



HAL
open science

Etude sismotectonique du Péloponnèse et réponse sismique d'une vallée sédimentaire en Grèce du Nord

Guy Pedotti

► **To cite this version:**

Guy Pedotti. Etude sismotectonique du Péloponnèse et réponse sismique d'une vallée sédimentaire en Grèce du Nord. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1988. Français. NNT: . tel-00719640

HAL Id: tel-00719640

<https://theses.hal.science/tel-00719640>

Submitted on 20 Jul 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.



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

ET

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Mention : PHYSIQUE

Spécialité : Géophysique Interne

par

Guy PEDOTTI

ETUDE SISMOTECTONIQUE DU PELOPONNESE

ET

REPONSE SISMIQUE D'UNE VALLEE
SEDIMENTAIRE EN GRECE DU NORD

Soutenu le 21 Juin 1988 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER	Professeur Université Grenoble I	Président Rapporteur
J.-L. MERCIER	Professeur Université Paris-Sud Orsay	Rapporteur
P.-Y. BARD	Ingénieur LCPC L.G.I.T. Grenoble	Examineurs
S. LALLEMANT	Préparateur Agrégé E.N.S. Paris	
H. LYON-CAEN	Chargée de Recherche I.P.G. Paris	
D. HATZFELD	Directeur de Recherche C.N.R.S. Grenoble	Directeur de Thèse

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
ET
INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Mention : PHYSIQUE

Spécialité : Géophysique Interne

par

Guy PEDOTTI

**ETUDE SISMOTECTONIQUE DU PELOPONNESE
ET
REPONSE SISMIQUE D'UNE VALLEE
SEDIMENTAIRE EN GRECE DU NORD**

Soutenue le 21 Juin 1988 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER	Professeur Université Grenoble I	Président Rapporteur
J.-L. MERCIER	Professeur Université Paris-Sud Orsay	Rapporteur
P.-Y. BARD	Ingénieur LCPC L.G.I.T. Grenoble	Examineurs
S. LALLEMANT	Préparateur Agrégé E.N.S. Paris	
H. LYON-CAEN	Chargée de Recherche I.P.G. Paris	
D. HATZFELD	Directeur de Recherche C.N.R.S. Grenoble	Directeur de Thèse

10094092

Je remercie Anne et tous ceux qui m'ont aidé.

TABLE DES MATIERES

ETUDE SISMOTECTONIQUE DU PELOPONNESE

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

I CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET EVOLUTION STRUCTURALE.

1 Cadre géographique et morphologique.	3
2 Géologie et tectonique des Hellénides.	5
2-1 Contexte géodynamique.	5
2-2 Divisions paléogéographiques et évolution tectonique des Hellénides.	7
3 Néotectonique.	9
3-1 Episodes tectoniques et déformations.	9
3-2 Modèles de l'évolution récente du domaine égéen.	12
4 Le Péloponnèse et ses environs, résultats géologiques et géophysiques.	17
4-1 Déformations et accidents tectoniques du Péloponnèse.	17
4-2 Répartition spatiale de la sismicité.	18
4-3 Mécanismes au foyer.	25
4-4 Profils sismiques et bathymétrie.	30
4-5 Gravimétrie, magnétisme et flux de chaleur.	32

II ACQUISITION DE DONNEES.

1 Campagne d'enregistrement.	33
2 Description du matériel.	35
3 Dépouillement des sismogrammes.	37
3-1 Lecture des temps d'arrivée.	37
3-2 Incertitude sur les lectures.	38

III LOCALISATION DES SEISMES.

1 Programme de localisation, une première carte de sismicité.	39
2 Recherche de modèles de vitesse.	42
2-1 Détermination du rapport V_p/V_s .	42
2-2 Recherche du meilleur modèle de vitesse.	46
3 Précision des localisations.	62
3-1 Méthodologie.	62
3-2 Méthode utilisée.	64
3-3 Influence des hétérogénéités structurales.	64
3-4 Résultats.	65

IV REPARTITION SPATIALE DE LA SISMICITE

1 Une vue d'ensemble.	67
2 Sismicité superficielle.	67
2-1 Péloponnèse.	70
2-2 Fossé occidental.	73
2-3 Golfe de Corinthe et îles ioniennes.	75
3 Sismicité intermédiaire.	77

01 SEP. 2003

V MECANISMES AU FOYER.	
1 Introduction.	79
2 Séismes superficiels.	81
2-1 Péloponnèse.	83
2-2 Golfes de Corinthe et de Patras.	85
3 Etudes complémentaires.	85
3-1 Essaim de Trikhonis.	85
3-2 Région de Pilos - Kalamata.	87
3-3 Essaim Sud-Ouest.	87
3-4 Fossé de Matapan et seuil de Cythère.	89
4 Séismes intermédiaires.	91

VI DISCUSSION - CONCLUSION	
1 Champ de contrainte et déformations dans le Péloponnèse.	93
2 Rhéologie de la croûte.	99
3 Géométrie et Champ de contrainte dans la plaque plongeante.	101
4 Conclusion.	103

ANNEXES

ETUDE EXPERIMENTALE DE LA REponse SISMIQUE
D'UNE VALLEE SEDIMENTAIRE
EN GRECE DU NORD

I INTRODUCTION	104
II DESCRIPTION DU SITE ETUDIE. PRESENTATION DES DONNEES.	
1 Contexte régional.	107
1-1 Sismicité.	107
1-2 Géologie.	109
2 Cadre régional.	109
3 Description des stations et des sites d'implantation.	113
4 Ensemble des données.	114
4-1 Dépouillement.	114
4-2 Sélection des séismes.	114
4-3 Une dernière étape délicate.	117
III METHODE D'ANALYSE DE DONNEES.	
1 Introduction.	119
2 Analyse spectrale.	120
2-1 Signal utilisé pour le calcul du spectre.	120
2-2 Transformée de Fourier.	121
2-3 Lissage.	121
2-4 Spectres d'amplitude. Rapports spectraux.	122
3 Domaines de validité du rapport spectral.	122
3-1 Etalonnage des stations sismologiques.	124

3-2 Influence du bruit.	124
3-3 Choix de la station de référence.	126
3-4 Atténuation anélastique. Expansion géométrique.	128

IV RESULTATS	
1 Signaux temporels.	131
1-1 Séismes régionaux.	131
1-2 Séismes locaux.	136
2 Rapports spectraux.	137
2-1 Séismes régionaux.	145
2-2 Séismes locaux.	158
2-3 Conclusion sur l'analyse de données.	161
3 Relation des effets de sites avec la structure de la vallée.	161
3-1 Un modèle pour les sites sédimentaires.	168
3-2 Stefani.	168
3-3 Vassilika.	170
3-4 Laka.	172
3-5 Monastere.	173
4 Discussion.	

V CONCLUSION.

177

BIBLIOGRAPHIE

ETUDE SISMOTECTONIQUE
DU PELOPONNESE

INTRODUCTION

L'évolution du système alpin en Méditerranée est une des conséquences de la convergence des blocs continentaux africain et eurasiatique. De nombreuses données géologiques portant sur le domaine méditerranéen ont été recueillies depuis le début du siècle. Elles montrent la complexité des phénomènes mis en jeu, et sont difficiles à intégrer dans des modèles géodynamiques globaux.

La sismicité très élevée du domaine égéen fournit pour cette région une source importante de données qui sont très contraignantes pour la tectonique actuelle et son évolution récente.

Cette étude consiste dans un premier temps à recueillir des données microsismiques sur la partie occidentale du domaine égéen : le Péloponnèse et ses environs. La deuxième étape est d'analyser ces données et de les interpréter dans le contexte géodynamique.

Nous présentons dans le premier chapitre, le contexte géodynamique et l'évolution structurale du domaine étudié. Le chapitre II est consacré à l'acquisition des données sismologiques. Le chapitre III décrit l'analyse de celles-ci. Les dernières parties (IV, V, VI) concernent la présentation des résultats et leur interprétation.

I CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET EVOLUTION STRUCTURALE.

Dans ce chapitre, nous allons présenter les caractéristiques structurales et géologiques du domaine que nous avons étudié. Dans un premier temps, nous allons rapidement décrire l'évolution structurale des Hellénides dans le contexte géodynamique de la Méditerranée. Ensuite, nous préciserons la néotectonique, essentiellement plioquaternaire, qui a affecté le domaine égéen. Enfin nous discuterons du contexte actuel du Péloponnèse, à l'aide des différentes approches géophysiques.

