles sont orientés vers le NE ou EW (séisme n° 8, 19) le mouvement relatif se fait par coulissage.

L'accident sur lequel se situent ces séismes, orienté à peu près WNW se présente donc comme une succession complexe de failles orientées NW à N et de failles orientées EW à ENE.

Les caractéristiques des plans nodaux ainsi que celles des axes de pression et tension maximales se trouvent sur la table V.3.

N° du séisme	Plan A		Plan B		Axe P		Axe T		Pôle du plan A		Pôle du plan B	
	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage
E X P E R I E N C E D ' A R E T T E 1 9 7 8												
1	148	84	43	22	38	48	77	34	56	6	305	69
2	5	74	93	80	49	18	136	55	266	15	184	8
3	59	41	77	52	117	40	79	43	150	52	347	38
4	104	10	97	80	60	54	55	35	201	80	7	7
5	152	60	123	34	51	13	101	20	242	30	32	55
6	9	88	95	21	117	40	79	43	99	2	4	77
7	178	84	89	82	132	11	43	3	90	8	178	8
8	41	34	135	21	94	31	11	8	150	33	46	21
9	74	22	102	70	30	63	5	24	166	68	11	20
10	119	76	67	22	48	56	17	29	29	14	160	69
11	19	49	36	44	102	1	33	80	106	42	306	46
12	4	50	173	42	89	6	132	8	95	40	262	50
13	174	60	40	41	105	11	39	64	85	31	309	51
14	139	56	61	72	8	10	107	37	330	18	228	35
15	22	42	44	50	124	4	15	67	113	48	316	40
16	163	29	30	74	103	25	148	55	232	60	120	28
17	16	56	161	40	91	8	157	20	108	34	241	51
18	146	80	135	10	60	54	55	35	237	10	45	80
19	175	50	93	82	144	35	40	21	86	40	183	9
20	67	35	114	66	59	61	5	18	156	57	22	23

TABLE V.3 - CARACTERISTIQUES DES MECANISMES AU FOYER.  
LES NUMEROS DES SEISMES SE REFERENT AUX TABLES V.1 ET V.2.

N° du séisme	Plan A		Plan B		Axe P		Axe T		Pôle du plan A		Pôle du plan B	
	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage
21	146	76	61	76	104	21	14	0	236	10	220	15
22	8	80	119	26	123	49	78	31	277	9	28	65
23	174	72	121	32	116	56	65	24	263	20	27	59
E X P E R I E N C E D ' A R U D Y 1 9 8 0												
1	146	50	158	40	247	85	67	6	247	40	66	50
2	84	60	143	60	299	54	201	6	352	30	234	39
3	88	44	128	54	298	67	197	4	357	37	218	46
4	14	32	178	60	51	72	267	15	283	59	80	30
5	128	38	132	52	19	84	220	7	221	52	39	38
6	81	50	117	47	101	71	7	2	170	40	24	43
7	104	70	169	40	332	51	218	18	13	18	258	50
8	88	60	132	38	132	65	15	11	178	30	40	52
E X P E R I E C E D E L O U R D E S 1 9 7 7												
1	96	79	176	66	137	59	46	87	186	24	86	25
2	72	80	162	90	116	83	27	83	332	10	73	0
3	69	90	159	76	115	80	23	80	158	0	250	12
4	63	86	155	72	110	80	18	74	153	7	246	37

TABLE V.3 - (suite)

### CONCLUSION

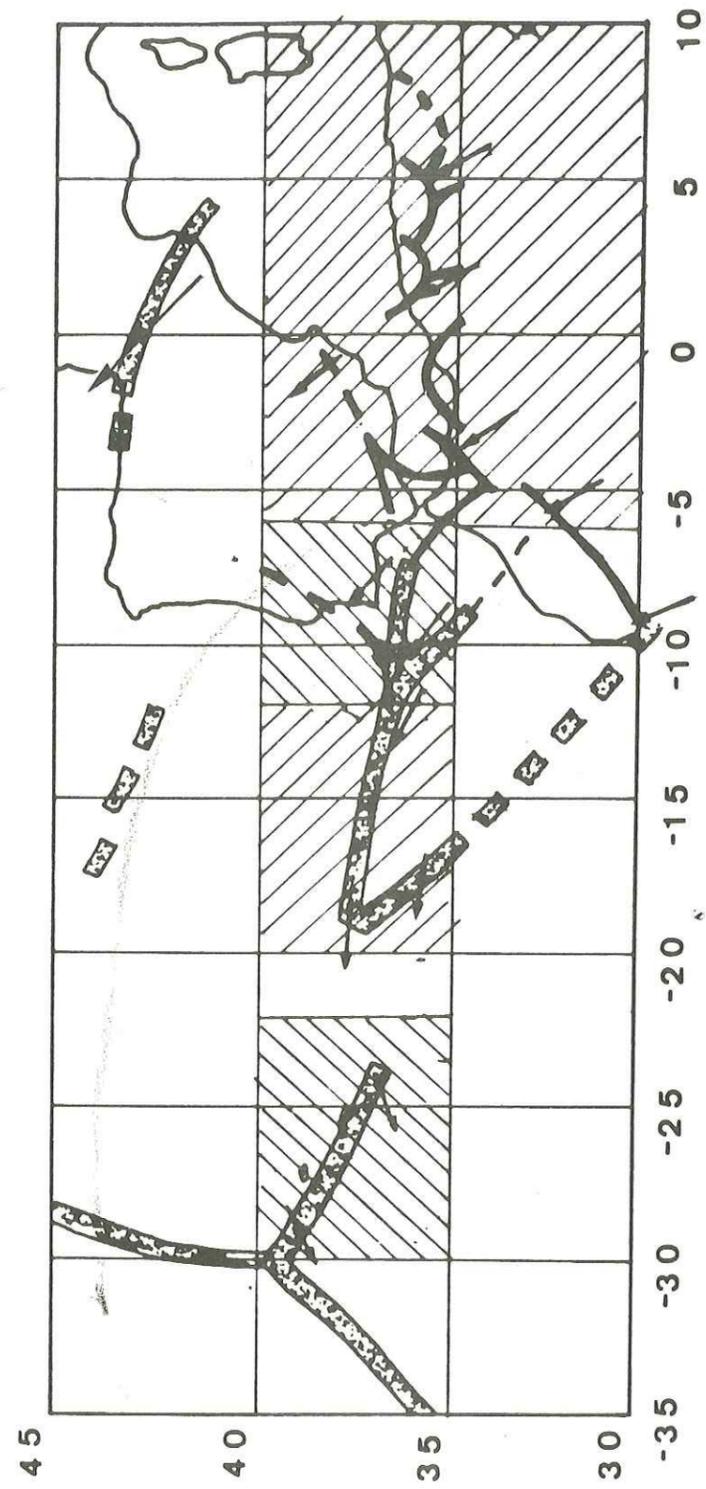
Trois campagnes d'enregistrement en 1977, 1978 et 1980 ont permis de localiser plus de 200 séismes dans une zone s'étendant de Bagnères-de-Bigorre à Mauléon.

La sismicité se répartit sur une zone de fracture complexe située immédiatement au Nord de la zone primaire axiale dans la région de Lourdes et s'en écartant progressivement à mesure que l'on va vers l'Ouest. Cette zone de fracture prolonge vers l'Ouest la faille nord pyrénéenne bien visible jusqu'à Lourdes et considérée comme la limite entre blocs ibérique et européen. Une étude de la sismicité plus à l'Ouest permettrait de mieux situer cette limite de blocs et pourrait départager les théories faisant passer cette frontière au Nord ou au Sud des massifs basques.

L'examen des mécanismes focaux fait apparaître l'extrême diversité d'azimut et de pendage des accidents géologiques de faibles dimensions sur lesquels se produisent les séismes, ce qui rend l'étude de cette région particulièrement difficile. Un tenseur des contraintes compatibles avec la grande majorité des solutions focales présente un axe de pression maximale orienté à  $N110^\circ - N120^\circ$ . Ceci implique un mouvement relatif de décrochement dextre entre les deux blocs.

Ce mouvement est compatible avec le mouvement relatif Afrique-Eurasie donné par Minster et Jordan (1978) qui placent un pôle de rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie à  $25.23' N, 21.23' W$  (figure).

Les séismes d'Arette en 1967 et d'Arudy en 1980 font apparaître l'important risque sismique dans cette région. L'implantation d'un réseau de surveillance ne peut donc être que bénéfique pour la connaissance et la prévision des séismes. En trois ans, les observations font en effet apparaître des variations rapides de l'activité et de la localisation de la sismicité. Les contraintes ne pouvant varier rapidement, une activité faible ou nulle est le signe d'une période d'accumulation des contraintes. C'est ce qui s'est passé pendant l'année 1979. Le résultat a été le séisme d'Arudy. La localisation de ce séisme n'est pas surprenante compte tenu de la migration des épicentres d'Ouest en Est observée pendant l'année 1978.



Linéaments de sismicité de la zone Açores-Sicile (Hatzfeld, 1978). Les flèches représentent les directions du mouvement relatif Afrique-Europe, d'après Minster et Jordan, 1978.

DEUXIEME PARTIE

\*\*\*\*\*

ÉTUDE DU CONTENU SPECTRAL DES ONDES P ET S  
DE SÉISMES LOCAUX DANS LA RÉGION FOCALÉ.

## INTRODUCTION

---

L'étude spectrale des ondes de volume et des ondes de surface des séismes est essentielle pour comprendre la source sismique. A partir de certains modèles théoriques, il est possible de calculer la radiation de la source en champ lointain et de comparer les spectres théoriques avec les spectres expérimentaux calculés à partir des signaux sismiques.

Le problème le plus fondamental dans ce type d'étude est de distinguer sur les spectres expérimentaux les effets de la source sismique de ceux dûs au trajet des ondes entre source et station. L'amplitude de l'onde et son contenu spectral sont en effet modifiés tout au long du trajet par différents phénomènes qui sont en particulier l'atténuation anélastique, l'expansion géométrique, les réflexions et réfractions, les effets de dispersion et le "scattering". Ce dernier terme représente dans ce cas les combinaisons d'effets de propagation qui sont mal comprises.

Depuis longtemps, les sismologues ont décelé des différences entre les sismogrammes d'explosion nucléaires et de séismes. Des différences sont aussi visibles entre les sismogrammes de différents types de séismes classés selon leur énergie (faible ou forte magnitude) ou leur origine (séismes à la limite de plaques ou séismes intraplaques (Kanamori et Anderson, 1975). Notre capacité à utiliser ces observations pour prédire les séismes et comprendre les modes de rupture est directement fonction de notre capacité à séparer les effets de la source de ceux de la propagation.

De nombreuses études expérimentales ont été faites, essayant de comprendre certains aspects des mécanismes de rupture à la source, à partir de l'analyse et de l'interprétation de spectres d'ondes sismiques (Douglas et Ryall (1972), Tucker et Brune (1973), Hanks et Wyss (1972), Wyss et Hanks (1972), Trifunac (1972), Johnson et Mc Evilly (1974), Bakun, Bufe et Stewart (1976), Rautian, Khalturin, Martynov et Molnar (1978)). De telles études utilisent pour le calcul des paramètres de la source des modèles théoriques de source sismique. Au moins pour des foyers superficiels, il est raisonnable d'utiliser des modèles dislocatifs. De tels modèles ont été construits par de nombreux auteurs (Haskell (1964, 1966), Savage (1966), Aki (1967), Dahlen (1974), Brune (1970, 1971), Madariaga (1976)).

Tous ces modèles prédisent un spectre de déplacement du sol constant aux basses fréquences et inversement proportionnel à une certaine puissance de la fréquence aux hautes fréquences. La fréquence coin est définie comme la fréquence à laquelle l'asymptote basses fréquences et l'asymptote hautes fréquences se coupent.

Un point source où les contraintes seraient relâchées instantanément produirait des ondes P et S qui auraient la forme de pics de Dirac. Leur spectre serait donc plat. Si les contraintes sont relâchées pendant un temps fini, les pulses des ondes P et S sont élargis proportionnellement et les spectres vont décroître à partir d'une certaine fréquence proportionnelle à l'inverse du temps de relaxation des contraintes. De même si les contraintes sont relâchées instantanément mais sur une source de taille non nulle, les pulses seront élargis et les spectres présenteront une fréquence coin. Les spectres restent plats aux basses fréquences parce que la source est effectivement un point source pour les grandes longueurs d'onde.

Tous les modèles dislocatifs conduisent donc à une même forme de spectre. Néanmoins les relations liant les paramètres du spectre (fréquence coin, niveau plat) aux paramètres de la source (moment sismique, dimensions de la source, chute de contrainte) sont différentes. Un simple examen du spectre de l'onde P ou de l'onde S ne permet pas de dire si l'un des modèles dislocatifs de source est plus adapté qu'un autre. Toutefois, l'étude comparative du spectre de l'onde P et de l'onde S, en particulier l'étude du rapport des fréquences coins du spectre de l'onde P et du spectre de l'onde S, permet de décider de la validité ou de la non validité de certains modèles pour les données considérées. Par exemple, dans le modèle d'Haskell (1964) pour une rupture unilatérale, les fréquences coins des spectres de l'onde P et de l'onde S sont sensiblement égales. Le modèle de Savage (1972) montre que pour une rupture bilatérale la fréquence coin du spec-

tre de l'onde S est légèrement supérieure à celle du spectre de l'onde P. Cette relation est caractéristique des modèles de failles rectangulaires dont la longueur est très supérieure à la largeur. Par contre, les modèles circulaires (Brune (1971) étendu à l'onde P par Hanks et Wyss (1972), Madariaga (1976)) conduisent à des fréquences coins plus grandes pour l'onde P que pour l'onde S. Un examen du rapport des fréquences coins des ondes P et S peut donc rendre compte de la capacité d'un modèle d'expliquer certaines données expérimentales.

Dans l'étude présentée ici nous calculons les spectres des ondes P et des ondes S d'une vingtaine de séismes enregistrés par un réseau de six stations. Au chapitre II nous présentons la méthode de calcul et les tests effectués sur cette méthode.

Au chapitre III, nous étudions de façon qualitative la forme du spectre, sa relation avec le spectre du bruit de fond, l'effet de la coda de l'onde P sur le spectre de l'onde S. Nous comparons les spectres dans les différentes stations pour un même séisme et les spectres obtenus pour des séismes différents. Nous examinons les différences entre les spectres de composantes différentes sur une même station.

Le nombre de stations et la bonne répartition des séismes dans le réseau permettent d'étudier de façon précise les effets de propagation, du site d'enregistrement, du mécanisme au foyer. Nous avons examiné dans le chapitre IV tous ces effets en les séparant.

Le chapitre V est consacré au calcul des valeurs numériques des paramètres de la source à partir des valeurs mesurées sur les spectres expérimentaux. Nous faisons une estimation des erreurs commises sur ces valeurs et comparons les valeurs obtenues à partir de l'onde P et celles obtenues à partir de l'onde S. Nous étudions la valeur du rapport des fréquences coins des spectres de l'onde P et de l'onde S et la comparons avec celle donnée par différents modèles théoriques.

## CHAPITRE I

## ACQUISITION DES DONNÉES

Dans le réseau de vingt quatre stations ayant servi à l'enregistrement de la sismicité de la région d'Arette en 1978, étaient incluses de façon régulière six stations sismologiques autonomes équipées d'un sismomètre trois composantes de période propre 0,5 seconde. L'enregistrement était fait sur bande magnétique, les trois signaux sismiques modulant trois fréquences porteuses.

Afin de pouvoir faire un traitement numérique de ces signaux, ils ont été démodulés en laboratoire, numérisés à deux cents points par seconde et copiés sur une bande magnétique compatible avec l'ordinateur. Chaque fichier sur la bande magnétique représente un séisme dans une station donnée, les trois composantes étant multiplexées.

Dix neuf séismes ont été enregistrés par au moins deux de ces six stations. Leur magnitude locale varie de 1,4 à 3,3. La profondeur des foyers est comprise entre deux et dix kilomètres et les distances hypocentrales entre quatre et quarante kilomètres. Ces séismes représentent un bon échantillon de la sismicité enregistrée en novembre 1978 dans la région d'Arette.

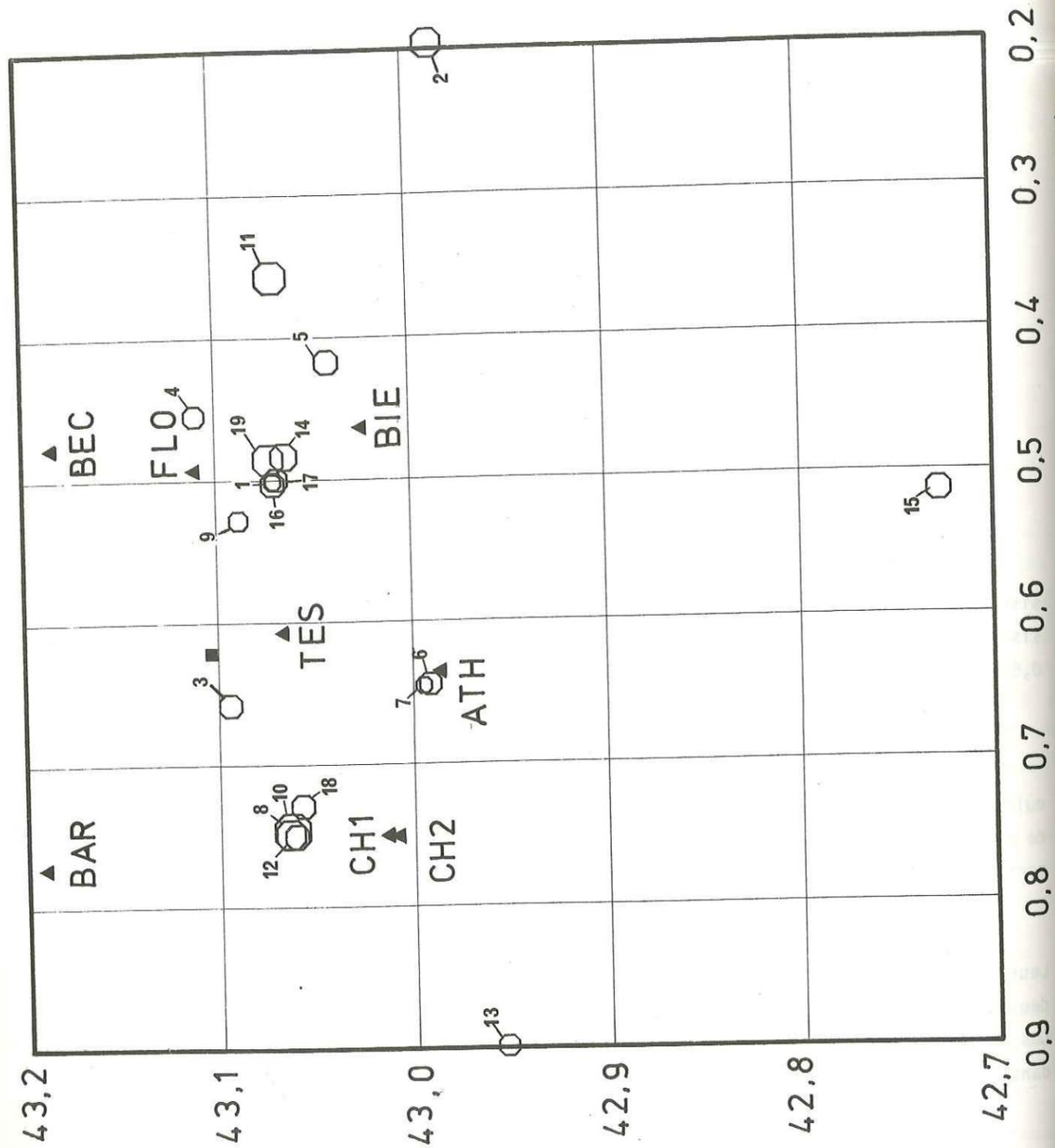


Figure I.1 - Situation des séismes et des stations utilisés pour cette étude.

De plus, deux tirs de carrière situés à l'intérieur du réseau ont été enregistrés et numérisés de la même façon que les séismes. La figure I.1 montre la situation des stations, des séismes et de la carrière où ont eu lieu les deux tirs. La table I.1 donne la date et la position des séismes étudiés.

Les stations utilisées pour cette étude sont Barcus (BAR), Chousse 1 et 2 (CH1, CH2), Tunnel d'Escot (TES), Bécas (BEC), Bielle (BIE), Florence (FLO), et Athas (ATH). Les coordonnées de ces stations sont données dans la première partie (table II.1). Après quelques jours d'enregistrement, les stations de Chousse 1 et Florence ont été déplacées à Chousse 2 et Athas.

TABLE I.1 - LISTE DES SEISMES ETUDIÉS

Numéro	Date	Latitude N	Longitude W	Profondeur
1	3/11/78 14 h 10	43° 4.46'	0° 29.88'	4.20
2	7/11/78 10 h 00	42° 58.59'	0° 8.34'	5.00
3	8/11/78 19 h 46	43° 5.41'	0° 39.41'	11.72
4	9/11/78 5 h 05	43° 6.74'	0° 26.96'	3.23
5	18/11/78 13 h 35	43° 2.42'	0° 24.26'	4.21
6	18/11/78 18 h 57	42° 59.21'	0° 38.57'	5.22
7	18/11/78 19 h 13	42° 59.46'	0° 38.68'	4.41
8	18/11/78 11 h 32	43° 3.73'	0° 44.95'	4.54
9	20/11/78 2 h 17	43° 5.26'	0° 31.38'	9.54
10	20/11/78 7 h 18	43° 3.72'	0° 45.10'	4.90
11	21/11/78 8 h 14	43° 3.66'	0° 18.78'	10.12
12	21/11/78 22 h 07	43° 3.53'	0° 45.16'	4.84
13	23/22/78 5 h 13	42° 56.52'	0° 54.78'	8.50
14	23/11/78 18 h 58	43° 3.91'	0° 28.58'	4.21
15	24/11/78 12 h 46	42° 43.45'	0° 31.18'	5.00
16	25/11/78 15 h 08	43° 4.21'	0° 30.07'	4.17
17	27/11/78 14 h 05	43° 4.14'	0° 29.75'	3.98
18	28/11/78 5 h 07	43° 3.42'	0° 43.79'	4.15
19	1/12/78 6 h 02	43° 4.36'	0° 28.70'	6.19

CHAPITRE II  
TRAITEMENT DES DONNÉES

---

1 - CHOIX DE LA METHODE DE CALCUL DES SPECTRES

L'étude du spectre de déplacement du sol dû aux ondes sismiques a pour but de calculer certains paramètres de la source sismique tels que le moment sismique, les dimensions de la source, la chute de contraintes. La plupart des modèles théoriques de source sismique prédisent un niveau constant aux basses fréquences et une décroissance en  $f^{-x}$  aux hautes fréquences,  $x$  étant de l'ordre de 2. En échelle bilogarithmique, le spectre est caractérisé par une asymptote horizontale aux basses fréquences et par une asymptote de pente  $-x$  aux hautes fréquences. L'intersection des deux asymptotes détermine la fréquence coin. Le moment sismique est calculé à partir du niveau plat du spectre tandis que la fréquence coin est reliée aux dimensions de la source.

Pour calculer les paramètres de la source il nous suffit donc de connaître le comportement asymptotique du spectre à la source. Un spectre fortement lissé pourrait donc suffire. Par contre, si l'on veut étudier en détail certains phénomènes de propagation, en particulier les effets de l'atténuation anélastique des ondes, il est utile d'avoir une représentation détaillée du spectre, surtout aux hautes fréquences.

Deux méthodes principales s'opposent en ce qui concerne le calcul des spectres de signaux sismiques. La première est la méthode de calcul par transformée de Fourier rapide. Elle a pour avantages :

- rapidité de calcul,
- obtention d'un spectre détaillé. Si N est le nombre de points du signal analysé, le spectre est représenté par N/2 points ;

et comme inconvénients :

- le spectre est obtenu entre deux fréquences  $F_{min}$  et  $F_{max}$  fonctions de l'échantillon analysé.  
 $F_{min}$  est l'inverse de la durée de l'échantillon,  
 $F_{max}$  est la fréquence de Nyquist égale à la moitié de la fréquence d'échantillonnage,
- le spectre est théoriquement affecté par la longueur de l'échantillon et par la troncature du signal.

La deuxième méthode est celle développée par Aki et Chouet (1975). On fait agir sur le signal un filtre passe-bande dont la largeur de bande est proportionnelle à la fréquence centrale de la bande. On mesure ensuite l'amplitude maximale du signal filtré et on l'affecte à la fréquence centrale. Cette méthode a pour avantages :

- pas d'effet de troncature du signal et de la longueur de l'échantillon,
- les bornes de fréquences ne sont pas fonction de l'échantillon ;

et comme inconvénients :

- onéreuse en temps de calcul si l'on procède à partir de signaux numériques,
- le nombre de points décrivant le spectre est très limité, ce qui rend l'interprétation du spectre difficile,
- nécessité de bien connaître le filtre utilisé.

Avant d'opter pour l'une ou l'autre des deux méthodes, nous avons voulu tester de façon pratique sur quelques exemples l'influence réelle de la durée de l'échantillon et de la troncature du signal sur le spectre, dans le cas de la méthode par transformée de Fourier rapide. Cette question est assez controversée (Linde et Sacks (1971), Teng (1972), Sadi (1973)).

## 1.1 - Tests sur la méthode par transformée de Fourier

### 1.1.1 - Effets de la troncature du signal

La transformée de Fourier discrète est une approximation de la transformée de Fourier qui suppose un signal temporel de durée infinie. Ne prendre qu'un signal  $f(t)$  de durée limitée  $T$  revient à multiplier le signal par une fonction porte  $\Pi_T(t)$  :

$$\Pi_T(t) = 0 \quad \text{pour } -\infty < t < -\frac{T}{2} \quad \text{et} \quad \frac{T}{2} < t < \infty$$

$$\Pi_T(t) = 1 \quad \text{pour } -\frac{T}{2} < t < \frac{T}{2}$$

Le signal analysé est alors  $g(t) = f(t) \cdot \Pi_T(t)$ .

La transformée de Fourier de la fonction porte est un sinus cardinal

$$\text{sinc}(\Pi l \nu) = \frac{\sin \Pi l \nu}{\Pi l \nu} \quad \text{avec } l = 1/T$$

Si  $F(\nu)$  est la transformée de Fourier de  $f(t)$ ,  $G(\nu)$  la transformée de Fourier de  $g(t)$  est égale à :

$$G(\nu) = F(\nu) * \text{sinc}(\Pi l \nu) \quad \text{où le signe } * \text{ représente le produit de convolution.}$$

Donc au lieu d'obtenir  $F(\nu)$ , nous obtenons dans la pratique son produit de convolution avec un sinus cardinal. Plus l'échantillon sera long ( $T$  grand), plus  $l$  sera petit et le pic et les lobes du sinus cardinal étroits. La durée de l'échantillon affecte donc le spectre.

Pour éviter ce phénomène, il est possible de multiplier l'échantillon par une fonction d'apodisation. Cette opération a pour but d'"adoucir" les extrémités de l'échantillon afin d'éviter un départ trop brusque et un retour du signal à zéro trop rapide.

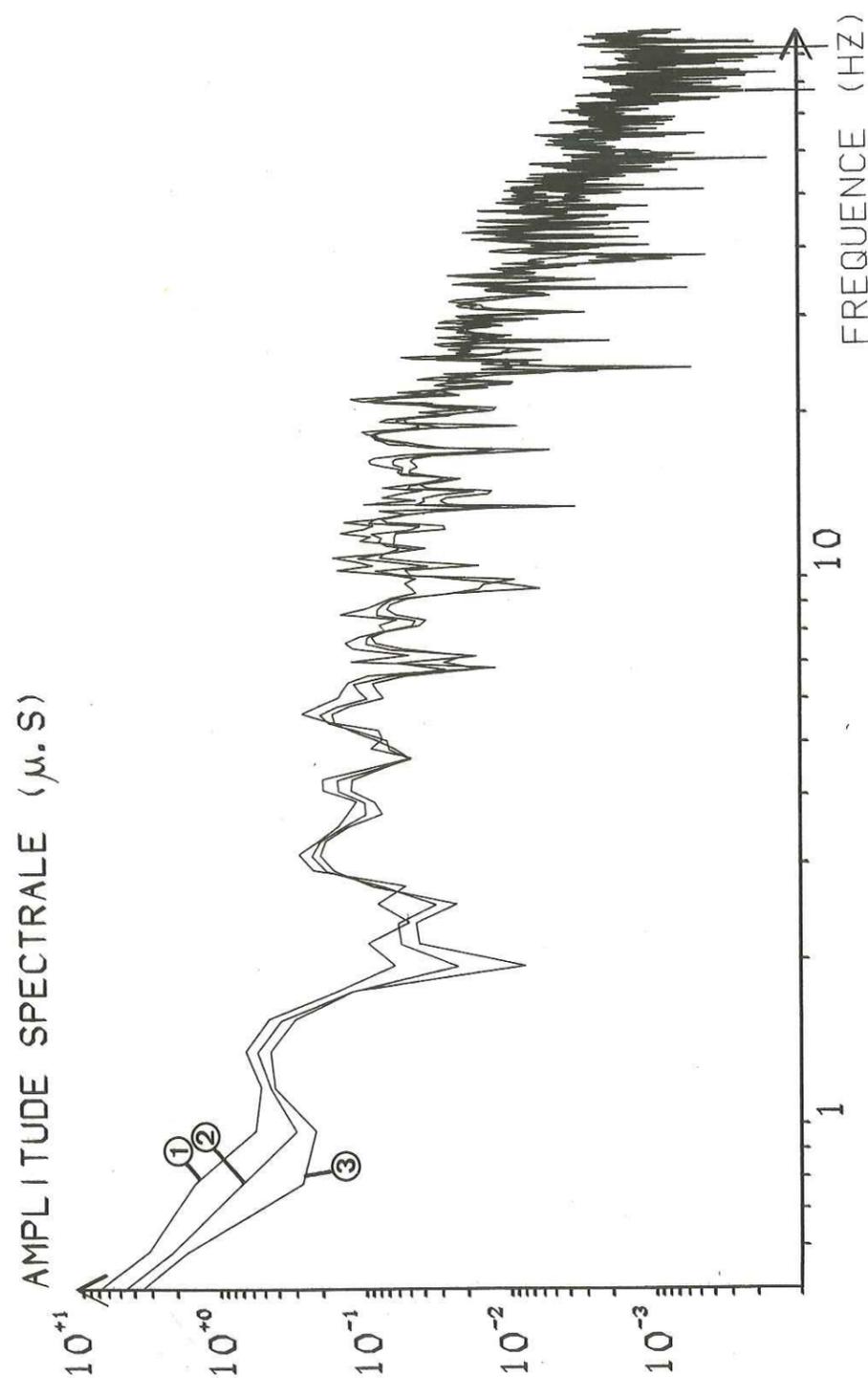


Figure II.1 Superposition des spectres de signaux :

1. non apodisé
2. apodisé par la fonction  $g(t)$  (voir texte)
3. apodisé par la fonction  $h(t)$

Moins "brutales" que la fonction porte, ces fonctions ont une transformée de Fourier dont les lobes secondaires sont beaucoup moins importants que ceux de la fonction porte.

Nous avons essayé sur un cas pratique de voir l'effet réel de la troncature du signal. Pour cela, nous avons calculé le spectre d'un signal sismique sans utiliser de fonction d'apodisation puis nous avons calculé les spectres correspondant au même signal mais multiplié par deux fonctions d'apodisation différentes :

$$g(t) = 1 - \left(\frac{t}{T_m}\right)^2 \quad - T_m < t < T_m$$

$$h(t) = 0,5 (1 - \cos(\pi t/T_m)) \quad 0 < t < T_m$$

$T_m$  étant la durée de l'échantillon.

Sur la figure II.1 sont superposés les trois spectres. Nous ne constatons aucune différence notable entre les trois spectres. La différence d'amplitude globale, à peu près indépendante de la fréquence, existant entre les trois spectres est due uniquement au fait que multiplier par une fonction d'apodisation diminue l'amplitude du signal analysé.

#### 1.1.2 - Effet de la longueur de l'échantillon

L'effet de la troncature du signal étant théoriquement différente pour les longueurs d'échantillon différentes, nous avons testé sur plusieurs exemples l'effet pratique de la longueur de l'échantillon sur le spectre calculé. Pour cela, nous avons calculé pour un même séisme, des spectres de l'onde P pour des longueurs d'échantillon allant de 0,25 seconde à 3,5 secondes (figure II.2), et des spectres de l'onde S pour des longueurs d'échantillon de 1 à 5 secondes (Figure II.3). Pour chaque phase, tous les échantillons débutent au même temps, celui de l'arrivée de la phase. Chaque échantillon est complété par des zéros jusqu'à obtention d'un échantillon de 1 024 points.

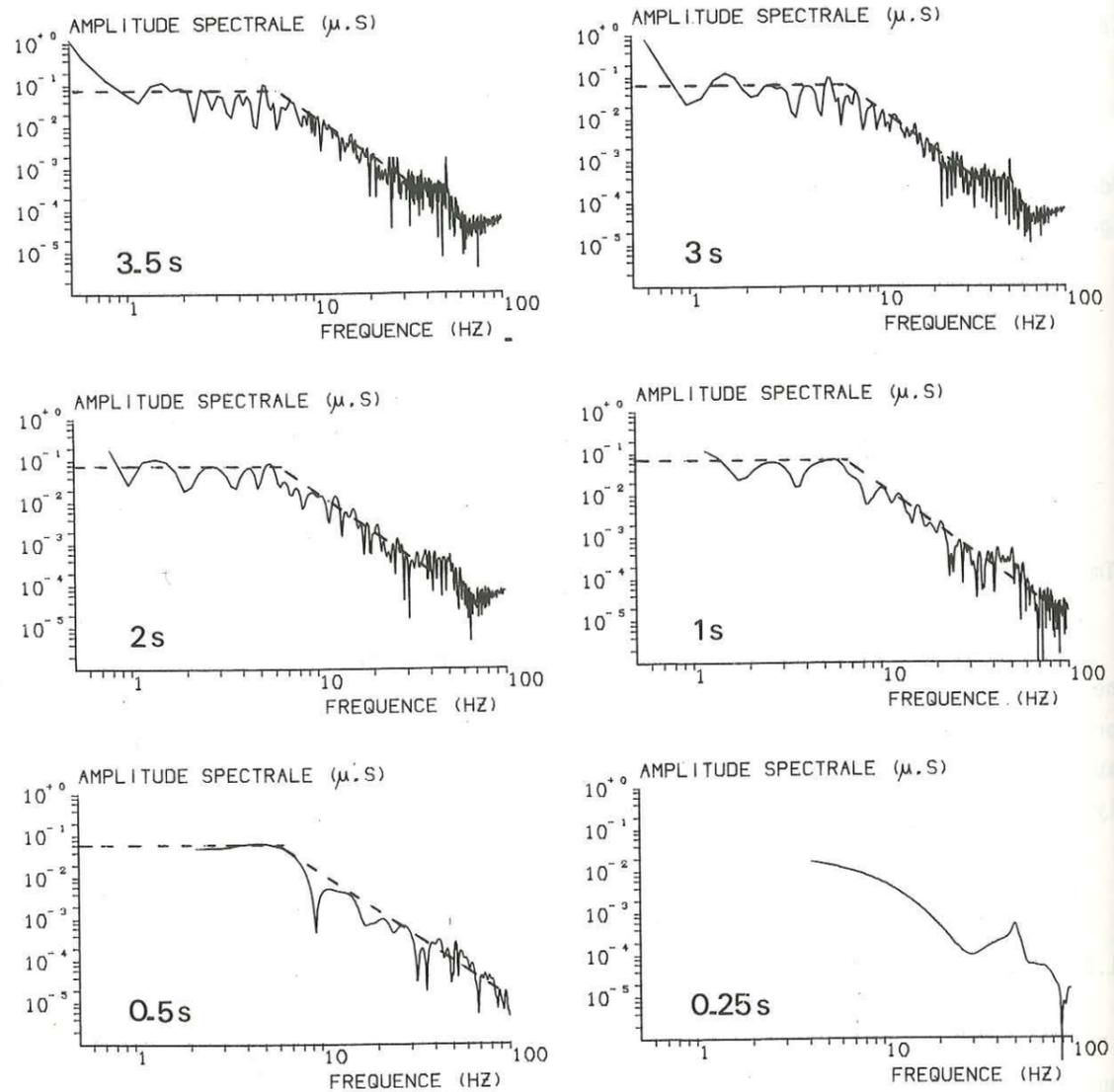


Figure II.2 Influence de la longueur de l'échantillon. Spectres de l'onde P d'un même séisme calculés avec des longueurs d'échantillon de 0,25 s à 3,5 s.

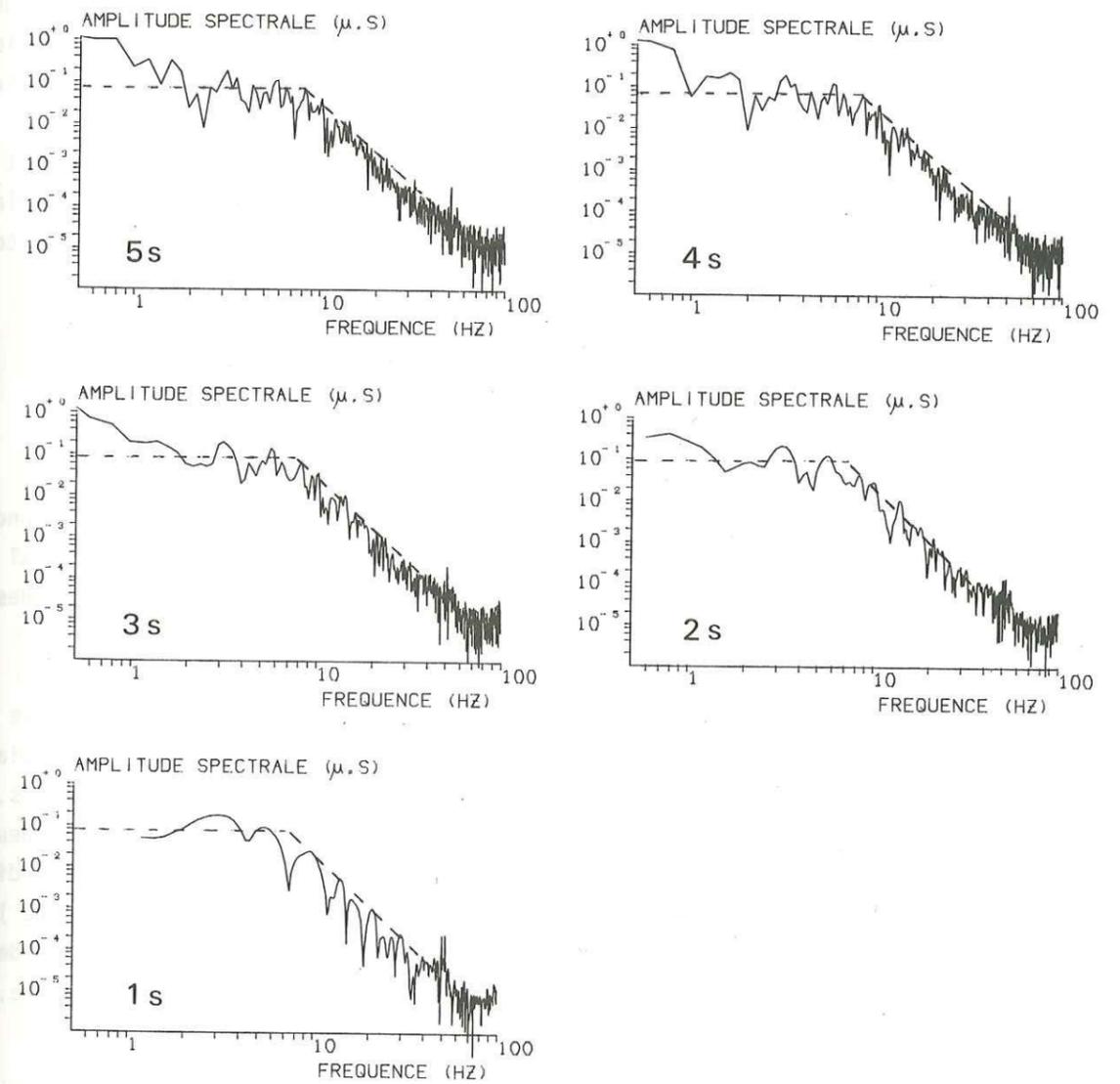


Figure II.3 Influence de la longueur de l'échantillon. Spectres de l'onde S d'un même séisme calculés avec des longueurs d'échantillon de 1s à 5s.

Sur chaque spectre ont été tracées les asymptotes (Figures II.2 et II.3). On voit que plus l'échantillon est court, plus le spectre est lisse. Mais les valeurs du niveau plat, de la fréquence coin et de la pente restent les mêmes pour toutes les longueurs d'échantillon, mis à part pour l'échantillon de durée 0,25 s pour lequel le spectre est trop lissé pour pouvoir être interprété. Tout au plus, peut-on voir une légère diminution du niveau plat et de la fréquence coin à mesure que l'échantillon devient plus court. Ceci est dû au fait que les asymptotes sont tracées en suivant les maxima relatifs du spectre et que les maxima sont moins marqués pour les spectres plus lissés correspondant aux échantillons les plus courts.

#### 1.1.3 - Comparaison du spectre du début de la phase et du spectre de la coda

Nous voyons donc qu'ajouter une partie plus ou moins longue de coda à l'onde directe ne modifie pas le spectre, ce qui signifie que la coda a un contenu spectral peu différent de celui de l'onde directe, bien que s'étant probablement propagée dans des milieux différents, et pendant un temps plus long.

Pour mieux mettre ce résultat en évidence, nous avons calculé pour le même séisme que celui de la figure II.2, le spectre de la partie de coda précédant immédiatement l'arrivée de l'onde S, pour des longueurs d'échantillon de une et deux secondes. Si on les compare avec les spectres de l'onde directe calculés avec les mêmes longueurs d'échantillons, on voit que mis à part une différence globale d'amplitude due à la différence d'amplitude des signaux, le spectre a la même forme (figure II.4), bien que les ondes formant la coda arrivent 1,5 seconde après l'onde directe pour l'échantillon de deux secondes et 2,5 secondes après l'onde directe pour l'échantillon de une seconde.

#### 1.1.4 - Conclusion

Il apparaît donc que la troncature du signal et la longueur de l'échantillon n'affectent pas de façon sensible le spectre calculé et qu'en particulier les asymptotes hautes et basses fréquences restent inchangées. En fait, ces effets, très importants pour des signaux contenant une ou plusieurs fréquences pures ne le sont plus pour des signaux transitoires tels que les signaux sismiques. Cette constatation fait disparaître

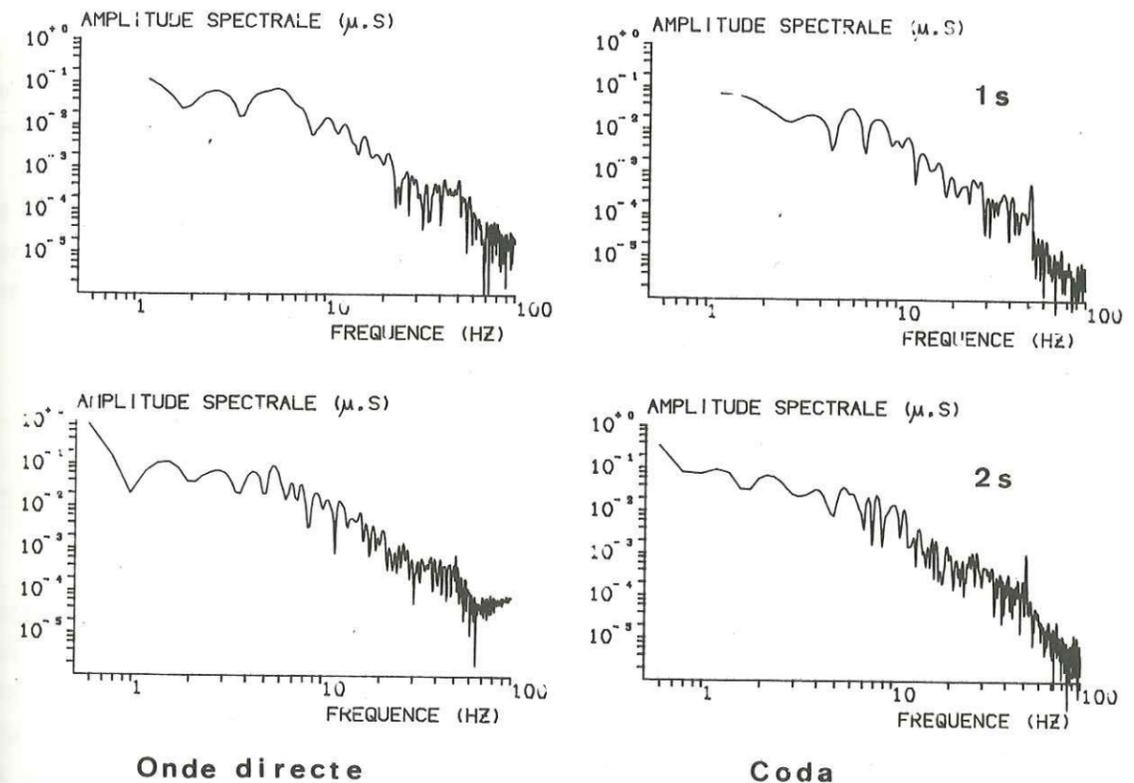


Figure II.4 Comparaison entre coda et onde directe pour des longueurs d'échantillon identiques. L'échantillon de coda débute 1,5 s après l'arrivée de l'onde P pour l'échantillon de 2 s, et 2,5 s après l'arrivée de l'onde P pour l'échantillon de 1 s.

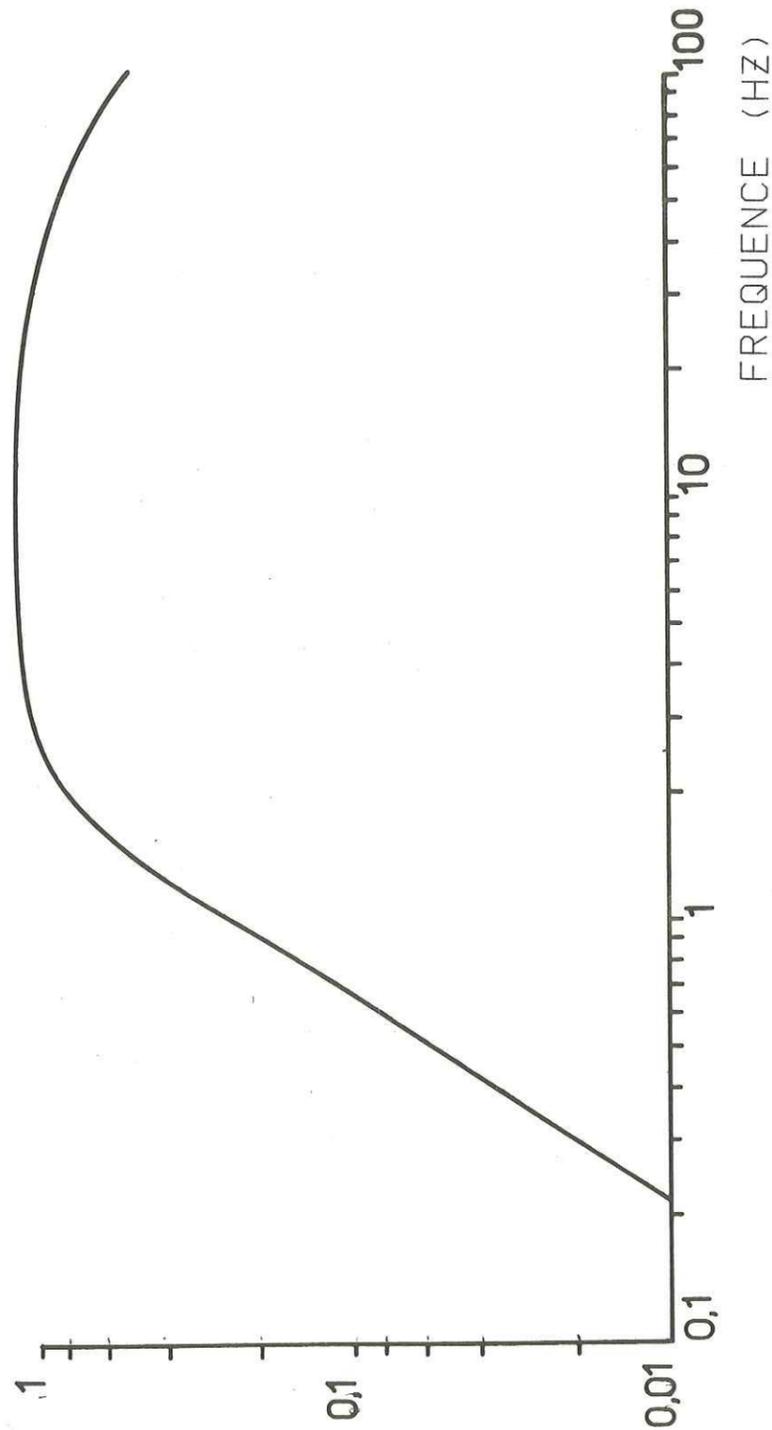


Figure II.5 Courbe de réponse en vitesse du sol de la chaîne utilisée.

un inconvénient théorique majeur de la méthode par transformation de Fourier rapide. Le seul inconvénient réellement important disparaissant, il nous paraît donc préférable d'utiliser cette méthode qui concilie rapidité de calcul, fiabilité et finesse du résultat.

Dans la suite de l'étude, les spectres sont calculés à partir d'échantillons non apodisés. La multiplication par une fonction d'apodisation entraîne en effet une altération de l'amplitude du signal et risque de fausser de façon systématique les mesures du niveau plat. Les échantillons utilisés ont une longueur de 1 s à 1,5 s pour les ondes P. Pour les ondes S, l'échantillon a une durée égale à celle de l'échantillon utilisé pour l'onde P correspondante multipliée par le rapport  $V_p/V_s$  (1,7), ce qui permet de dire que les ondes analysées pour les deux phases correspondent aux mêmes trajets.

## 2 - DESCRIPTION DU CALCUL

Le calcul des spectres a été automatisé sur ordinateur. Une fois le sismogramme tracé, les indices des points correspondant au début et à la fin de l'échantillon choisi sont mesurés. Le programme lit ensuite sur la bande le fichier correspondant au séisme et à la station étudiés et stocke l'échantillon en le démultiplexant pour séparer les trois composantes. Chaque composante est ensuite traitée de manière identique. Le spectre brut est obtenu par transformée de Fourier rapide de l'échantillon. On en prend le module et on le divise fréquence par fréquence par la courbe de réponse de l'appareillage (figure II.5). On le divise ensuite par la pulsation  $\omega = 2\pi f$  pour obtenir le spectre de déplacement du sol. La fréquence maximale analysée (fréquence de Nyquist) est égale à la moitié de la fréquence d'échantillonnage, c'est-à-dire 100 Hz dans notre cas. La fréquence minimale est égale à l'inverse de la longueur de l'échantillon, c'est-à-dire environ 1 Hz pour les ondes P et 0,5 Hz pour les ondes S.

## C H A P I T R E   I I I

## EXAMEN PRÉLIMINAIRE DES SPECTRES

1 - FORME GÉNÉRALE

La figure III.1 montre un spectre d'une onde P (en trait plein sur le schéma du haut) et le spectre du bruit de fond précédent cette onde P (en tireté). Le schéma du bas représente un spectre schématisé à partir de ceux du haut.

Les spectres calculés se caractérisent par :

- une décroissance aux basses fréquences de pente approximative - 1 jusqu'à une fréquence  $f_1$ ,
- un niveau plat entre  $f_1$  et la fréquence  $f_c$ ,
- une décroissance linéaire entre  $f_c$  et une fréquence  $f_2$ ,
- un niveau à peu près plat au-delà de  $f_2$ .

Les fréquences  $f_1$ ,  $f_2$ ,  $f_c$  varient avec la phase et le séisme étudié et peuvent dans certains cas, tout au moins pour  $f_1$  et  $f_2$ , se trouver en dehors de la zone de fréquences étudiée.

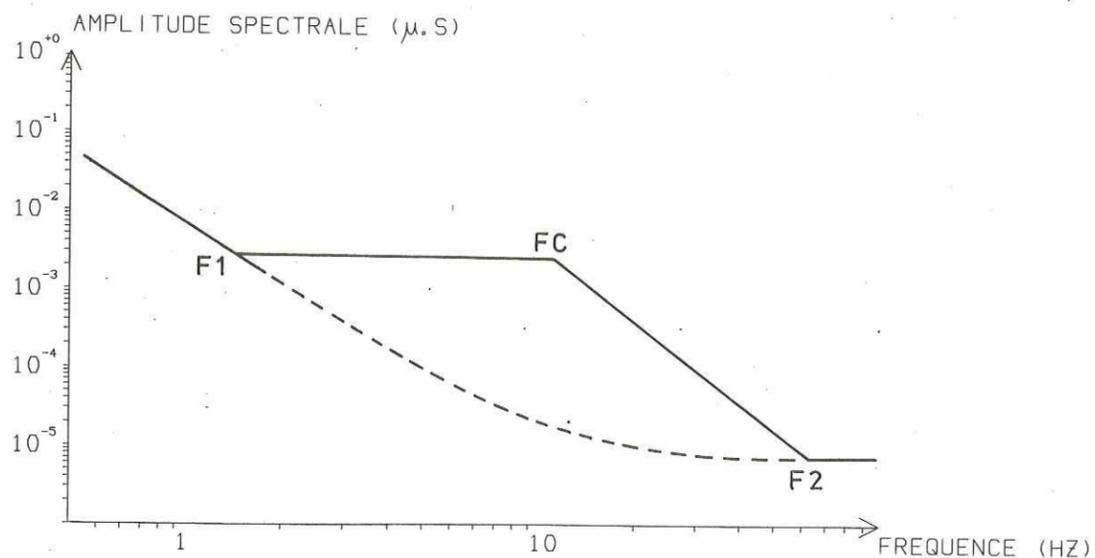
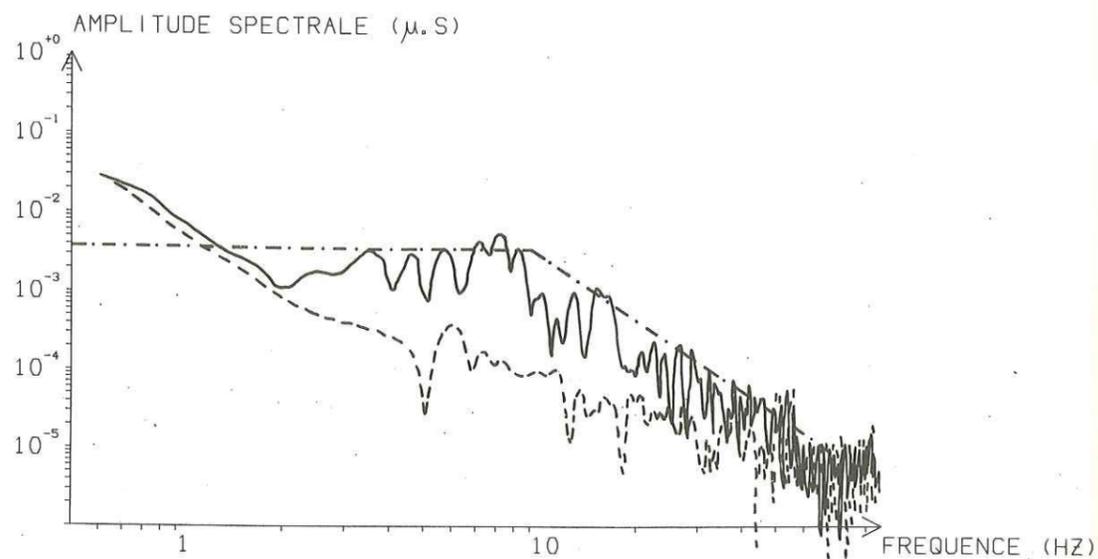


Figure III.1 Schéma du haut : en trait plein, spectre d'une onde P, en tireté, spectre du bruit de fond précédant cette onde. En bas, schématisation du spectre du haut. Cet aspect est caractéristique de l'ensemble des spectres.

Les modèles théoriques de sources sismiques prédisent un niveau plat aux basses fréquences et une décroissance linéaire aux hautes fréquences. Ces deux caractéristiques se retrouvent sur les spectres expérimentaux entre  $f_1$  et  $f_2$ . Par contre, la décroissance aux basses fréquences et le niveau constant aux hautes fréquences apparaissent sur la figure III.1 uniquement dus au bruit de fond. Pour les fréquences inférieures à  $f_1$  et supérieures à  $f_2$ , le rapport signal sur bruit est inférieur à 1 et c'est le spectre du bruit de fond qui prédomine.

En fait, cette explication de la forme du spectre qui est celle généralement donnée (Tucker et Brune, 1973) n'est pas vraiment satisfaisante. En effet, si la décroissance observée aux basses fréquences est due à la superposition du spectre du bruit de fond, cette décroissance ne devrait plus être visible quand le niveau plat est élevé. Or quelle que soit sa valeur, on observe cette décroissance. Tucker (1975) a calculé des spectres d'un même séisme dans trois stations différentes dont une était équipée d'un sismomètre longue période. Il a observé que le spectre calculé à cette station ne présentait pas cette décroissance basses fréquences alors que ceux calculés à partir des stations courtes périodes la présentaient. Cette décroissance n'est donc ni un effet du bruit de fond, ni un effet de la source. Elle apparaît toujours en-dessous de la fréquence propre du sismomètre. Or en dessous de cette fréquence propre, la courbe de réponse de l'appareillage chute brusquement (en  $f^2$  pour la réponse en vitesse) ce qui oblige pour corriger de la réponse de l'appareillage à multiplier les valeurs du spectre brut par des facteurs très grands (environ 100 à 1 Hz). On amplifie alors énormément un signal presque nul pouvant être constitué par du bruit électronique variable avec l'amplitude du signal enregistré.

De toute façon, quel que soit la cause de cette décroissance, seules ont été prises en considération les points du spectre compris entre  $f_1$  et  $f_2$  pour le tracé des asymptotes.

## 2 - COMPARAISON ENTRE LES SPECTRES OBTENUS SUR LES TROIS COMPOSANTES D'UNE STATION POUR UN MEME SEISME

Le signal enregistré sur une composante est la projection du signal sismique sur une certaine direction, ce qui explique les différences éventuelles d'amplitude observées pour certains signaux sur les différentes composantes.

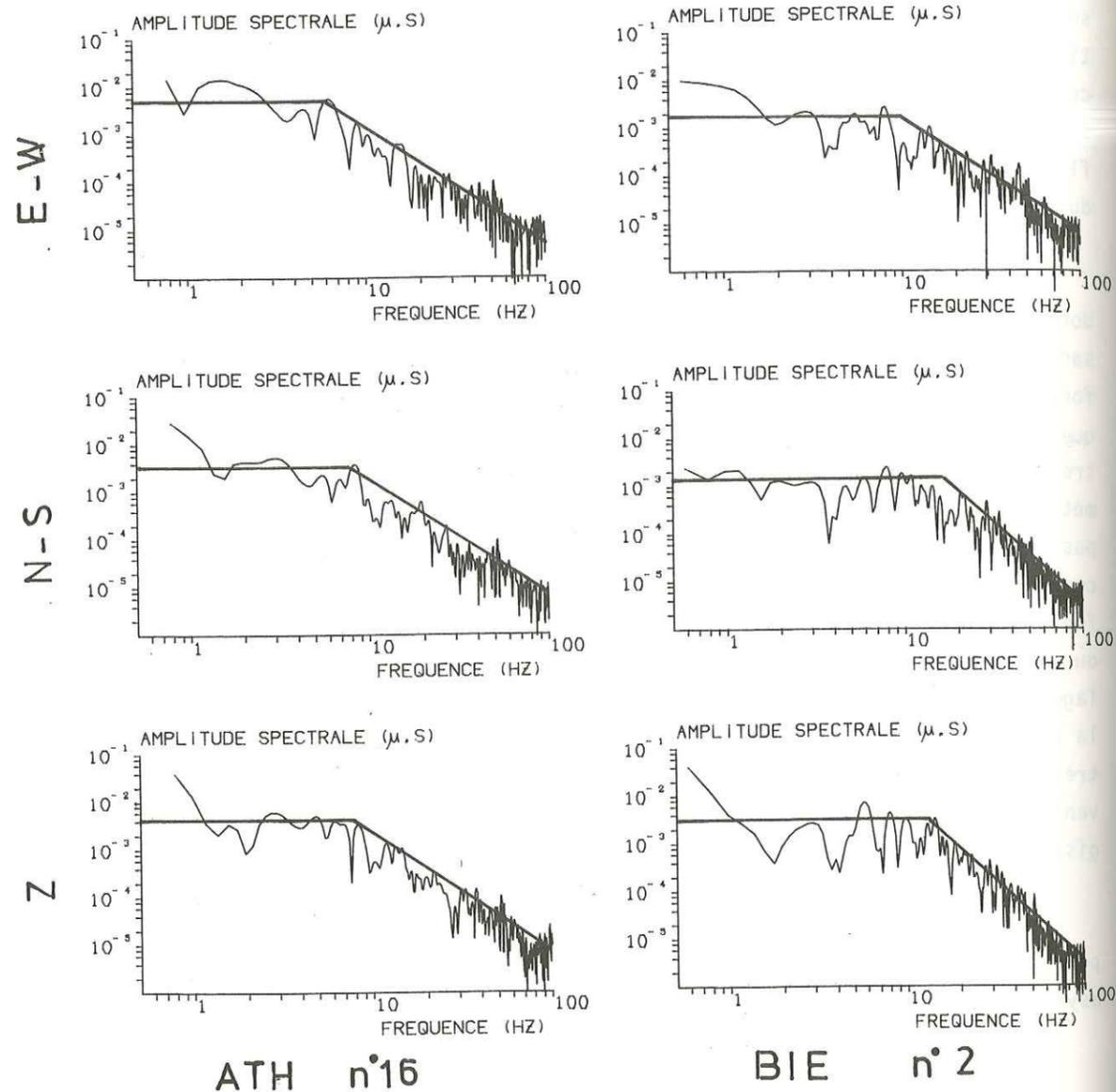


Figure III.2 Comparaison entre les spectres obtenus sur les trois composantes d'une station pour un séisme donné. Alors que les spectres de gauche sont identiques, il n'en est pas de même pour ceux de droite qui présentent des différences notables pour la fréquence coin et l'asymptote hautes fréquences.

Théoriquement, mis à part une différence globale d'amplitude, les spectres obtenus pour des composantes différentes devraient être identiques. La figure III.2 montre deux exemples de spectres calculés sur les trois composantes. Dans le premier cas (à gauche), on observe des spectres rigoureusement semblables pour les trois composantes. Par contre, dans le deuxième cas (à droite), les spectres présentent des différences suffisantes pour que l'interprétation des spectres donne des valeurs différentes pour la fréquence coin et la pente. Ceci pourrait s'expliquer par des ondes arrivant avec des angles d'incidence différents et n'ayant pas le même contenu spectral. Après les considérations du II.1 où nous avons vu que les codas avaient un contenu spectral très semblable à celui de l'onde directe, cette explication semble assez peu satisfaisante.

Il peut aussi y avoir des phénomènes de résonance affectant certaines fréquences. Ces résonances compliquent la forme du spectre différemment suivant la composante, en fonction des angles d'incidence de cette onde amplifiée et peuvent rendre l'interprétation du spectre suffisamment difficile pour faire apparaître des différences dans les valeurs mesurées sur les spectres des trois composantes.

Dans tous les cas, ces différences sont la conséquence de spectres difficiles à interpréter. Quand le spectre est facile à interpréter, les différences entre les valeurs mesurées sur les trois composantes sont faibles.

### 3 - INTERPRETATION DES SPECTRES

Comme nous l'avons vu au chapitre III.1, seule nous intéresse la partie du spectre comprise entre les fréquences  $f_1$  et  $f_2$  (figure III.1). Cette partie du spectre est en général facilement interprétable en terme de niveau plat aux basses fréquences et décroissance linéaire aux hautes fréquences.

Le spectre observé se présente comme la succession de maxima et minima relatifs. Ces minima sont généralement interprétés comme des interférences destructives dues à des réflexions, des réfractions ou à des complexités à la source. Bien que pouvant apporter une certaine information, les oscillations du spectre sont donc ignorées, considérant que l'amplitude réelle du spectre est celle donnée par les maxima. Dans le tracé des asymptotes nous avons donc suivi les maxima du spectre. Ces asymptotes sont alors les asymptotes de l'enveloppe du spectre, comme dans la théorie.

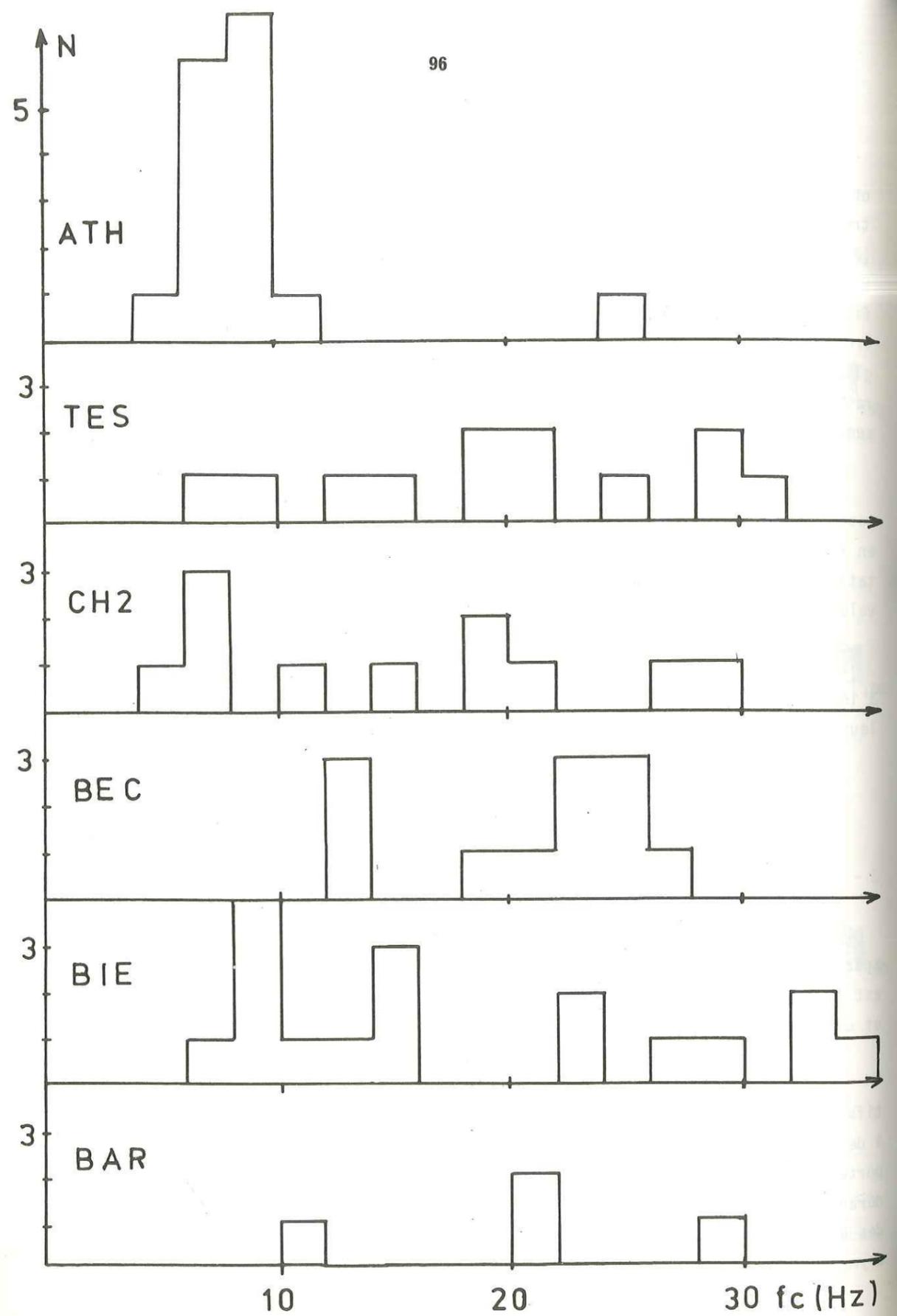


Figure III.3 Histogrammes par station des fréquences coin des spectres des ondes P.

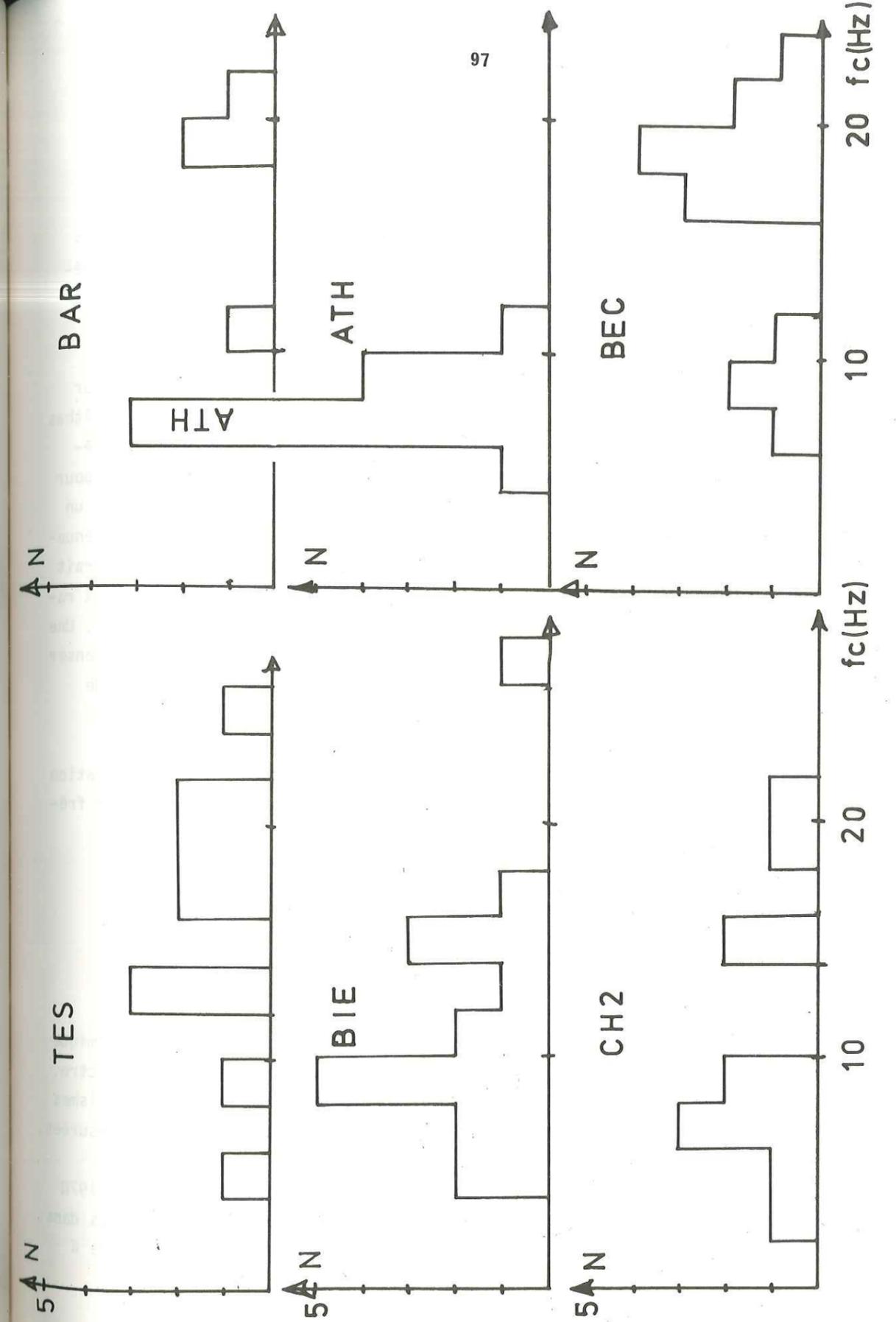


Figure III.3 (suite) Histogrammes par station des fréquences coin des spectres des ondes S.

## 4 - COMPARAISON ENTRE LES DIFFERENTES STATIONS

Mis à part des différences, pour un même séisme, entre les valeurs mesurées dans les différentes stations du niveau plat et de la pente, dues à l'expansion géométrique ou à l'atténuation anélastique, il apparaît des différences assez sensibles entre les fréquences coin mesurées.

En traçant les histogrammes, par station, des fréquences coin mesurées pour tous les séismes (figure III.3), une première constatation s'impose : la station d'Athas (ATH) a un comportement anormal par rapport aux autres stations. Le fait que les fréquences coin mesurées à cette station aient toutes à peu près la même valeur (7 Hz pour les ondes S, 9 Hz pour les ondes P) fait penser que cette station se comporte comme un filtre passe bas. Ce comportement particulier pourrait être du à une très forte atténuation du milieu, juste sous la station, sur une épaisseur d'environ 400 m. Ceci pourrait être expliqué par le fait que cette station était placée à l'entrée d'une grotte aux ramifications assez complexes, présentant de nombreuses et larges fissures verticales. Une exploration plus poussée nous a fait découvrir une rivière souterraine, donnant à penser qu'un réseau assez important de galeries se développait à peu près à la verticale de la station.

Ce comportement particulier de la station ATH étant attribué à une atténuation anélastique particulière, il ne sera pas tenu compte par la suite des valeurs de la fréquence coin mesurées à cette station.

## 5 - COMPARAISON ENTRE LES DIFFERENTS SEISMES

Chaque séisme a des caractéristiques différentes, qui sont son moment sismique et les dimensions de la source, reliés au niveau plat et à la fréquence coin du spectre. Mis à part ça, il apparaît dans certains cas des différences sensibles entre les séismes dans le comportement hautes fréquences du spectre et dans les valeurs des pentes mesurées.

L'exemple le plus frappant est la comparaison entre les séismes du 19.11.1978 à 11 h 32 et du 20.11.1978 à 7 h 18 (n° 8 et 10). Ces deux séismes sont très proches dans le temps (moins de 24 heures) et dans l'espace (distance entre les foyers inférieure à

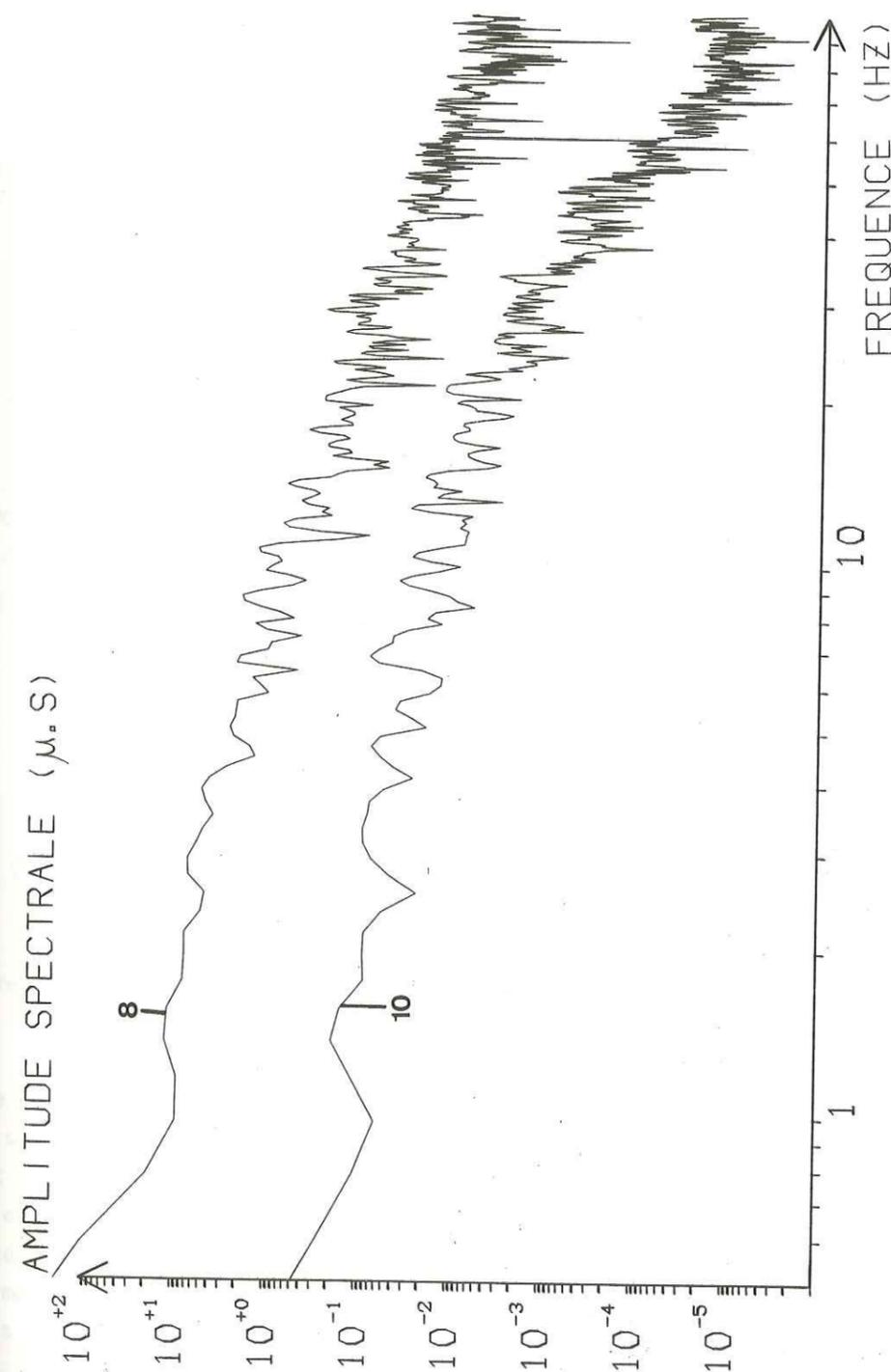


Figure III.4 Comparaison entre deux séismes (N° 8 et 10), ayant eu lieu au même endroit. Les deux spectres sont calculés dans la même station. On peut noter une nette différence dans le comportement hautes fréquences des deux spectres. Cette différence est visible dans toutes les stations.

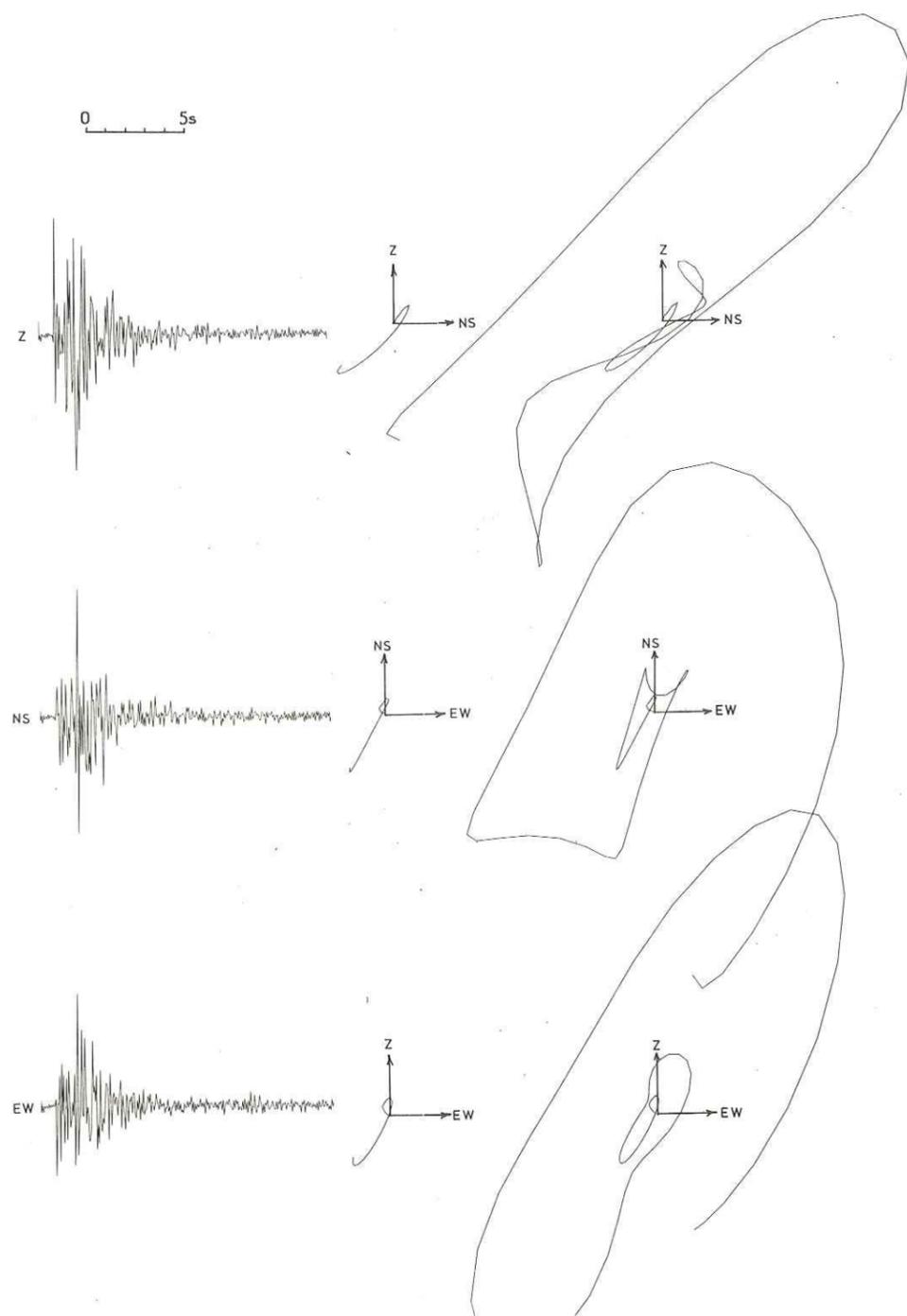


Figure III.5 Sismogrammes des trois composantes de la station BIE (séisme N° 5), et déplacement du sol dû à l'onde P projeté dans les trois plans perpendiculaires constitués par les couples de composantes. Au milieu 15 premiers centièmes de seconde de l'onde P. A droite 40 premiers centièmes de seconde de l'onde P.