1 Cadre géographique et morphologique.

Le Péloponnèse constitue la partie méridionale de la péninsule hellénique. Celle-ci fait partie du domaine égéen, promontoire oriental du continent européen face à l'Afrique. Le domaine est limité au Sud par les fosses helléniques, constituées de bassins étroits et profonds qui décrivent un arc fortement courbé (Fig. 1-1). La terminaison occidentale de ces fosses, située à l'Ouest du Péloponnèse, est le fossé ionien, alors que la fosse de Rhodes constitue la limite orientale. Au nord de ces fosses, se trouve l'arc égéen externe qui est formé d'une succession d'îles à l'Ouest du Péloponnèse (Céphalonie, Zante, Strophades) jusqu'à l'Anatolie (Rhodes). La péninsule hellénique est composée des Hellénides, une chaîne de montagne qui est la prolongation des Dinarides. La formation de cette chaîne d'âge alpin, ainsi que la néotectonique plio-quaternaire, ont donné à la péninsule hellénique une morphologie particulièrement accidentée en alternance avec de vastes

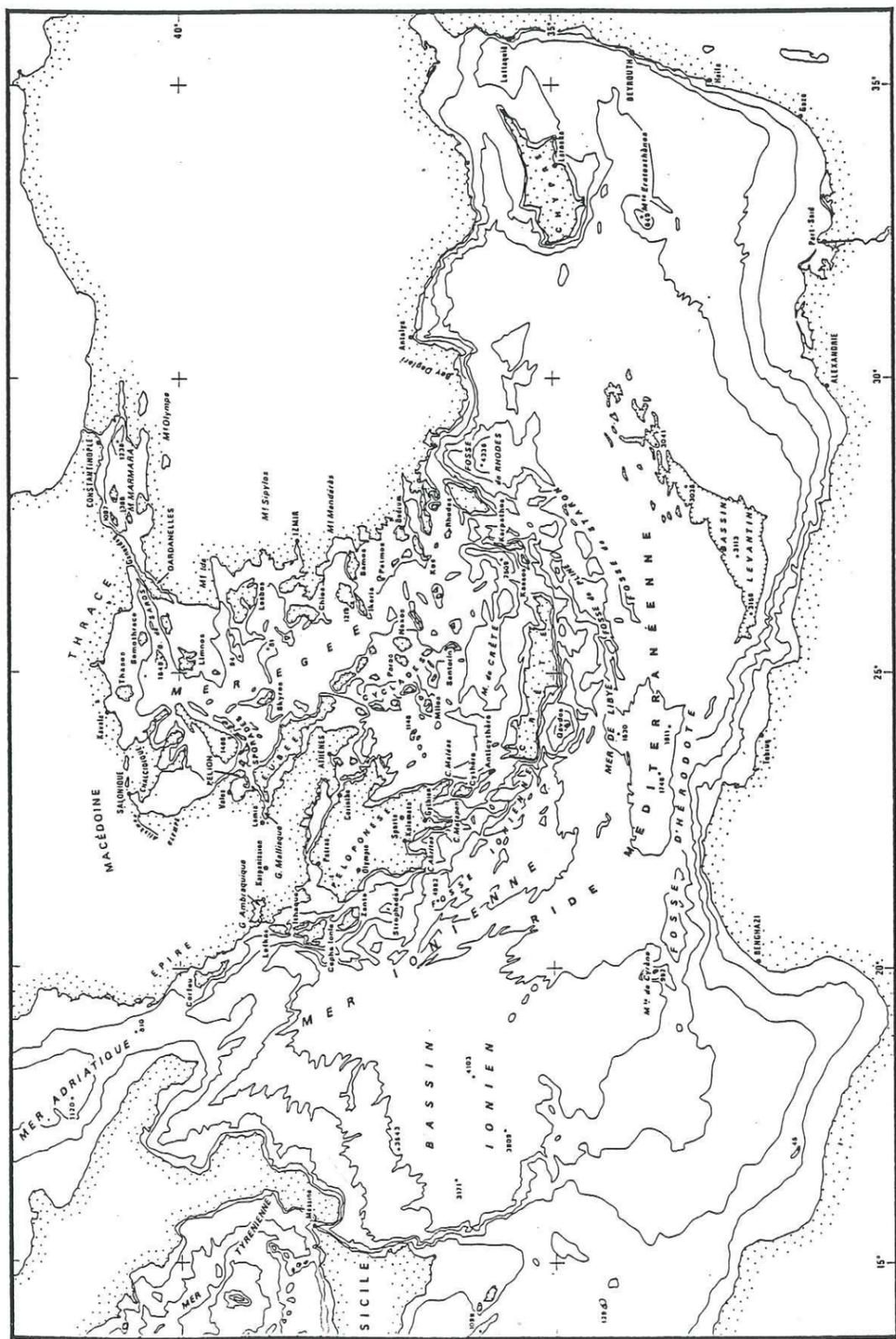


Figure 1-1 : Carte bathymétrique de la Méditerranée orientale

plaines.

2 Géologie et tectonique des Hellénides.

2-1 Contexte géodynamique

Les Hellénides sont une des conséquences du rapprochement de l'Eurasie et de l'Afrique, qui s'effectue simultanément à l'ouverture de l'océan Atlantique. L'étude des anomalies magnétiques observées dans cet océan permet de retracer les mouvements relatifs des plaques Afrique et Eurasie par rapport à la plaque Amérique du Nord (Pitman et Talwani, 1972 ; Le Pichon et al., 1977 ; Savostin et al., 1986). Il est alors possible, par composition de mouvements, d'en déduire le mouvement relatif Afrique-Eurasie.

De manière schématique, le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe comporte jusqu'au Crétacé une importante composante de coulisage sénestre, par la suite ce déplacement évolue dans une direction subméridienne qui a entraîné la convergence de ces plaques.

Pour les 10 derniers millions d'années, le pôle de rotation se trouve à l'Ouest des îles Canaries au point $30^{\circ}.9$ N, $20^{\circ}.4$ W, et l'amplitude moyenne du mouvement est de $0.17^{\circ}/\text{m.a.}$ (Savostin et al., 1986). A la hauteur de l'arc égéen, ceci entraîne une convergence d'environ 1.3 cm/an.

Dès les années 1970, l'analogie entre l'arc égéen et les arcs insulaires péripacifiques a été remarquée, comme par exemple la présence d'un fossé le long de la partie convexe de l'arc égéen et l'existence d'un arc volcanique actif calco-alcalin au nord de cet arc. Il était dès lors admis que la convergence des deux plaques, Afrique et Eurasie, s'était effectuée dans le domaine égéen avec un mécanisme de subduction de la marge africaine sous la plaque Eurasie.

Cependant à la différence des frontières péripacifiques, qui mettent en jeu de vastes domaines de croûte océanique, cette convergence s'opère également, dès le Crétacé, dans un contexte tectonique de collisions et d'interactions continentales (Tapponnier, 1977).

La première reconstitution de l'évolution du système Afrique-Europe, en terme de tectonique des plaques a été faite par Smith (1971). Les résultats de Pitman et Talwani (1972) ont ensuite servi de base à de nombreux modèles d'évolution tectonique (Dewey et al., 1973 ; Biju-Duval et al., 1976) (voir Smith et Woodcock (1982) pour une revue). Plus récemment les données de Savostin et al. (1986) ont été intégrées dans une synthèse par Dercourt et al. (1986).

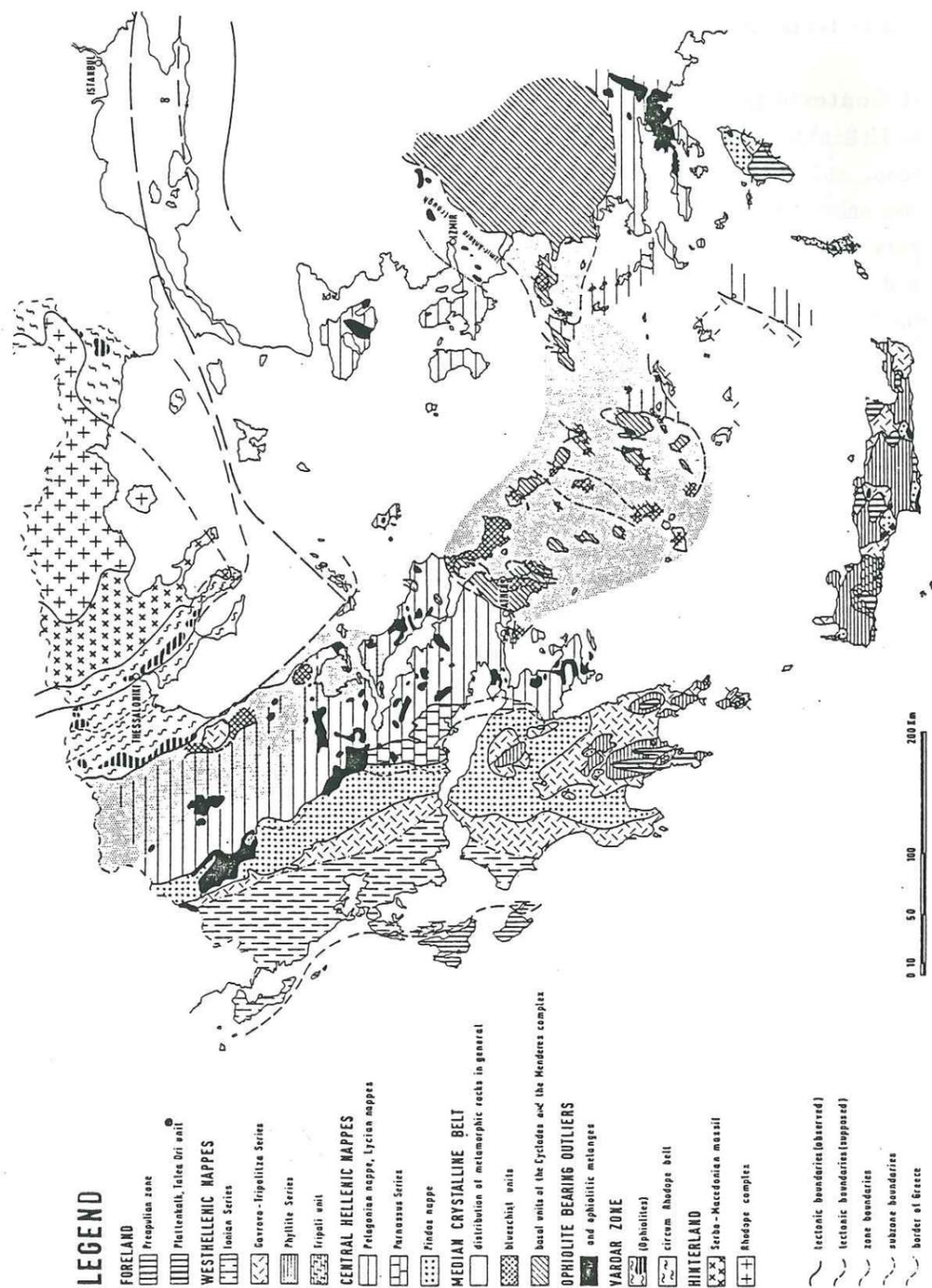


Figure 1-2 : Carte géotectonique des Hellénides. (D'après Jacobshagen et al. (1978)).

La nécessité d'accorder les reconstitutions cinématiques avec les données géologiques et paléomagnétiques a conduit les auteurs à élaborer différentes géométries et rhéologies pour les plaques lithosphériques qu'ils ont considérées, notamment, les modèles à micro-plaques rigides introduits par McKenzie (1970, 1972) et ceux à plaques déformables (Tapponnier, 1977).

C'est dans ce contexte géodynamique qu'au cours de l'orogénèse alpine se sont formées les Hellénides dont nous allons décrire les principales caractéristiques géologiques et tectoniques.

2-2 Divisions paléogéographiques et évolution tectonique des Hellénides.

Les différentes séries qui constituent la chaîne des Hellénides forment un système de nappes charriées vers le Sud-Ouest (Aubouin, 1977). Cette superposition de nappes résulte du raccourcissement se chiffrant en plusieurs centaines de kilomètres que nous avons précédemment évoqué.

Nous allons très brièvement décrire les caractéristiques de ces séries depuis la plate-forme apulienne au Sud-Ouest jusqu'au massif du Rhodope, qui représente la bordure eurasiatique (Aubouin, 1973) (Fig. 1-2), ensuite nous distinguerons les principales phases tectoniques responsables de la structure de cette chaîne de montagne.

- *La zone préapulienne*, qui correspond à la marge de l'avant-pays d'Apulie est à sédimentation carbonatée jusqu'au sommet du Miocène. Elle est représentée dans les îles ioniennes de Céphalonie et de Zante (Aubouin, 1973).

- *La zone ionienne*, sillon sédimentaire aux sédiments calcaires néritiques jusqu'au Lias puis pélagiques (calcaires microbréchiques) jusqu'à l'Eocène. Cette série est largement représentée dans le Péloponnèse occidental, elle chevauche dans son ensemble la zone préapulienne et est débitée en écailles (Aubouin, 1977).

- *La zone Gavrovo-Tripolitza*, ride récifale à sédimentation calcaire recouverte d'un flysch Oligocène supérieur. Cette série a été charriée vers l'Est; elle est présente dans le Péloponnèse central et méridional.

- *La zone du Pinde*. Cette zone est caractérisée par une sédimentation pélagique (calcaires et radiolarites) jusqu'au Crétacé supérieur. Il s'agit d'un bassin dont la profondeur et la nature de la base (croûte océanique ou continentale amincie) sont encore discutées (Jacobshagen et al., 1978). La couverture de la partie externe (nappe du Pinde) a été charriée sur la zone du Gavrovo. Cette nappe est très largement représentée au Nord et au centre du Péloponnèse.

- *Zone du Parnasse*, série essentiellement calcaire qui n'apparaît pas dans le Péloponnèse.

- *Zone pélagonienne.* Cette zone à sédimentation carbonatée est caractérisée par ses ophiolites mises en place au Jurassique supérieur. Elle apparaît à l'Ouest du Péloponnèse.

- *Zone du Vardar.* Cette région caractérisée par les séries ophiolitiques jurassiques supérieures, peut-être divisée en trois sous-zones (Mercier et al., 1975) correspondant à deux sillons et une ride. L'ensemble est écaillé de telle manière que chaque sous-zone chevauche celle qui est au Sud-Ouest, et que le tout chevauche lui-même la zone pélagonienne.

- *Massif serbomacédonien et massif du Rhodope.* Ce sont des massifs cristallins métamorphisés et granitisés, qui représentent la bordure méridionale du bloc européen pendant l'orogène alpine.

De nombreux modèles d'évolution tectonique de cette chaîne de montagne ont été proposés (Dercourt, 1970 ; Aubouin, 1973, 1977; Jacobshagen et al., 1978 ; Bonneau, 1982). Les principales étapes tectoniques sont celles-ci :

- la limite Jurassique-Crétacé est marquée par la fin de la subduction de la croûte océanique de la Théthys sous la marge européenne (Rhodope); il en résulte une obduction d'ophiolites que nous retrouverons dans la zone Pélagonienne et Vardar (Bonneau, 1982)

- la phase tectonique tertiaire de l'Eocène supérieur - Oligocène est considérée comme la plus importante des Hellénides, car elle est responsable de la mise en nappes générale depuis la bordure serbo-macédonienne jusqu'au Gavrovo (Aubouin, 1973). Enfin la phase Miocène moyen à supérieur est à l'origine du chevauchement de la marge ionienne sur la zone préapulienne (Lybérís, 1984).

Au début du Miocène supérieur (≈ 13 m.a.), un changement paléogéographique majeur se produit (Drooger et Meulenkamp, 1973). Il en résulte la fragmentation du domaine égéen qui donne naissance à une mer peu profonde parsemée d'un grand nombre d'îles (Cyclades); simultanément l'arc externe émerge progressivement. A partir de cette date, un régime tectonique essentiellement extensif va s'installer dans la plus grande partie du domaine égéen.

3 Néotectonique.

La tectonique du Miocène supérieur et du Plio-quatenaire est également appelée néotectonique. Ce terme définit la période s'étendant jusqu'au présent, pendant laquelle aucun changement fondamental de la logique tectonique ne se produit (Angelier, 1973). Selon Le Pichon et Angelier (1979), en ce qui concerne le domaine égéen, cette période débute vers le Miocène moyen à supérieur (- 13 à - 10 m.a.).