1 km). Les solutions focales calculées sont peu différentes. Néanmoins, bien que le trajet soit à peu près le même, toutes les pentes des spectres du second sont supérieures en valeur absolue aux pentes du premier (figure III.4). Quelle que soit la correction d'atténuation que l'on pourrait faire, ce résultat resterait le même. Ceci apparaît donc comme une différence entre les spectres à la source et donc comme un mécanisme de rupture différent entre les deux séismes. On peut faire la même observation pour le séisme n° 19 comparé à d'autres séismes de localisation peu différente (n° 1, 14).

#### 6 - UTILISATION DES TROIS COMPOSANTES

C'est la première fois que dans une telle étude, on dispose de sismomètres trois composantes. Si l'on considère une onde émergeant à la station avec un angle d'incidence  $\theta$  et un azimut  $\phi$ , ce que l'on enregistre sur chaque composante est pour l'onde P :

sur le vertical	$A_0(t) \cos \theta$
sur l'horizontal N-S	$A_0(t) \cos \phi \sin \theta$
sur l'horizontal E-W	$A_0(t) \sin \phi \sin \theta$

$A_0(t)$  étant l'amplitude de l'onde incidente.

N'enregistrer que sur une composante peut donc théoriquement conduire à une erreur importante sur l'amplitude, variable avec les valeurs des angles  $\theta$  et  $\phi$ .

La première idée, quand on dispose de trois composantes, est d'essayer, par une rotation, d'isoler l'onde P directe. On retrouverait alors sur une des composantes le signal avec son amplitude réelle  $A_0(t)$ . Malheureusement, ce qui est vrai en théorie est souvent inutilisable en pratique. La figure III.5 montre le mouvement d'une particule du sol pendant la première demie seconde de l'onde P, projeté sur trois plans perpendiculaires. On voit que mis à part pour les quelques premiers centièmes de secondes, le mouvement n'est pas rectiligne, c'est-à-dire que plusieurs ondes ayant suivi des trajets différents donc arrivant avec des angles  $\theta$  et  $\phi$  différents, se superposent.

Il est donc vain d'essayer d'isoler par une rotation l'onde incidente.

Si l'on considère que  $\theta$  et  $\phi$  sont des constantes, on peut écrire :

$$\text{T.F. (vertical)} = \text{T.F. (Ao (t))} \cdot \cos \theta$$

$$\text{T.F. (N-S)} = \text{T.F. (Ao (t))} \cdot \cos \phi \sin \theta$$

$$\text{T.F. (E-W)} = \text{T.F. (Ao (t))} \cdot \sin \phi \sin \theta$$

Le signe T.F. représentant l'opération transformée de Fourier. On tire de ce système que :

$$\text{T.F. (Ao (t))} = \sqrt{(\text{T.F. (vertical)})^2 + (\text{T.F. (N-S)})^2 + (\text{T.F. (E-W)})^2} \quad (1)$$

En fait, si l'on considère que  $\theta$  et  $\phi$  ne sont pas constants mais sont des fonctions du temps, cette relation n'est plus rigoureuse. Néanmoins, cette formule semble être la meilleure approximation de l'amplitude spectrale réelle, en l'absence d'une connaissance précise de l'évolution des angles  $\theta$  et  $\phi$  avec le temps.

La valeur du niveau plat affectée au spectre total sera donc égale à la racine carrée de la somme des carrés des valeurs du niveau plat sur chaque composante. La valeur de la fréquence coin sera la moyenne des trois fréquences coin mesurées de même que la pente de l'asymptote hautes fréquences, les écarts à la moyenne donnant un ordre de grandeur de l'erreur faite sur ces mesures.

#### 7 - CONTAMINATION DE L'ONDE S PAR L'ONDE P

Dans le calcul du spectre de l'onde P, le bruit de fond correspond à l'agitation microsismique. Pour l'onde S, le bruit de fond est la coda de l'onde P elle-même. Il est donc important pour le calcul des spectres de l'onde S, d'examiner qu'elle est l'influence de l'onde P, les signaux étant considérés comme additifs.

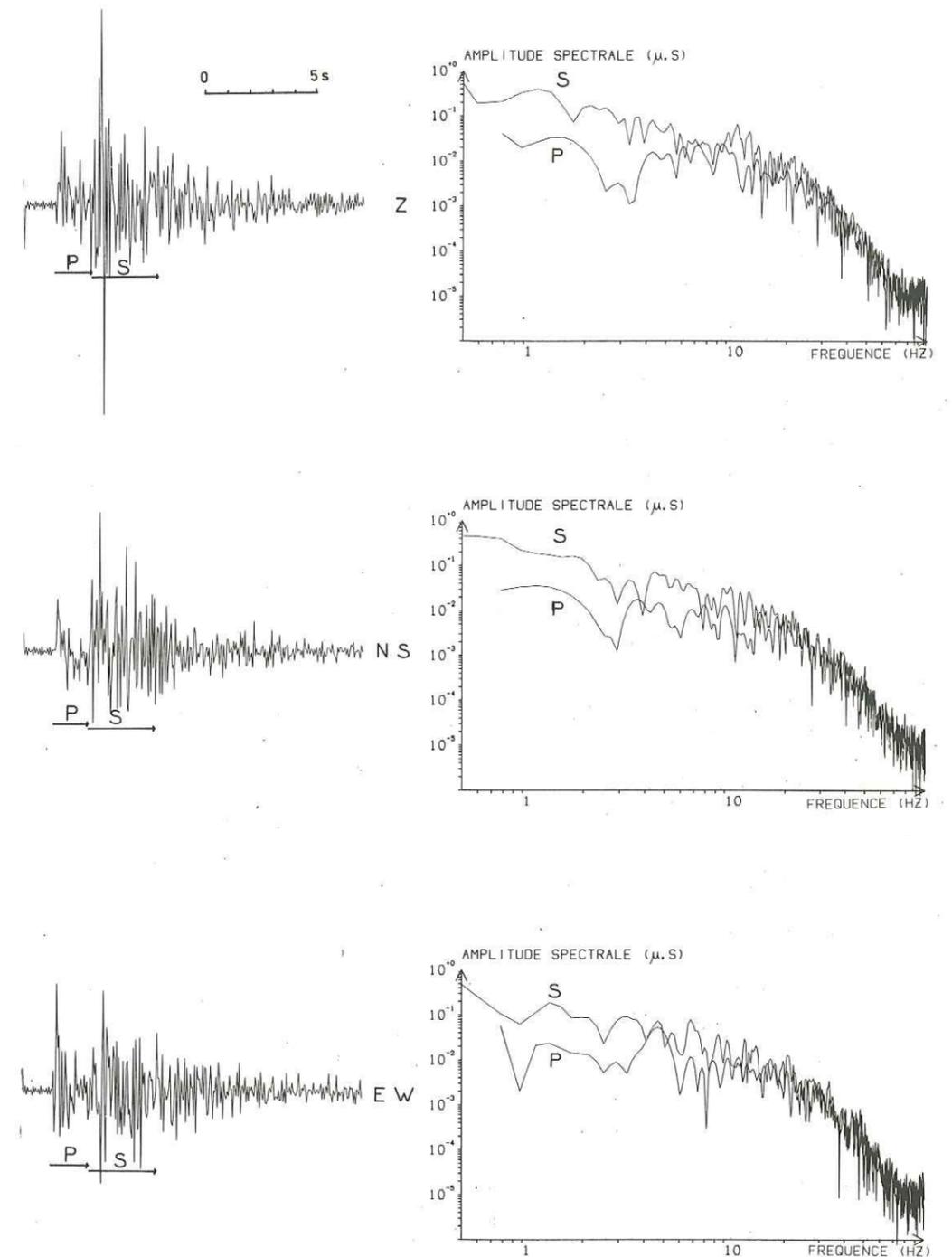


Figure III.6 Influence de la coda de l'onde P sur le spectre de l'onde S, pour les trois composantes de la station TES (séisme N° 10). les flèches sur les sismogrammes indiquent les échantillons analysés pour les deux phases.

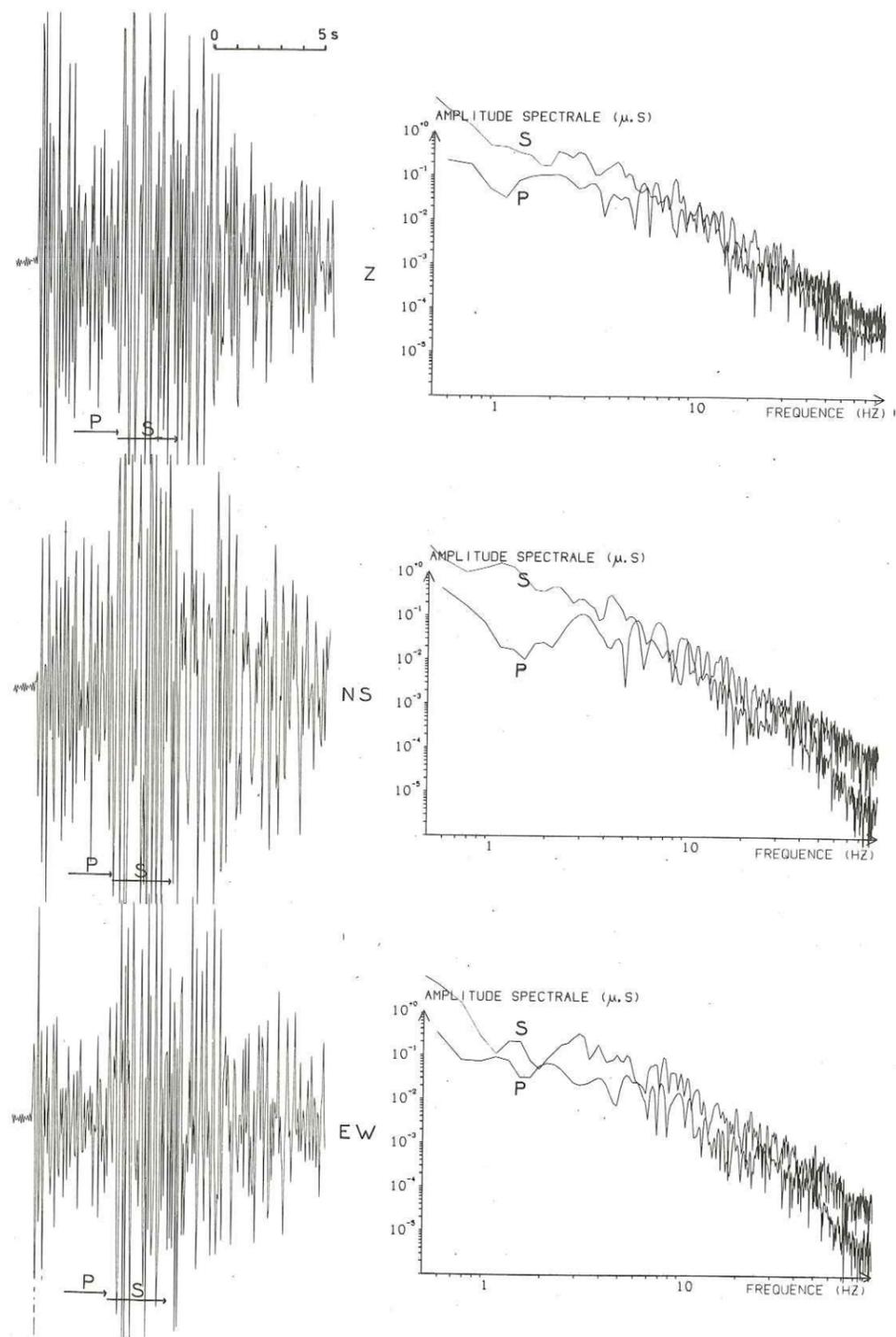


Figure III.6 (suite) Influence de la coda de l'onde P sur le spectre de l'onde S, pour les trois composantes de la station BIE (séisme N° 8). Les flèches sur les sismogrammes indiquent les échantillons analysés pour les deux phases.

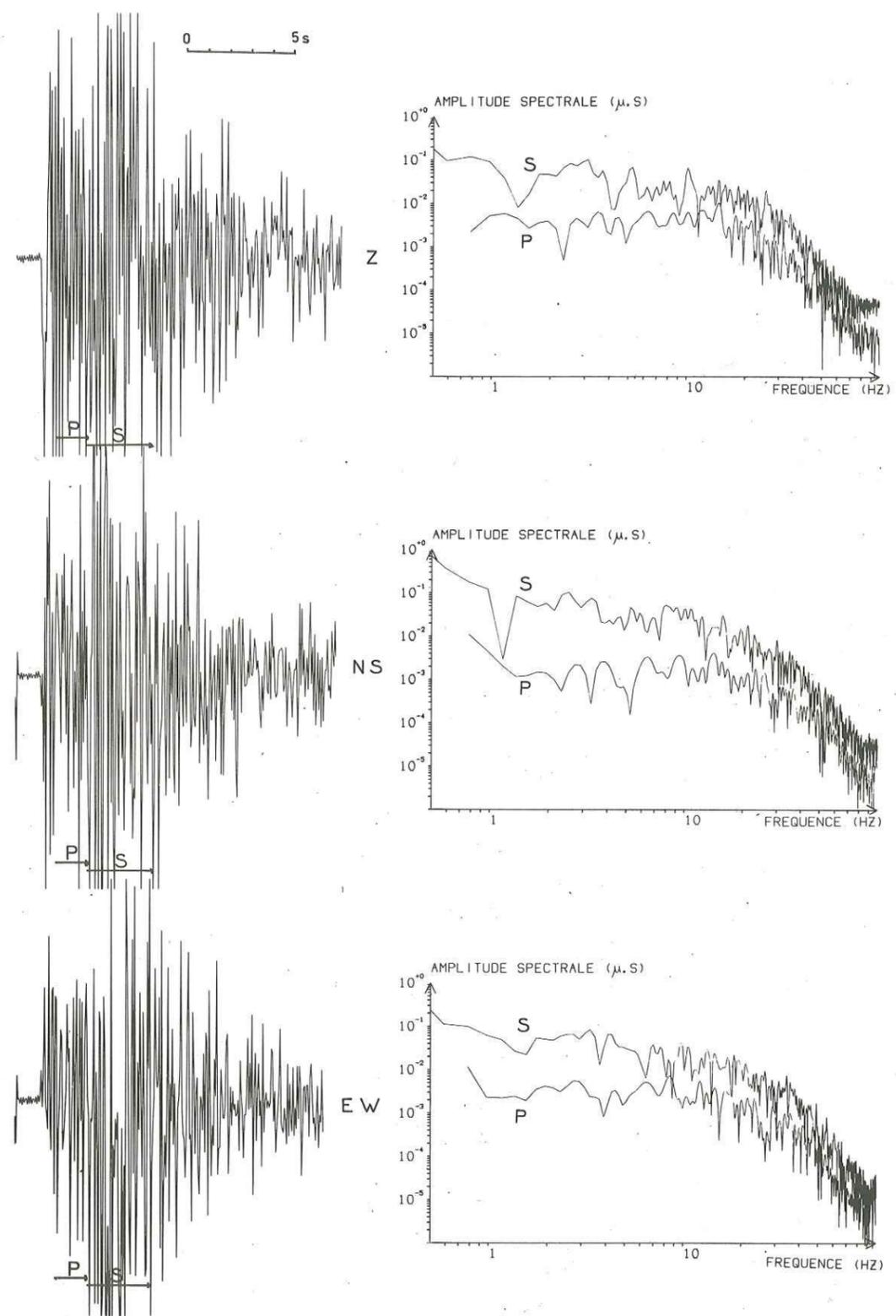


Figure III.6 (suite) Influence de la coda de l'onde P sur le spectre de l'onde S, pour les trois composantes de la station TES (séisme N° 11). Les flèches sur les sismogrammes indiquent les échantillons utilisés pour les deux phases.

Pour cela, il est intéressant de prendre quelques exemples et de superposer le spectre de l'onde P calculé pour un échantillon précédent immédiatement l'onde S, et le spectre de l'onde S (figure III.6). Il apparaît clairement que, même si l'amplitude spectrale de l'onde S est plus forte que celle de l'onde P aux basses fréquences, le fait que la fréquence coin du spectre de l'onde S soit inférieure à celle du spectre de l'onde P entraîne la superposition des spectres dans la partie hautes fréquences pour plusieurs des séismes étudiés. Ceci entraîne que cette partie hautes fréquences du spectre de l'onde S est souvent due à l'onde P et ne caractérise pas le spectre de l'onde S. Cela peut donc conduire à une mauvaise estimation de la pente du spectre de l'onde S et dans une beaucoup moindre mesure à une mauvaise valeur de la fréquence coin du spectre de l'onde S.

Cette superposition est directement fonction du rapport des fréquences coin des deux phases. Plus ce rapport sera élevé, plus la décroissance du spectre de l'onde P se fera tôt par rapport à celle du spectre de l'onde S. Les spectres pourront ainsi se superposer sur toute la partie décroissante du spectre de l'onde P.

La différence entre les temps d'arrivée des deux phases joue aussi. On voit que pour le séisme n° 8 à BIE pour lequel cette différence est de 3,5 s, les deux spectres sont bien distincts, la phase P ayant eu le temps de décroître suffisamment avant l'arrivée de l'onde S. Nous ne pouvons pas savoir quelle est l'amplitude exacte de l'onde P après l'arrivée de l'onde S. Il est toutefois vraisemblable que cette amplitude est inférieure à celle du signal précédant immédiatement l'onde S. La comparaison entre les spectres de l'onde S et de l'onde P précédant immédiatement l'onde S doit tenir compte de ce fait et le spectre de l'onde S doit être un peu moins "contaminé" qu'il n'apparaît sur la figure III.6.

Bien que pour chaque séisme et chaque station l'ayant enregistré, les spectres aient été calculés pour chaque composante séparément, seuls sont présentés ici, faute de place, les spectres "totaux" calculés pour chaque station (Figure III.7). L'amplitude spectrale du spectre "total" étant :

$$A_t(f) = \sqrt{(A_{N-S}(f))^2 + (A_{E-W}(f))^2 + (A_V(f))^2}$$

$A_{N-S}(f)$

$A_{E-W}(f)$  étant les amplitudes spectrales des trois composantes

$A_V(f)$

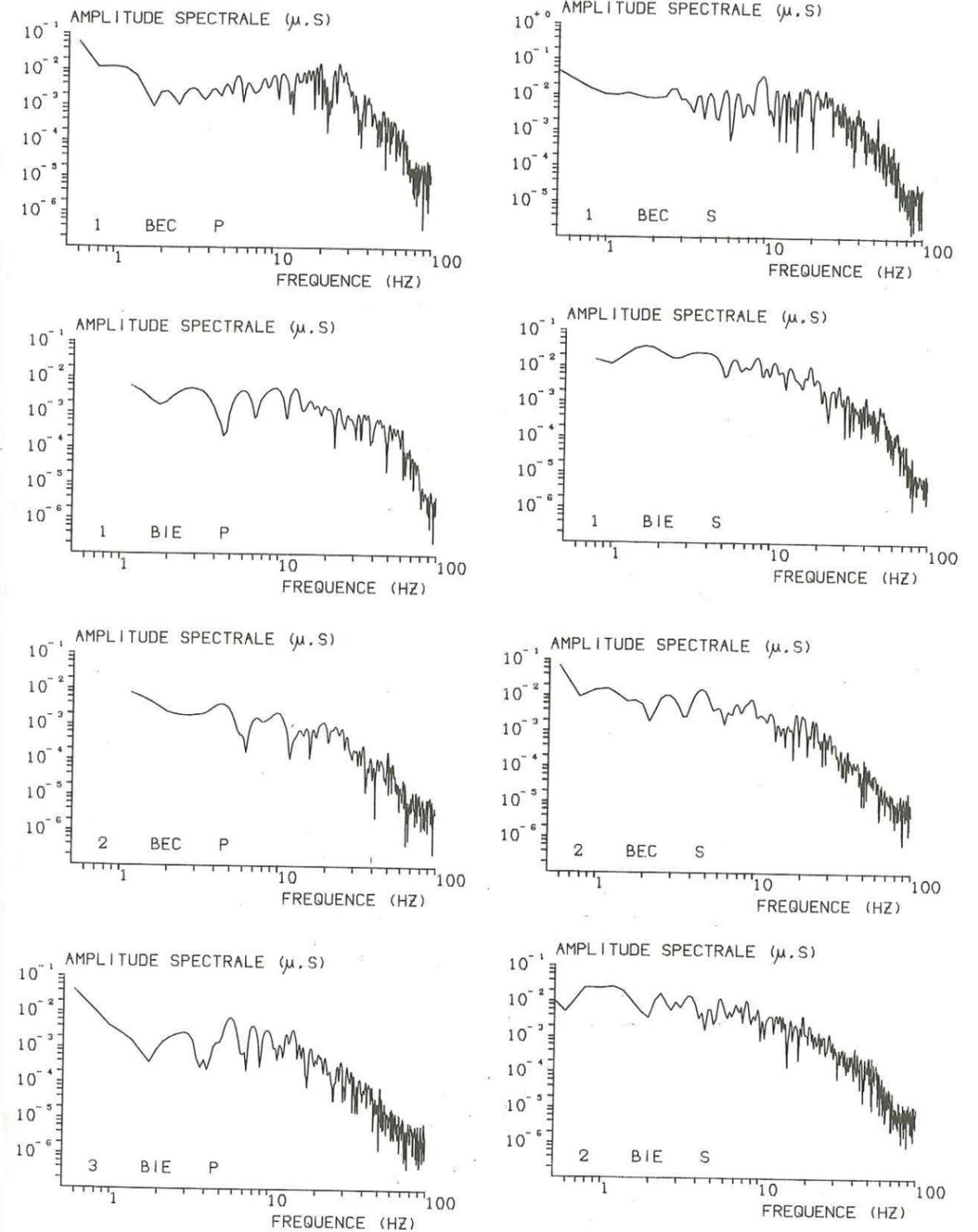


Figure III.7 spectres "totaux". L'amplitude spectrale est égale à la racine carrée de la somme des carrés des amplitudes spectrales des trois composantes. Sur chaque spectre sont notés le numero du séisme, la station et la phase.

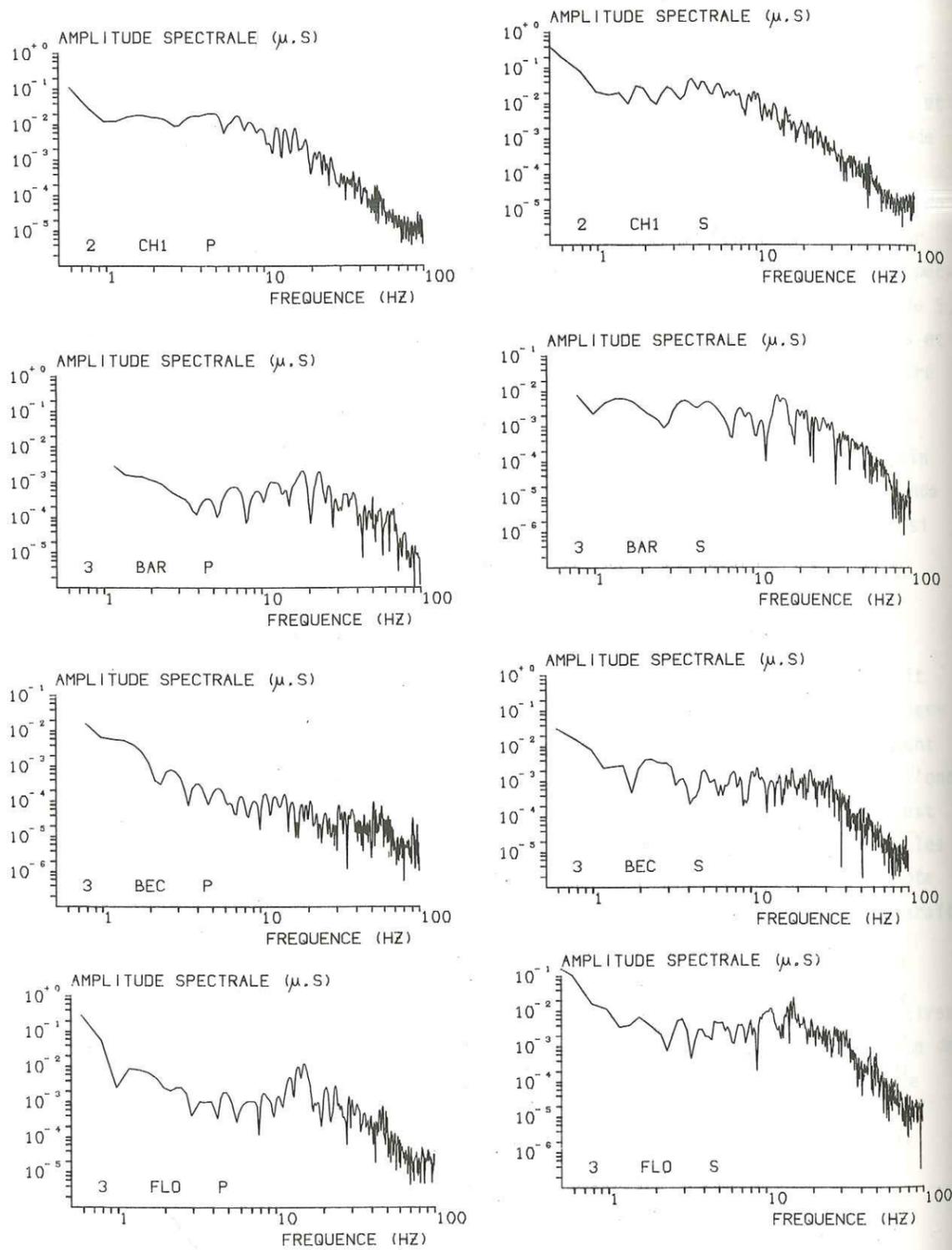


Figure III.7 Suite

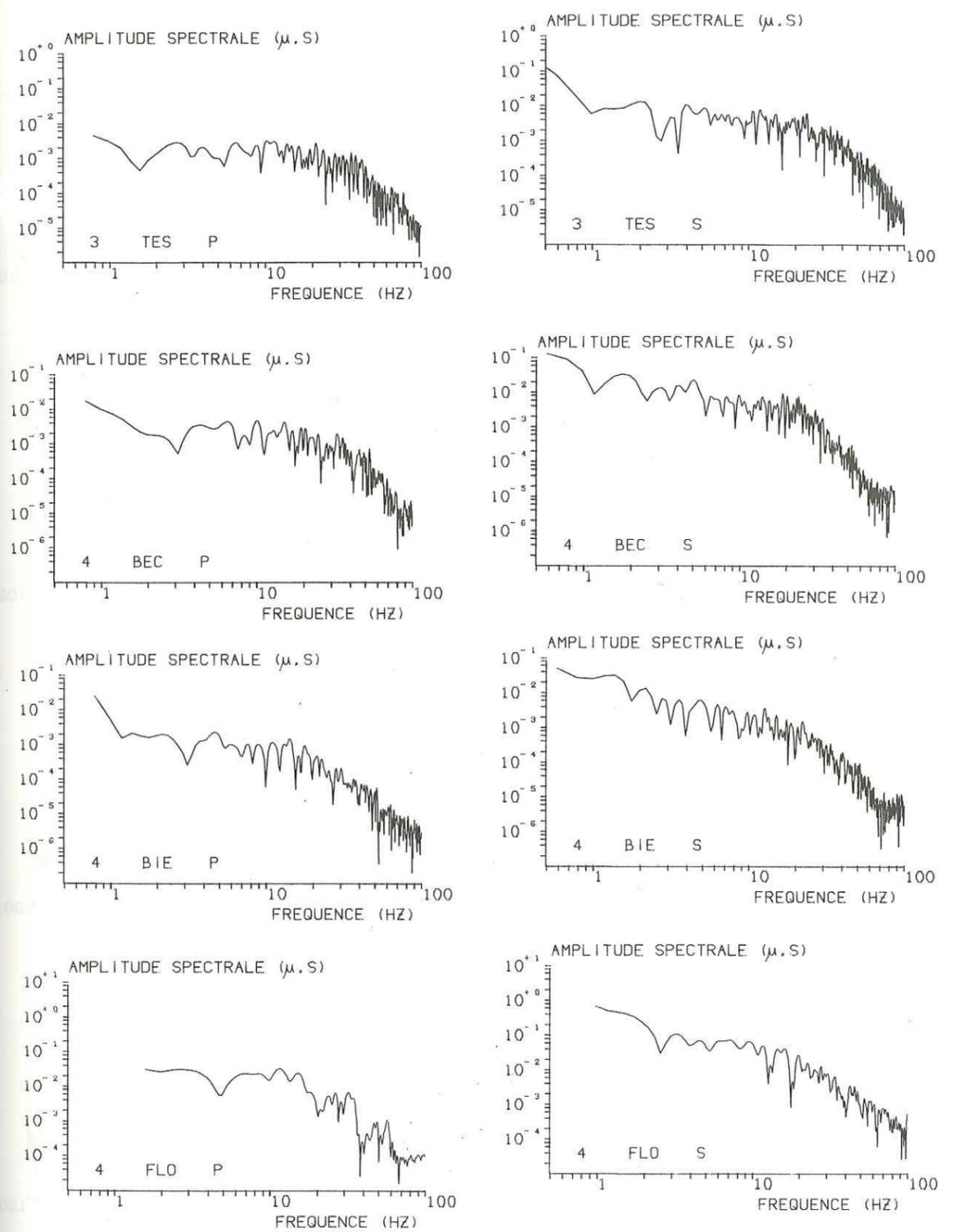


Figure III.7 Suite

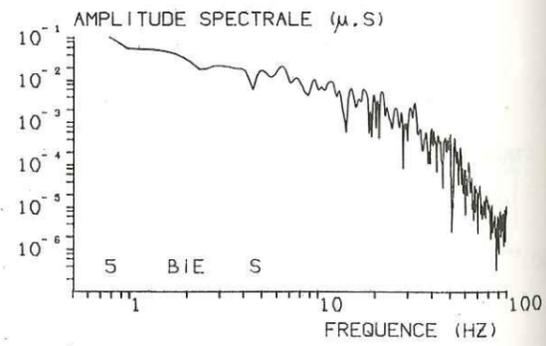
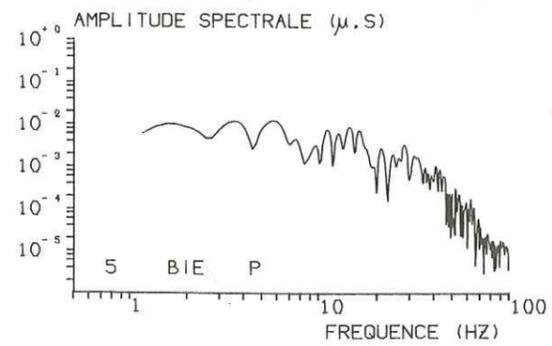
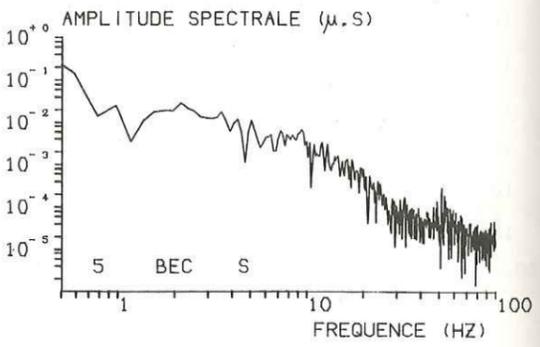
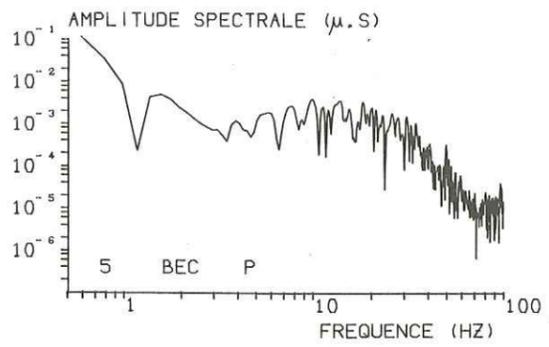
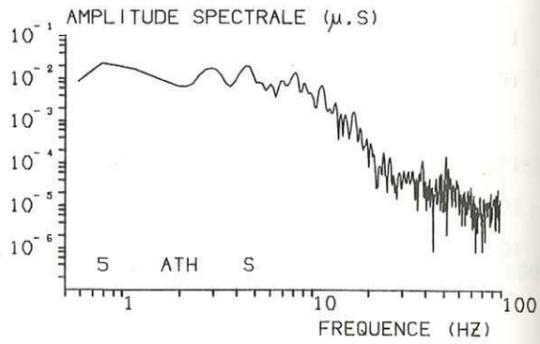
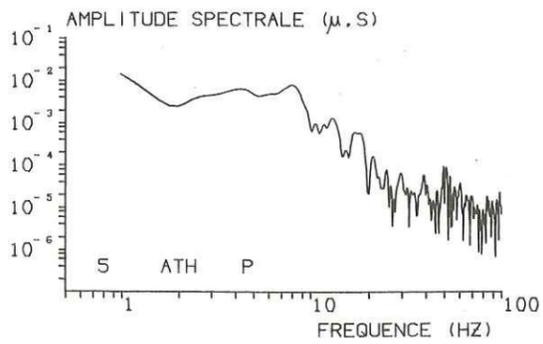
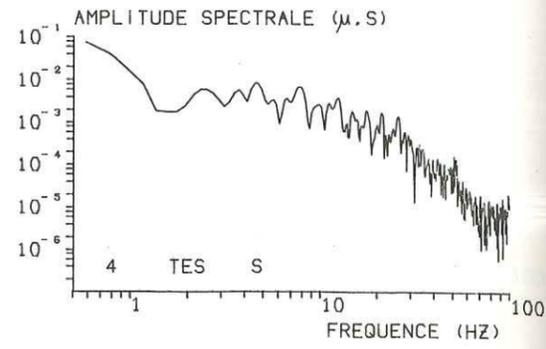
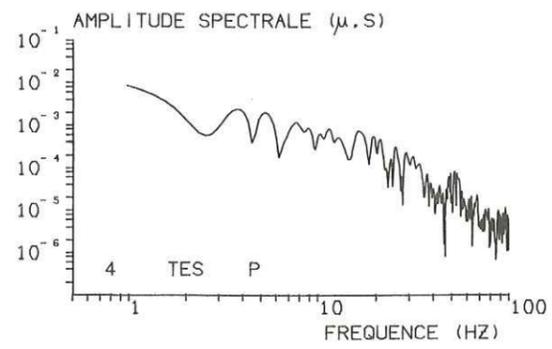


Figure III.7 Suite

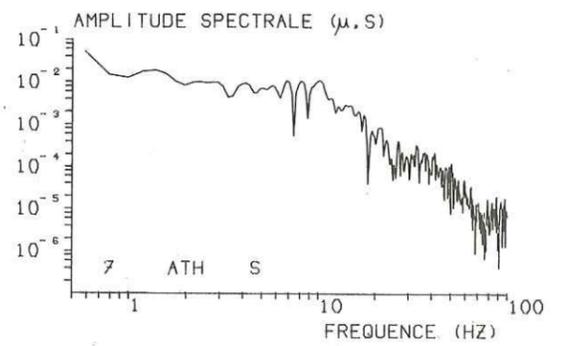
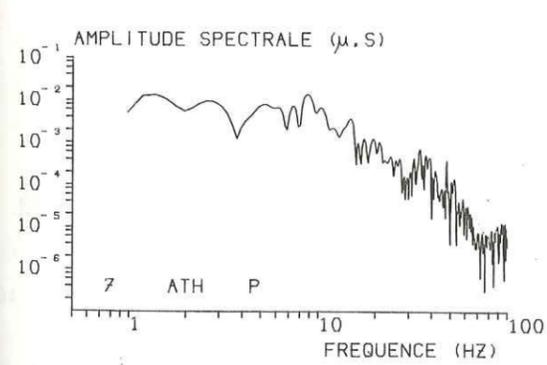
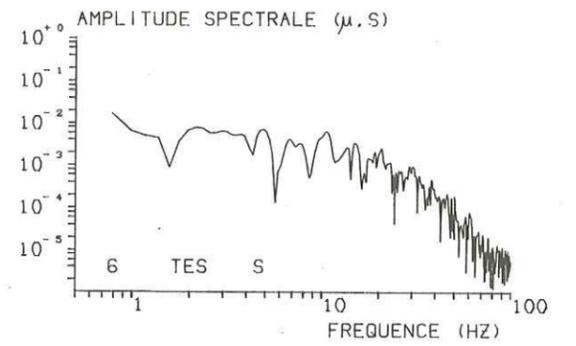
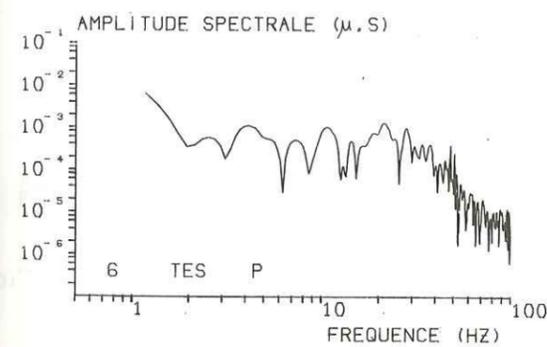
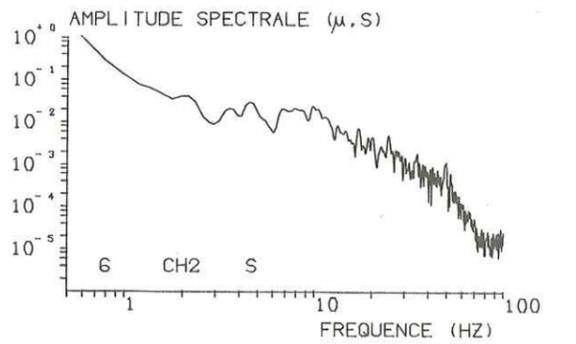
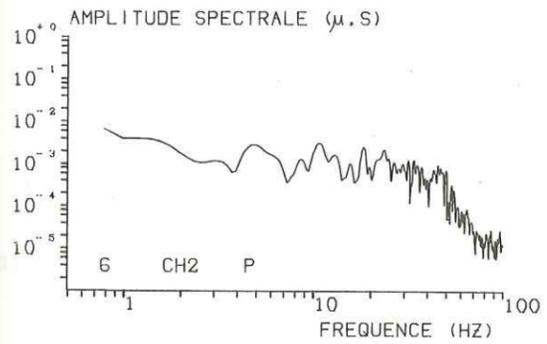
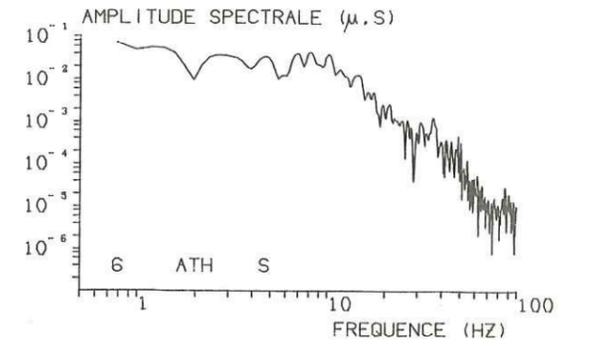
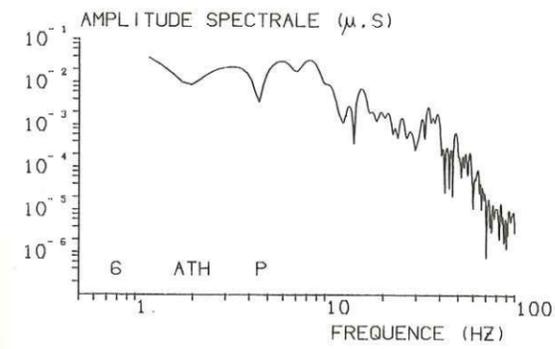


Figure III.7 Suite

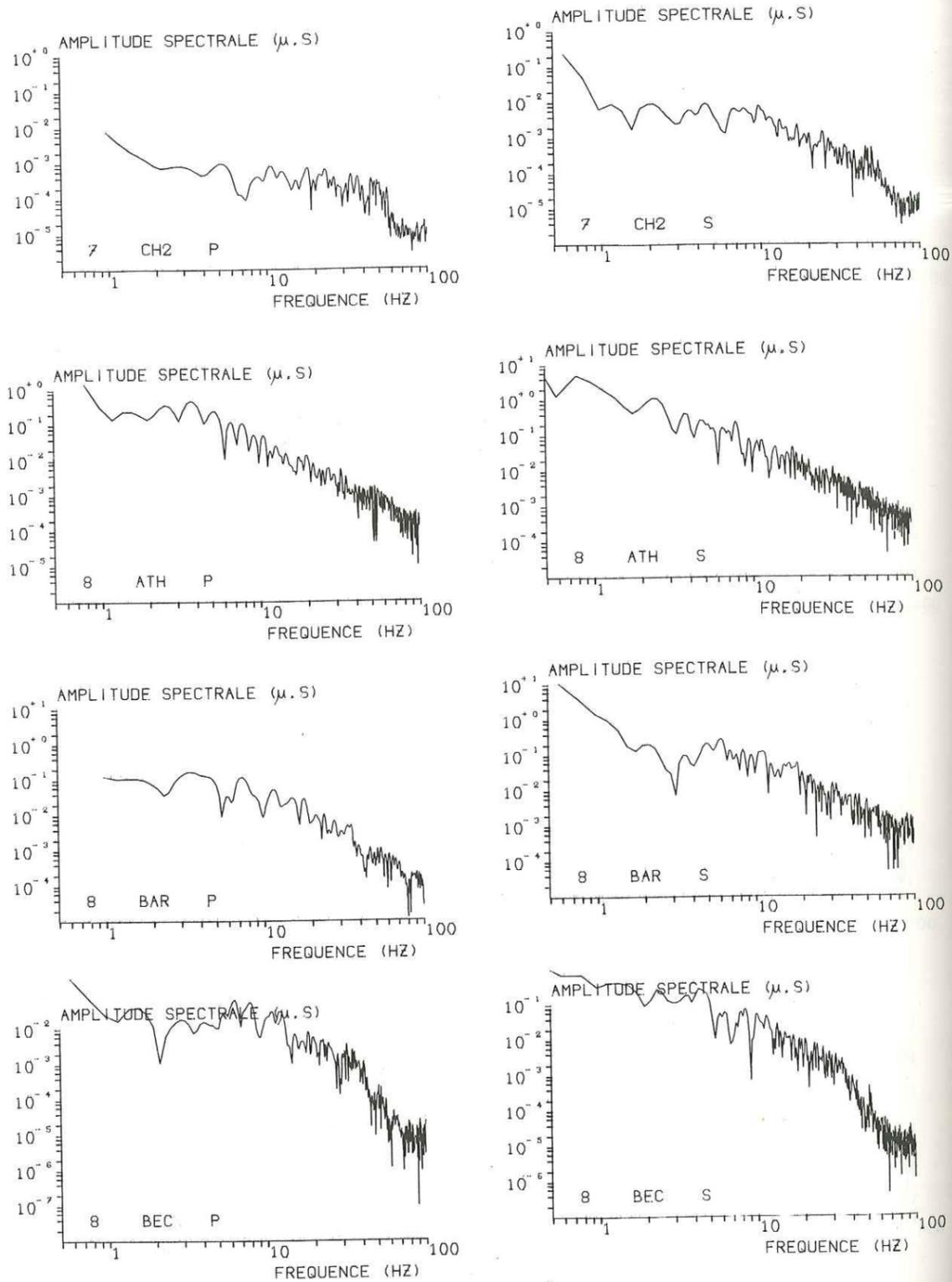


Figure III.7 Suite

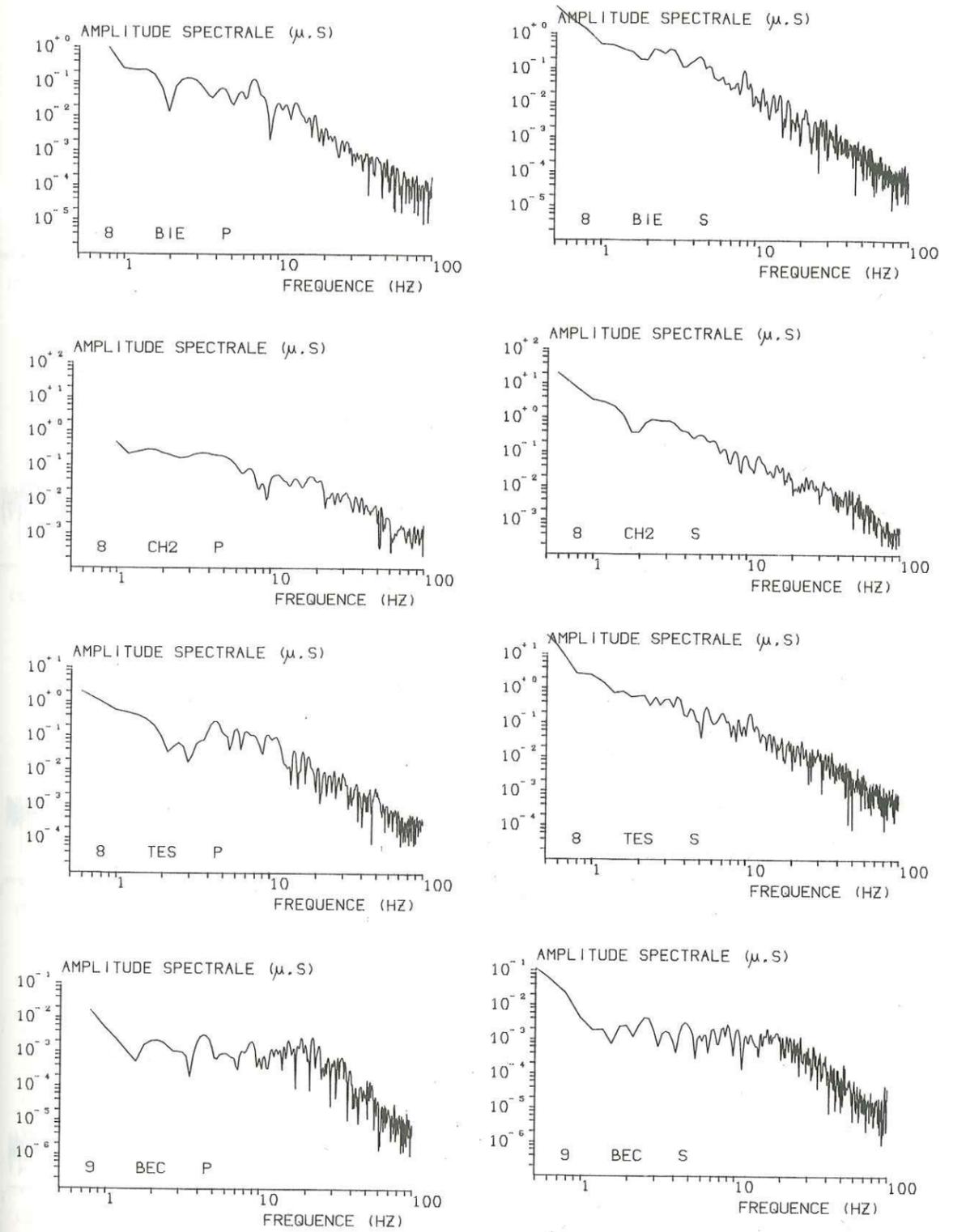


Figure III.7 Suite

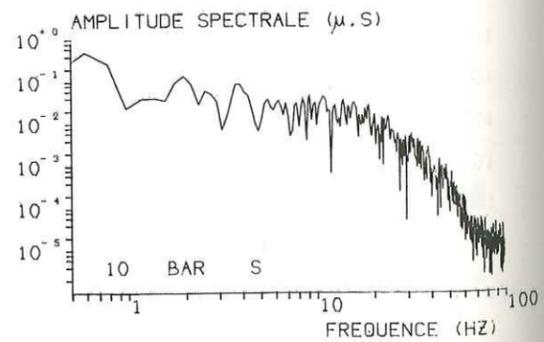
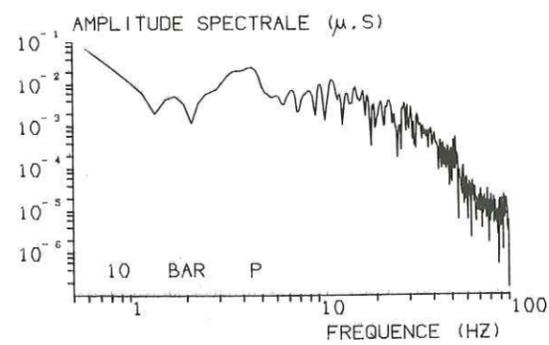
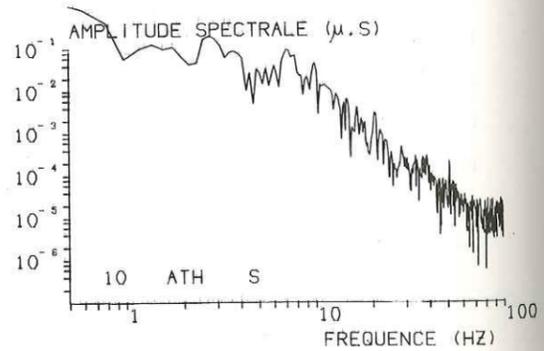
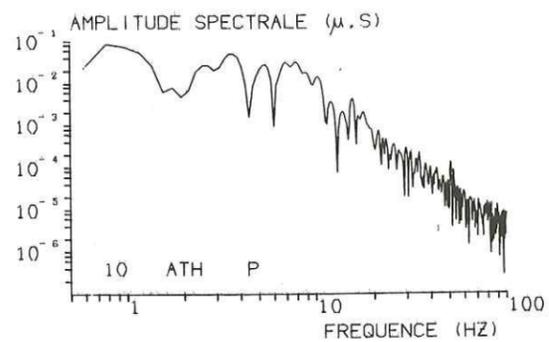
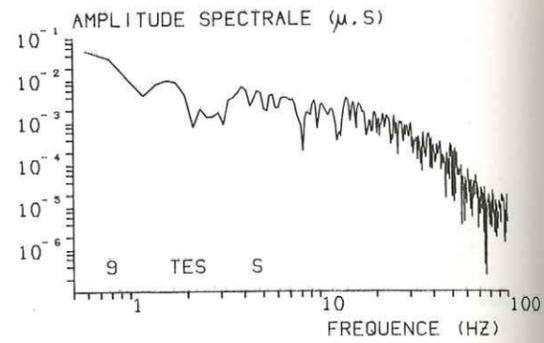
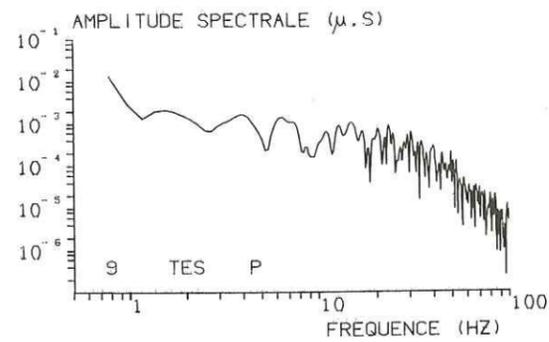
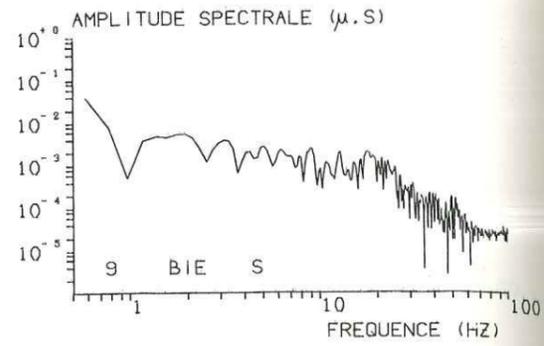
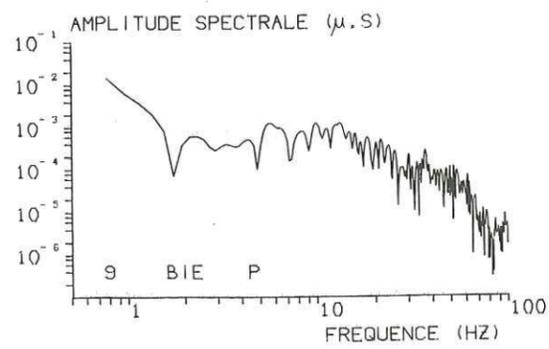


Figure III.7 Suite

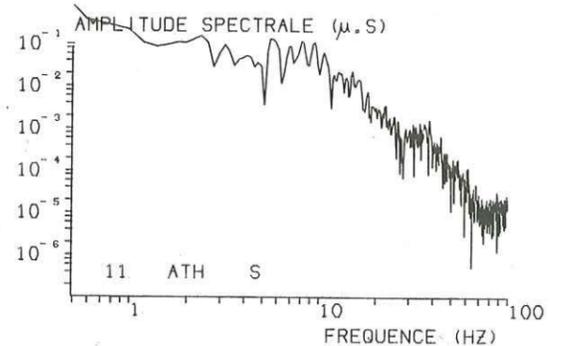
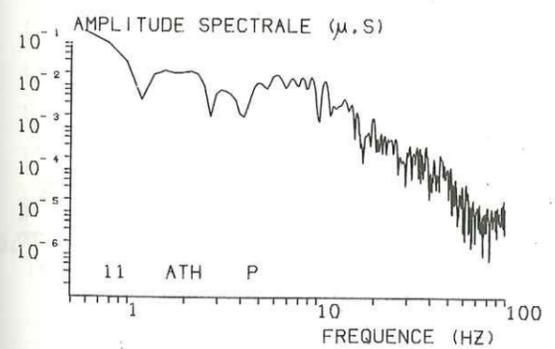
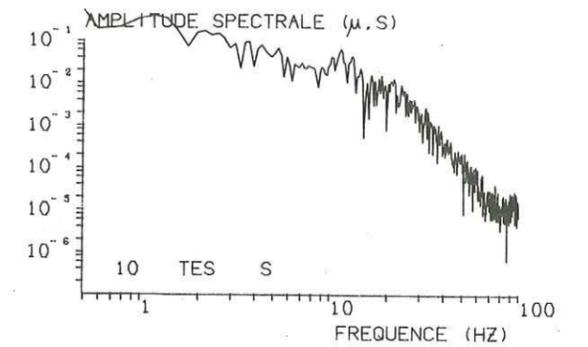
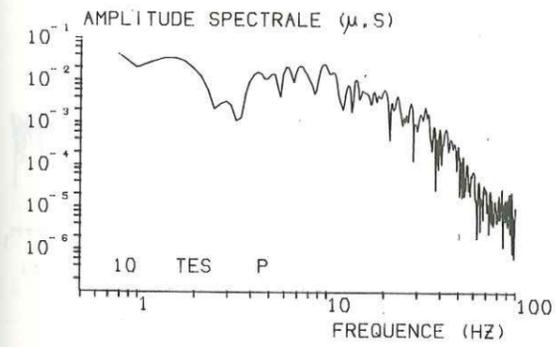
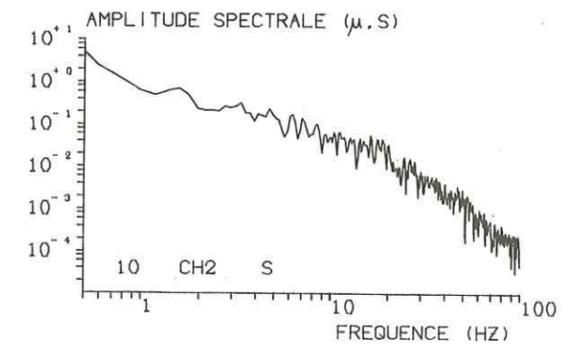
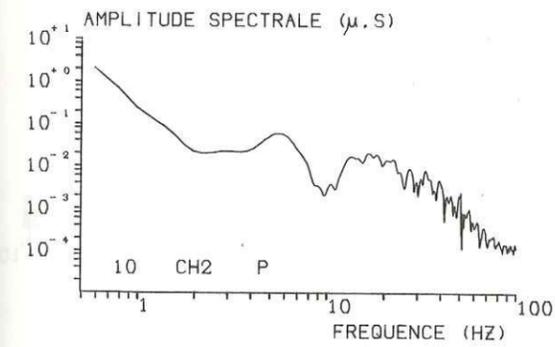
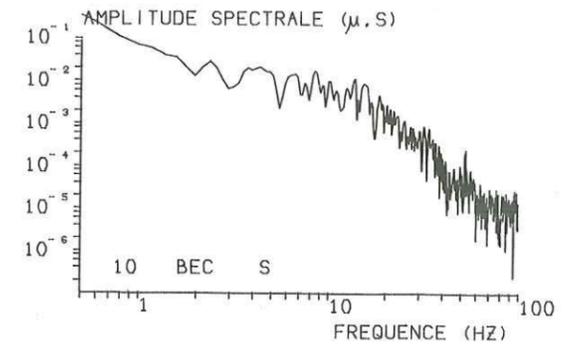
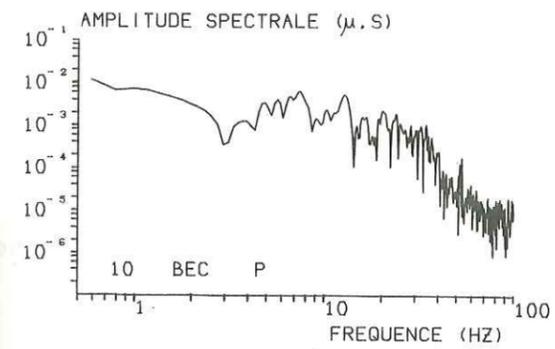


Figure III.7 Suite

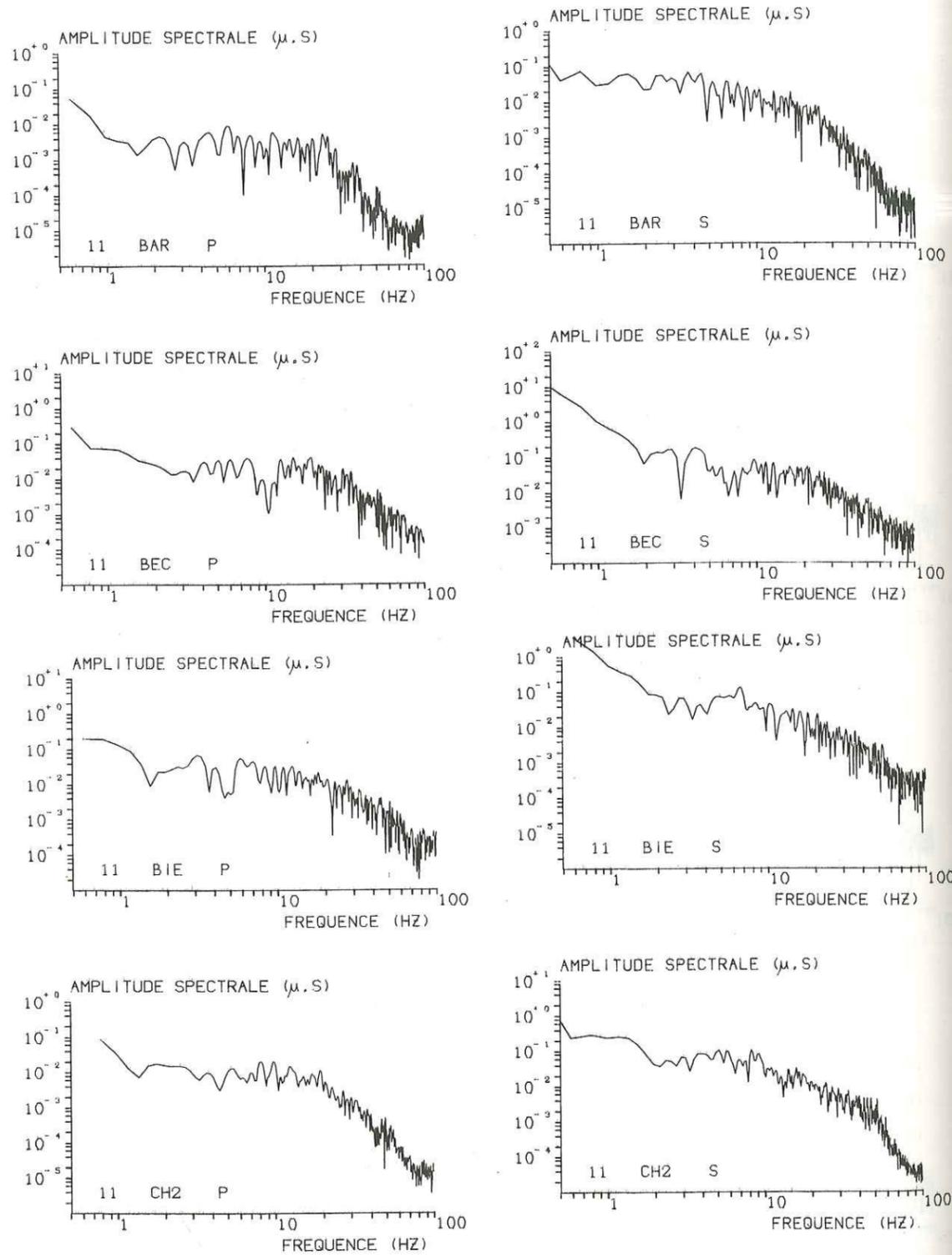


Figure III.7 Suite

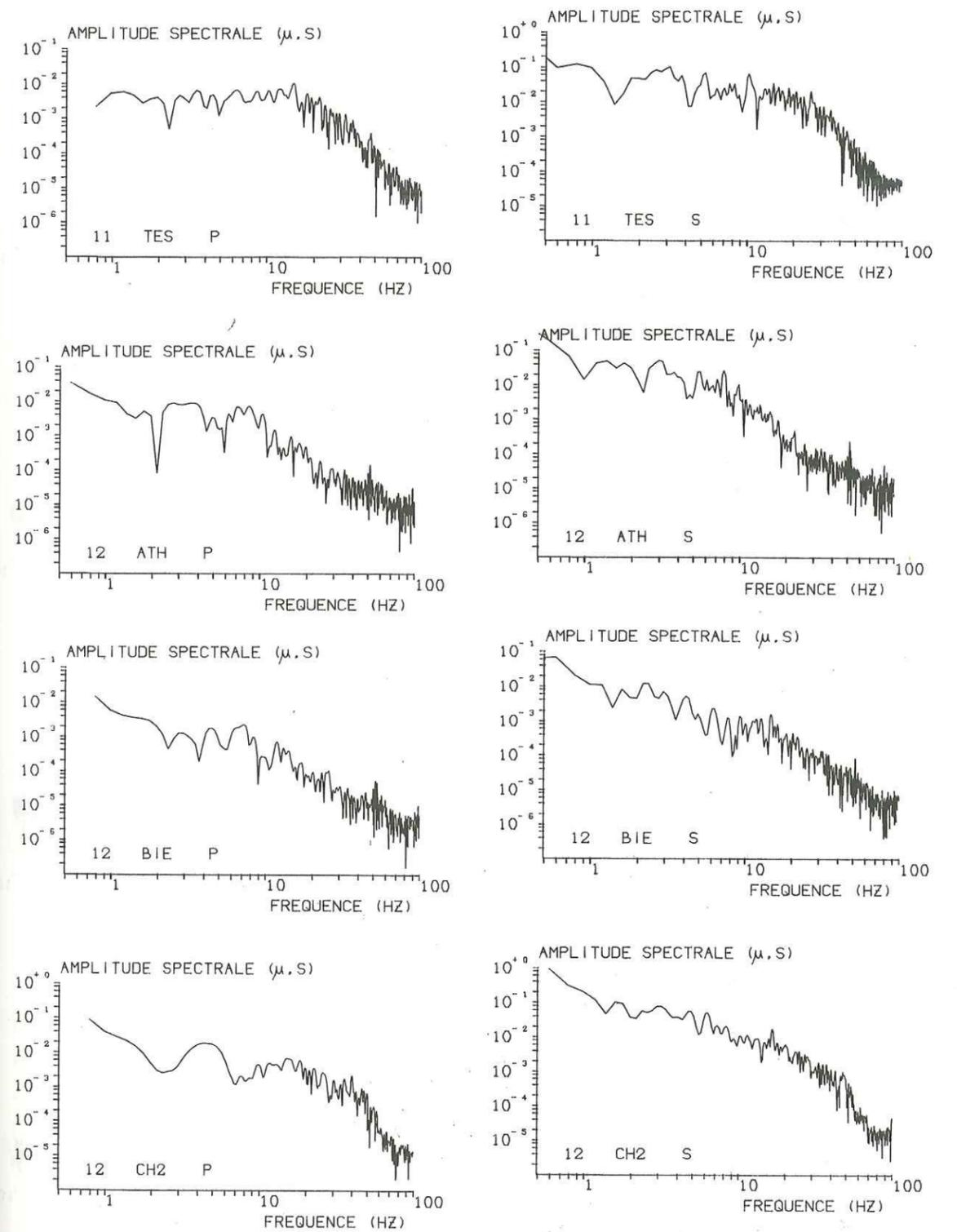


Figure III.7 Suite

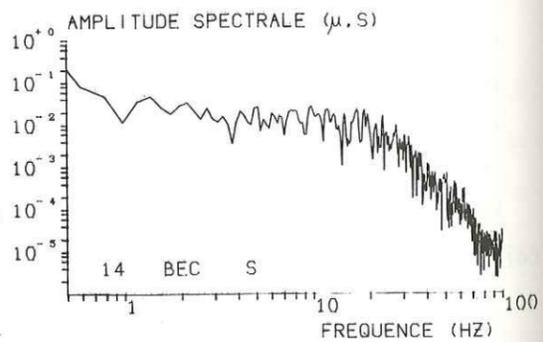
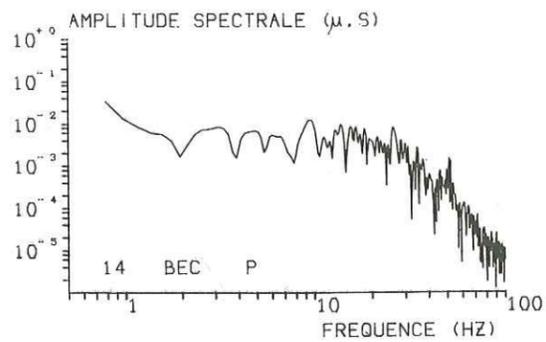
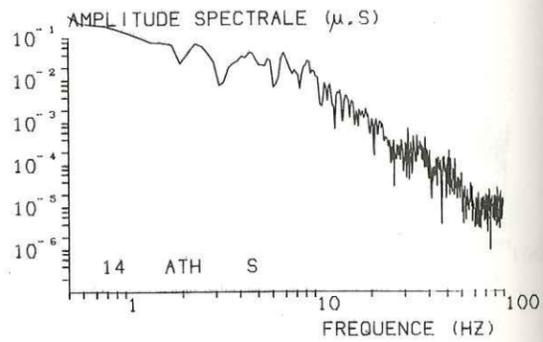
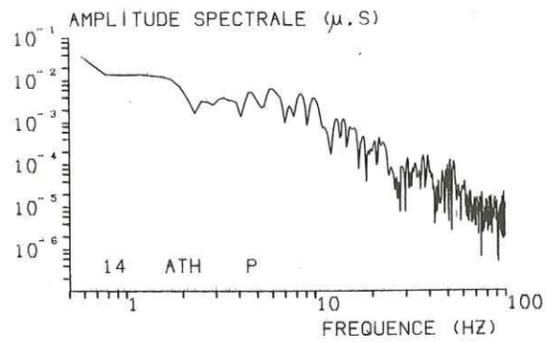
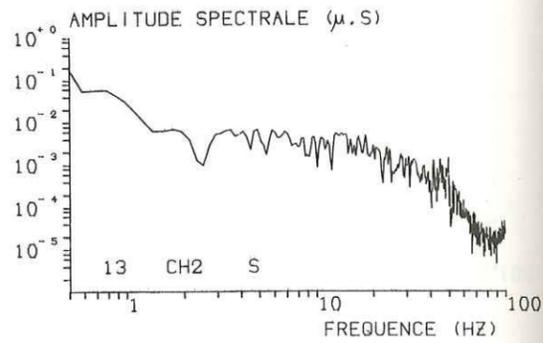
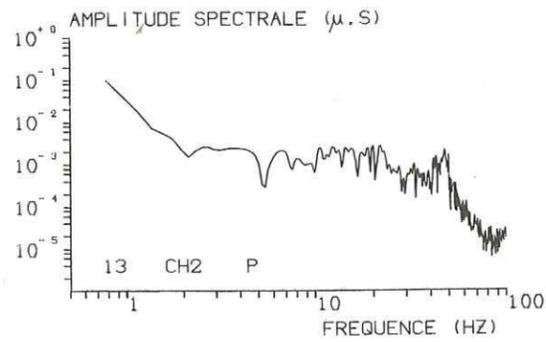
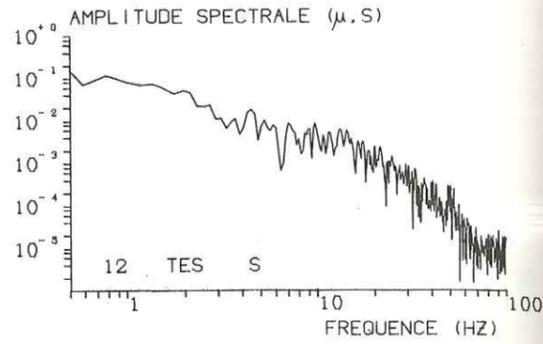
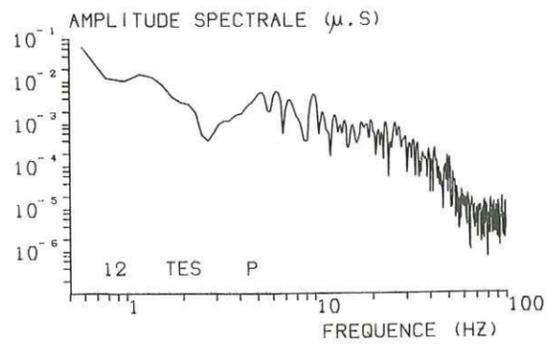


Figure III.7 Suite

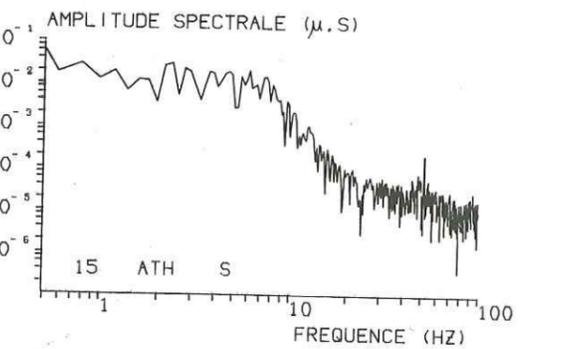
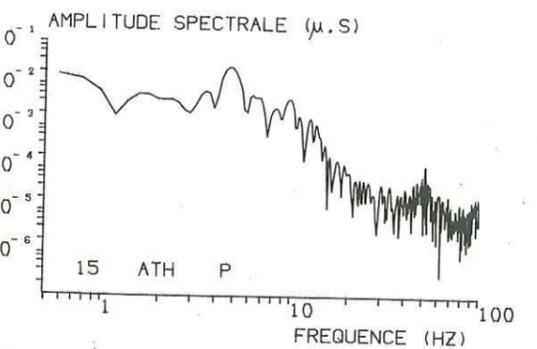
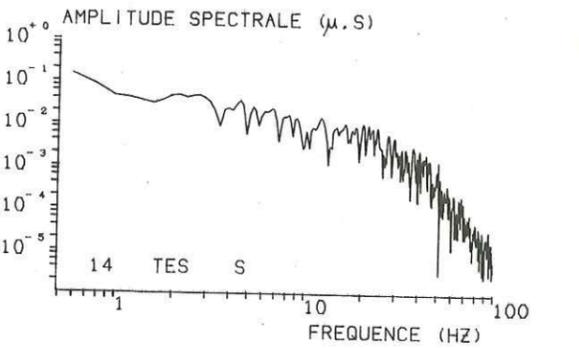
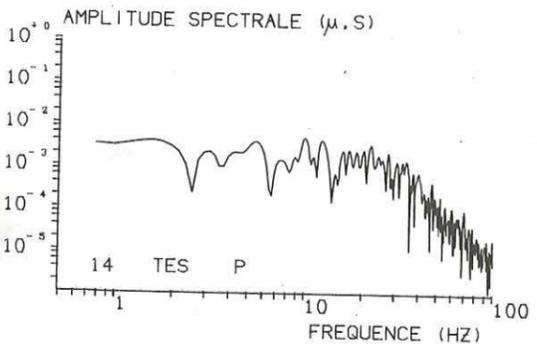
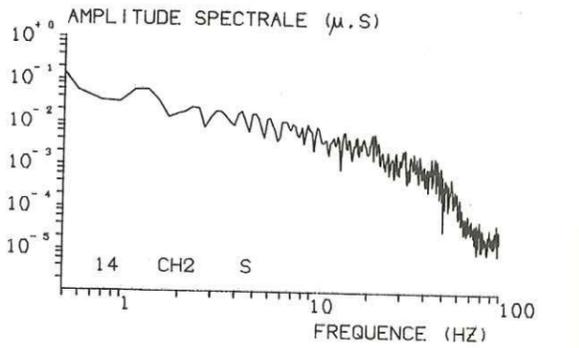
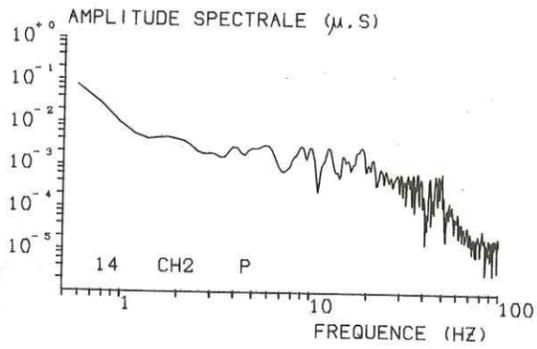
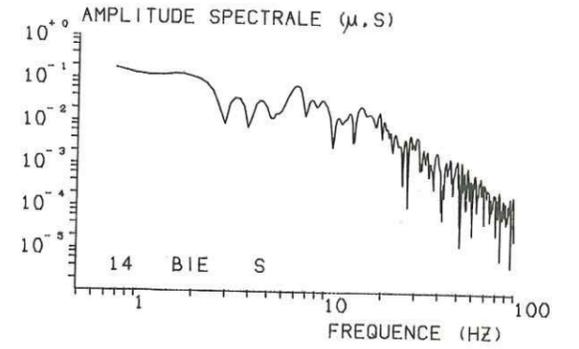
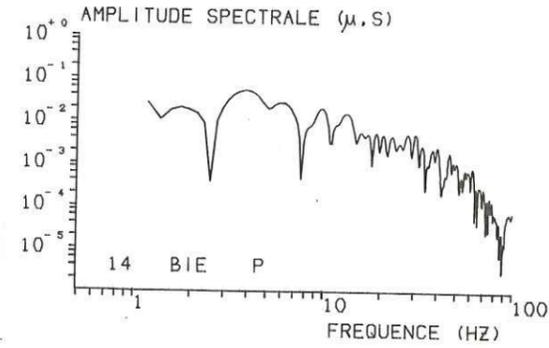