Cette tectonique récente est d'un grand intérêt dans notre étude, puisque le stade actuel de son évolution est en relation directe avec les observations géophysiques et particulièrement les données sismologiques.

3-1 Episodes tectoniques et déformations.

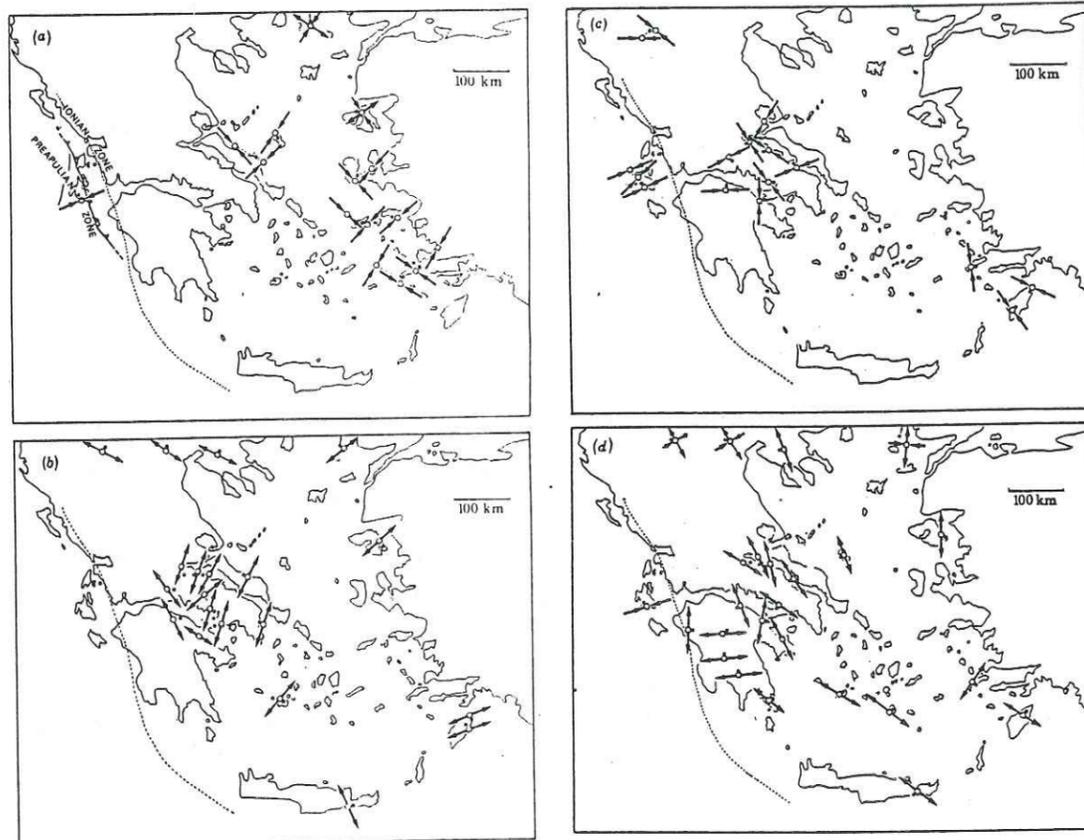
Depuis le Miocène supérieur, le domaine égéen est caractérisé par une tectonique essentiellement extensive. Cependant la connaissance et la chronologie des déformations récentes ont mis en évidence une alternance de phases d'extension et de compression (Angelier, 1978 ; Mercier et al., 1979). Il a également été établi une distinction fondamentale entre deux domaines : la région des îles ioniennes et le N.W. du Péloponnèse (domaine externe) restent soumis à une tectonique compressive depuis le Pliocène (Sorel, 1976), alors que dans le domaine égéen et ses marges (domaine interne), l'extension dominante est entrecoupée de phases compressives (Mercier, 1981). Angelier (1978) associe la tectonique compressive des îles ioniennes à la terminaison des fossés et à la fin de la zone de subduction.

Les principaux épisodes tectoniques sont les suivants (Fig. 1-3) :

- durant tout le Miocène supérieur l'extension affecte l'ensemble du domaine égéen. Au début du Pliocène, une compression (N 80 E) affecte la zone ionienne alors que le domaine égéen est affecté par 2 phases compressives (N 90 -130 puis N 20 - 70).

- au Plio-Quatenaire une large phase extensive s'installe, qui a pour résultat une fracturation en failles normales et la création de grabens subsidents (Golfe de Corinthe, bassins de Laconie et de Messénie) (Fig. 1-3). Ces blocs émergents et subsidents contrôlent l'actuelle morphologie du Péloponnèse (Angelier, 1978).

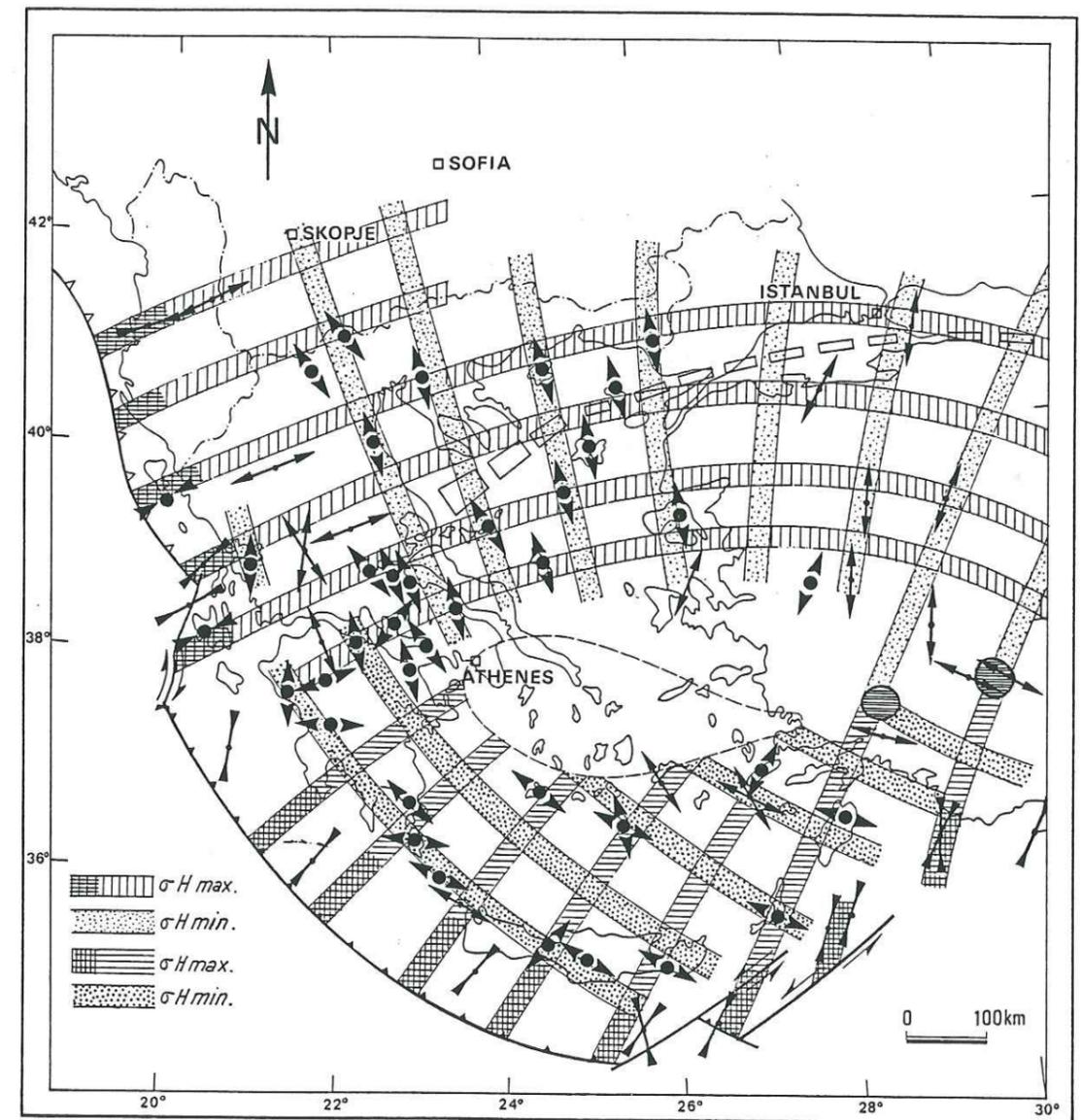
- après une courte période de compression au début quaternaire, notamment remarquée dans les îles ioniennes (Mercier et al., 1972), une nouvelle phase extensive affecte le domaine interne avec cependant une différence dans l'orientation de la contrainte σ_3 qui passe de ENE - WSW à E-W (Angelier, 1979). Dans le domaine



Directions of compression (convergent black arrows) and of tension (divergent black arrows) for the four principal tectonic phases of Upper Miocene to Recent age within the Aegean domain. At open squares, arrows represent the σ_2 and σ_3 principal stress directions calculated from a family of faults by the numerical method of Carey (1979). At open circles, arrows represent the directions of shortening and of lengthening determined by graphical methods. Directions of shortening obtained from folds are presumed to be orthogonal to the axial direction of folds. In the north Aegean (a and d), convergent and divergent arrows at the same site represent strike-slip faulting.

- (a) Directions of compression during the uppermost Miocene-Lower Pliocene. Within the arc edge, the compression is of L. Pliocene age. In the back-arc domain at a given site, two successive compressional phases occur during the U. Miocene-L. Pliocene. The two directions of compression are approximately orthogonal. However, all structures that have resulted from the same compressional direction do not seem to have the same age.
- (b) Directions of tension for the Lower to Upper Pliocene period of extension.
- (c) Directions of compression for the 'Older Quaternary' to mid-Pleistocene period of compression.
- (d) Directions of tension for the period mid-Pleistocene-Recent.

Figure 1-3 : Principaux épisodes tectoniques du domaine égéen, du Miocène supérieur à l'actuel. (D'après Mercier (1981)).



Schematic sketch showing the σH_{max} and σH_{min} mean directions in the Aegean deduced from focal mechanisms of earthquakes and structural analysis of Quaternary faults. Two stress patterns appear. In western Turkey and northern Aegean, the σH_{max} and σH_{min} directions trend roughly E-W and N-S, respectively; they are related to the westward extrusion of Turkey. In southern Aegean, the σH_{max} and σH_{min} direction trend roughly NE-SW and NW-SE respectively. They are related to the Aegean subduction. In eastern Aegean, along a NNE-SSW trajectory, the σH_{max} value (σ_2 deviatoric stress axis) north of the arc boundary is likely equilibrated by the σH_{min} value (σ_3 deviatoric stress value) in western Turkey. This implies particular zones where in the horizontal plane extension is equal along all the azimuths (hachured circles). More to the west, drawing of the mean stress directions joining the two stress patterns is ambiguous, due to the lack of information in the central Aegean.

Figure 1-4 : Directions de contraintes dans le domaine égéen déduites de mécanismes au foyer et d'analyse structurale de failles quaternaires. (D'après Mercier et al. (1987)).

externe, la présence de failles inverses est le témoin de la continuité d'une tectonique en compression (Mercier et al., 1979).

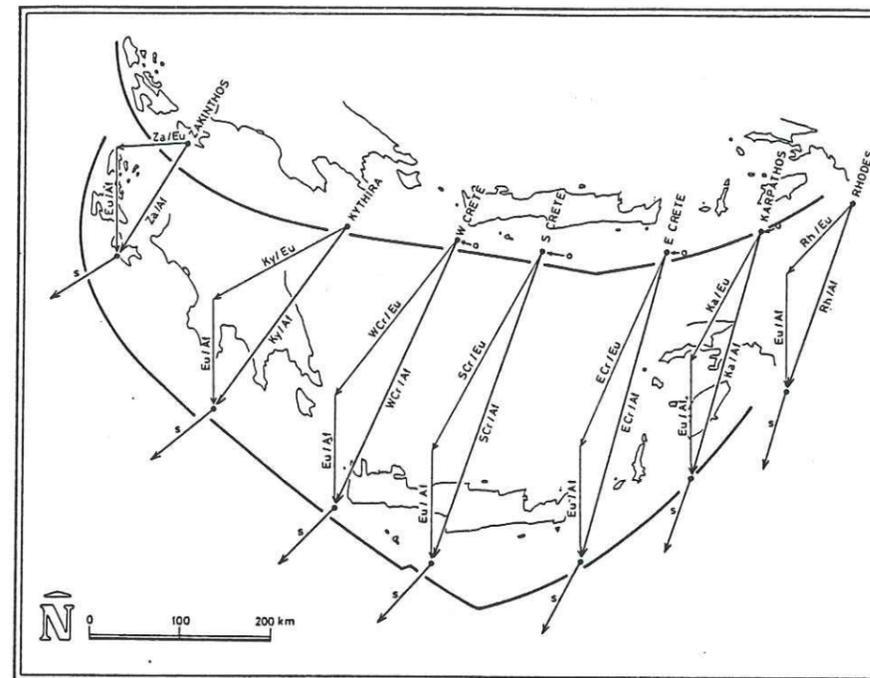
Dans un tel milieu préfracturé, l'analyse des mouvements sur les plans de faille permet de remonter à l'état de contrainte à ces différentes époques (Carey, 1979). Ces résultats sont particulièrement intéressants pour l'époque Pleistocène moyen à actuel puisqu'ils peuvent être comparés à ceux issus de la sismicité. Mercier (1981) et Mercier et al. (1987) ont évalué la distribution de contraintes sur le domaine égéen à partir des mécanismes au foyer de séismes superficiels et de l'analyse structurale de failles quaternaires (Fig. 1-4). Le schéma proposé montre une nette différence entre le champs de contrainte du domaine nord-égéen et de la Turquie et celui du domaine Sud-égéen. En ce qui concerne ce dernier, le champ de contrainte est également sujet à de fortes variations : le régime compressif de la bordure de l'arc hellénique est progressivement remplacé par une tectonique extensive dans le domaine interne, avec une contrainte σ_3 globalement parallèle à l'arc. Ces résultats sont en accord avec l'analyse des tenseurs de moments sismiques portant sur les 70 dernières années (Jackson et McKenzie, 1988). Mercier et al. (1987) associent cette variation du tenseur des contraintes à l'épaississement crustal et à la structure thermique profonde du domaine interne, qui ont pour effet d'accroître la contrainte σ_{zz} , celle-ci devenant alors la contrainte principale σ_1 .

3-2 Modèles de l'évolution récente du domaine égéen.

De l'addition des déformations issues des étapes tectoniques que nous avons évoquées résultent les grandes déformations continentales du domaine égéen depuis le Miocène supérieur. Ces grandes déformations doivent être considérées dans le contexte du rapprochement des plaques Eurasie-Afrique qui, rappelons-le, met en jeu des collisions continentales (plaques Asiatique, péninsule italienne) ainsi que des subductions (arc égéen, arc taurique).

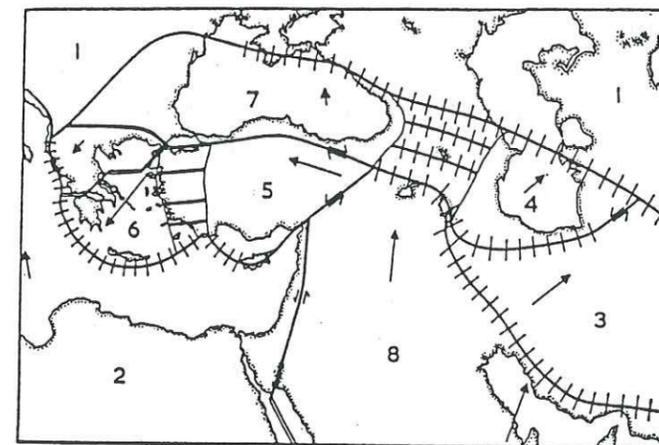
Comme nous l'avons vu, la tectonique des plaques permet d'estimer quantitativement les mouvements relatifs le long des limites des plaques. Dans des domaines océaniques ces limites sont bien définies par des ceintures sismiques étroites, mais en milieu continental la sismicité est plus diffuse et ne permet pas de les distinguer.