Figure III.7 Suite

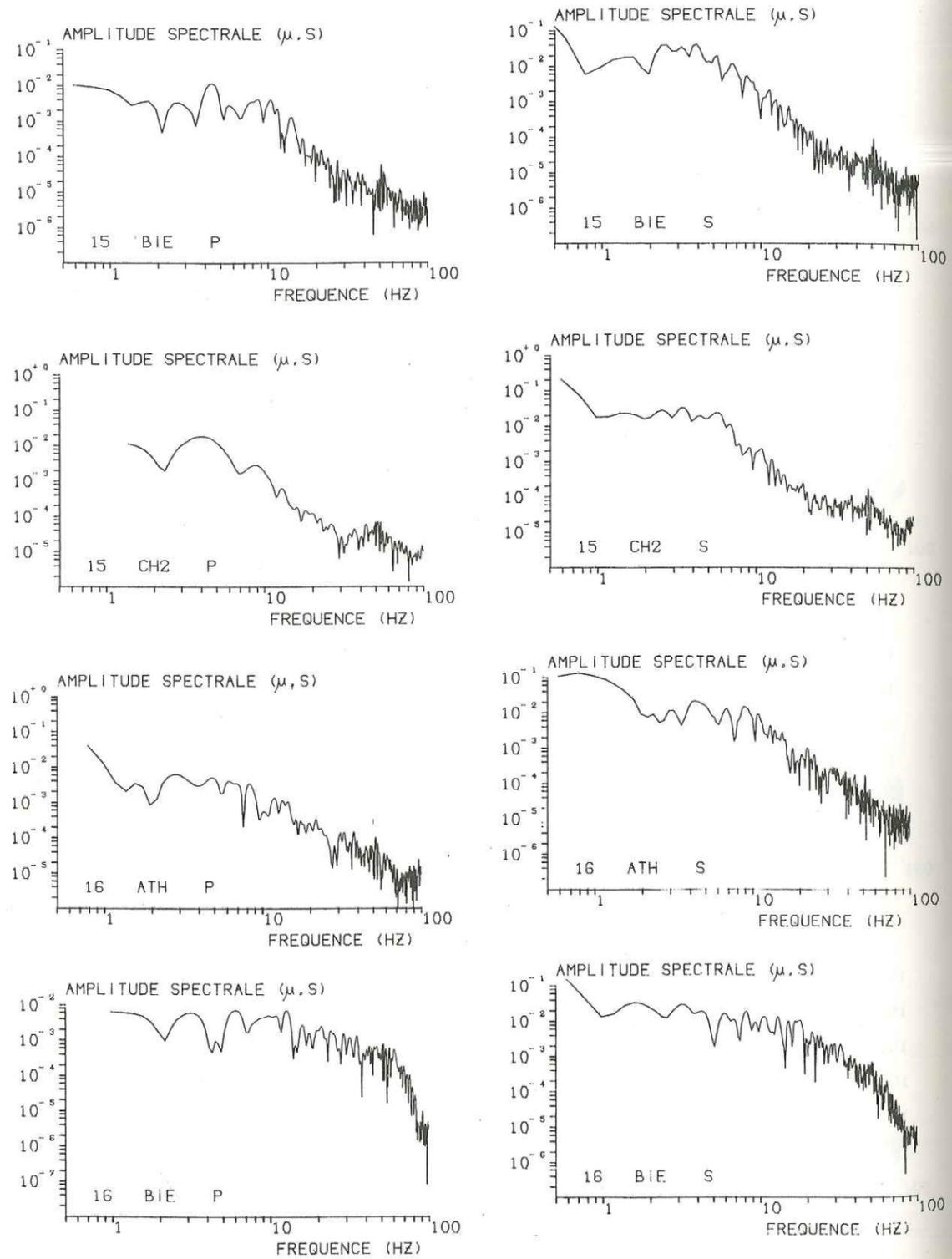


Figure III.7 Suite

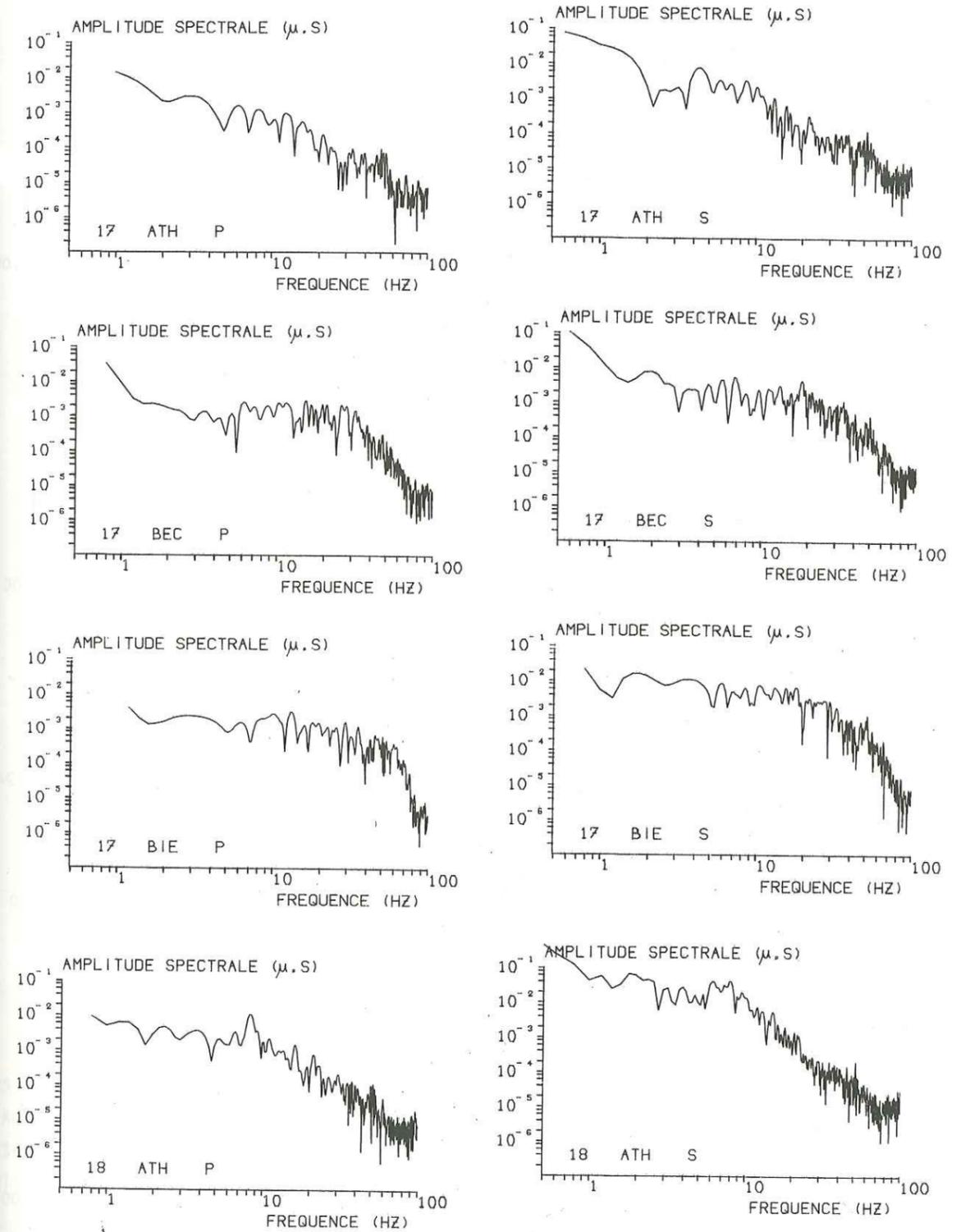


Figure III.7 Suite

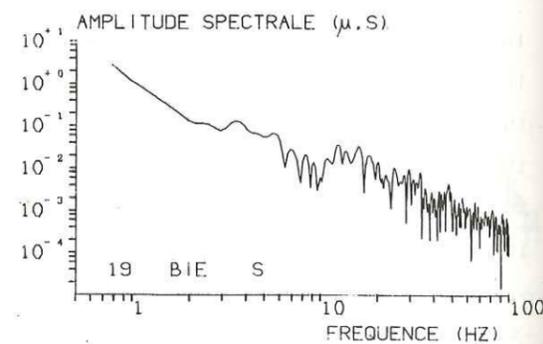
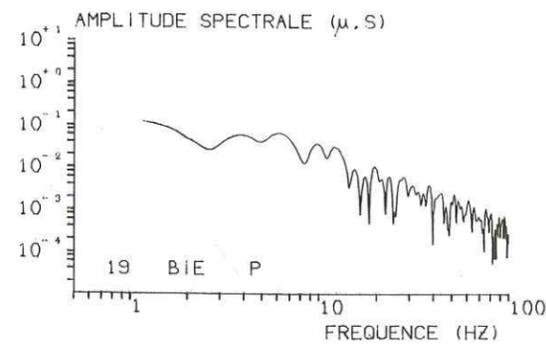
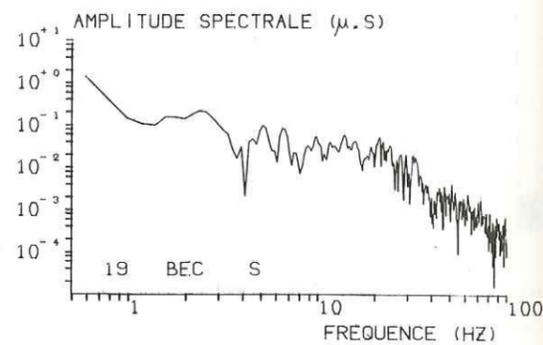
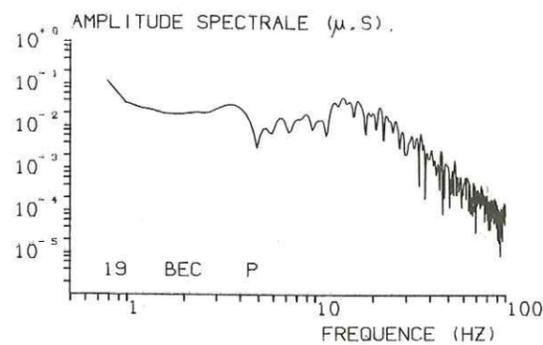
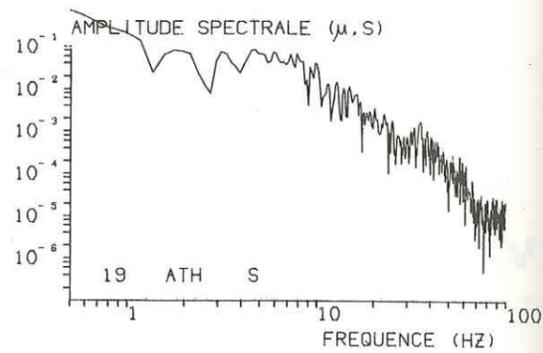
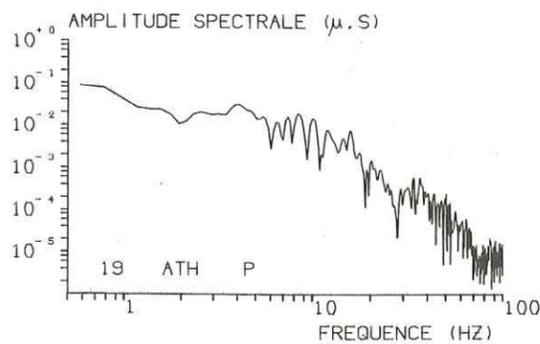
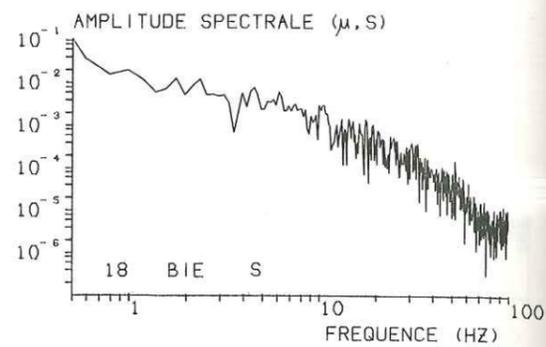
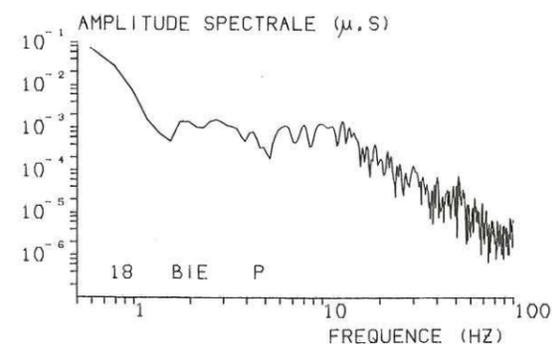


Figure III.7 Suite

## CHAPITRE IV

## FACTEURS AFFECTANT LA FORME ET L'AMPLITUDE DES SPECTRES

## 1 - ATTENUATION ANELASTIQUE

C'est le facteur qui affecte le plus la forme du spectre puisqu'il agit de façon différente suivant la fréquence :

$$D(f, \Delta) = e^{-\frac{\pi f \Delta}{Qv}}$$

$\Delta$  est la distance hypocentrale,  $v$  la vitesse de l'onde considérée,  $Q$  le facteur de qualité moyen du milieu,  $f$  la fréquence.

La figure IV.1 montre l'effet de l'atténuation sur un spectre symbolisé par ses deux asymptotes, enregistré à une distance de 15 km avec une vitesse de l'onde de 3 km/s pour des valeurs de  $Q$  allant de 100 à 500. Pour les faibles valeurs de  $Q$  (fortes atténuations), la partie hautes fréquences du spectre est fortement affectée. En particulier, la décroissance linéaire du spectre à la source devient incurvée.

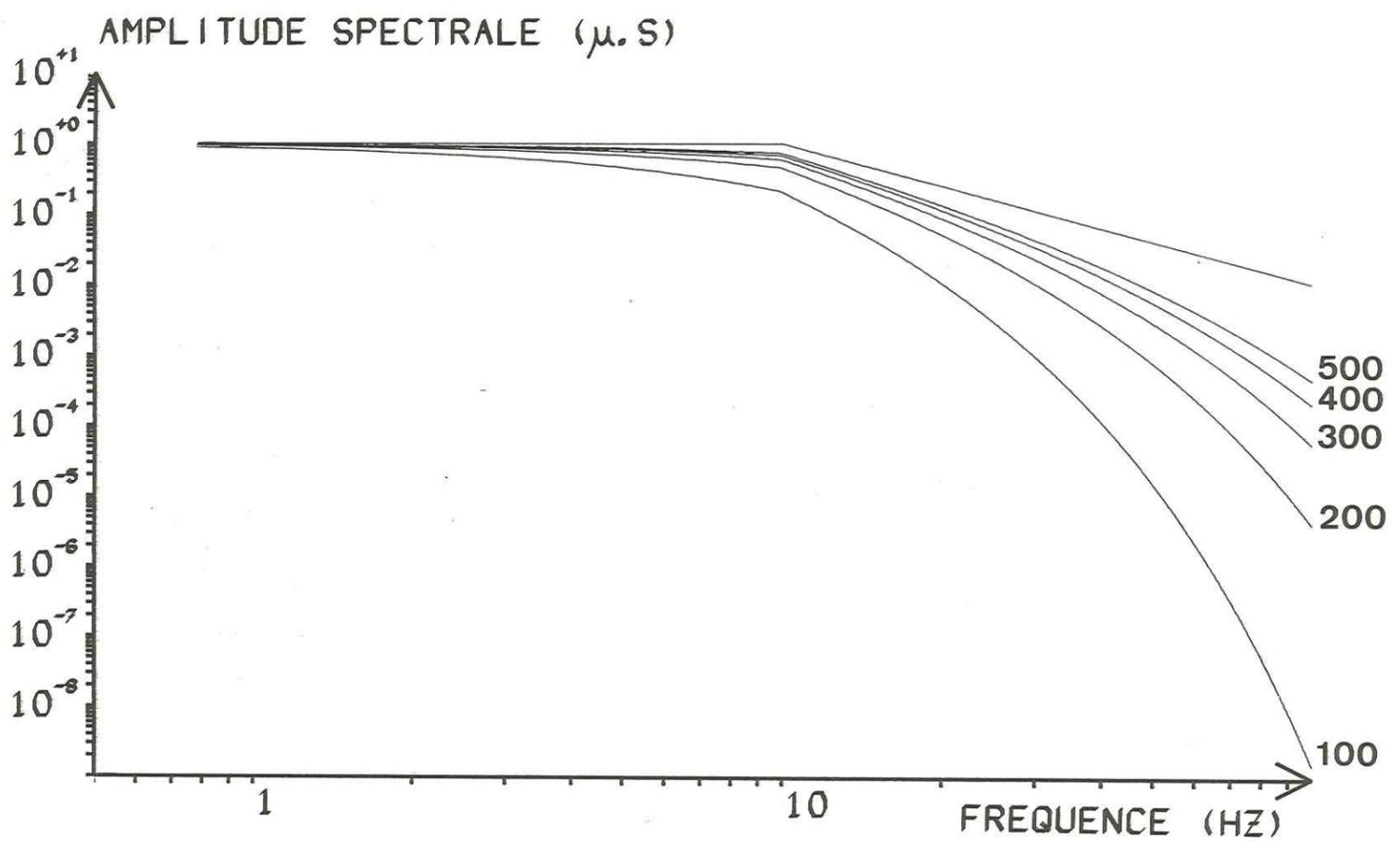


Figure IV.1 Effet de l'atténuation anélastique sur un spectre à la source symbolisé par ses deux asymptotes (spectre du haut), pour des valeurs du facteur de qualité allant de 100 à 500, une distance hypocentrale de 15 km et une vitesse de l'onde de 3 km/s.

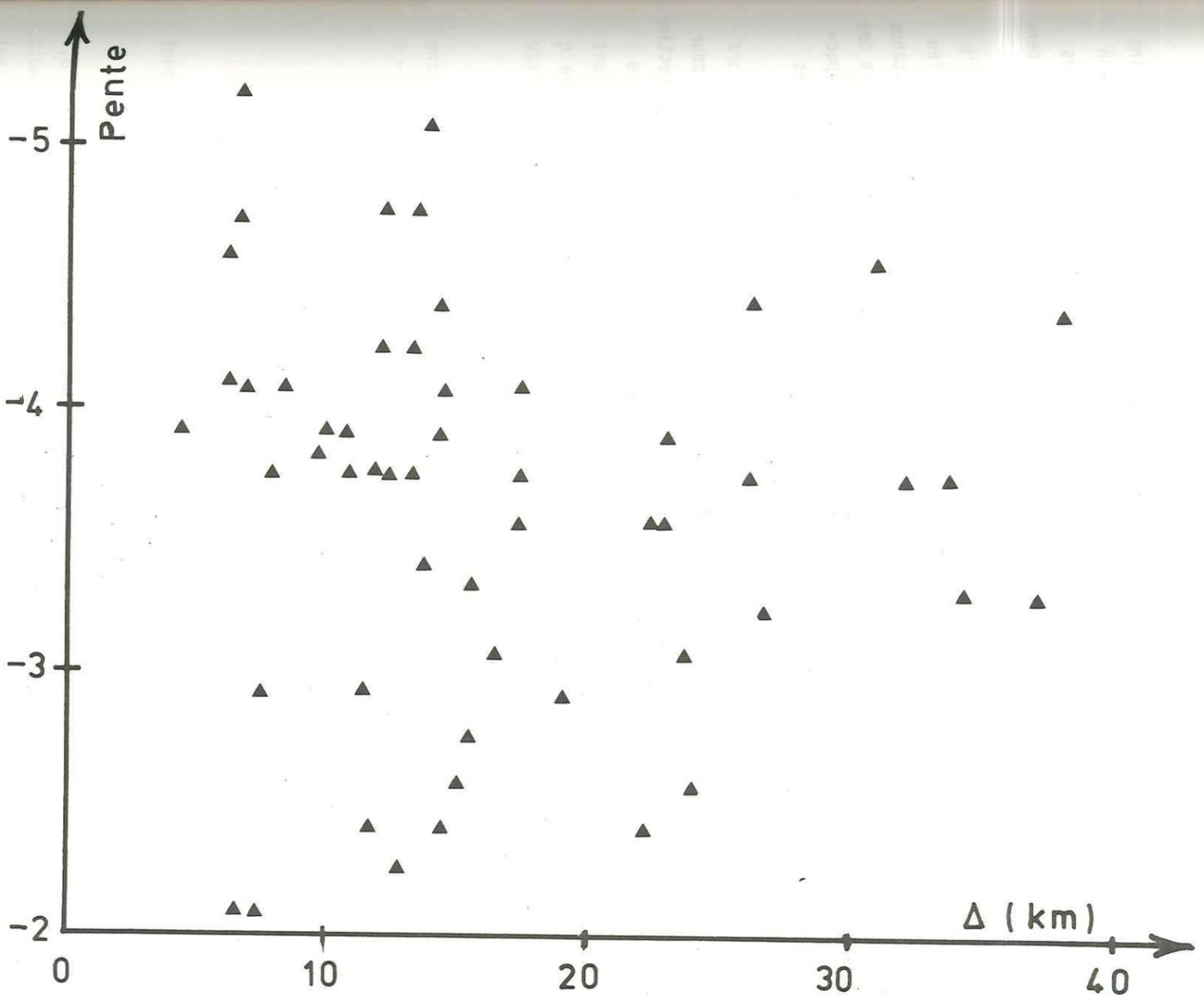


Figure IV.2 Pentas des spectres en fonction de la distance hypocentrale pour chaque couple sisme-station.

Le facteur de qualité a été pris indépendant de la fréquence dans le domaine étudié, par souci de simplification et parce que nous ne possédons aucune information sur son éventuelle variation avec la fréquence. Toutefois, le fait que la plupart des spectres non corrigés de l'atténuation présentent une décroissance linéaire donne à penser que Q augmente avec la fréquence.

Si l'on considère que le facteur de qualité est constant dans tout le milieu de propagation, la pente des spectres doit augmenter en valeur absolue quand la distance hypocentrale augmente. On peut voir sur la figure IV.2 où ont été portées les pentes des spectres en fonction des distances hypocentrales que ce n'est pas le cas pour les spectres calculés dans cette étude, la pente pouvant être aussi forte pour des distances fortes que pour des distances faibles.

Devant cette absence de corrélation, nous avons fait le calcul suivant : pour chaque spectre, nous avons calculé quel était le facteur de qualité qui, après correction conduisait à un spectre de pente  $p'$  identique pour tous les spectres.

Si  $p$  est la pente du spectre non corrigé, on a pour une fréquence  $f$  donnée :

$$p = \frac{\log A(f) - \log (Y_0)}{\log (f/f_c)}$$

où  $A(f)$  est l'amplitude spectrale correspondant à la fréquence  $f$ ,  
 $Y_0$  la valeur du niveau plat,  
 $f_c$  la fréquence coin.

La pente  $p'$  du spectre corrigé sera :

$$p' = \frac{\log A(f) - \log C(f) - \log (Y_0)}{\log (f/f_c)}$$

$C(f)$  représente la correction appliquée à la fréquence  $f$  :

$$C(f) = e^{-\frac{\pi f \Delta}{Qv}}$$

$$\begin{aligned} \log C(f) &= p' \log (f/f_c) - \log A(f) - \log (Y_0) = (p' - p) \log (f/f_c) \\ &= \frac{\pi f \Delta}{Qv} \cdot a \end{aligned}$$

$$d'où \quad Q = \frac{\pi f \Delta a}{V (p' - p) \log (f/f_c)}$$

$a$  représente le rapport entre logarithme décimal et logarithme népérien :  
 $a = \log (e)$ .

Cette formule est valable aussi bien pour l'onde S que pour l'onde P, à condition de choisir pour  $V$  la vitesse correspondant à la phase étudiée.

Nous voyons d'autre part que pour calculer  $Q$  il nous faut fixer une valeur de  $f$  et de  $p'$ . Pour le calcul, la valeur de  $f$  a été fixée à 50 Hz qui est la fréquence centrale de la zone de fréquence utilisée pour tracer l'asymptote hautes fréquences. Pour  $p'$  la valeur prise est - 2, pente moyenne des spectres théoriques calculés pour les plus utilisés des modèles théoriques (Brune (1971), Madariaga (1976)).

Pour éviter une erreur trop grande sur les valeurs de  $Q$  ainsi calculées, seules ont été retenus pour le calcul les spectres dont les pentes  $p$  mesurées sont inférieures à - 3. L'erreur commise sur  $Q$  est égale à :

$$\Delta Q = \frac{-\pi f R a \Delta (p' - p)}{V \log (f/f_c) (p' - p)^2}$$

Si  $p' - p$  est petit, une faible erreur sur la différence  $p' - p$  entraîne une forte erreur sur  $Q$ .

Les valeurs de  $Q$  ont été calculées pour l'onde P avec une vitesse  $V_p$  de 5,8 km/s et pour l'onde S une vitesse  $V_s$  de 3,3 km/s et les valeurs de  $Q$  portées en fonction de la distance hypocentrale  $\Delta$  (figure IV.3). On voit que les hautes valeurs absolues de la pente, observées pour des distances hypocentrales faibles s'expliquent par une augmentation rapide du facteur de qualité avec la distance hypocentrale. Cette augmentation peut être une conséquence de l'augmentation du facteur de qualité avec la profondeur. En effet, plus la distance est grande et plus les rais se propagent dans des couches profondes.

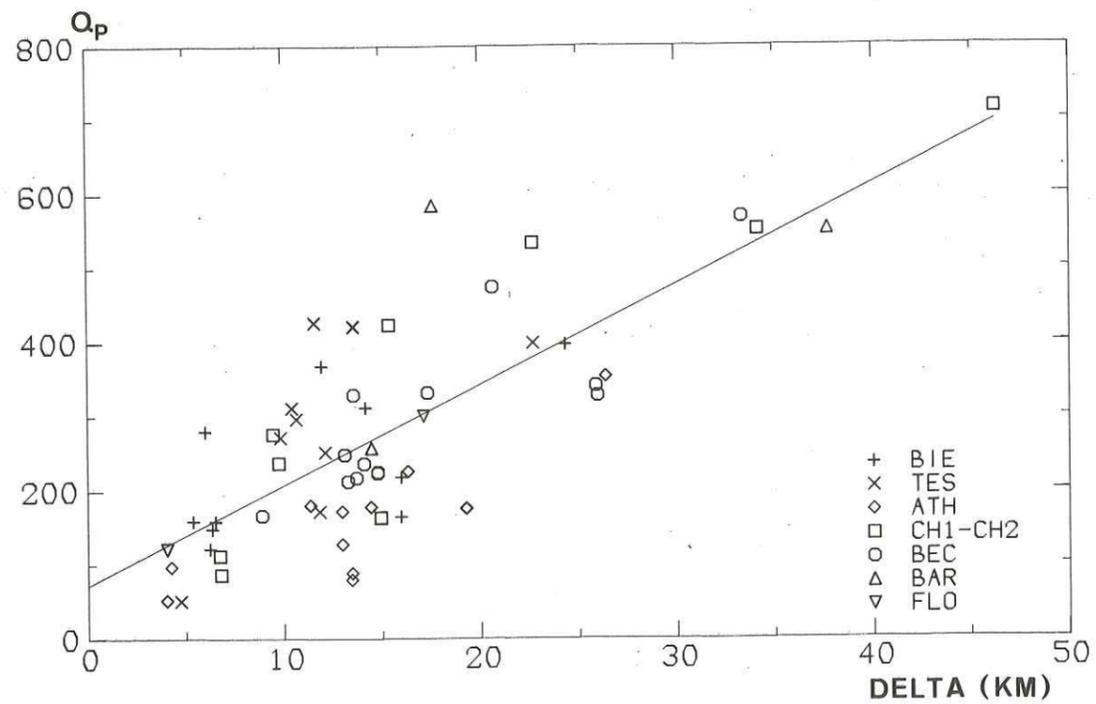
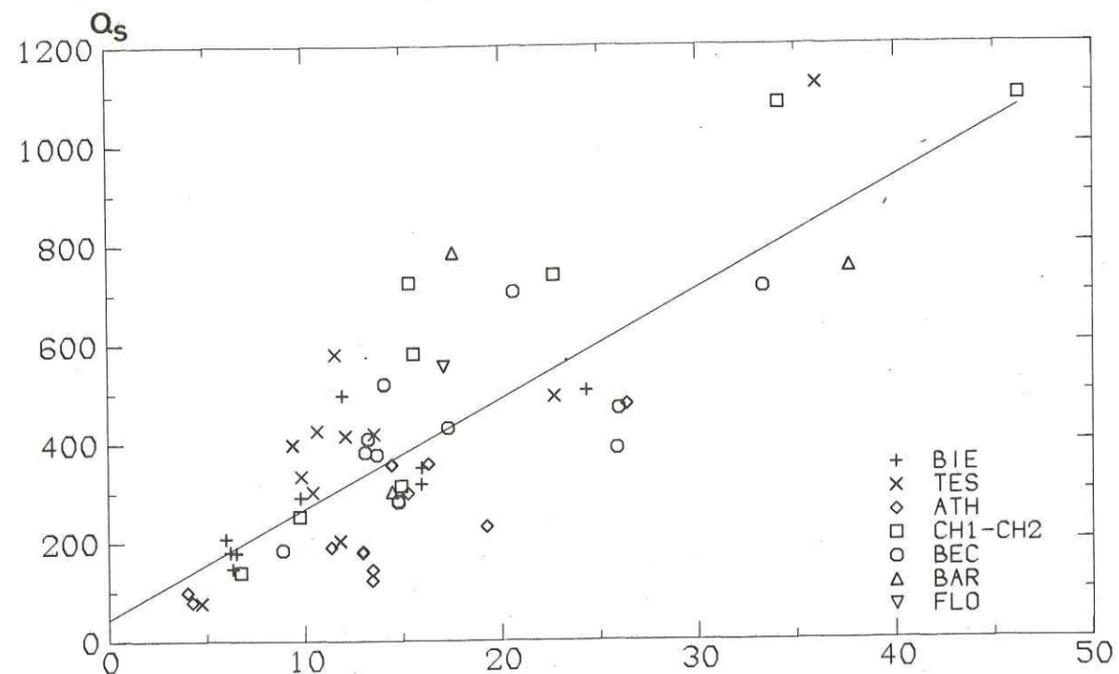


Figure IV.3 Variation du facteur de qualité  $Q$  avec la distance hypocentrale  $\delta$  pour chaque couple sisme-station. En haut pour les ondes S, en bas pour les ondes P. Des symboles différents ont été utilisés pour chaque station.

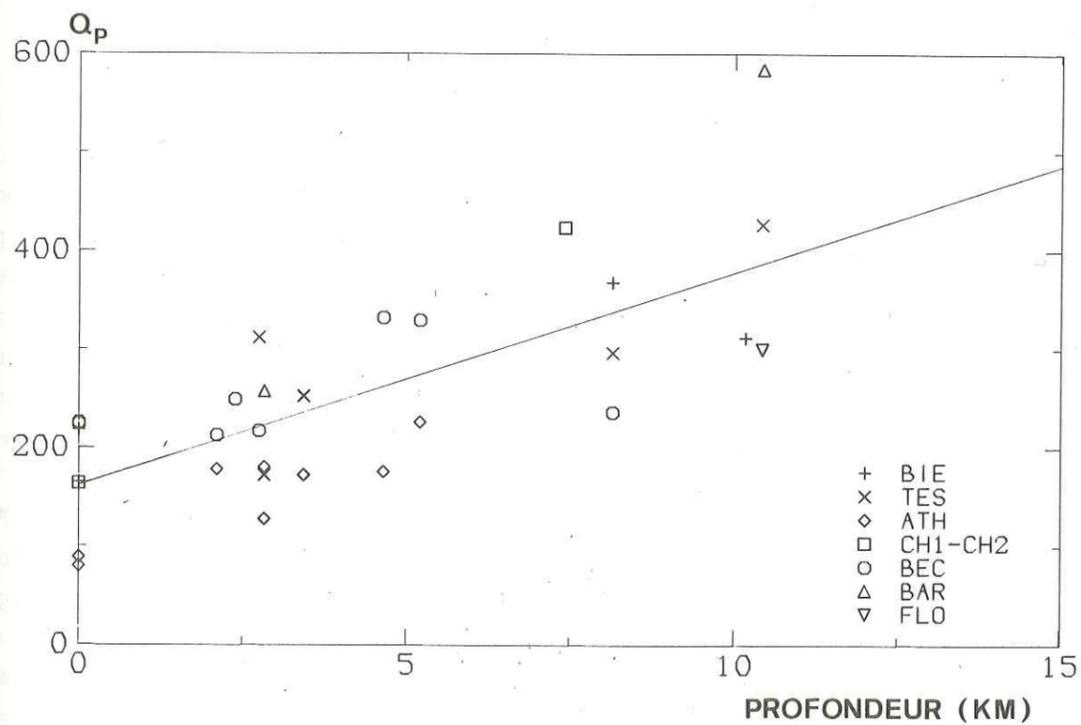
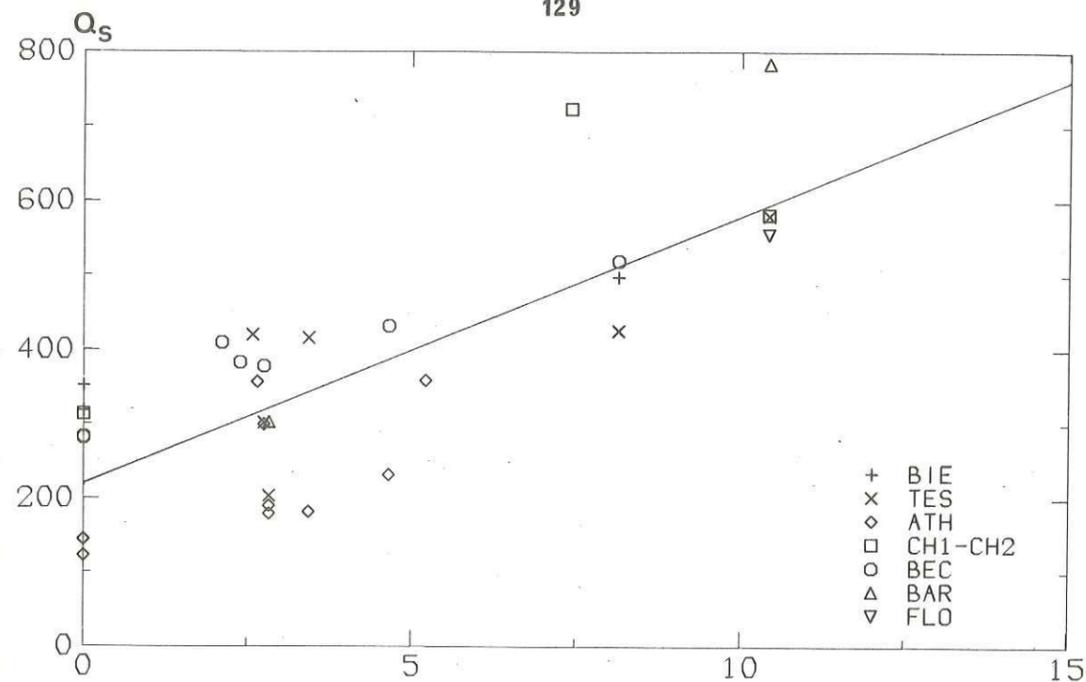


Figure IV.4 Variation du facteur de qualité  $Q$  avec la profondeur des foyers pour chaque couple sisme-station dont les distances hypocentrales sont comprises entre 10 et 20 km. En haut pour l'onde S, en bas pour l'onde P. Des symboles différents ont été utilisés pour chaque station.

La dispersion observée sur la figure IV.3 s'explique par le fait que la pente  $p'$  choisie n'est pas obligatoirement égale à la pente du spectre à la source, ce qui entraîne une erreur sur la valeur de  $Q$ . D'autre part, tous les séismes ont été portés ensemble, sans distinction sur la profondeur du foyer. Or, s'il y a une augmentation de  $Q$  avec la profondeur, cette augmentation doit être visible si l'on porte les valeurs de  $Q$  calculées en fonction de la profondeur du foyer, pour des stations situées à une même distance hypocentrale. C'est ce qui a été fait sur la figure IV.4 pour des stations situées entre dix et vingt kilomètres de distance hypocentrale. On observe effectivement une augmentation de  $Q$  assez rapide avec la profondeur du foyer, ce qui dénote une augmentation rapide de  $Q$  avec la profondeur.

Pour cette étude, les deux tirs de carrières ont été utilisés comme s'il s'agissait de séismes (points à 0 km de profondeur sur la figure IV.4).

Il n'apparaît pas de différence notable entre les différentes stations, mis à part pour la station d'Athas (ATH) qui présente des valeurs de  $Q$  plus faibles que les autres stations, ce qui confirme l'hypothèse d'une zone à forte atténuation sous cette station (voir chapitre III.4).

Les valeurs de  $Q$  trouvées pour l'onde S sont assez surprenantes. En effet, on considère généralement que le facteur de qualité de l'onde S est inférieur à celui de l'onde P, ce qui n'est pas le cas sur la figure IV.3. On pourrait expliquer ce phénomène par la contamination de l'onde S par l'onde P dans la partie hautes fréquences du spectre (chapitre III.7), qui aurait pour conséquence de diminuer en valeur absolue la pente mesurée sur les spectres des ondes S. On peut toutefois constater qu'il existe des cas (voir en particulier le séisme n° 8 sur la figure III.6) où le spectre de l'onde S est toujours supérieur au spectre de l'onde P. Donc dans ce cas là, on ne peut pas parler de contamination du spectre de l'onde S par celui de l'onde P. La pente mesurée est bien celle du spectre de l'onde S. Or cette pente est égale ou inférieure à celle du spectre de l'onde P, ce qui conduit à un facteur de qualité plus grand pour l'onde S que pour l'onde P. Ce résultat ne paraît donc pas entièrement dû à une erreur faite sur la mesure de la pente du spectre de l'onde S mais paraît bien être une caractéristique du milieu de propagation.

Les valeurs de  $f$  et de  $p'$  choisies pour ce calcul peuvent paraître arbitraires. Néanmoins, le résultat qualitatif qui est que  $Q$  augmente rapidement avec la profondeur reste valable quelles que soient les valeurs de  $p'$  et  $f$  choisies.

On voit donc qu'il est impossible de corriger tous les spectres avec un facteur de qualité unique et constant dans tout le milieu de propagation. Les spectres correspondant aux séismes superficiels ou aux faibles distances hypocentrales seraient beaucoup trop peu corrigés tandis que ceux correspondant aux séismes plus profonds ou aux grandes distances le seraient trop.

Nous avons donc préféré mesurer les paramètres spectraux sur les spectres non corrigés de l'atténuation. Nous verrons par la suite (chapitre V.2) que ceci n'entraîne pas d'erreurs importantes sur les paramètres de la source calculés.

## 2 - ETUDE DE LA LOI D'EXPANSION GEOMETRIQUE

On peut estimer que la valeur du niveau plat du spectre est peu affectée par l'atténuation anélastique puisqu'elle est mesurée à partir des basses fréquences du spectre (1 à 10 Hz). Par contre, cette valeur est affectée par tous les facteurs agissant de façon globale sur l'amplitude du spectre, indépendamment de la fréquence : expansion géométrique, facteur de la radiation de la source  $R_{\theta\phi}$ , réflexion à la surface libre, amplification du site.

Si l'on porte les valeurs du niveau plat pour un même séisme dans les différentes stations, en fonction de la distance hypocentrale, on obtient une répartition des points assez dispersée. D'autre part, le nombre de stations est trop faible pour pouvoir tracer une courbe de décroissance de l'amplitude avec la distance pour chaque séisme pris séparément.

Il apparaît donc nécessaire de regrouper les données de tous les séismes dans toutes les stations. Mais il se pose alors un problème de normalisation. Chaque séisme ayant en effet un moment sismique différent, il est impossible de porter telles quelles, les valeurs des niveaux plats des différents séismes ensemble. Pour normaliser nous avons fait l'opération suivante :

En supposant une expansion géométrique en  $1/\Delta$ , nous avons calculé pour chaque séisme le moment sismique obtenu dans chaque station pour l'onde P et pour l'onde S en utilisant la formule :

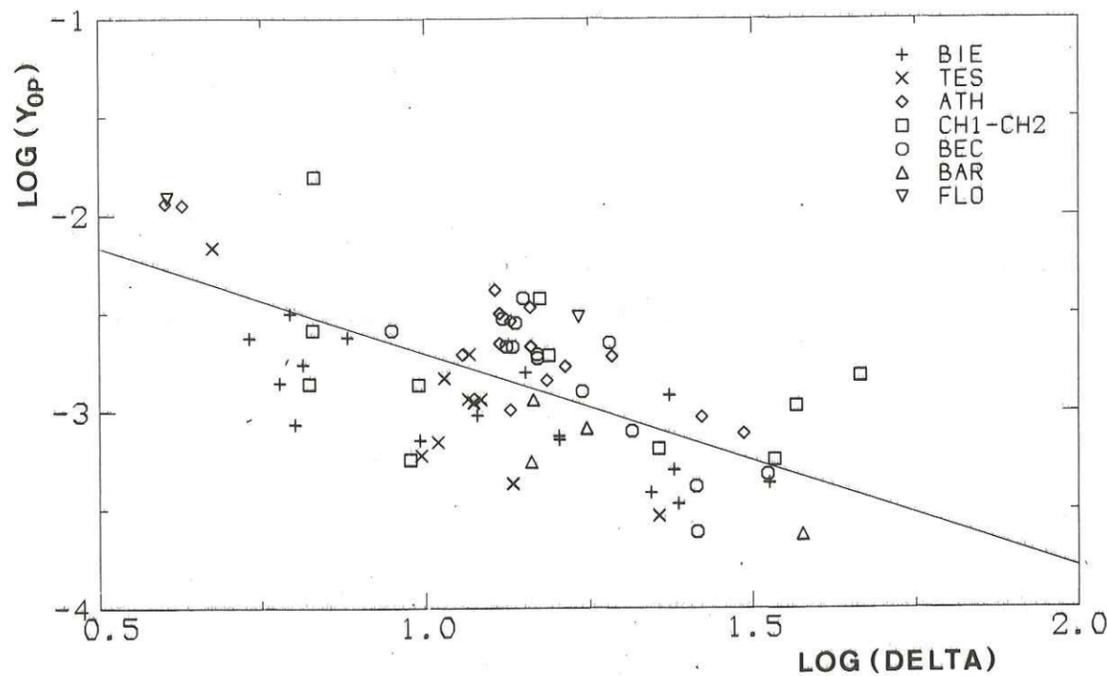
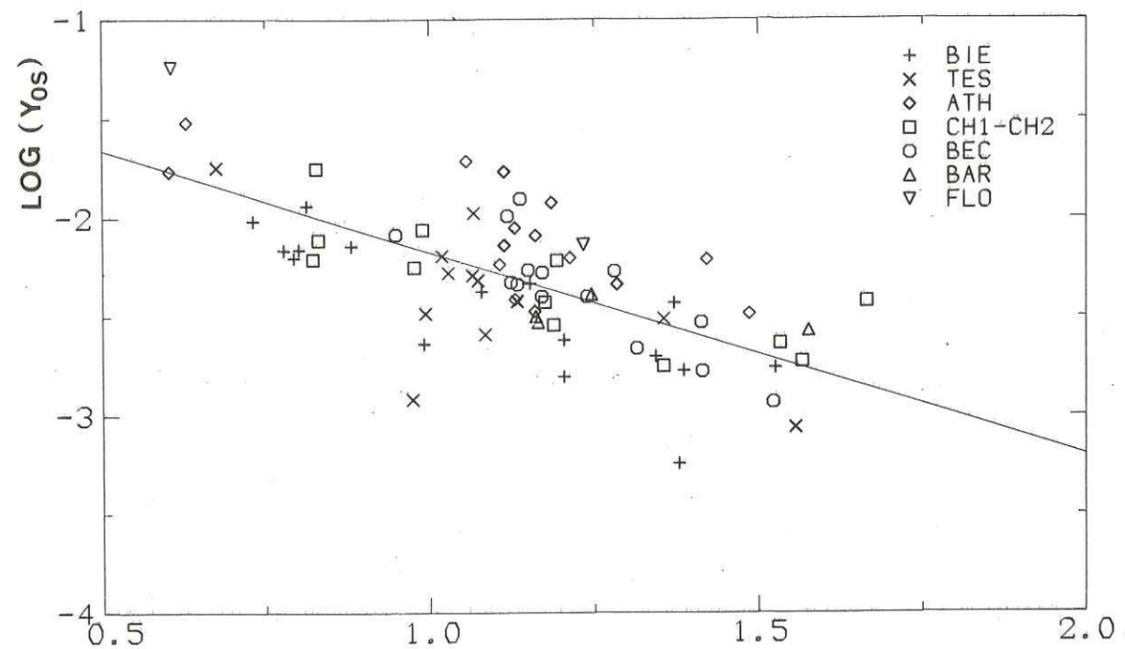


Figure IV.5 Vérification de la validité de la loi d'expansion géométrique en  $1/\Delta$ . Valeurs du niveau plat  $Y_0$  portées en fonction de la distance hypocentrale pour chaque couple séisme-station. Les niveaux plats ont été normalisés de façon à ce que tous les séismes aient le même moment sismique. En haut pour l'onde S, en bas pour l'onde P.

$$M_0 = 4\pi\Delta\rho V^3 Y_0 \quad (\text{Modèle de Brune (1971) étendu de l'onde P}),$$

ce qui revient à prendre une loi d'expansion géométrique en  $1/\Delta$ . Nous avons ensuite fait pour chaque séisme la moyenne de toutes les valeurs du moment sismique obtenues pour les ondes P et les ondes S. Nous avons ainsi calculé le moment sismique moyen pour chaque séisme.

Un facteur de normalisation a été calculé pour chaque séisme, en se basant sur un séisme dont le moment sismique est proche de la moyenne de l'ensemble des moments sismiques, de façon à ce que tous les séismes aient le même moment sismique moyen.

Pour chaque séisme et chaque station, le logarithme décimal du niveau plat divisé par ce facteur de normalisation a été porté en fonction du logarithme décimal de la distance hypocentrale, séparément pour l'onde P et pour l'onde S (figure IV.5). La pente des droites de moindre carré tracées pour l'onde P et pour l'onde S est très proche de -1 (onde P -  $1.08 \pm 0.09$ , onde S -  $1.03 \pm 0.07$ ). Nous vérifions ainsi qu'il est légitime de prendre une loi d'expansion géométrique en  $1/\Delta$  correspondant à un milieu homogène.

### 3 - AMPLIFICATION DU SITE

Sur la figure IV.5, il est visible que toutes les stations n'ont pas la même amplification. Les points correspondant à la station ATH sont tous situés au-dessus des droites de moindres carrés alors que ceux de la station de Bielle (BIE) ou du tunnel d'Escot (TES) sont situés au-dessous, tant pour l'onde P que pour l'onde S.

Pour mettre en évidence certains effets de faible amplitude comme l'effet du mécanisme au foyer sur la valeur du niveau plat dans les différentes stations, il est nécessaire de corriger l'amplitude spectrale, du facteur d'amplification du site. Pour cela, la moyenne des écarts, pour l'onde P comme pour l'onde S, avec les deux droites de moindres carrés a été calculée pour chaque station. Les valeurs obtenues pour l'onde P et pour l'onde S sont généralement proches l'une de l'autre. Une moyenne a été faite sur les deux phases et cette moyenne a été prise comme valeur du facteur d'amplification du site, en se référant à la station BIE. Les valeurs obtenues sont :

FLO	4.05
CH	1.82
BAR	1.17
BEC	2.14
TES	1.05
BIE	1.00
ATH	2.68

Si l'on excepte la valeur obtenue pour la station FLO qui ne concerne que deux séismes, l'écart maximum (entre ATH et BIE) correspond à un facteur 2,7. Les facteurs d'amplification du site sont donc loin d'être négligeables et il est important, afin de pouvoir comparer les résultats obtenus dans différentes stations, de corriger les spectres de ce facteur.

#### 4 - EFFETS DU MECANISME AU FOYER

Le mécanisme au foyer, considéré comme un double couple, rayonne une amplitude différente suivant les valeurs de  $\theta$  et  $\phi$ , angles définissant la direction du rai par rapport à la source (figure IV.6).

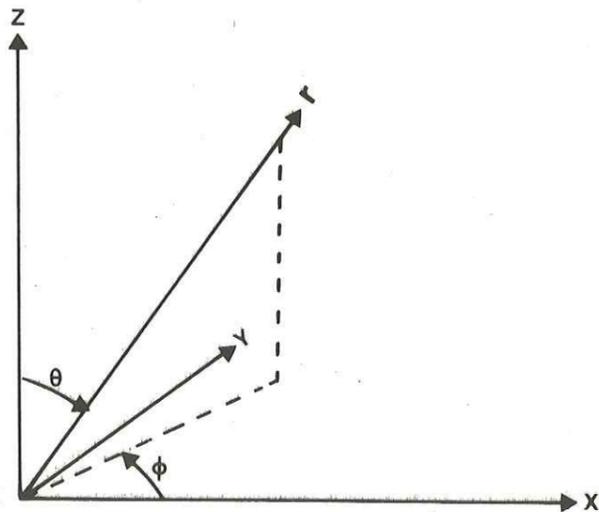


Figure IV.6

Pour l'onde P le facteur de radiation vaut  $R_p(\theta, \phi) = \sin 2\theta \cos \phi$   
 Pour l'onde S le facteur de radiation vaut  $R_s(\theta, \phi) = \cos 2\theta \cos \phi$   
 (Figure IV.7).

Mis à part tous les autres phénomènes de propagation, on voit que le mécanisme au foyer peut conduire à des différences d'amplitude du signal dans les différentes stations et fausser ainsi la mesure du niveau plat.

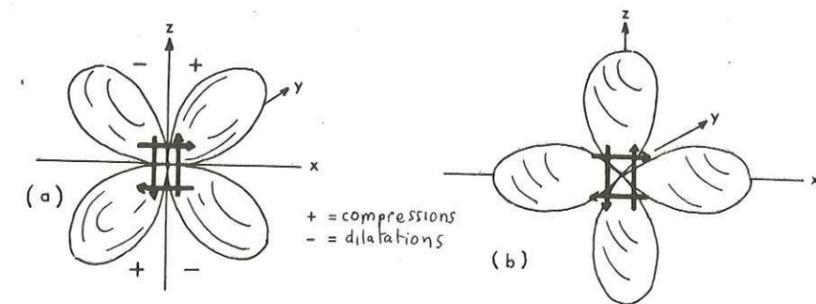


Figure IV.7 Diagrammes de radiation d'un mécanisme de double couple pour une onde P (a) et pour une onde S (b). Les plans nodaux sont les plans xoy et yoz.

Pour les séismes n° 3, 4, 5, 8, 10, 12, 14, 16, 17, 18, 19, nous disposons de solutions focales calculées dans la première partie de cette étude. Ces solutions focales ont été calculées en utilisant un certain modèle de vitesse. En reprenant ce modèle, il est possible de calculer les angles  $\theta$  et  $\phi$ , connaissant la position relative séisme-station. On peut donc calculer pour les deux phases P et S un facteur de radiation théorique.

Pour étudier l'influence réelle du mécanisme au foyer sur les spectres, nous avons porté les valeurs du niveau plat corrigés de l'expansion géométrique et du facteur

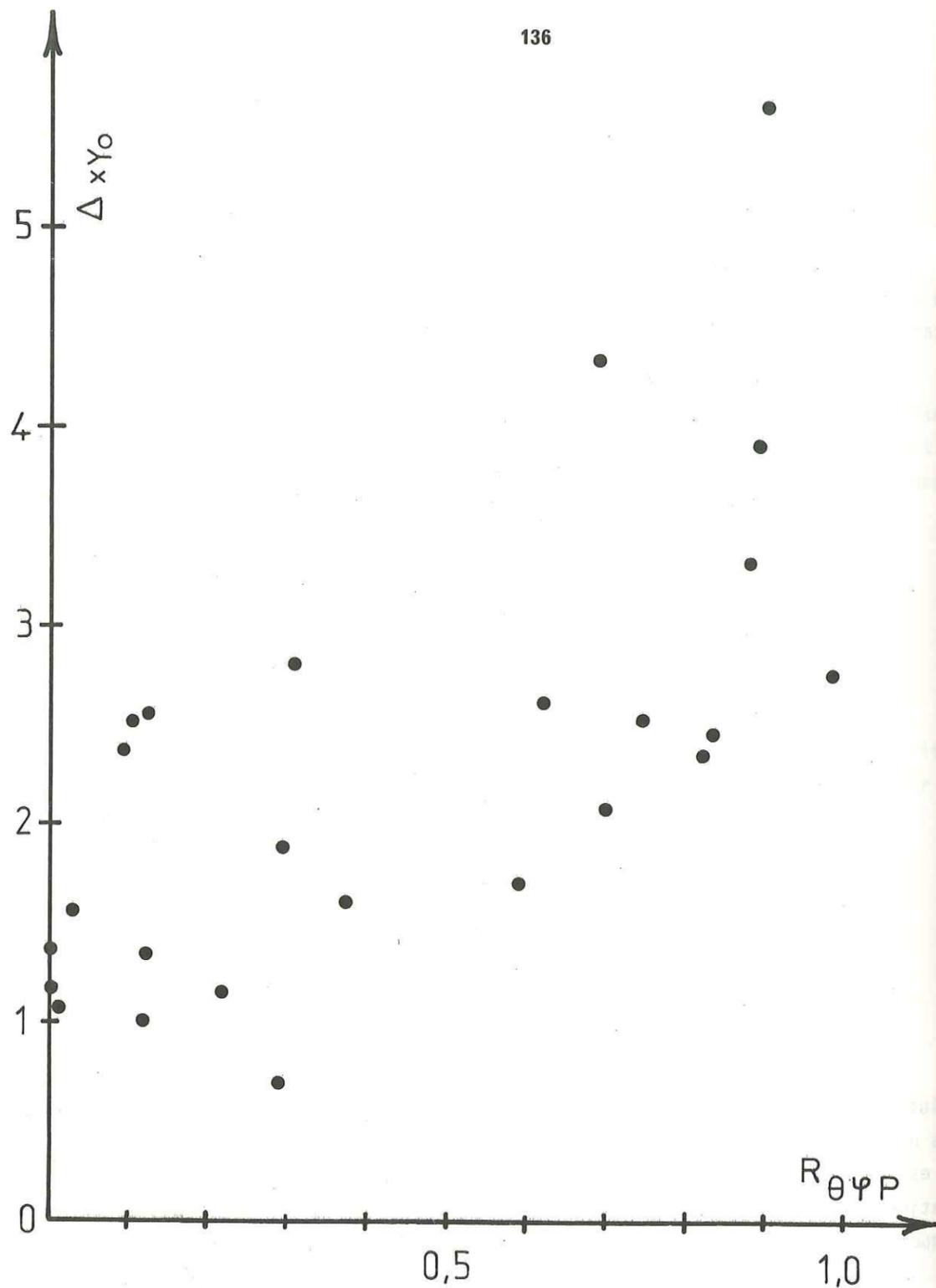


Figure IV.8 Valeurs du niveau plat  $\gamma_{0P}$  des spectres de l'onde P corrigés de l'expansion géométrique (multipliés par la distance hypocentrale), en fonction du facteur de radiation théorique  $R_{\theta\psi P}$  calculé à partir des solutions focales de la première partie.

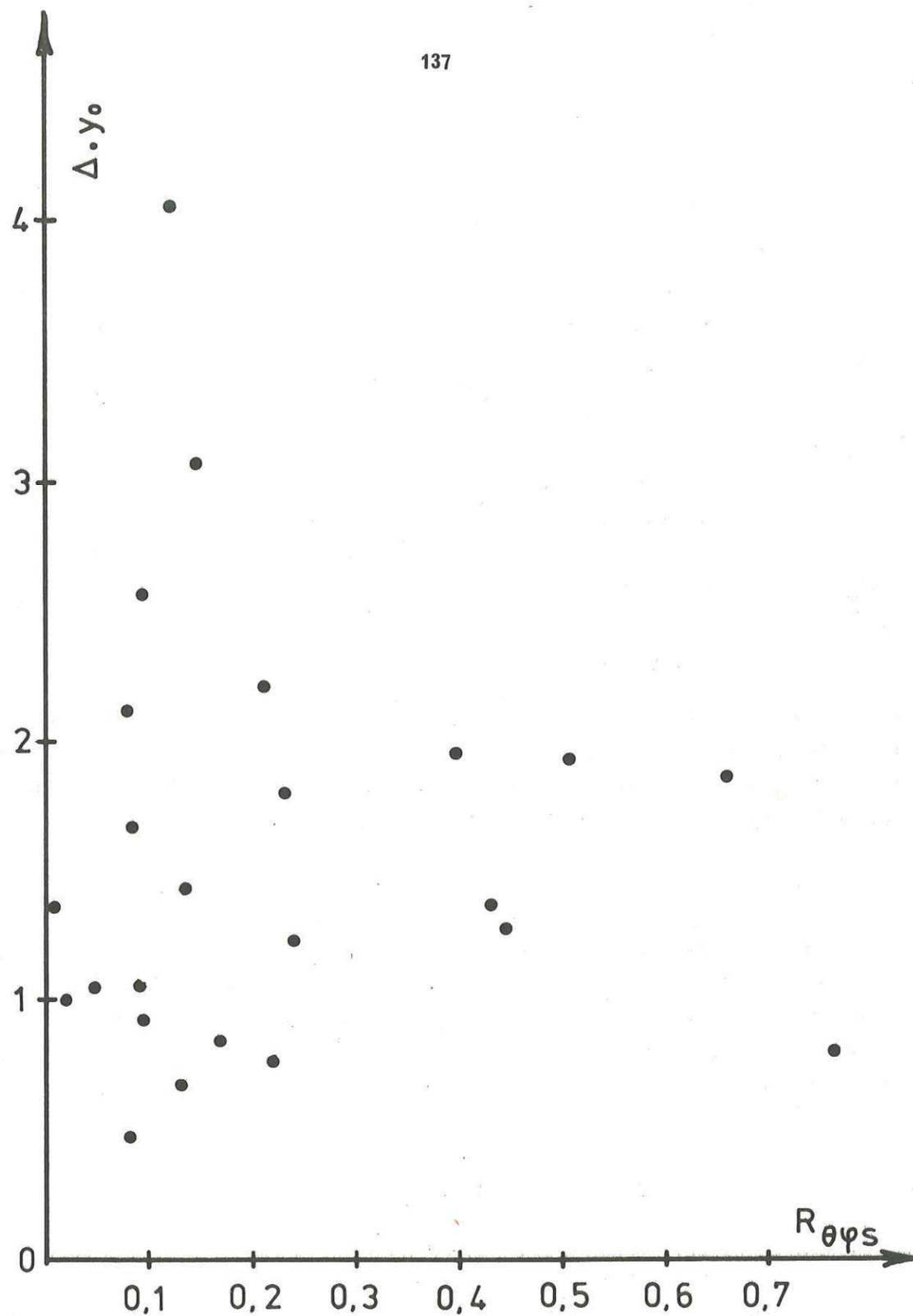


Figure IV.9 Valeurs du niveau plat  $\gamma_{0S}$  des spectres de l'onde S corrigés de l'expansion géométrique (multipliés par la distance hypocentrale), en fonction du facteur de radiation théorique  $R_{\theta\psi S}$  calculé à partir des solutions focales de la première partie.

d'amplification du site, en fonction des valeurs théoriques du facteur de radiation, pour l'onde P. Pour les mêmes raisons qu'au IV.3, nous avons été obligés de normaliser afin de pouvoir rassembler les données de tous les séismes pour lesquels nous disposons d'une solution focale (figure IV.8).

Malgré la dispersion assez forte des points, une augmentation de l'amplitude avec  $R_{\theta\phi p}$  est visible. Toutefois, les valeurs de  $Y_0$  semblent ne pas pouvoir descendre en dessous d'une valeur correspondant à peu près au tiers des valeurs maximales.

Ce diagramme de radiation expérimental apparaît donc beaucoup plus lissé que le diagramme de radiation théorique, ce à quoi on pouvait s'attendre puisque le signal analysé est constitué dans la pratique d'une succession d'ondes ayant quitté la source avec des angles  $\theta$  et  $\phi$  différents.

En ce qui concerne les ondes S, le résultat n'est pas aussi bon, la répartition des valeurs théoriques de  $R_{\theta\phi s}$  n'est pas aussi bonne que pour les ondes P (figure IV.9). On observe en particulier une forte dispersion des points pour les faibles valeurs de  $R_{\theta\phi s}$ . Des fortes valeurs de  $Y_0$  pour des faibles valeurs de  $R_{\theta\phi s}$  pourraient être dues à la contamination des spectres des ondes S par les ondes P, quand le facteur  $R_{\theta\phi p}$  est grand.

Dans la mesure où il est imprécis de calculer l'effet réel du facteur  $R_{\theta\phi p}$  sur l'amplitude du spectre de l'onde P et impossible de le faire pour l'onde S, il paraît difficile de corriger les spectres du facteur de radiation. Puisque nous disposons de plusieurs stations, il est préférable, pour le calcul du moment sismique de calculer une moyenne sur plusieurs stations en adoptant une valeur moyenne du facteur de radiation soit 0,4.

##### 5 - REFLEXION A LA SURFACE LIBRE

Le mouvement du sol enregistré à la surface libre, dans le cas d'une onde P incidente, n'est pas le mouvement uniquement de l'onde incidente mais à la somme du mouvement de l'onde P incidente, de l'onde P réfléchie et de l'onde SV réfléchie (figure IV.10).

Le rapport entre l'amplitude enregistrée et l'amplitude de l'onde incidente est fonction de l'angle d'incidence  $i$  de l'onde P.

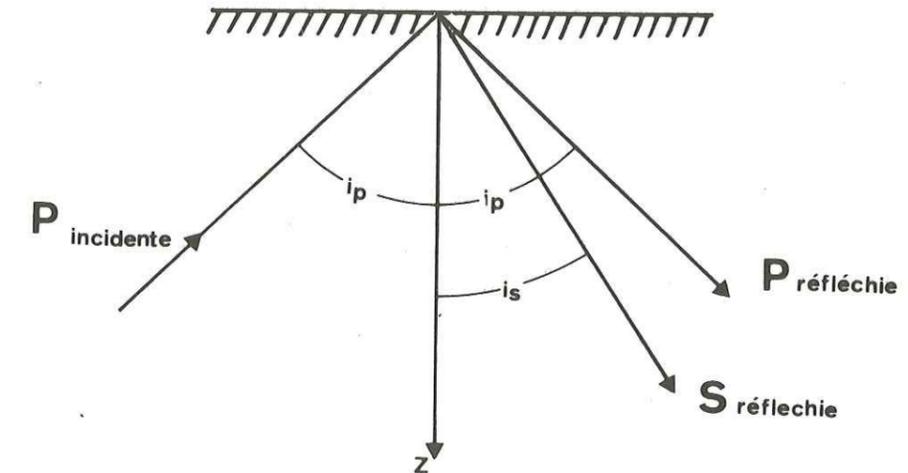


Figure IV.10

Les expressions des coefficients de réflexion de l'onde P, RPP et de l'onde SV, RPS sont :

$$RPP = - \frac{(1 - 2m^2 \sin^2 i)^2 - 4m^3 \sin^2 i \cos i (1 - m^2 \sin^2 i)^{1/2}}{(1 - 2m^2 \sin^2 i)^2 + 4m^3 \sin^2 i \cos i (1 - m^2 \sin^2 i)^{1/2}}$$

$$RPS = - \frac{4m^2 \sin i \cos i (1 - 2m^2 \sin^2 i)}{(1 - 2m^2 \sin^2 i)^2 + 4m^3 \sin^2 i \cos i (1 - m^2 \sin^2 i)^{1/2}}$$

avec  $m = V_s/V_p$ .

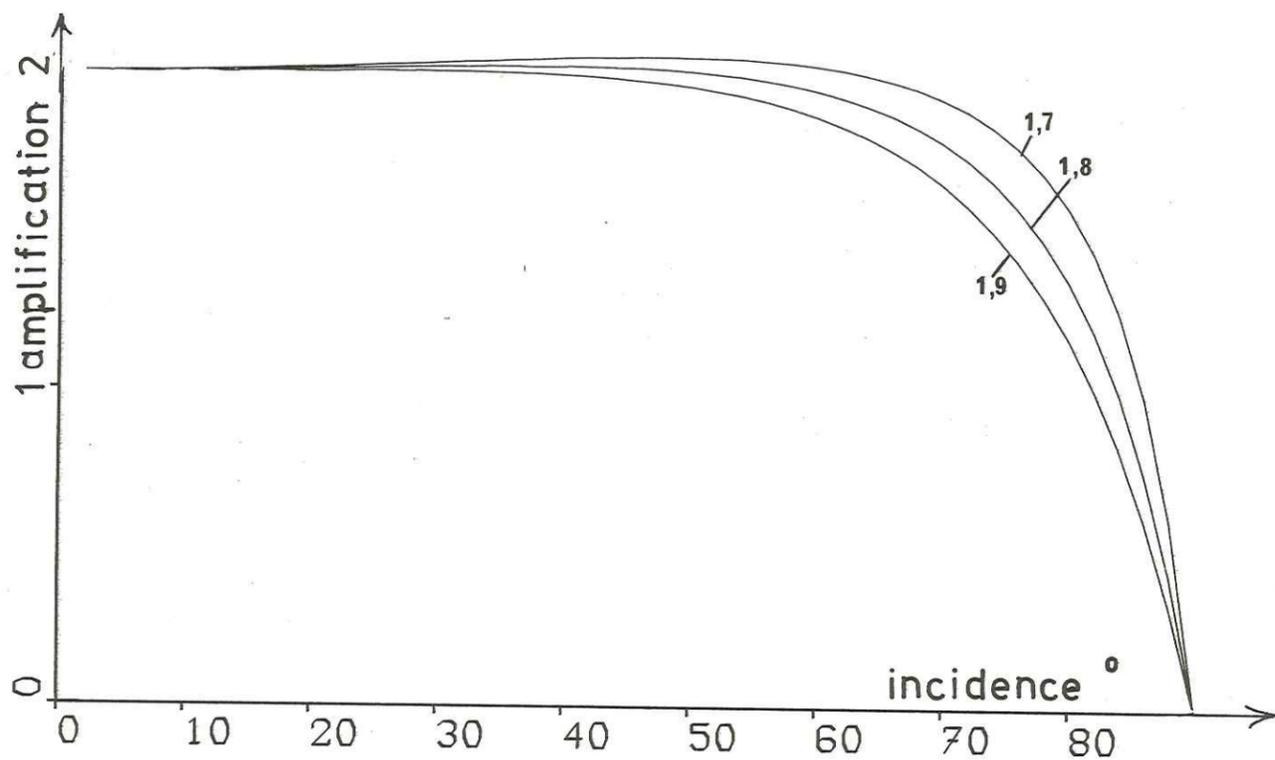


Figure IV.11 Amplification due à une réflexion à la surface libre d'une onde P, en fonction de l'angle d'incidence du rai, pour des valeurs du rapport  $V_p/V_s$  de 1,7 à 1,9

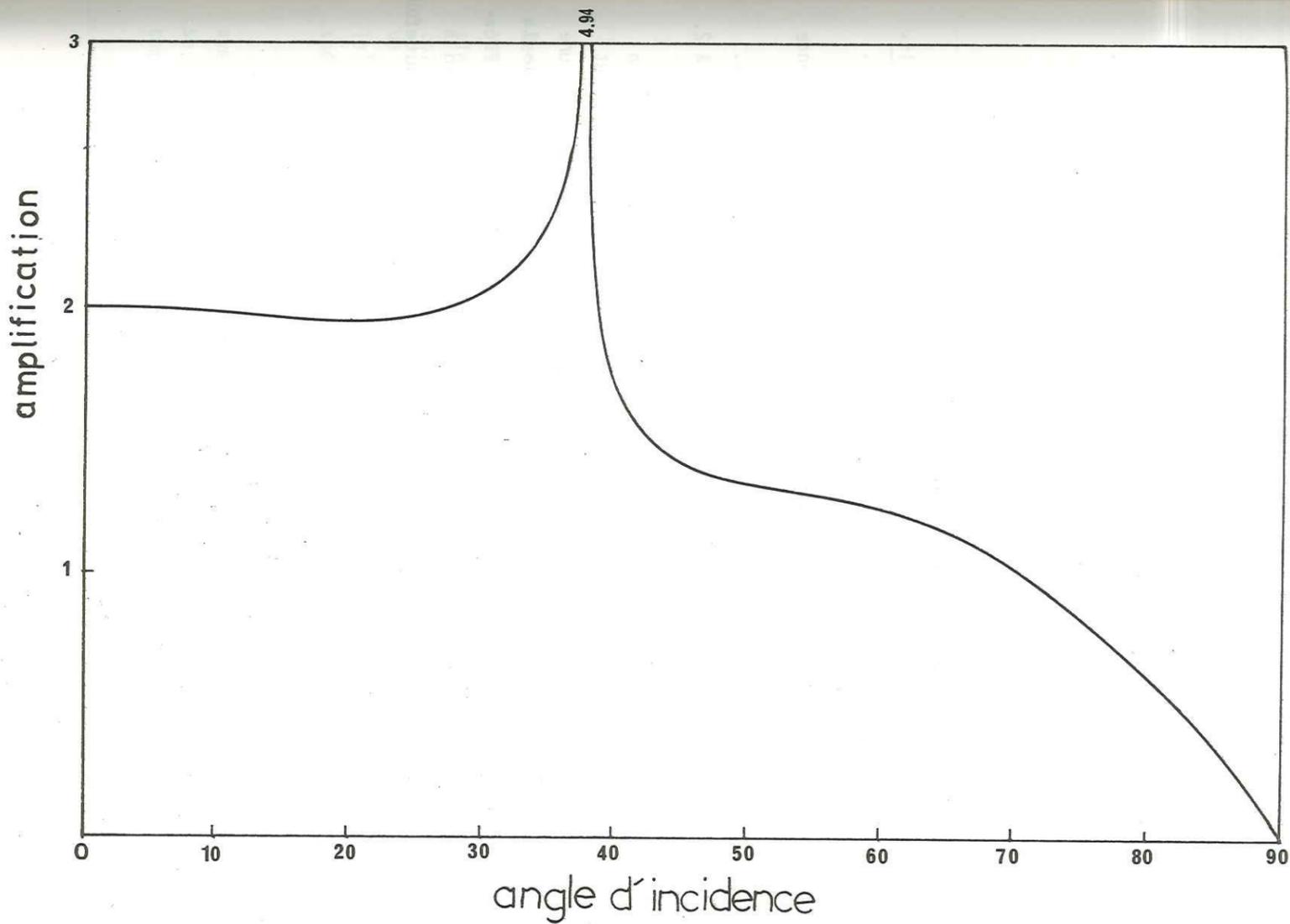


Figure IV.12 Amplification due à une réflexion à la surface libre d'une onde SV, en fonction de l'angle d'incidence du rai pour une valeur du coefficient de Poisson de 0.25.

L'amplitude enregistrée sur la composante verticale est :

$$Z = n_1 (1 - RPP) \cos i - n_2 RPS \sin i_2$$

L'amplitude enregistrée sur la composante horizontale est :

$$H = n_1 (1 + RPP) \sin i - n_2 RPS \cos i_2$$

avec  $n_1 = 1/V_p$        $n_2 = 1/V_s$ .

Sachant que l'amplitude de l'onde incidente est  $n_1 \sin i$  sur la composante horizontale et  $n_1 \cos i$  sur la composante verticale, il est facile de calculer l'amplification du signal enregistré, sachant que ce signal enregistré est égal à  $\sqrt{Z^2 + H^2}$ .

La figure IV.11 montre cette amplification en fonction de l'angle d'incidence  $i$  de l'onde P. Pour des angles allant jusqu'à  $60^\circ$ , la valeur de l'amplification est égale à 2. Considérant que la grande majorité des rais ont des angles d'incidence inférieurs à  $70^\circ$ , il est légitime de considérer que l'amplification moyenne est égale à 2.

En ce qui concerne l'onde S, pour une onde SH polarisée horizontalement, on a une amplification de 2 quel que soit l'angle d'incidence. Pour une onde SV, on peut faire le même calcul que pour l'onde P. La figure IV.12 montre l'amplification pour une onde SV incidente. L'amplification est de deux pour des rais proches de la verticale. Pour les fortes valeurs de l'angle d'incidence, cette amplification chute, pour atteindre 0 à  $90^\circ$ . L'amplification due à une réflexion à la surface libre d'une onde S est donc fonction de sa polarisation. Toutefois même si l'on considère que l'onde S contient une part importante d'onde SV, l'amplification moyenne peut être prise égale à deux sans faire une grande erreur.

## CHAPITRE V

### CALCUL DES PARAMÈTRES DE LA SOURCE SISMIQUE

---

#### 1 - CHOIX DU MODELE THEORIQUE DE SOURCE SISMIQUE POUR LE CALCUL DES PARAMETRES DE LA SOURCE

Une fois les spectres calculés et interprétés, les valeurs du niveau plat et de la fréquence coin ont été mesurées pour chaque composante de chaque station. Le niveau plat est pris égal à la racine carrée de la somme des carrés des trois niveaux plats tandis que la fréquence coin est prise égale à la moyenne des trois fréquences coin (voir chapitre III.6). Pour calculer les paramètres de la source, il est nécessaire de se référer à un modèle théorique. Auparavant, pour avoir un critère de choix du modèle, nous avons étudié le rapport  $f_p/f_s$  des fréquences coin du spectre de l'onde P et du spectre de l'onde S pour un même séisme et une même station.

Sur la figure V.1, nous avons porté les valeurs des fréquences coins obtenues avec la phase S en fonction de celles obtenues avec la phase P. Chaque point caractérise un séisme dans une station donnée. Nous voyons que les valeurs du rapport  $f_p/f_s$  sont comprises entre 0,8 et 2,5 environ. Pour chaque station, le rapport moyen  $f_p/f_s$  est :

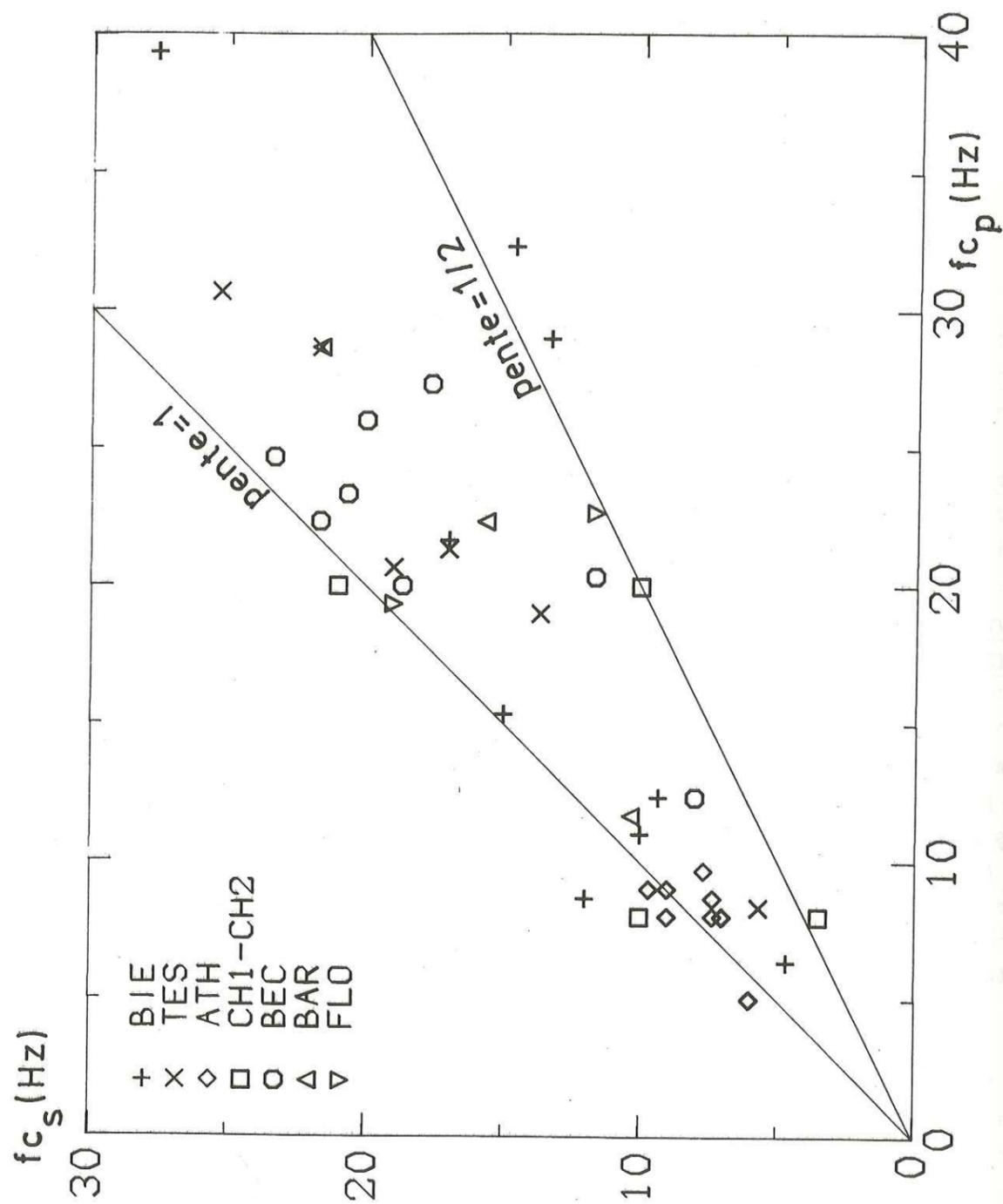


Figure V.1 Fréquence coin de l'onde S en fonction de la fréquence coin de l'onde P pour chaque couple séisme-station. Les différents symboles correspondent aux différentes stations.

BIE	1,55 avec 16 valeurs
TES	1,35 avec 10 valeurs
ATH	1,17 avec 15 valeurs
CH1	1,27 avec 1 valeur
CH2	1,51 avec 10 valeurs
BEC	1,32 avec 14 valeurs
BAR	1,41 avec 4 valeurs
FLO	1,49 avec 2 valeurs.

Si l'on ne tient pas compte de la valeur correspondant à la station ATH qui a un comportement anormal (chapitre III.4), les valeurs obtenues pour les différentes stations sont très proches les unes des autres. La valeur moyenne sur toutes les observations sauf celles de la station ATH est 1,43.

Un premier résultat est donc que les spectres présentent une fréquence coin plus élevée pour l'onde P que pour l'onde S, et ceci de façon quasi systématique. Les modèles comme celui d'Haskell (1964) ou Savage (1972) qui prédisent des fréquences à peu près égales pour l'onde P et pour l'onde S ne sont donc pas adaptés aux données expérimentales présentées ici. La plupart des études faites sur des petits séismes (Molnar, Tucker et Brune (1973), Bakun, Bufe et Stewart (1976), Rautian et al (1978)) montrent que les fréquences coin des ondes P sont systématiquement supérieures à celles de l'onde S.

Les modèles d'Haskell (1964) ou de Savage (1972) présentent la zone de rupture comme une faille rectangulaire assez allongée. Ils sont donc mal adaptés aux séismes de faible magnitude qui mettent en jeu des failles de petites dimensions pour lesquelles aucune direction ne peut être privilégiée. Les modèles de source circulaire ou carrée leur sont donc mieux adaptés.

Le modèle le plus utilisé est de loin celui de Brune (1970). C'est un modèle cinématique, c'est-à-dire que le glissement sur la faille est un coulissage en bloc, tous les points sur la faille ayant le même vecteur glissement. Les relations entre paramètres de la source et paramètres spectraux données par ce modèle sont :

$$M_0 = \frac{4 \pi \rho \Delta \beta^3 Y_0}{k R \theta \phi}$$

$$r = \frac{2,34}{2 \pi f_s}$$

$$\Delta \sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3}$$

avec  $\rho$  densité  
 $\Delta$  distance hypocentrale  
 $\beta$  vitesse de l'onde S  
 $Y_0$  valeur du niveau plat  
 $k$  facteur d'amplification à la surface libre  
 $R\theta\phi$  facteur de radiation du mécanisme focal  
 $r$  rayon de la source  
 $\Delta\sigma$  chute de contraintes  
 $f_s$  fréquence coin de l'onde S.

Ce modèle a été étendu à l'onde P par Hanks et Wyss (1972) en changeant simplement la vitesse de l'onde S,  $\beta$ , par la vitesse de l'onde P,  $\alpha$ . Ceci implique immédiatement que  $Y_{os}/Y_{op} = (\frac{\alpha}{\beta})^3$  et que  $f_p/f_s = \frac{\alpha}{\beta}$ .

La valeur moyenne du rapport  $f_p/f_s$  trouvée sur nos spectres est de 1,43. Le rapport prédit par le modèle de Brune étendu à l'onde P semble donc un peu trop fort. Néanmoins, ce critère n'est pas suffisant pour rejeter ce modèle.

Le modèle de Madariaga (1976) est un modèle dynamique de source où l'on spécifie l'état de contrainte effective sur la faille. La rupture s'initie au centre d'une faille circulaire, se propage à une vitesse subsonique et stoppe brutalement. Le glissement est plus grand au centre de la faille, et le temps de montée plus long. La fréquence coin de l'onde P est supérieure à celle de l'onde S, sauf pour des rais partant dans un cône de  $10^\circ$  autour de la normale au plan de faille. Le rapport moyen des fréquences coin est environ égal à 1,5. Cette valeur est proche de celle que nous trouvons (1,43).

Les relations moyennes entre rayon de source et fréquence coin données par le modèle de Madariaga sont :

$$f_s = 0,21 \beta / r$$

$$f_p = 0,32 \beta / r.$$

Le rapport des rayons trouvés par le modèle de Brune et par le modèle de Madariaga est donc :

$$\left( \frac{r_B}{r_M} \right)_S = \frac{2,34 \beta}{2 \pi f_s} \times \frac{f_s}{0,21 \beta} = 1,77$$

Cette différence entraîne un rapport 5,5 entre les valeurs des chutes de contraintes trouvées par les deux modèles. Cette différence est considérable.

Le modèle de Madariaga semble plus réaliste que le modèle de Brune. C'est pourquoi nous calculerons les paramètres de la source avec les relations données par ce modèle. Toutefois, il faut bien voir que rien ne permet vraiment de dire si c'est le modèle reflétant le mieux la réalité, la forme des spectres étant aussi bien expliquée par tous les modèles dislocatifs.

Le moment sismique est calculé en utilisant la formule :

$$M_0 = \frac{4 \pi \rho \Delta V^3 Y_0}{k R_{\theta \phi} b}$$

Le terme  $R_{\theta \phi}$  est pris égal à 0,4 (valeur moyenne, tant pour l'onde P que pour l'onde S, voir chapitre IV.4). Le facteur  $k$  tenant compte de l'amplification à la surface libre est pris égal à 2 quelle que soit la phase (chapitre IV.5). La formule tient compte d'une expansion géométrique en  $1/4 \pi \Delta$ . Nous avons vu au chapitre IV.2 que cette loi s'appliquait bien aux données expérimentales. Le facteur  $b$  tient compte de l'amplification du site (chapitre IV.3). Ce facteur est donc différent pour chaque station.

La table V.1 donne les valeurs pour chaque séisme et chaque station, du moment sismique, du rayon de la source et de la chute de contrainte. La station ATH a été utilisée pour calculer les moments sismiques mais pas pour le calcul des rayons et des chutes de contraintes.

## 2 - ESTIMATION DES ERREURS

### 2.1 - Ordre de grandeur des erreurs

La façon la plus simple et la plus réaliste pour estimer les erreurs sur les valeurs moyennes du moment sismique, du rayon de la source et de la chute de contrainte, est de comparer les valeurs données par les différentes stations pour un séisme considéré.

TABLE V.1 - PARAMETRES DE LA SOURCE. Mop ET Mos SONT LES MOMENTS SISMQUES CALCULES A PARTIR DES ONDES P ET S (En  $10^{18}$  dyne-cm). Rp, Rs,  $\Delta\sigma_p$ ,  $\Delta\sigma_s$  SONT LES RAYONS DE LA SOURCE (en m) ET LES CHUTES DE CONTRAINTES (en bar).