Dans le domaine égéen la seule limite définie concerne l'arc égéen. La reconstitution cinématique de cet arc, proposée par Le Pichon et Angelier (1979), repose sur les données suivantes : le pôle de rotation de cette limite par rapport à l'Afrique est estimé à partir des vecteurs glissements des mécanismes au foyer de



Total and instantaneous motions of the Hellenic arc. Frame of figure attached to Africa, with -13 m.y. and present configurations of the arc and the Hellenic trench (thick line). Vectors of total motion relatively to Europe (e.g., Za/Eu) and to Africa (e.g., Za/Af), for seven points of the Hellenic margin (black dots). Eu/Af = motion of Europe relatively to Africa. S = vectors of instantaneous motion relatively to Africa, from analysis of earthquake mechanisms near the trenches. Small open circles—location of four points (W , Cr , $S Cr$, $E Cr$ and Ka) on the reconstruction of Le Pichon and Angelier (1979).

Figure 1-5 : Reconstitution du mouvement de l'arc hellénique depuis 13 m.a. (D'après Le Pichon et al. (1982))



Sketch of plate boundaries and motions. The arrows show the directions of motion relative to Eurasia and their lengths are approximately proportional to the magnitude of the relative velocity. Plate boundaries across which extension is occurring are shown by a double line, transform faults by a single heavy line and boundaries across which shortening is occurring by a solid line crossed by short lines at right angles. The activity in western Turkey and in the Caucasus is due to normal faulting and thrusting respectively, but the plate boundaries shown in the figure in these regions do not correspond to individual plates and their boundaries, but only represent the general nature of the deformation. The plates are assigned the following numbers: 1 Eurasian, 2 African, 3 Iranian, 4 South Caspian, 5 Turkish, 6 Aegean, 7 Black Sea and 8 Arabian.

Figure 1-6 : Modèle à microplaques rigides. (D'après McKenzie (1972)).

séismes localisés le long de cet arc ; il est placé au Sud de l'Italie au point 40° N 18° E. La profondeur maximale et le pendage de la plaque plongeante sont déterminés à l'aide de la distribution de la sismicité intermédiaire (§ 4-3) ; cette profondeur est atteinte par une rotation de 30° selon le pôle précédemment calculé (Fig. 1-5). Enfin, ces auteurs estiment un taux de subduction de 2.3°/m.a. à partir notamment de l'âge des premiers volcans (2.7 m.a.) de l'arc volcanique, ce qui mène à un taux de 1 cm/an à l'extrémité Ouest de l'arc (près de Leukas) et de 4 cm/an à l'extrémité orientale (près de Rhodes). Avec l'hypothèse d'un taux constant, le début de la subduction est placé vers 13 m.a. Par composition avec le mouvement Afrique/Europe, le déplacement de l'arc égéen par rapport à l'Europe durant ces 13 m.a. est évalué à 28°5 relativement à un pôle 40.7° N ; 20.7° E. Le modèle s'accorde donc bien avec la tectonique extensive qui caractérise le domaine égéen depuis le Miocène supérieur (Angelier et al., 1982).

Ces valeurs de taux de convergence sont inférieures à celles de 7 cm/an proposée par McKenzie (1978), et aux résultats de Jackson et McKenzie (1988) qui estiment ce taux à 10 cm/an, dont 7 cm/an proviennent de l'extension égéenne. Ainsi, selon ces auteurs le début de la subduction est donc plus récent, vers 5 m.a.

L'âge du début de la subduction reste donc un sujet controversé. Le modèle de Le Pichon et Angelier (1979) le place vers 13 m.a., alors que Mercier et al. (1979) le situe entre 7 et 5 m.a. au Miocène terminal - Pliocène inférieur. Cet âge plus récent est par ailleurs corrélé avec les résultats paléomagnétiques de Laj et al. (1982) qui montrent que l'essentiel de la rotation des îles ioniennes et du Péloponnèse s'est produit durant les 5-6 derniers m.a. Par contre, l'étude de Spakman et al. (1988) va à l'inverse de ces estimations. D'après ces auteurs, l'image tomographique de la plaque égéenne montre une profondeur maximale de 600 km, ce qui les conduit à proposer le début de la subduction entre 40 et 26 m.a.

Les modèles de l'évolution récente du domaine égéen dans le contexte géodynamique méditerranéen ont, de manière schématique, suivi deux approches qui diffèrent notamment sur le comportement rhéologique continental.

- Modèle à microplaques rigides.

McKenzie (1970, 1972) a proposé d'appliquer le concept de tectonique des plaques rigides à un modèle tectonique des régions méditerranéennes. (Fig. 1-6), la sismicité délimite de façon peu nette 5 microplaques dont les mouvements relatifs sont caractérisés par les mécanismes au foyer. La plaque arabe se déplaçant vers le Nord chasse la plaque Turque vers l'Ouest, qui elle-même repousse la plaque égéenne vers le S-W.

Ces modèles s'accordent bien avec la cinématique et expliquent une grande

partie des mécanismes au foyer, cependant comme le signale McKenzie (1978) ils ne rendent pas compte des déformations intra-plaques, ni de leur évolution dans le temps.

Une alternative a été proposée par Dewey et Sengor (1979) qui interprètent la tectonique égéenne à l'aide d'un réseau complexe de microplaques séparées par des zones déformables.

- Modèles à plaques déformables

L'analyse néotectonique, ainsi que la cinématique du domaine égéen ont montré l'importance des déformations intracontinentales. Ajoutant à ce fait la difficulté d'établir des frontières de plaques, il a été proposé d'interpréter ces déformations par des modèles non plus rigides mais déformables.

Partant de l'hypothèse d'un comportement mécanique rigide-plastique des régions continentales, Tapponnier (1977) propose un modèle d'évolution du système alpin. Le mécanisme proposé consiste en un poinçonnement de l'Eurasie par les promontoirs arabe à l'Est, et italien à l'Ouest. Il en résulte une déformation de la plaque eurasiatique le long des lignes de glissement, par analogie à la déformation continue plastique des métaux.

Puisqu'il présente l'avantage de rendre compte des déformations continentales déduites d'études géologiques et que l'étape d'évolution quaternaire s'accorde avec les données sismotectoniques, ce type de raisonnement semble préférable à ceux basés sur des microplaques rigides.

Selon les approches, l'interprétation de l'extension du domaine égéen a été différemment interprétée. Le Pichon et Angelier (1981) considèrent ce problème comme étant lié à la cinématique de la subduction : le rapprochement Afrique-Europe étant de l'ordre de 1 cm/an et le taux de subduction d'environ 4 cm/an il en résulterait un "appel au vide" créant une face gravitationnelle. Tapponnier (1977) identifie cette extension à une extension horizontale consécutive du poinçonnement. Par ailleurs Makris (1977, 1978) l'associe à la présence d'un dôme thermique provoqué par une remontée du manteau supérieur, celui-ci entraînant un amincissement de la croûte et un glissement plastique de celle-ci. Enfin, McKenzie (1978) a suggéré la présence de mouvement convectifs sublithosphériques.

Il est intéressant de noter que l'origine des forces qui produisent la déformation est très différente selon les modèles. Dans l'hypothèse de microplaques rigides, ces déformations ne peuvent être reliées aux contraintes horizontales agissant aux limites de plaques, ainsi McKenzie (1978) propose-t-il que ces

déformations soit associées à des forces appliquées à la base (mouvements sublithosphériques), idée partagée par Papazachos (1986) qui fait appel à des cellules comme cause principale de l'extension. D'un autre point de vue, les modèles fondés sur une déformation continue du domaine égéen (p.e. Tapponnier, 1977 ; Angelier, 1978 ; Mercier, 1981) associent ces déformations aux forces appliquées aux limites, et donc sous-entendent que ces forces sont responsables du champ de contrainte et des phases tectoniques qui y sont associées. Le problème est notamment posé pour l'explication des courtes phases compressives qui ont interrompu le régime extensif du domaine égéen. Selon Mercier et al. (1979, 1987) et Angelier (1978), ces phases pourraient signifier que l'état de contrainte de la croûte peut "rapidement" varier en fonction des forces appliquées aux limites.

4 Le Péloponnèse et ses environs, résultats géologiques et géophysiques.

Le cadre de notre étude fait partie du domaine égéen dont nous avons précédemment décrit les principales caractéristiques. La région que nous avons étudiée couvre l'ensemble du Péloponnèse et ses environs immédiats : le Golfe de Corinthe et l'arc égéen occidental.

Nous allons dans cette partie préciser les accidents tectoniques majeurs de cette région puis passer en revue les données géophysiques dont nous disposons.

4-1 Déformations et accidents tectoniques du Péloponnèse.