## Séisme du 8/11/1978 à 19 h 46

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
TES	3.03	2.26	34.43	27.36	32.47	48.40
FLO	3.02	1.23	54.62	36.47	8.10	11.07
BEC	2.08	0.97	42.81	29.70	11.58	16.15
BAR	2.91	2.45	36.84	31.98	25.43	32.75
CHI		2.07		39.60		14.60
Moyenne	2.76	1.80	42.18	33.02	19.40	24.59
Moyenne P et S		Mo = 2.28	R = 37.60		$\Delta\sigma = 21.99$	

## Séisme du 9/11/1978 à 5 h 05

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	1.57	0.85	68.87	46.20	2.10	3.79
TES	1.24	1.85	49.50	40.76	4.49	11.94
FLO	2.72	2.15	46.59	59.40	11.76	4.50
BEC	2.77	1.49	47.28	31.98	11.46	19.88
Moyenne	2.08	1.59	53.06	44.59	7.46	10.03
Moyenne P et S		Mo = 1.83	R = 48.82		$\Delta\sigma = 8.74$	

## Séisme du 18/11/1978 à 13 h 35

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	8.16	2.73	48.74	40.76	30.84	17.66
ATH	5.67	2.31				
BEC	4.88	2.59	45.26	33.53	23.01	30.10
Moyenne	6.24	2.55	47.00	37.15	26.93	23.88
Moyenne P et S		Mo = 4.40	R = 42.07		$\Delta\sigma = 25.40$	

## Séisme du 19/11/1978 à 11 h 32

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	397	205	166.74	148.50	37.44	27.39
TES	304	276	126.72	122.29	65.39	66.11
ATH	276	65				
CH2	70.7	53.2	132.00	198.00	13.45	3.00
BEC	80.7	96.7	85.62	86.62	56.24	65.06
BAR	199	86.6	90.51	67.06	117.15	125.54
Moyenne	221	130	120.32	124.50	57.94	57.420
Moyenne P et S		Mo = 176	R = 122.41		$\Delta\sigma = 57.68$	

## Séisme du 20/11/1978 à 7 h 18

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
TES	30.9	22.6	55.58	50.71	78.64	75.76
ATH	26.5	14.6				
CH2	14.4	12.0	132.00	69.30	2.74	15.76
BEC	8.39	9.7	51.93	59.40	26.21	20.25
BAR	16.8	16.2	47.28	44.23	69.67	82.01
Moyenne	19.4	15.0	71.70	55.91	44.32	48.44
Moyenne P et S		Mo = 17.2	R = 63.80		$\Delta\sigma = 46.38$	

Séisme du 21/11/1978 à 22 h 07

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	4.04	0.768	121.85	57.75	0.98	1.74
TES	4.48	1.68	51.10	36.47	14.68	15.14
ATH	5.12	4.67				
CH2	3.23	3.70	52.80	69.30	9.60	4.86
Moyenne	4.22	2.70	75.25	54.51	8.42	7.248
Moyenne P et S		Mo = 3.46	R = 64.88		$\Delta\sigma = 7.83$	

Séisme du 23/11/1978 à 18 h 58

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	7.61	5.18	36.41	51.97	68.95	16.16
TES	4.16	6.41	36.84	31.98	36.40	85.65
ATH	4.89	6.78				
CH2	4.83	2.21	52.80	33.00	14.34	26.96
BEC	12.4	9.18	38.63	39.23	94.19	66.52
Moyenne	6.78	5.95	41.17	39.05	53.47	48.82
Moyenne P et S		Mo = 6.36	R = 40.11		$\Delta\sigma = 51.14$	

Séisme du 25/11/1978 à 15 h 08

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	3.76	4.18	32.66	47.25	47.28	17.32
ATH	3.86	2.45				
Moyenne	3.81	3.31	32.66	47.25	47.28	17.32
Moyenne P et S		Mo = 3.56	R = 39.95		$\Delta\sigma = 32.29$	

Séisme du 17/11/1978 à 14 h 05

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	1.53	1.26	26.85	25.05	34.59	34.98
ATH	3.30	0.55				
BEC	2.76	1.02	40.62	34.65	18.05	10.72
Moyenne	2.53	0.94	33.73	29.85	26.32	22.85
Moyenne P et S		Mo = 1.74	R = 31.79		$\Delta\sigma = 24.60$	

Séisme du 28/11/1978 à 5 h 07

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	3.12	2.69	96.00	69.30	1.54	3.53
ATH	3.03	5.04				
Moyenne	3.08	3.86	96.00	69.30	1.54	3.53
Moyenne P et S		Mo = 3.47	R = 82.65		$\Delta\sigma = 2.54$	

Séisme du 1/12/1978 à 6 h 02

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	41.5	21.0	85.62	74.25	28.92	22.40
ATH	23.5	14.6				
BEC	35.5	12.8	52.80	37.13	105.45	109.84
Moyenne	33.5	16.1	69.21	55.69	67.182	66.12
Moyenne P et S		Mo = 24.8	R = 62.45		$\Delta\sigma = 66.65$	

## Séisme du 3/11/1978 à 14 h 10

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	2.99	4.07	29.61	48.35	50.47	15.74
BEC	11.5	6.68	42.81	37.13	64.05	57.09
Moyenne	7.24	5.37	36.21	42.74	57.26	36.42
Moyenne P et S		Mo = 6.31	R = 39.47		$\Delta\sigma = 46.84$	

## Séisme du 7/11/1978 à 10 h 00

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	9.00	7.57	72.00	64.97	10.55	12.08
CH1	42.3	17.7	88.00	72.95	27.13	19.93
BEC	9.38	3.85	58.67	41.58	20.33	23.45
TES		5.50		54.71		14.69
Moyenne	20.2	8.65	72.89	58.55	19.34	17.54
Moyenne P et S		Mo = 14.4	R = 65.72		$\Delta\sigma = 18.44$	

## Séisme du 18/11/1978 à 18 h 57

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
TES	1.23	1.15	36.41	35.24	11.17	11.45
ATH	3.90	1.77				
CH2	1.61	1.73	38.40	49.50	12.47	6.23
Moyenne	2.25	1.55	37.41	42.37	11.82	8.84
Moyenne P et S		Mo = 1.90	R = 39.89		$\Delta\sigma = 10.33$	

## Séisme du 18/11/1978 à 19 h 13

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
ATH	2.71	0.68				
CH2	0.47	0.78	37.05	69.30	4.04	1.03
TES		0.29		39.23		2.10
Moyenne	3.18	0.58	37.05	54.26	4.04	1.56
Moyenne P et S		Mo = 1.88	R = 45.66		$\Delta\sigma = 2.80$	

## Séisme du 20/11/1978 à 2 h 17

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	1.39	1.04	30.17	44.23	22.19	5.26
TES	1.84	1.10	39.11	33.00	13.46	13.43
BEC	3.49	0.84	42.81	35.84	19.44	8.02
Moyenne	2.24	0.99	37.36	37.69	18.36	8.90
Moyenne P et S		Mo = 1.62	R = 37.53		$\Delta\sigma = 13.63$	

## Séisme du 21/11/1978 à 8 h 14

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	65.2	32.2	48.00	57.75	257.90	73.19
TES	18.6	32.7	52.80	37.13	55.25	279.67
ATH	26.9	29.6				
BEC	66.7	26.9	46.59	37.80	288.46	217.93
CH2	31.2	21.3	58.67	43.31	67.59	114.67
BAR	22.1	42.3	48.00	41.58	87.60	257.18
Moyenne	38.5	30.8	50.81	43.51	151.36	188.53
Moyenne P et S		Mo = 34.6	R = 47.16		$\Delta\sigma = 169.94$	

## Séisme du 23/11/1978 à 5 h 13

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
CH2	3.28	0.82	48.00	34.65	12.96	8.60
Moyenne P et S	Mo = 2.05		R = 51.32		$\Delta\sigma = 10.78$	

## Séisme du 24/11/1978 à 12 h 46

Station	Mop	Mos	Rp	Rs	$\Delta\sigma_p$	$\Delta\sigma_s$
BIE	22.5	15.3	117.33	129.94	6.09	3.04
ATH	13.6	9.73				
CH2	33.4	9.91	192.00	115.50	2.06	2.81
Moyenne	23.2	11.6	154.67	122.72	4.07	2.93
Moyenne P et S	Mo = 17.4		R = 138.69		$\Delta\sigma = 3.50$	

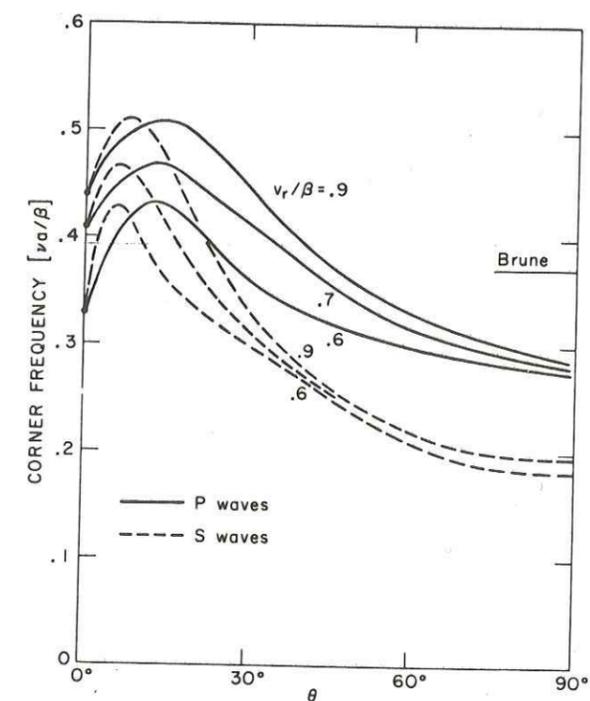


FIG. 10. Variation of P and S corner frequencies as a function of azimuth for three values of the rupture velocity.

Figure V.2 Variation des fréquences coin des spectres des ondes P et S en fonction de l'angle entre le rai et la normale au plan de faille pour différentes valeurs de la vitesse de glissement (Madariaga 1976).

Si nous ne considérons que les séismes pour lesquels nous avons au moins trois valeurs de chaque paramètre, les rapports entre les valeurs extrêmes données par différentes stations pour un même séisme sont égaux à 10,99 pour le moment sismique, 3,34 pour le rayon de la source et 41,85 pour la chute de contrainte, ceci sans distinguer la phase P et la phase S. Ces écarts peuvent paraître très forts mais ils sont dus pour la plupart à une ou deux valeurs très différentes des autres. Si nous calculons les écarts types, pour un même séisme nous obtenons les valeurs suivantes :

Séisme	Ecart type sur Mo	Ecart type sur R	Ecart type sur $\Delta\sigma$
8/11/1978 19 h 46	25 %	38 %	58 %
9/11/1978 5 h 05	31 %	21 %	65 %
19/11/1978 11 h 32	57 %	32 %	73 %
20/11/1978 7 h 18	35 %	42 %	67 %
21/11/1978 22 h 07	38 %	42 %	73 %
23/11/1978 18 h 58	40 %	60 %	58 %
7/11/1978 10 h 00	87 %	21 %	31 %
20/11/1978 2 h 17	60 %	13 %	43 %
21/11/1978 8 h 14	41 %	35 %	50 %
	Moyenne 46 %	Moyenne 34 %	Moyenne 58 %

Ces valeurs sont à rapprocher des erreurs données par Tucker et Brune (50 % pour le moment sismique et le rayon de la source) et celles de Thatcher et Hanks (1973) qui sont de 33 % sur le moment sismique, 20 % sur le rayon de la source, et 67 % sur la chute de contraintes.

## 2.2 - Cause des erreurs

### 2.2.1 - Moment sismique

Le tracé du niveau plat sur le spectre est forcément subjectif. Pour estimer l'importance de ce caractère subjectif, nous avons fait tracer l'asymptote basses fré-

quences, indépendamment par quatre personnes différentes utilisant les mêmes critères de tracé. Les valeurs obtenues par ces quatre personnes pour un même séisme différent au maximum d'un facteur 2, avec un écart type égal à 15 % en moyenne.

A cette erreur d'interprétation, il faut rajouter toutes les erreurs faites sur l'amplitude globale du spectre. L'erreur principale est celle introduite par le mécanisme au foyer. Nous avons vu au chapitre IV.4 que les valeurs du niveau plat pouvaient varier d'un facteur 3 suivant la position de la station.

Cette erreur cumulée avec l'erreur d'interprétation peut déjà conduire à des écarts d'un facteur 4 entre les différentes stations. Considérant que les moments sismiques obtenus avec les ondes P et S peuvent différer d'un facteur 2, nous expliquons les écarts observés entre les différentes stations pour le moment sismique.

### 2.2.2 - Rayon de la source

Pour connaître l'erreur due à l'interprétation du spectre, nous avons procédé comme pour le moment sismique. Le rapport entre les interprétations les plus extrêmes pour un même spectre est égal à 1,6, l'écart type moyen des différentes mesures étant égal à 10 %.

Pour calculer le rayon de la source, nous utilisons les relations moyennes données par Madariaga (1976) entre  $f_p$  et  $R_p$ ,  $f_s$  et  $R_s$ . Or, le modèle prédit des valeurs différentes de la fréquence coin pour des valeurs différentes de  $\theta$ , angle entre le rai et la normale au plan de faille. Pour une vitesse de rupture de  $0,9\beta$ , la fréquence coin varie d'un facteur 1,7 pour l'onde P et 2,3 pour l'onde S en fonction des différentes valeurs de  $\theta$ , donc en fonction des différentes positions des stations (figure V.2). Le fait de prendre une relation moyenne entraîne donc une erreur sur les valeurs du rayon de la source calculées.

L'ensemble de ces erreurs cumulées peut donc expliquer le rapport maximum 3,34 existant entre les valeurs extrêmes des rayons de la source trouvées pour un même séisme à partir des différentes stations.

### 2.2.3 - Chute de contraintes

L'erreur faite sur le calcul de la chute de contraintes est fonction des erreurs faites sur le moment sismique et le rayon de la source. Ce dernier paramètre se calcule en effet à partir des deux premiers :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3}$$

Au pire les erreurs sur  $M_0$  et  $R$  doivent s'ajouter. En fait, on voit que sur les données expérimentales, la dispersion des valeurs de  $\Delta\sigma$  est inférieure à celle qu'on pourrait avoir compte tenu de la dispersion sur les valeurs de  $M_0$  et de  $R$ . En fait, les erreurs se compensent souvent, une valeur trop faible de  $M_0$  étant compensée par une valeur trop faible de  $R$  et vice versa. Néanmoins, cela explique que ce soit sur la chute de contraintes que les écarts entre les valeurs données par les différentes stations soient les plus grandes.

### 2.2.4 - Effet de l'atténuation

A ces erreurs, il faut rajouter les erreurs systématiques faites sur les mesures de  $M_0$  et de  $R$  dues au fait que les spectres sont interprétés alors qu'ils ne sont pas corrigés de l'atténuation. Pour avoir une estimation de ces erreurs, nous avons mesuré le niveau plat et la fréquence coin d'un spectre non corrigé et sur le même spectre corrigé de l'atténuation avec deux facteurs de qualité correspondant aux valeurs trouvées expérimentalement (chapitre IV.1). La figure V.3 montre les trois spectres interprétés superposés.

- Sur le niveau plat, les différences sont quasi inexistantes. Cela s'explique par le fait que le niveau plat est tracé à partir des basses fréquences moins affectées par l'atténuation. Même si la fréquence coin est élevée, on ne se sert que des plus basses fréquences (< 10 Hz) pour le tracer.

- Pour la fréquence coin, l'effet de l'atténuation est variable avec sa valeur. Si cette valeur est faible, le début de la partie décroissante du spectre reste inchangée et l'asymptote de la partie hautes fréquences est peu modifiée. Si la fréquence coin

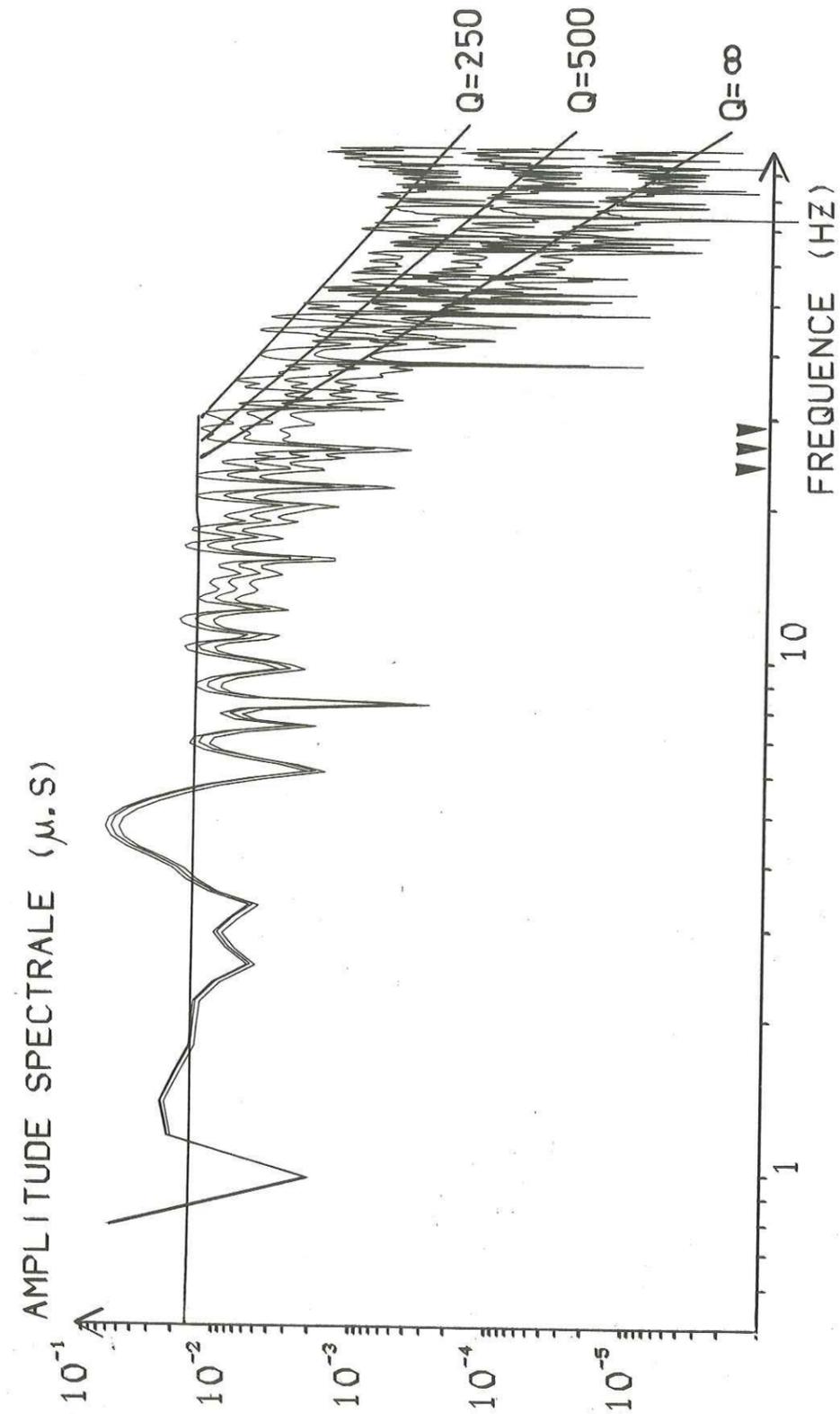


Figure V.3 Différence entre les fréquences coin mesurées sur un spectre non corrigé de l'atténuation ( $Q = \infty$ ) et sur le même spectre corrigé de l'atténuation avec des valeurs du facteur de qualité de 250 et 500.

est grande, nous constatons que plus le spectre est corrigé (plus  $Q$  est faible), plus la fréquence coin mesurée est grande (figure V.3). Cela est dû au fait que la partie plate du spectre est prolongée vers les hautes fréquences. Pour une fréquence coin de 20 Hz, l'écart entre la fréquence coin du spectre non corrigé et celle des spectres corrigés correspond à un facteur maximum 1,3.

Le fait de mesurer la fréquence coin sur des spectres non corrigés de l'atténuation entraîne une erreur systématique mais assez faible sur les valeurs du rayon de la source calculées. Cette erreur correspond à une sur-estimation du rayon et donc à une sous estimation de la chute de contraintes.

### 2.3 - Conclusion

Il ressort de cet examen que les erreurs d'interprétation des spectres entrent pour une part assez faible dans l'erreur estimée. L'erreur sur les paramètres de la source est due principalement au fait qu'il sont calculés en utilisant un facteur de radiation moyen et une relation moyenne reliant la fréquence coin au rayon de la source.

Tant qu'il ne sera pas possible de corriger de façon précise de l'effet du mécanisme au foyer et de connaître l'angle  $\theta$  et son effet réel sur les valeurs de la fréquence coin, la méthode la plus sûre de calcul sera de faire la moyenne sur un nombre le plus grand possible de stations bien réparties autour de l'épicentre.

### 3 - RELATION ENTRE MOMENT SISMIQUE ET MAGNITUDE LOCALE $M_L$

Les magnitudes locales ont été calculées dans la première partie de cette étude en fonction de la longueur du signal ( $M_L = -0,87 + 2 \log T$ , Lee et Lahr, 1972). Il ne nous a pas été possible de vérifier que cette relation empirique étalonnée pour des séismes de Californie était adaptée à nos données. Il est donc possible qu'il y ait une erreur systématique sur les valeurs de  $M_L$ .

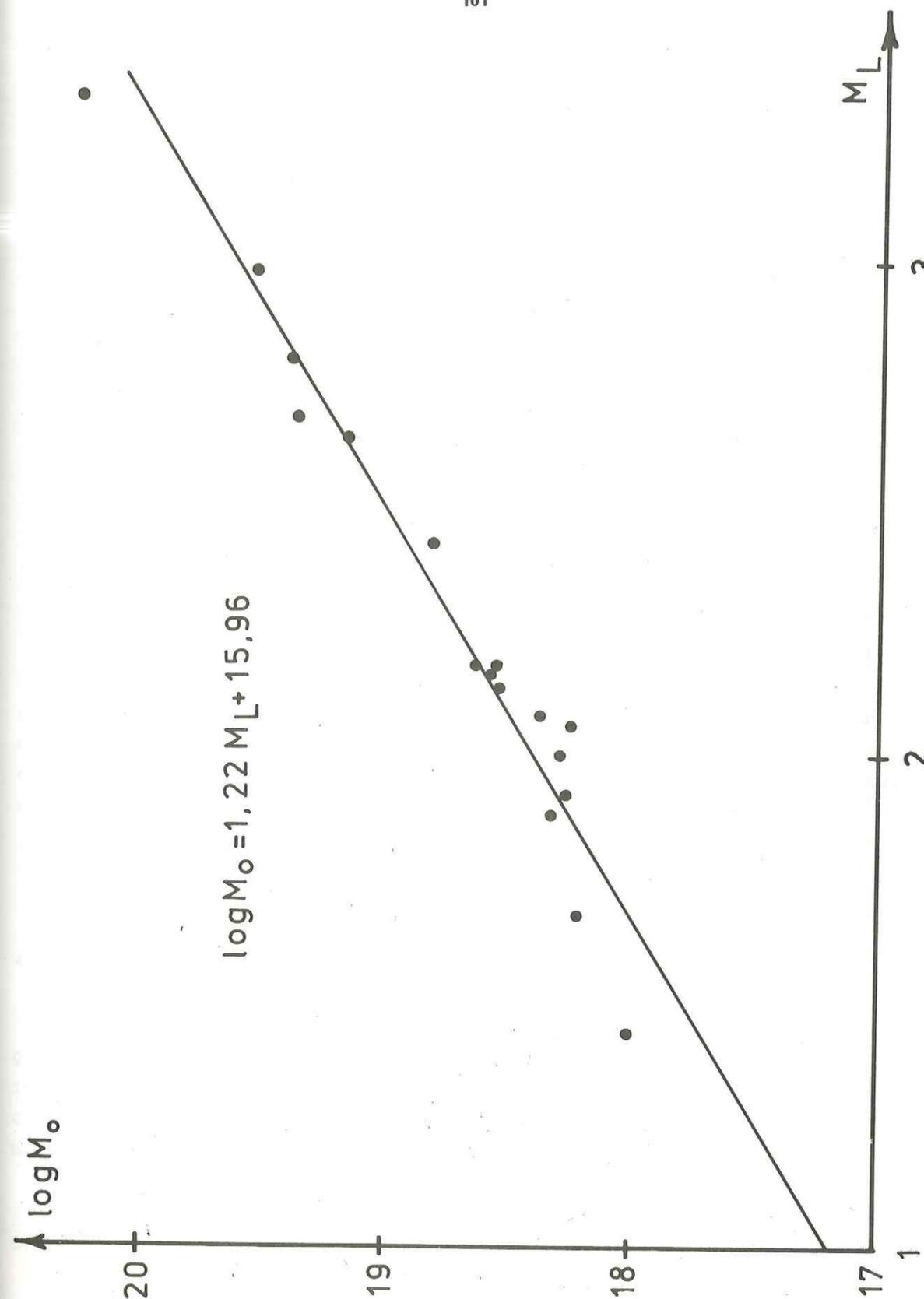


Figure V.4 Variation du moment sismique  $M_0$  avec la magnitude locale  $M_L$ .

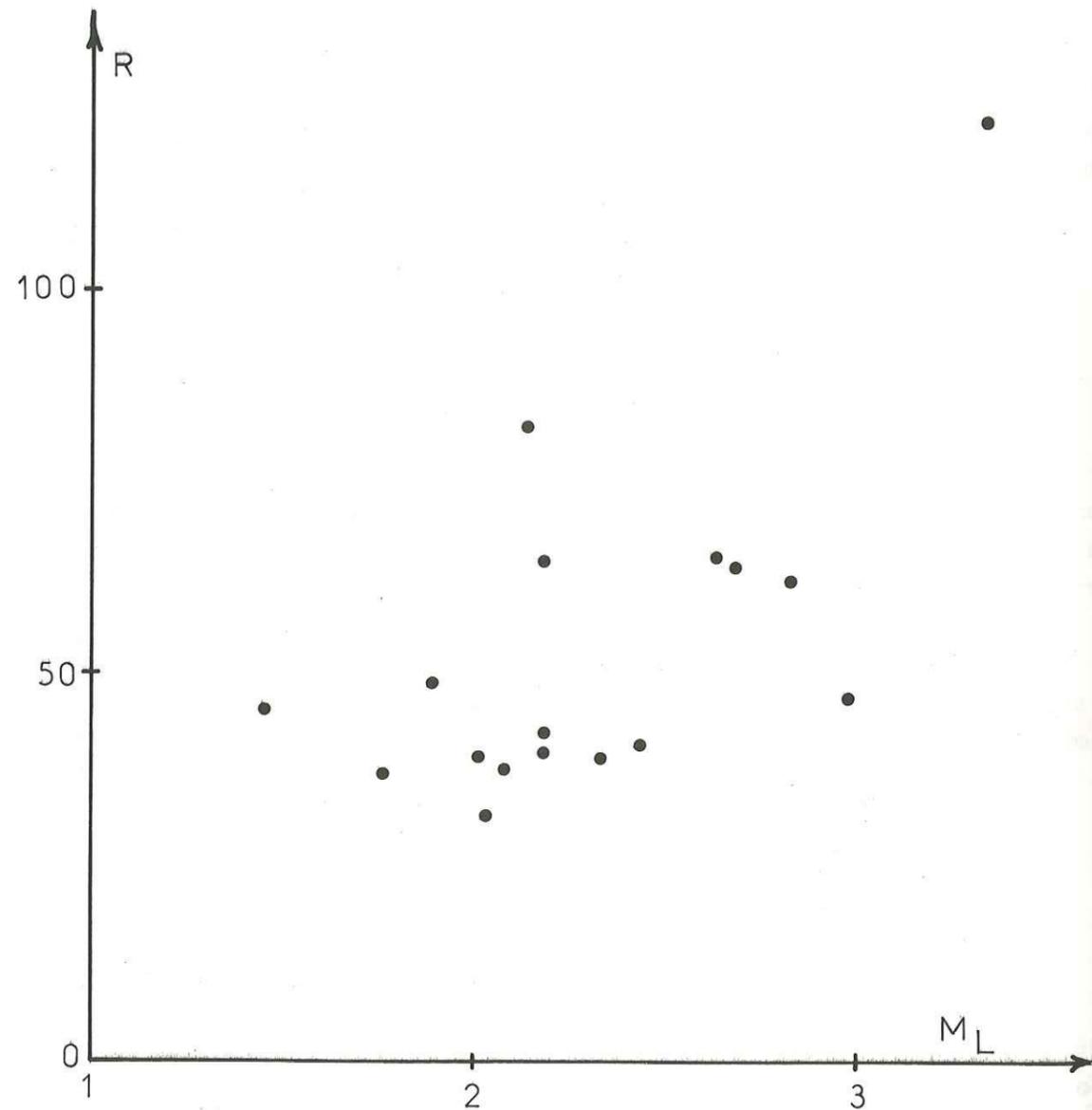


Figure V.5 Variations du rayon de la source R avec la magnitude locale  $M_L$ .

La figure V.4 montre la variation du logarithme décimal de  $M_0$  en fonction de la magnitude locale  $M_L$ . La corrélation est très bonne (coefficient de corrélation 0,96). La droite de moindres carrés est  $\log(M_0) = 15,96 + 1,22 M_L$ . D'autres relations similaires ont déjà été calculées dans d'autres études :

$$\log(M_0) = 17,6 + 1,16 M_L \quad \text{Johnson et Mac Evilly} \quad (1974)$$

$$\log(M_0) = 17,0 + 1,4 M_L \quad \text{Wyss et Brune} \quad (1968)$$

$$\log(M_0) = 16,9 + 1,32 M_L \quad \text{Bakun et al} \quad (1976)$$

$$\log(M_0) = 16,0 + 1,5 M_L \quad \text{Thatcher et Hanks} \quad (1973)$$

$$\log(M_0) = 17,15 + 1,15 M_L \quad \text{Granet} \quad (1976)$$

$$\log(M_0) = 17,26 + 0,82 M_L \quad \text{pour deux séries de séismes.}$$

Notre relation se rapproche de celle donnée par Thatcher et Hanks (1973). L'ordonnée à l'origine de notre relation est inférieure de 1 à celle de la plupart des autres relations. Cela veut dire que pour une même magnitude on aura un moment sismique inférieur d'un facteur 10. Cette relation paraît donc être une caractéristique d'une région à un instant donné, à moins que ces différences ne soient dues qu'à un calcul différent de  $M_L$ .

#### 4 - RELATION ENTRE LE RAYON DE LA SOURCE ET LA MAGNITUDE LOCALE

Nous avons porté (figure V.5), les rayons de la source en fonction de la magnitude locale des séismes. Bien qu'on puisse observer une augmentation du rayon de la source avec la magnitude, les points sont très dispersés. A une même magnitude peuvent correspondre des sources dont les rayons diffèrent d'un facteur 2. Inversement, à un même rayon peuvent correspondre des magnitudes variant d'un facteur 2.

Ceci est dû au fait que, pour avoir un même moment sismique, on peut avoir une source de faible rayon et un glissement sur la faille important, ou vice versa.

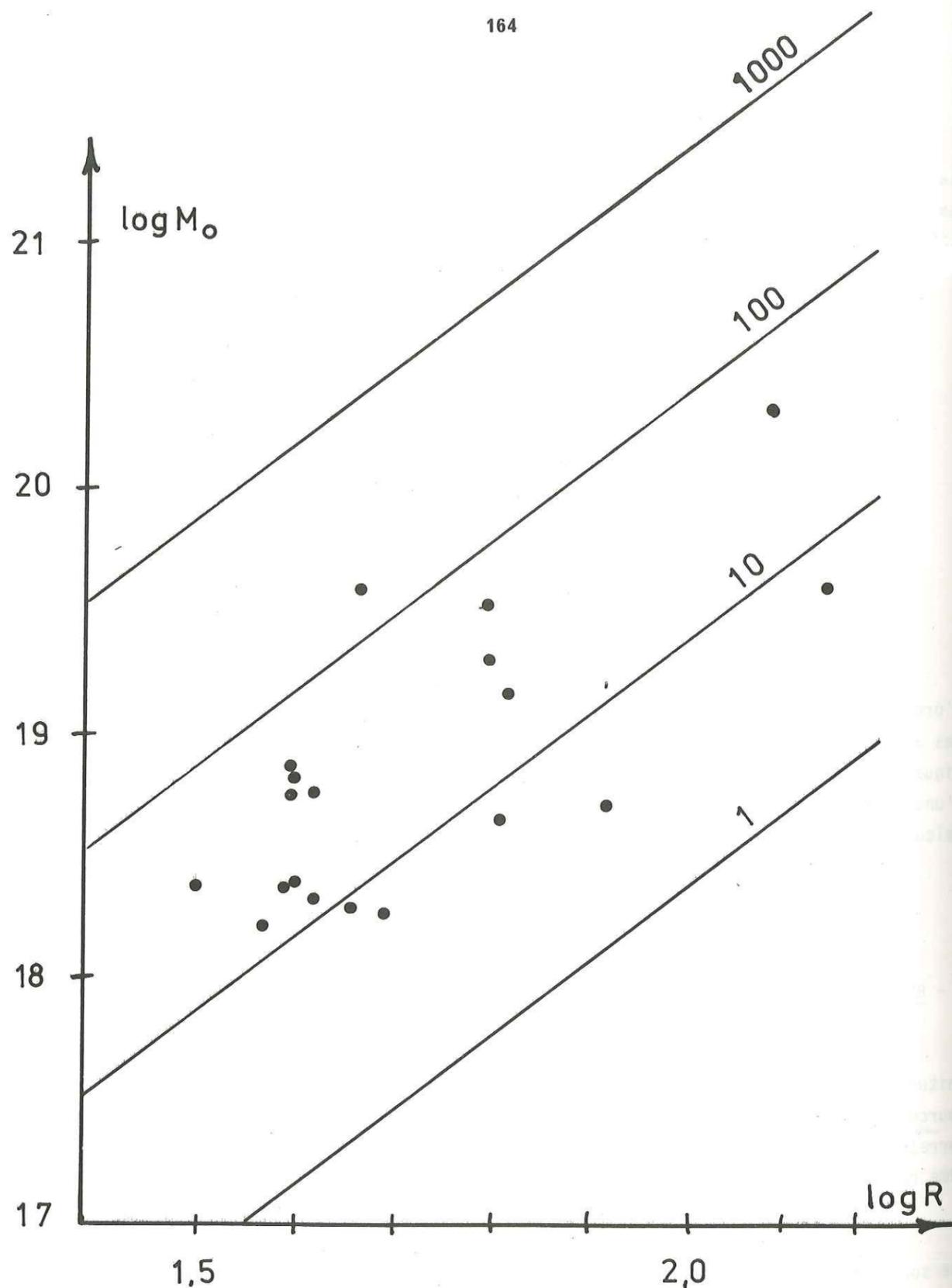


Figure V.6 Diagramme moment sismique  $M_0$  - rayon de la source  $R$  avec les droites d'égales chutes de contraintes (Bar).

Par exemple, les séismes n° 7 et 11 ont le même rayon de source mais le glissement moyen sur la faille est de 0,013 mm pour le premier et de 11 mm pour le second, ce qui conduit à des moments sismiques différents d'un facteur 80.

##### 5 - VARIATION SPATIALE ET TEMPORELLE DES PARAMETRES DE LA SOURCE

La figure V.6 montre le diagramme  $M_0$ ,  $R$  avec les lignes d'égales chutes de contraintes. Nous constatons que des séismes de magnitudes très différentes donc de moments sismiques différents peuvent avoir des chutes de contraintes semblables.

La figure V.7 donne la position des séismes étudiés et leur chute de contraintes respective. Compte tenu des erreurs sur la chute de contraintes, on ne peut pas dire qu'il y ait de variations nettes de ce paramètre avec la localisation des séismes. On peut toutefois remarquer que les séismes situés sur la bande la plus active ont des chutes de contraintes du même ordre de grandeur. Au sud et au nord de cette bande, on observe des chutes de contraintes plus faibles (séismes n° 4, 6, 7, 15). Le séisme n° 11 présente une chute de contrainte beaucoup plus forte que les autres. Il est intéressant de remarquer que ce séisme a eu lieu très près de l'épicentre du séisme d'Arudy de magnitude 5,3.

En ce qui concerne l'évolution de la chute de contrainte avec le temps, on peut observer deux séquences de séismes ayant eu lieu au même endroit :

	numéro	R (m)	$\Delta\sigma$ (bar)
Séquence n° 1	8	122	58
	10	64	46
	12	65	8
	18	83	2.5
Séquence n° 2	numéro	R (m)	$\Delta\sigma$ (bar)
	1	39	47
	14	40	51
	16	40	32
	17	32	24
	19	62	66

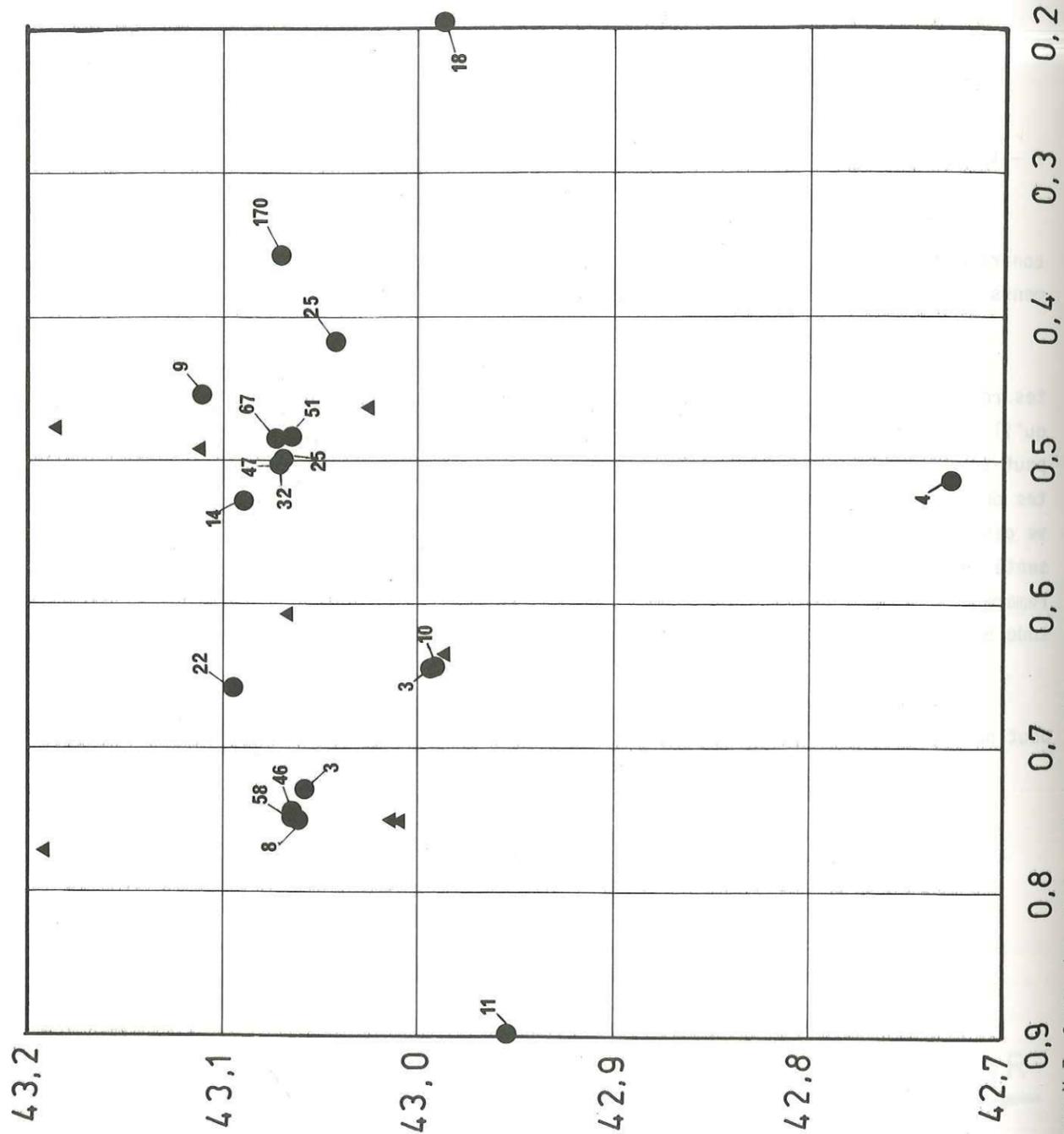


Figure V.7 Carte des séismes et des stations utilisées. Les valeurs portées sont les chutes de contraintes moyennes.

Pour la séquence n° 1, on observe des chutes de contraintes fortes pour les deux premiers séismes alors que pour les deux séismes suivants elles sont beaucoup plus faibles. Par contre, le rayon de la source est à peu près identique pour tous les séismes. Les faibles chutes de contraintes des deux derniers séismes peuvent signifier que l'accumulation des contraintes ne se fait que lentement à cet endroit et que les contraintes sont beaucoup plus faibles après les deux premiers séismes.

La séquence n° 2 comprend des séismes séparés par quelques kilomètres, ayant eu lieu, mis à part le premier, à quelques jours d'intervalle. Ces séismes sont vraisemblablement liés à un même accident géologique. Les rayons de la source et les chutes de contraintes trouvés pour ces séismes sont du même ordre de grandeur. On peut expliquer cela par le fait que l'état des contraintes à l'endroit où a lieu le séisme est peu ou pas affecté par le séisme précédent. Ces séismes sont en effet localisés à plus de distance les uns des autres que ceux de la séquence n° 1. L'activité intense de cet accident pendant toute la durée de la campagne d'Arette en 1978 nous fait plutôt penser que la constance de la chute de contrainte dans cette zone est due à une réaccumulation rapide des contraintes.

## 6 - COMPARAISON ENTRE LES RESULTATS OBTENUS A PARTIR DE L'ONDE S ET DE L'ONDE P

### 6.1 - Moment sismique

A une exception près, les moments sismiques moyens calculés pour chaque séisme sont plus faibles pour l'onde S que pour l'onde P. Le rapport moyen  $Yos/Yop$  des niveaux plats  $Y_0$  mesurés pour les deux phases est égal à 3.80. Pour que les moments sismiques calculés à partir des deux phases soient égaux, il faut que ce rapport soit égal à  $(Vp/Vs)^3$ . La valeur de 3.80 pour le rapport  $Yos/Yop$  conduirait à une valeur de  $Vp/Vs$  égale à 1.56, ce qui paraît beaucoup trop faible compte tenu des études qui ont été faites sur ce rapport (cf première partie). La différence entre  $Mop$  et  $Mos$  est donc due à des valeurs trop faibles de  $Yos$ . Ceci peut être du à :

- Une mauvaise estimation des facteurs d'amplification à la surface libre. Cela paraît peu probable car si l'un a été surestimé, ce ne peut être que celui de l'onde P, ce qui irait dans le sens inverse de celui voulu,

- Une mesure de  $Y_0$  sur des spectres non corrigés de l'atténuation. Nous avons vu plus haut (V.2) que le niveau  $Y_0$  était très peu changé par une correction d'atténuation. Nous ne pensons pas que ce soit suffisant pour expliquer une erreur d'un facteur 2 sur  $Y_{0S}$ , nécessaire pour l'égalisation de  $M_{op}$  et  $M_{os}$ , d'autant plus que l'atténuation joue dans le même sens pour les deux phases.

- Une mauvaise évaluation des facteurs de radiation  $R_{\theta\phi P}$  et  $R_{\theta\phi S}$ . En prenant une valeur moyenne 0,4 pour ces deux facteurs, nous supposons une répartition aléatoire des stations et des plans nodaux. Or, si nous voyons que cette hypothèse est vérifiée pour la phase P (figure IV.8), ce n'est apparemment pas le cas pour la phase S pour laquelle les valeurs théoriques de  $R_{\theta\phi S}$  sont toujours basses (figure IV.9). Ceci pourrait suffire à expliquer la différence observée entre les valeurs de  $M_{op}$  et de  $M_{os}$ . Le facteur  $R_{\theta\phi S}$  serait alors surestimé par rapport au facteur  $R_{\theta\phi P}$ .

#### 7 - VARIATION DE LA FREQUENCE COIN AVEC L'ANGLE $\theta$

Suivant les valeurs de l'angle  $\theta$ , angle entre le rai et la normale au plan de faille, les valeurs de  $f_p$  et  $f_s$  changent. Ceci est vrai tant pour le modèle de Madariaga (1976) que pour les modèles cinématiques comme celui de Savage (1974). Il nous a paru intéressant d'essayer de mettre en évidence une telle variation.

Il est impossible, à cause des erreurs sur la fréquence coin et le nombre trop faible de station, de visualiser cette variation pour chaque séisme individuellement. Chaque séisme ayant une valeur différente du rayon de source, il est impossible de reporter directement les valeurs des fréquences coin en fonction de  $\theta$  pour tous les séismes simultanément. Il est alors nécessaire de faire une normalisation. Pour éviter les erreurs inévitables dues à une telle opération, nous avons préféré étudier le rapport  $f_p/f_s$  qui varie lui aussi avec  $\theta$ .

Le problème important qui se pose alors est le choix de  $\theta$  pour chaque séisme. Dans le cas de la région d'Arette, il est difficile sinon impossible de choisir le plan de faille sur des considérations géologiques. Nous avons donc choisi pour chaque séisme le plan de faille qui concordait le mieux avec l'idée donnée par les modèles (Madariaga, 1976, Savage, 1974) qui est que le rapport  $f_p/f_s$  doit augmenter avec  $\theta$ .

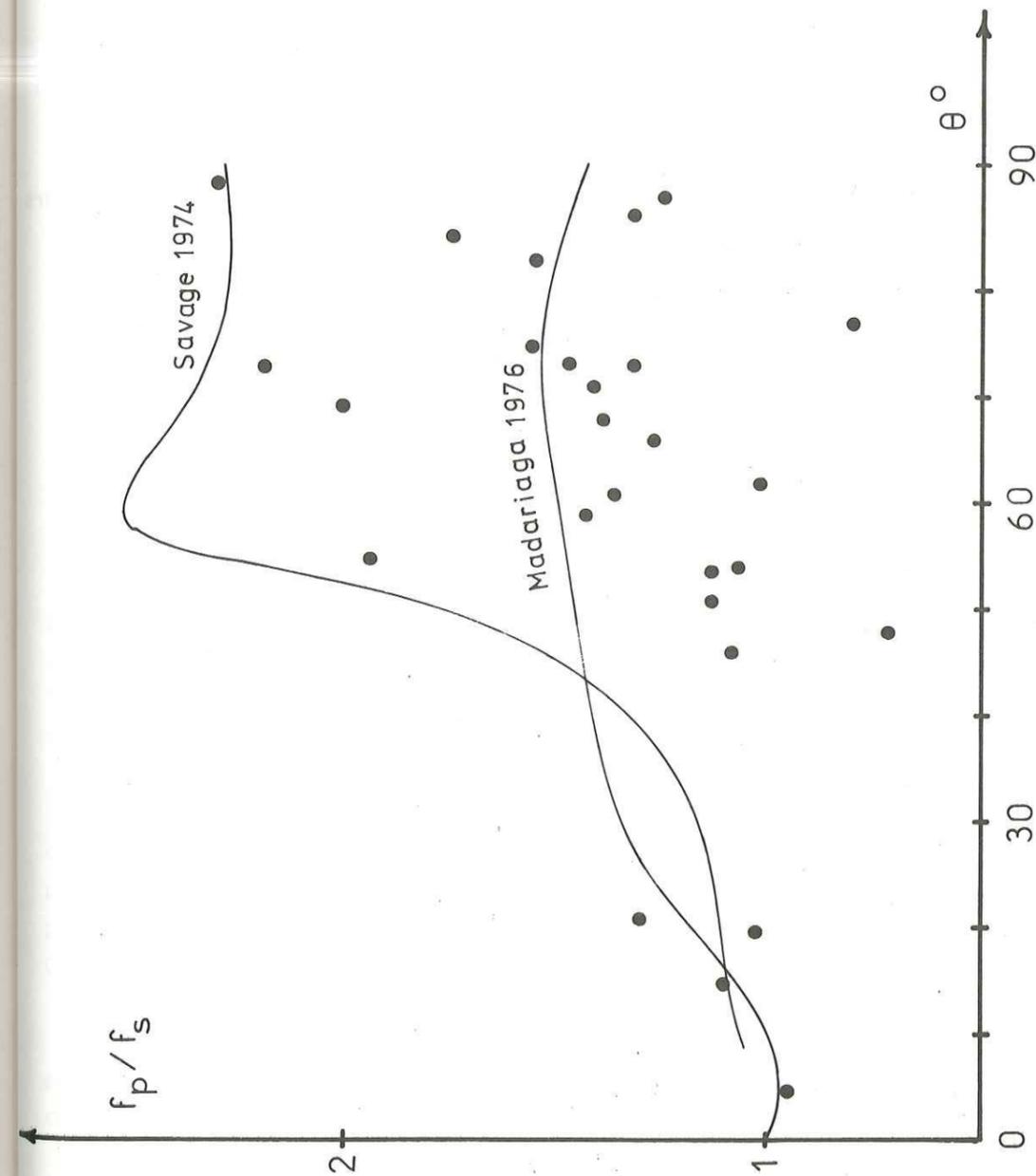


Figure 5.8 Variation du rapport  $f_p/f_s$  des valeurs des fréquences coin des phases P et S, en fonction de l'angle  $\theta$  entre le rai et la normale au plan de faille. Les courbes sont les variations théoriques de ce rapport données par Savage (1974) et par Madariaga (1976).

La figure V.8 montre cette variation ainsi que les courbes d'évolution de  $f_p/f_s$  données par Madariaga (1976) et Savage (1974). Il y a évidemment, compte tenu des erreurs accumulées, une grande dispersion des points. La seule chose que l'on puisse dire à partir de cette figure est que pour les faibles valeurs de  $\theta$ , on n'observe pas de hautes valeurs du rapport  $f_p/f_s$ , ce qui est en accord avec les modèles théoriques déjà cités. Par contre, pour les hautes valeurs de  $\theta$  on observe des hauts rapports  $f_p/f_s$  mais aussi quelques faibles valeurs. La courbe de Madariaga (1976) paraît mieux correspondre aux données expérimentales que celle de Savage (1974) qui prédit des valeurs apparemment trop fortes du rapport  $f_p/f_s$ .

## CONCLUSION

---

Un réseau de six stations trois composantes à enregistrement analogique sur bande magnétique a permis d'étudier en détail le contenu spectral des ondes P et S de dix-neuf séismes enregistrés par plusieurs de ces stations. Ces séismes ont par ailleurs été localisés de façon précise par un réseau de vingt-quatre stations. Des solutions focales ont été calculées pour la moitié de ces séismes.

Les spectres des ondes de volume de ces séismes ont été calculés à partir d'échantillons de longueur 1 s à 1,5 s pour l'onde P et 1,7 fois cette longueur pour la phase S. Compte tenu d'une fréquence d'échantillonnage du signal de deux cents points par seconde, le spectre a été calculé entre 1 Hz et 100 Hz pour la phase P et entre 0,5 Hz et 100 Hz pour la phase S.

Tous les spectres ont pu être interprétés de façon simple en terme de niveau constant aux basses fréquences, décroissance en  $f^{-p}$  aux hautes fréquences et fréquence coin  $f_c$ .

Une étude de la pente  $p$  de l'asymptote hautes fréquences des spectres ne montre aucune corrélation de cette pente avec la distance hypocentrale. Ceci entraîne que le milieu de propagation n'est pas homogène en ce qui concerne le facteur de qualité  $Q$ . En choisissant une pente  $p' = -2$  pour tous les spectres à la source, nous montrons qu'il y a une corrélation entre le facteur de qualité et la distance hypocentrale, de même qu'entre le facteur de qualité et la profondeur du foyer pour une même distance

hypocentrale. Cela montre qu'il y a une variation rapide du facteur de qualité avec la profondeur.

Un facteur d'amplification du site variable avec chaque station a été mis en évidence. Cette amplification varie d'un facteur 2,7 entre les différentes stations. Seule une étude disposant de plusieurs stations ayant enregistré les mêmes séismes peut permettre une mise en évidence précise de ce phénomène et de la corriger.

Pour les séismes dont une solution focale a été calculée, un facteur 3 apparaît entre les valeurs des niveaux plats  $Y_{op}$  mesurés dans différentes stations pour les ondes P, quand le facteur de radiation théorique  $R_{\theta\phi P}$  varie de 0 à 1. Le fait de prendre un facteur  $R_{\theta\phi}$  moyen de 0,4 pour le calcul du moment sismique entraîne donc une dispersion importante des valeurs trouvées dans les différentes stations.

Les valeurs du moment sismique, du rayon de la source et de la chute de contraintes ont été calculées en utilisant les relations données par Madariaga (1976) pour chaque séisme et chaque station et pour les deux phases P et S. L'erreur estimée est de 50 % sur le moment sismique, 40 % sur le rayon de la source et 70 % sur la chute de contrainte.

La chute de contraintes maximale est de 170 bars. Si cette valeur avait été calculée avec le modèle de Brune (1970), elle serait six fois plus petite. Cette valeur paraît assez faible compte tenu que nous sommes dans une région sismiquement active, mais elle représente une chute de contrainte moyenne sur toute la zone de rupture. Il est vraisemblable que, à l'endroit où s'est initiée la rupture, la chute de contrainte est beaucoup plus forte.

Le fait de prendre des valeurs moyennes, tant pour le facteur de radiation  $R_{\theta\phi}$  que pour les relations entre le rayon de la source et la fréquence coin entraîne une dispersion importante des valeurs calculées pour les paramètres de la source. Nous sommes contraints de prendre ces valeurs moyennes par manque de connaissances sur la propagation et la diffraction des rais dans la zone étudiée. La question posée est en effet : quel a été le trajet des ondes constituant l'échantillon analysé ? Cet échantillon étant constitué par plusieurs ondes ayant suivi des trajets différents, il est difficile d'appliquer une relation entre la fréquence coin et le rayon de la source qui ne serait vraie que pour un rai donné.

Il apparaît donc de façon claire, que pour avoir des valeurs fiables des paramètres de la source sismique, il est nécessaire de faire la moyenne des valeurs obtenues à partir d'un nombre suffisant de stations bien réparties autour de l'épicentre et enregistrant toutes le séisme.

ANNEXE

LISTE DES SEISMES LOCALISES LORS DES EXPERIENCES  
DE LOURDES 1977, D'ARETTE 1978 ET D'ARUDY 1980.

## Liste des séismes localisés lors de l'expérience de Lourdes 1977.

Date	Latitude N	Longitude	Profondeur	Magnitude	
12/11/1977	15 h 48	42° 50.57'	0° 46.40' W	10.12	2.83
	16 h 00	43° 2.07'	0° 12.58' W	8.39	2.14
14/11/1977	1 h 38	43° 02.72'	0° 6.84' W	9.76	1.43
	7 h 12	43° 3.96'	0° 20.90' W	7.86	2.10
	10 h 27	43° 5.66'	0° 11.91' W	1.01	1.56
16/11/1977	5 h 59	43° 3.98'	0° 16.49' W	7.05	1.49
	6 h 19	43° 4.03'	0° 15.64' W	6.20	1.85
	9 h 32	43° 4.70'	0° 0.09' E	1.46	1.30
	15 h 01	43° 3.34'	0° 0.32' E	8.58	1.34
17/11/1977	6 h 29	43° 0.69'	0° 13.40' E	12.82	1.84
	15 h 12	43° 4.03'	0° 17.67' W	2.63	2.02
18/11/1977	1 h 21	42° 55.03'	0° 11.58' E	5.75	1.08
	2 h 40	43° 5.14'	0° 19.83' W	14.98	1.57
19/11/1977	7 h 19	43° 2.62'	0° 16.74' W	2.14	1.36
	9 h 59	43° 1.70'	0° 11.09' E	9.59	1.38
	16 h 09	43° 0.30'	0° 13.21' E	11.50	1.66
	23 h 50	43° 0.57'	0° 3.87' E	4.52	2.08
20/11/1977	1 h 57	42° 43.31'	0° 26.35' E	10.64	2.37
	12 h 04	43° 1.14'	0° 0.31' E	10.03	1.52
	17 h 20	43° 1.86'	0° 41.62' W	13.58	2.14
	20 h 13	43° 1.43'	0° 10.86' W	8.23	2.84
22/11/1977	6 h 23	43° 0.87'	0° 14.53' W	8.40	1.27
	15 h 29	43° 5.72'	0° 12.09' W	1.39	1.83
	18 h 12	43° 1.14'	0° 8.62' E	14.50	1.31
	22 h 28	43° 0.17'	0° 2.00' W	7.09	0.56
23/11/1977	7 h 43	43° 3.77'	0° 17.70' W	9.60	1.27
24/11/1977	18 h 19	43° 1.30'	0° 10.06' W	7.10	1.41
	20 h 24	42° 57.84'	0° 11.19' E	9.68	2.81
27/11/1977	0 h 48	42° 59.71'	0° 13.64' E	12.53	0.96
28/11/1977	12 h 12	43° 3.27'	0° 15.63" W	10.51	1.47
	23 h 08	43° 1.05'	0° 9.05' E	10.97	0.98
	23 h 44	42° 41.33'	0° 35.33' E	5.39	2.44

Date	Latitude N	Longitude	Profondeur	Magnitude	
29/11/1978	4 h 43	43° 2.48'	0° 11.14' W	7.69	2.49
	6 h 22	43° 0.27'	0° 2.78' W	6.45	1.51
	16 h 10	43° 7.10'	0° 11.77' W	0.39	1.85
	16 h 25	42° 58.83'	0° 17.18' E	17.16	1.74
	17 h 43	42° 59.51'	0° 11.07' E	7.32	1.70
	20 h 32	43° 4.64'	0° 36.46' W	13.03	2.23
	20 h 35	43° 4.58'	0° 36.40' W	14.02	1.94
29/11/1977	22 h 56	43° 0.85'	0° 2.97' W	7.56	0.79
	23 h 42	43° 3.94'	0° 7.04' W	7.33	1.01
30/11/1977	4 h 23	43° 4.41'	0° 21.10' W	1.54	1.44
	13 h 04	43° 6.19'	0° 19.58' W	8.23	2.18
	16 h 58	42° 44.79'	0° 41.51' W	1.74	2.02
	17 h 02	42° 54.11'	0° 49.16' W	12.09	2.67
	17 h 13	43° 1.94'	0° 12.33' W	8.40	0.73
	17 h 14	43° 2.93'	0° 11.79' W	12.86	1.17
	17 h 15	43° 1.84'	0° 12.36' W	10.41	1.77
01/12/1977	3 h 48	42° 48.97'	0° 34.99' E	12.92	2.49
	4 h 21	42° 58.95'	0° 40.39' W	11.76	2.30
	8 h 45	43° 8.06'	0° 33.36' W	13.57	2.30
	10 h 49	43° 1.48'	0° 10.29' E	11.18	2.01
	14 h 51	43° 3.46'	0° 30.51' E	4.00	1.80
	17 h 31	43° 3.07'	0° 4.10' W	10.92	2.57
02/12/1977	4 h 44	43° 2.34'	0° 7.36' W	12.46	2.65
04/12/1977	12 h 15	43° 0.82'	0° 8.73' E	8.20	2.54
	12 h 16	43° 1.58'	0° 9.05' E	11.82	1.10
	16 h 39	43° 0.12'	0° 8.25' W	8.41	2.46

## Liste des séismes localisés lors de l'expérience d'Arette 1978

Date	Latitude N	Longitude W	Profondeur	Magnitude
03/11/1978 14 h 10	43° 4.46'	0° 29.88'	4.20	1.46
05/11/1978 3 h 50	42° 54.52'	0° 22.55'	5.00	1.53
12 h 23	43° 4.87'	0° 37.12'	10.79	1.02
06/11/1978 11 h 08	43° 5.90'	0° 35.78'	0.33	1.52
17 h 28	43° 3.82'	0° 37.73	10.57	0.90
07/11/1978 0 h 03	43° 1.49'	0° 41.48	1.38	1.47
3 h 49	43° 4.51'	0° 31.82	5.99	0.75
10 h 00	42° 58.59'	0° 8.34'	5.00	2.64
19 h 43	43° 6.36'	0° 38.90'	16.44	1.36
08/11/1978 3 h 12	43° 4.13'	0° 52.22'	5.23	1.62
19 h 46	43° 5.41'	0° 39.41'	11.72	2.08
09/11/1978 0 h 56	43° 3.28'	0° 31.04'	3.65	1.09
5 h 05	43° 6.74'	0° 26.96'	3.23	1.92
11 h 08	43° 26.54'	1° 5.61'	5.00	2.09
16 h 31	43° 29.67'	1° 12.17'	5.00	2.54
17 h 19	43° 11.54'	1° 11.58'	5.00	1.89
23 h 13	43° 2.90'	0° 29.74'	5.65	0.96
10/11/1978 1 h 32	43° 4.69'	0° 30.40'	7.44	0.94
2 h 26	43° 3.19'	0° 30.15'	5.39	1.04
7 h 11	43° 7.02'	0° 25.70'	6.00	1.08
10 h 21	42° 54.23'	0° 54.45'	7.06	1.54
17 h 12	43° 6.71'	0° 34.90'	0.24	1.14
20 h 36	43° 4.48'	0° 39.80'	9.14	0.70
11/11/1978 4 h 17	42° 55.76'	0° 32.36'	5.98	1.40
4 h 32	43° 3.99'	0° 34.06'	4.60	1.23
11 h 42	43° 6.21'	0° 23.84'	10.59	1.11
14 h 30	42° 53.65'	1° 00.06'	5.00	1.53
15 h 44	43° 6.10'	0° 38.30'	7.99	0.97
12/11/1978 1 h 29	43° 16.63'	0° 50.79'	5.00	1.73
7 h 55	43° 4.11'	0° 29.74'	5.54	1.28
21 h 07	42° 42.97'	0° 48.39'	5.00	2.03
23 h 11	43° 4.60'	0° 51.46'	0.39	1.17

Date	Latitude N	Longitude W	Profondeur	Magnitude
13/11/1978 2 h 09	43° 7.02'	0° 34.37'	3.16	1.24
2 h 45	43° 3.46'	0° 31.25'	4.08	1.22
3 h 11	43° 5.43'	0° 40.95'	13.00	1.07
6 h 52	43° 3.56'	0° 31.64'	2.98	1.35
12 h 00	43° 3.51'	0° 31.20'	4.23	1.09
19 h 28	43° 6.65'	0° 30.71'	2.41	0.68
21 h 17	43° 5.67'	0° 20.76'	8.11	1.02
14/11/1978 10 h 12	43° 32.99'	1° 1.38'	5.00	1.74
21 h 16	43° 3.28'	0° 30.87'	4.66	1.42
23 h 21	43° 6.73	0° 30.03'	13.17	1.31
15/11/1978 0 h 49	43° 3.29'	0° 31.25'	3.80	1.07
10 h 33	42° 58.63'	0° 33.26'	2.55	1.65
10 h 52	43° 3.27'	0° 30.93'	4.25	1.38
13 h 54	43° 3.29'	0° 31.13'	3.80	1.87
17 h 34	43° 4.61'	0° 26.06'	7.86	1.19
16/11/1978 11 h 25	43° 2.78'	0° 23.64'	11.67	1.40
12 h 50	43° 4.69'	0° 39.73'	8.04	1.55
17/11/1978 11 h 26	43° 5.53'	0° 41.56'	0.64	1.15
18 h 31	43° 5.59'	0° 28.71'	7.51	1.31
18/11/1978 0 h 52	43° 4.42'	0° 30.49'	6.67	0.70
0 h 54	43° 4.49'	0° 30.13'	5.95	0.70
1 h 29	43° 4.22'	0° 29.28'	3.77	1.16
1 h 33	43° 4.43'	0° 30.41'	6.63	0.90
1 h 38	43° 4.35'	0° 30.56'	6.54	1.17
2 h 36	43° 4.42'	0° 30.56'	5.62	1.89
2 h 43	43° 4.46'	0° 30.72'	5.29	2.15
3 h 26	43° 4.39'	0° 30.53'	6.65	1.20
13 h 35	43° 2.42'	0° 24.26'	4.21	2.18
18 h 10	43° 5.16'	0° 39.23'	10.35	1.62
18 h 25	43° 2.70'	0° 23.19'	4.96	1.63
18 h 57	42° 59.21'	0° 38.57'	5.22	2.00
19 h 13	42° 59.46'	0° 38.68'	4.41	1.44

Date		Latitude N	Longitude W	Profondeur	Magnitude
19/11/1978	11 h 32	43° 3.73'	0° 44.95'	4.54	3.33
	19 h 28	43° 3.56'	0° 44.66'	4.08	1.46
	21 h 47	43° 3.09'	0° 30.03'	6.03	0.96
20/11/1978	2 h 17	43° 5.26'	0° 31.38'	9.54	1.76
	7 h 18	43° 3.72'	0° 45.10'	4.90	2.68
	7 h 24	43° 5.96'	0° 33.11'	8.12	1.11
	11 h 06	42° 53.76'	0° 46.58'	0.25	1.95
	11 h 19	43° 4.37'	0° 30.02'	5.44	0.88
	21 h 59	43° 3.35'	0° 30.98'	4.08	1.48
	22 h 14	43° 3.24'	0° 30.58'	5.74	1.57
	21/11/1978	3 h 44	43° 4.96'	0° 31.96'	5.40
	8 h 14	43° 3.66'	0° 18.78'	5.00	2.98
	18 h 45	43° 9.27'	0° 37.85'	16.98	1.65
	18 h 52	43° 7.27'	0° 40.26'	15.99	1.34
	22 h 07	43° 3.53'	0° 45.16'	4.84	2.18
22/11/1978	3 h 45	43° 4.72'	0° 37.14'	10.77	0.89
	15 h 59	43° 4.07'	0° 30.32'	5.71	1.28
	17 h 26	43° 3.50'	0° 45.13'	5.09	1.39
	19 h 33	43° 3.50'	0° 45.04'	4.88	1.40
	23 h 26	43° 4.02'	0° 30.13'	5.20	1.72
	23 h 45	32° 58.59'	0° 20.28'	5.00	1.51
	23/11/1978	5 h 13	42° 56.52'	0° 54.78'	8.50
	9 h 34	43° 4.70'	0° 59.25'	8.18	2.07
	18 h 58	43° 3.91'	0° 28.56'	4.21	2.43
24/11/1978	1 h 23	43° 4.57'	0° 30.11'	8.10	1.26
	2 h 11	43° 3.00'	0° 31.99'	5.42	0.84
	6 h 39	43° 5.82'	0° 45.57'	4.55	1.16
	7 h 06	43° 4.83'	0° 59.76'	9.00	1.56
	12 h 46	42° 43.45'	0° 31.18'	5.00	2.26
	18 h 38	42° 59.30'	0° 38.27'	4.95	0.96
	22 h 56	43° 6.75'	0° 39.62'	14.95	1.29
25/11/1978	15 h 08	43° 4.21'	0° 30.07'	4.17	2.18
	15 h 09	43° 3.93'	0° 31.33'	4.99	1.35
	18 h 22	43° 3.33'	0° 31.88'	4.94	0.90

Date		Latitude N	Longitude W	Profondeur	Magnitude
26/11/1978	2 h 12	43° 4.88'	0° 59.54'	8.99	1.16
	4 h 29	43° 5.39'	0° 53.33'	9.95	1.00
	4 h 50	43° 4.99'	0° 53.28'	9.68	0.88
	6 h 19	43° 3.08'	0° 30.68'	5.49	0.96
27/11/1978	14 h 05	43° 4.14'	0° 29.75'	3.98	2.06
	22 h 25	43° 3.20'	0° 30.78'	4.09	1.37
28/11/1879	1 h 26	43° 5.65'	0° 37.21'	10.29	1.51
	2 h 15	43° 6.80'	1° 9.74'	5.00	1.89
	2 h 16	43° 6.96'	1° 10.95'	5.00	1.60
	5 h 07	43° 3.42'	0° 43.79'	4.15	2.14
	14 h 57	43° 3.29'	0° 31.56'	5.12	1.20
	19 h 36	43° 5.39'	0° 26.98'	8.93	1.41
29/11/1978	16 h 49	43° 3.38'	0° 10.04'	5.00	1.87
30/11/1978	6 h 28	43° 4.67'	0° 37.82'	9.11	0.84
	21 h 32	43° 4.10'	0° 29.19'	5.63	1.48
01/12/1978	3 h 09	43° 1.92'	0° 25.70'	2.42	1.54
	6 h 02	43° 4.36'	0° 28.70'	6.19	2.80
	6 h 46	43° 4.29'	0° 28.08'	7.29	1.10
	8 h 35	43° 4.29'	0° 27.89'	6.78	1.43

## Liste des séismes localisés lors de l'expérience d'Arudy 1980.

Date	Latitude N	Longitude W	Profondeur	Magnitude	
02/03/1980	22 h 17	43° 4.21'	0° 21.68'	4.54	3.07
	22 h 46	43° 2.42'	0° 19.86'	9.62	3.47
03/03/1980	0 h 39	43° 4.52'	0° 22.18'	5.77	3.47
	3 h 29	43° 2.94'	0° 10.87'	11.50	3.10
	7 h 31	43° 4.15'	0° 23.15'	5.32	3.15
	10 h 05	43° 3.78'	0° 23.49'	5.93	2.62
	10 h 56	43° 4.04'	0° 24.29'	2.63	3.16
	13 h 19	43° 4.65'	0° 23.17'	6.11	2.67
	13 h 21	43° 3.81'	0° 24.24'	2.75	3.73
	15 h 27	43° 3.88'	0° 24.34'	4.04	2.56
	16 h 38	43° 3.84'	0° 24.82'	0.04	3.51
	18 h 41	43° 4.46'	0° 23.96'	4.28	2.71
	20 h 32	43° 3.93'	0° 21.84'	4.80	2.96
	20 h 41	43° 4.39'	0° 22.64'	7.46	2.96
	21 h 29	43° 4.33'	0° 23.01'	4.95	2.96
04/03/1980	3 h 09	43° 4.37'	0° 23.20'	4.98	2.96
	4 h 39	43° 3.68'	0° 21.90'	5.27	3.96
	5 h 38	43° 3.55'	0° 22.15'	3.66	2.97
	12 h 47	43° 4.12'	0° 23.00'	3.75	1.51
	15 h 09	43° 3.91'	0° 22.17'	4.86	3.45
	17 h 15	43° 4.08'	0° 24.06'	3.79	1.76
	20 h 03	43° 3.99'	0° 21.58'	5.38	2.72
	20 h 52	43° 4.11'	0° 22.91'	2.48	2.36
	21 h 13	43° 4.35'	0° 23.02'	4.53	2.25
	22 h 59	43° 4.48'	0° 23.41'	1.56	1.76
	23 h 02	43° 4.34'	0° 23.36'	3.82	2.56
05/11/1980	0 h 38	43° 4.29'	0° 24.32'	4.33	1.76
	1 h 01	43° 3.95'	0° 21.60'	4.34	2.11
	2 h 56	43° 4.36'	0° 24.60'	3.45	2.36
	3 h 29	43° 4.15'	0° 21.89'	4.36	2.11
	4 h 02	43° 4.31'	0° 21.64'	4.14	2.36
	4 h 16	43° 3.82'	0° 24.30'	1.58	2.11
	5 h 03	43° 4.06'	0° 21.84'	4.83	1.76
	5 h 04	43° 3.65'	0° 21.89'	4.96	1.96

Date	Latitude N	Longitude W	Profondeur	Magnitude	
	5 h 09	43° 4.14'	0° 23.86'	1.53	2.25
	5 h 31	43° 4.37'	0° 22.34'	3.95	2.11
	5 h 55	43° 4.44'	0° 23.46'	4.88	1.76
	8 h 07	43° 4.12'	0° 23.44'	4.24	3.67
	9 h 23	43° 4.34'	0° 23.42'	3.71	2.11
	10 h 26	43° 4.26'	0° 21.72'	4.88	2.56
	11 h 33	43° 4.17'	0° 21.10'	4.31	2.36
	12 h 07	43° 4.57'	0° 23.70'	4.38	2.85
	18 h 09	43° 4.12'	0° 21.24'	4.87	2.56
	19 h 31	43° 3.80'	0° 21.02'	5.10	2.56
06/03/1980	0 h 46	43° 4.46'	0° 22.97'	5.49	2.72
	4 h 14	43° 3.09'	0° 20.49'	7.13	2.37
	17 h 24	43° 4.53'	0° 21.33'	6.24	2.71
	18 h 24	43° 4.47'	0° 22.10'	6.69	2.71
07/03/1980	10 h 15	43° 3.64'	0° 22.16'	4.03	2.56
	15 h 05	43° 3.59'	0° 22.00'	5.45	3.51
	15 h 23	43° 3.98'	0° 21.90'	5.02	3.80
	19 h 16	43° 4.31'	0° 23.76'	3.82	2.56
08/03/1980	8 h 25	43° 3.88'	0° 22.36'	4.66	2.36
	9 h 39	43° 4.31'	0° 23.93'	5.00	2.36
	13 h 26	43° 3.13'	0° 22.19'	4.80	2.97
	18 h 30	43° 4.04'	0° 23.25'	4.93	2.97
09/03/1980	6 h 00	43° 4.30'	0° 25.14'	6.17	2.97
	7 h 09	43° 4.25'	0° 25.10'	6.39	3.16
	7 h 16	43° 4.71'	0° 25.08'	4.55	2.56
	7 h 24	43° 4.94'	0° 25.03'	3.92	2.36

## B I B L I O G R A P H I E

- AKI, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.* 72, p 1217-1231
- AKI, K., B. CHOUET (1975). Origin of coda waves : source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.* 80, p 3322-3342.
- BAKUN, W.H., C.G. BUFE, R.M. STEWART (1976). Body wave spectra of central California earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, p 55-64.
- BISZTRICSANY, E. (1958). A new method for the determination of the magnitude of earthquakes, *Geofiz. Kozlenez* 7, p 69-96.
- BOILLOT, G., R. CAPDEVILLA (1977). The Pyrenees : subduction and collision?, *Earth and Planetary Science Letters* 35, p 151-160.
- BRUNE, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, p4997-5009.
- BRUNE, J.N. (1971). Correction to "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes", *J. Geophys. Res.* 76, p 5002.
- CANEROT, J., P. PEYBERNES, R. CISZAK (1978). Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la "zone des chaînons béarnais", *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t XX, p 673-676.
- CASTERAS, M. (1974). Les Pyrénées, in *Géologie de la France*, Doin éditeurs, Vol II-3, p 296-345.
- CHATELAIN, J.L. (1978). Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables : la région Pamir-Hindu Kush, thèse de troisième cycle, Université de Grenoble.
- CHOUKROUNE, P., M. SEURET (1973). Carte structurale des Pyrénées.
- CHOUKROUNE, P., X. LE PICHON, M. SEURET, J.C. SIBUET (1973). Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters* 18, p 109-118.
- CHOUKROUNE, P. (1974). Structure et évolution tectonique de la zone nord pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaîne à schistosité sub-verticale, Thèse, Montpellier, 276 p.
- CROSSON, R.S. (1972). Small earthquakes, structure and tectonic of the Puget Sound region, *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, p 1133-1171.
- DAHLEN, F.A. (1974). On the ratio of the P-wave to S-wave corner frequencies for shallow earthquake sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* 64, p 1159-1180.

- DOUGLAS, B.M., A. RYALL (1972). Spectral characteristics and stress drops for micro-earthquakes near Fairview Peak, Nevada, *J. Geophys. Res.* 77, p351-359.
- GALLART, J., M. DAIGNIERES, E. BANDA, E. SURINACH, A. HIRN (1980). The eastern pyrenean domain : lateral variations at crust-mantle level, preprint.
- GEIGER, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (traduit de l'article allemand de 1910), *Bulletin of St Louis University*, 8(1), p 56-71.
- GRANET, M. (1978). Les séismes du Frioul de 1976. Etude de la région focale, Thèse de troisième cycle, Strasbourg.
- HANKS, T.C., M. WYSS (1972). The use of body-waves spectra in the determination of seismic source parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, p 561-589.
- HASKELL, N.A. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, p 1811-1841.
- HASKELL, N.A. (1966). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, 2, a statistical source model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, p 125-140.
- HATZFELD, D. (1978). Etude sismotectonique de la zone de collision ibero-maghrébine, Thèse, Grenoble.
- HOANG TRONG, P., D. ROULAND (1971). Mécanisme au foyer du séisme d'Arette (P.A.), *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t 272, p 3249-3251.
- JOHNSON, L.R., T.V. MACEVILLY (1974). Near field observation and source parameters of central California earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 64, p 1855-1866.
- KANAMORY, H., D.L. ANDERSON (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, p 1073-1095.
- LEE, W.H.K., J.C. LAHR (1972). HYP071 (revised) : a computer program for determination of hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey, Openfile Report 75-311.
- LINDE, A.T., I.S. SACKS (1971). Errors in the spectral analysis of long period seismic body-waves, *J. Geophys. Res.* 76, p 3326-3336.
- MACKENZIE, D. (1972). Active tectonics of the mediterranean region, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 30, p 109-185.
- MADARIAGA, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, p 639-666.
- MINSTER, J.B., T.H. JORDAN (1978). Present day plate motions, *J. Geophys. Res.* 83, p 5331-5354.
- MOLNAR, P., B.E. TUCKER, J.N. BRUNE (1973). Corner frequencies of P and S-waves and models of earthquake source, *Bull. Seism. Soc. Am.* 63, p 2091-2104.

- PEYBERNES, B., P. SOUQUET (1975). La chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulissage le long d'une faille nord pyrénéenne, *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse III*, p 204-210.
- PREVOT, R.W. (1979). Sismicité superficielle du nord est de l'Afghanistan, Thèse de troisième cycle, Grenoble.
- RAUTIAN, T.G., V.I. KHALTURIN, V.G. MARTYNOV, P. MOLNAR (1978). Preliminary analysis of the spectral content of P and S-waves of local earthquakes in the Garm, Tadjikistan region, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, p 949-971.
- SADI, H.AL. (1973). Dependence of P-wave spectrum on focal depth, *Pure and Appl. Geophys.* 104, p 439-452.
- SAVAGE, J.C. (1966). Radiation from a realistic model of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, p 577-592.
- SAVAGE, J.C. (1972). Relation of corner frequency to fault dimensions, *J. Geophys. Res.* 77, p 3788-3795.
- SAVAGE, J.C. (1974). Relation between P and S corner frequencies in the seismic spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* 64, p 1621-1627.
- SOUQUET, P., M. BILOTTE, J. CANEROT, E.J. DEBROAS, P. PEYBERNES (1975). Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées, *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t 281.
- SOUQUET, P., F. MEDIIVILLA (1976). Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées, *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t 282, p 2139-2142.
- TENG, T.L. (1972). Comments on the paper by A.T. Linde and I.S. Sacks "errors in the spectral analysis of long period seismic body-waves", *J. Geophys. Res.* 77, p 3179-3185.
- THATCHER, W., T.C. HANKS (1973). Source parameters of southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.* 78, p 8547-8576.
- TRIFUNAC, M.D. (1972). Stress estimate for the San Fernando, California earthquake of February 9, 1971. Main event and thirteen aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, p 721-750.
- TUCKER, B.E., J.N. BRUNE (1973). Seismograms, S-wave spectra and source parameters for aftershocks of the San Fernando earthquake, in San Fernando, California earthquake of February 9, 1971, Vol III, p 69-122, U.S. department of commerce.
- TUCKER, B.E. (1975). Source mechanism of aftershocks of the 1971 San Fernando, California earthquake, Ph. D. Thesis, San Diego University, California.
- TSUMURA, K. (1967). Determination of earthquake magnitude from local duration of oscillations, *Bull. Earthquake Res. Inst.* 15, p 7-18.
- VAN DER VOO, R., A. BOESSENKOOL (1973). Permian paleomagnetism results from the western Pyrenees delineating the plates boundary between the iberian peninsula and stable Europe, *J. Geophys. Res.* 78, p 5118-5127.
- WILLIAMS, C.A. (1975). Seafloor spreading in the Bay of Biscay and its relationships to the north Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters* 24, p 440-456.

- WYSS,M., T.C. HANKS (1972). The source parameters of the San Fernando earthquake inferred from teleseismic body-waves, Bull. Seism. Soc. Am. 62, p 591-602.
- WYSS,M., J.N. BRUNE (1968). Seismic moment, stress drop and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region, J. Geophys. Res. 73, p 4681-4694.

BIBLIOTHÈQUE  
INTERUNIVERSITAIRE  
GRENOBLE - SCIENCES