Comme l'ensemble des Hellénides, le Péloponnèse est constitué d'un empilement de nappes, dont la mise en place définitive est datée vers l'Oligocène - Miocène inférieur (Thiebault, 1982).

Depuis le Miocène supérieur, il est soumis à une tectonique généralement extensive (§ 3) responsables de la formation des bassins subsidents (Laconie, Megalopolis, Olympie, Messénie) (Fig. 1-3).

Il y a cependant une nette différenciation du régime extensif dans le Péloponnèse. Au Sud-Est, cette extension est orientée ENE-WSW à ESE-WNW, soit quasi-perpendiculaire au fossé égéen (Fig. 1-7), alors que la partie occidentale montre une extension N-S, parallèle à l'axe des fossés (Lybérès, 1984). Rappelons que cette région est limitée par la ceinture compressive présente depuis le Miocène supérieur (Mercier et al., 1979). Selon Lybérès (1984) cette ceinture constituerait un obstacle bloquant l'extension E-W qui aurait favorisé une extension N-S.

Un autre fait structural remarquable du Péloponnèse est la présence d'importants accidents transverses : la transversale d'Olympie et la transversale nord-maniote (Fig. 1-7). Ce sont des accidents dont le jeu a pu être établi au Néogène mais dont l'origine est encore mal cernée (Lybérès, 1984). L'analyse structurale de la transversale du Magne, a mis en évidence un jeu décrochant (Lallemant et al., 1983 ; Thiebault, 1982) que Lybérès et al. (1983) associent à un épisode compressif Miocène supérieur. Cette faille aurait par la suite joué en faille normale lors de la phase extensive Plio-quadernaire que nous avons décrit (§ 3).

Le Péloponnèse est depuis le Pliocène également soumis à des mouvements verticaux. Ainsi il apparaît que les régions situées à l'Est et au Nord sont caractérisées par un soulèvement, alors que la partie orientale est subsidente (Kellat et al., 1978). L'étude des mouvements verticaux sur l'ensemble du domaine égéen (Le Pichon et Angelier, 1981), montre que l'arc externe est affecté depuis le Pliocène par un soulèvement consécutif à un épaissement de la croûte sous cette zone. Le soulèvement est de l'ordre de 2 à 3 cm/siècle. Puisque le domaine égéen est

en extension, l'épaississement de la croûte semble être dû à l'accumulation de sédiments provenant de la plaque plongeante (Angelier et al., 1982).

Le fossé ionien situé à l'Ouest du Péloponnèse représente, comme les autres fossés Helléniques, une fosse de subduction de l'Afrique sous l'Egée. Cependant à la latitude du Péloponnèse, deux caractéristiques le distinguent des fosses situées plus à l'Est. D'une part la bathymétrie et la sismique montrent qu'il n'est pas directement la prolongation des fosses helléniques (Le Quellec et al., 1980) et d'autre part, contrairement aux fosses helléniques qui constituent une limite nette entre un domaine extensif (domaine égéen) et un domaine compressif (partie convexe) (Le Pichon et al., 1982), le Nord du fossé ionien ne présente pas cette caractéristique ; ceci apparaît notamment par l'existence de structures compressives sur une marge occidentale du Péloponnèse (Mercier et al., 1979). Enfin, à la terminaison septentrionale du fossé ionien, au Nord de Leukas, la tectonique compressive domine depuis le Miocène supérieur (Mercier et al., 1979), témoin d'un domaine de collision continentale.

C'est donc au Sud des îles ioniennes que se situe la transition subduction - collision, comme le suggère par ailleurs la reconstitution cinématique de Le Pichon et Angelier (1979) qui place le pôle de rotation à 40° N, 18° E. Lybérís (1984) propose que la continuité de la tectonique compressive actuellement constatée au nord de la transversale nord-maniote (Fig. 1-7) soit le reflet la progression vers le Sud de cette zone de transition, le contexte de collision bloquant l'extension égéenne dans la partie occidentale.

La dernière caractéristique majeure du domaine étudié concerne le seuil de Cythère - Anticythère. Cette portion de l'arc égéen externe est particulière car elle est située entre deux régions qui ont une cinématique très différente depuis le Miocène supérieur. Le Péloponnèse au Nord effectue sur cette période une rotation d'environ 30° (§ 3), alors qu'au Sud, la Crète ne montre pas de trace de rotation (Angelier et al., 1982). Entre le Sud du Péloponnèse et la Crète, le régime extensif E-W est prédominant. Il est caractérisé par des failles normales en échelon, d'orientation N-S. Lybérís et al. (1982) ont proposé un modèle tectonique essentiellement extensif avec une composante décrochante dextre, qui explique la transition entre l'extension Sud de la Crète et celle dirigée NE-SW du Péloponnèse. Notons que ce jeu décrochant ne se retrouve pas dans les solutions focales disponibles dans cette région, celles-ci montrant une extension pure E-W (Lyon-Caen et al., 1988). (voir § 4-3).

4-2 Répartition spatiale de la sismicité.

La Grèce possède l'activité sismique la plus élevée en Europe. La répartition

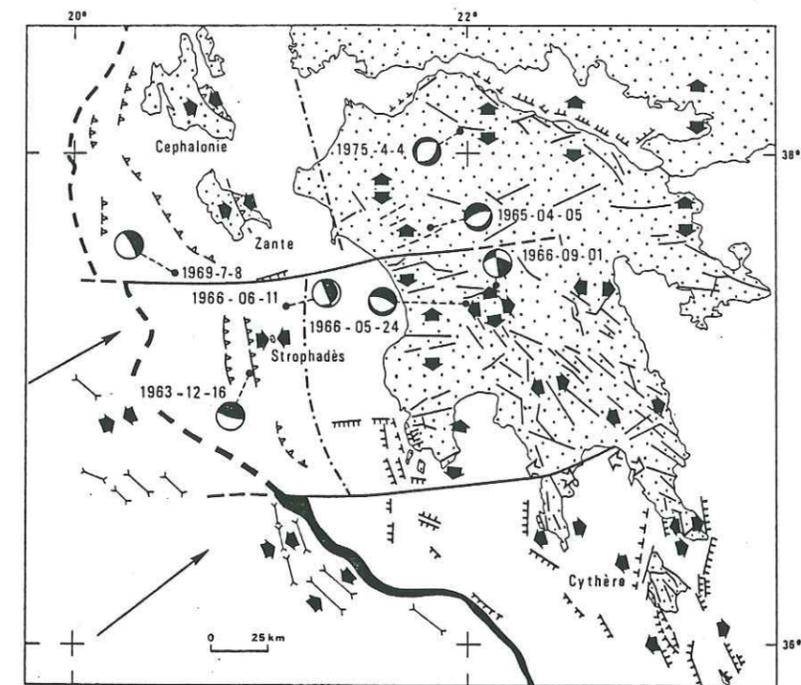


Figure 1-7 : Schéma structural du Péloponnèse et de sa marge pour le Quaternaire récent et actuel. (D'après Lyberis et Lallemand (1985)).

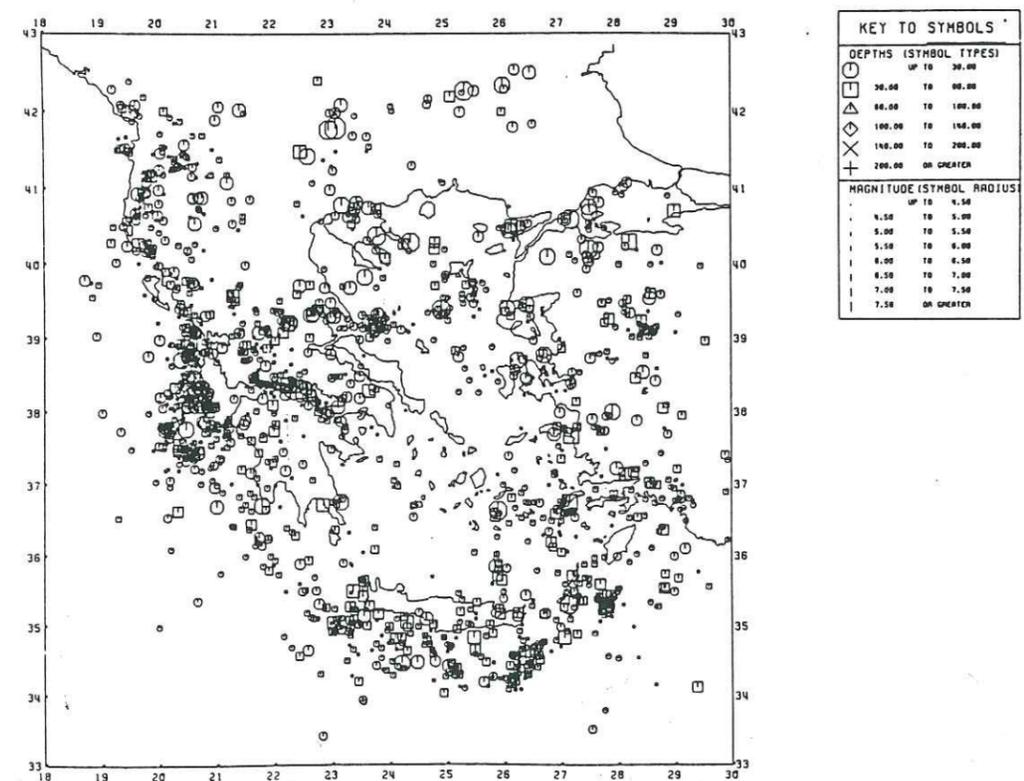


Figure 1-8 : Distribution des épacentres des séismes superficiels ($z < 60$ km) en Grèce pour la période 1901-77. (D'après Makropoulos et Burton (1981)).

spatiale de celle-ci et les mécanismes au foyer s'y rapportant représentent l'information principale sur la tectonique actuelle de cette région.

La précision et la fiabilité des localisations conditionnent la validité de leurs interprétations. La fiabilité de ces positions hypocentrales repose sur plusieurs paramètres dont certains sont directement accessibles: le nombre de stations ayant enregistré le séisme, la distribution azimutale de ces stations, l'utilisation d'arrivées d'ondes pP , ce dernier facteur étant prépondérant pour la précision de la profondeur. C'est donc, d'une part sur l'utilisation de critères portant sur ces paramètres, et d'autre part sur la qualité des données et des procédures de localisations, que repose la fiabilité des localisations.

De nombreux catalogues ont été publiés jusqu'à présent et nous ne discuterons que des plus récents (voir Bath (1983) pour une revue).

4-2-1 Catalogues des séismes pour le domaine égéen.

- Sismicité antérieure à 1900.

Les seules informations disponibles pour cette période sont d'origine macrosismique. La construction de cartes isosismiques permet alors une localisation approximative du séisme. La magnitude peut être estimée à l'aide de relations Intensité - Magnitudes, établies à partir de données actuelles (Karnik et Algermissen, 1978). La profondeur de ces séismes reste fortement indéterminée; Comninakis et Papazachos (1982) distinguent deux classes de profondeur (superficiel, intermédiaire) à partir de critères tels que l'occurrence de répliques et l'étendue des zones de destruction.

Il est clair que ces localisations sont importantes dans toute étude de la distribution temporelle des séismes, à l'inverse elle ne présentent pas la précision nécessaire pour des recherches sur la répartition spatiale de la sismicité.

Les catalogues les plus récents sur cette période sont ceux de Shebalin et al. (1974) ($I_0 \geq 8$, échelle de Mercalli modifiée) et Comninakis et Papazachos (1982) ($M \geq 6.4$).

- Sismicité postérieure à 1900.

La principale critique que l'on peut faire sur les catalogues couvrant cette période concerne l'hétérogénéité des sources des données utilisées. Les principales sources originelles des données sont les bulletins des agences sismologiques (ISS : 1917 - 1963 ; ISC : 1963 - actuel ; USGS (NEIS)), ainsi que les bulletins de l'Observatoire National d'Athènes. Un des problèmes est que la plupart des différents catalogues présentés jusqu'à présent sont basés soit sur les déterminations

des agences, qui par ailleurs n'utilisent pas les mêmes tables de temps de propagation, soit sur des travaux antérieurs qui ont utilisé cette même démarche (par exemple Comninakis et Papazachos, 1972 ; Galanopoulos, 1977 ; Shebalin et al., 1974).

D'une manière générale, pour déduire les différences de précision sur les localisations selon les époques, la méthode utilisée consiste à ne considérer que les séismes de magnitude supérieure à telle valeur pour tel intervalle de temps. Comme par exemple, le catalogue de Comninakis et Papazachos (1972) :

$M \geq 6$: 1901-1910; $M \geq 5.4$: 1910-1950; $M \geq 5$: 1951-1964 et $M \geq 4.5$: 1964-1971.

A cet égard, le catalogue de Makropoulos et Burton (1981) se distingue des autres. Ces auteurs ont recalculé les paramètres hypocentaux et les magnitudes des séismes à partir des temps d'arrivées de l'ISS, en utilisant la procédure J.E.D. (Joined Epicenter Determination) qui effectue une correction de stations. Les variations épacentrales moyennes relativement aux localisations ISS atteignent 160 km pour la période 1917-1927, puis diminuent jusqu'à 15 km pour la période 1957-1963. En ce qui concerne les années 63-actuel les variations sont de l'ordre de la précision de la localisation annoncée par les auteurs (≈ 15 km). Cette démarche permet donc d'obtenir pour la période 1917-1978 des localisations homogènes.

- Microsismicité

D'avril 1972 à mars 1974, Leydecker (1975) a installé trois stations sismologiques dans le Péloponnèse. Au total 321 séismes ont été localisés (Fig. 1-9). Selon l'auteur, la majorité de ces localisations sont précises à 5-10 km près. Cependant 110 de ces localisations sont déterminées avec seulement 3 ou 4 temps d'arrivée, or dans ces conditions les paramètres hypocentaux et notamment la profondeur varient beaucoup en fonction des paramètres de calcul initiaux (modèle de vitesse, tests de convergence, etc...). De plus les stations étant distantes de 60 km, l'absence de lectures d'ondes S rend vraiment difficile la localisation des séismes superficiels (0-30 km). Notons qu'à l'aide du réseau permanent grec, une cinquantaine de séismes sont localisés avec au moins 7 lectures, ce qui leur donne une meilleure fiabilité, notamment pour quelques séismes intermédiaires (voir paragraphe suivant).

4-2-2 Distribution de la sismicité superficielle ($h < 60$ km)

En nous référant au catalogue de Makropoulos et Burton (1981) (Fig. 1-8), trois zones particulièrement sismiques ressortent. Tout d'abord une ceinture correspondant à l'arc hellénique qui définit bien la limite entre plaque africaine et

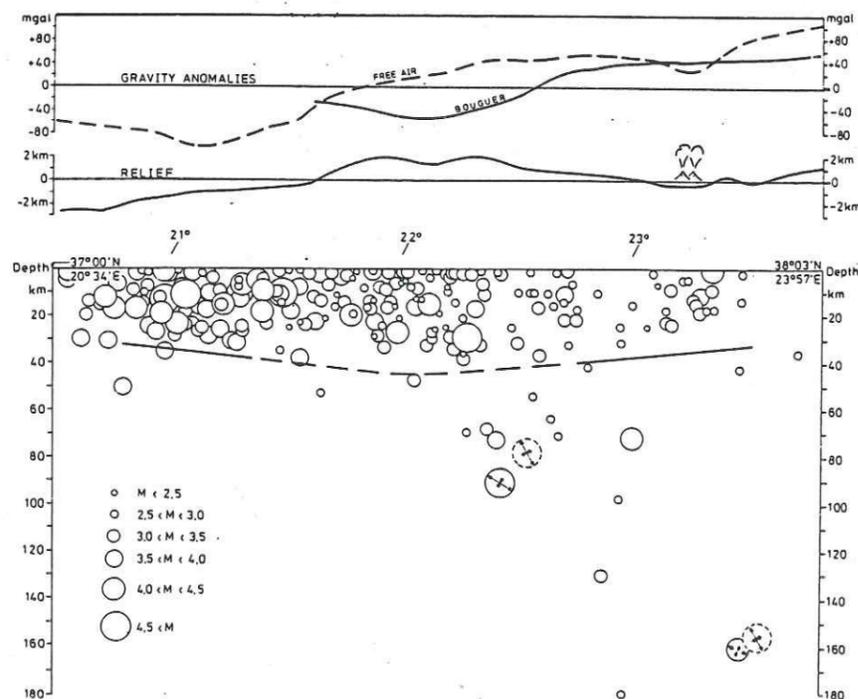
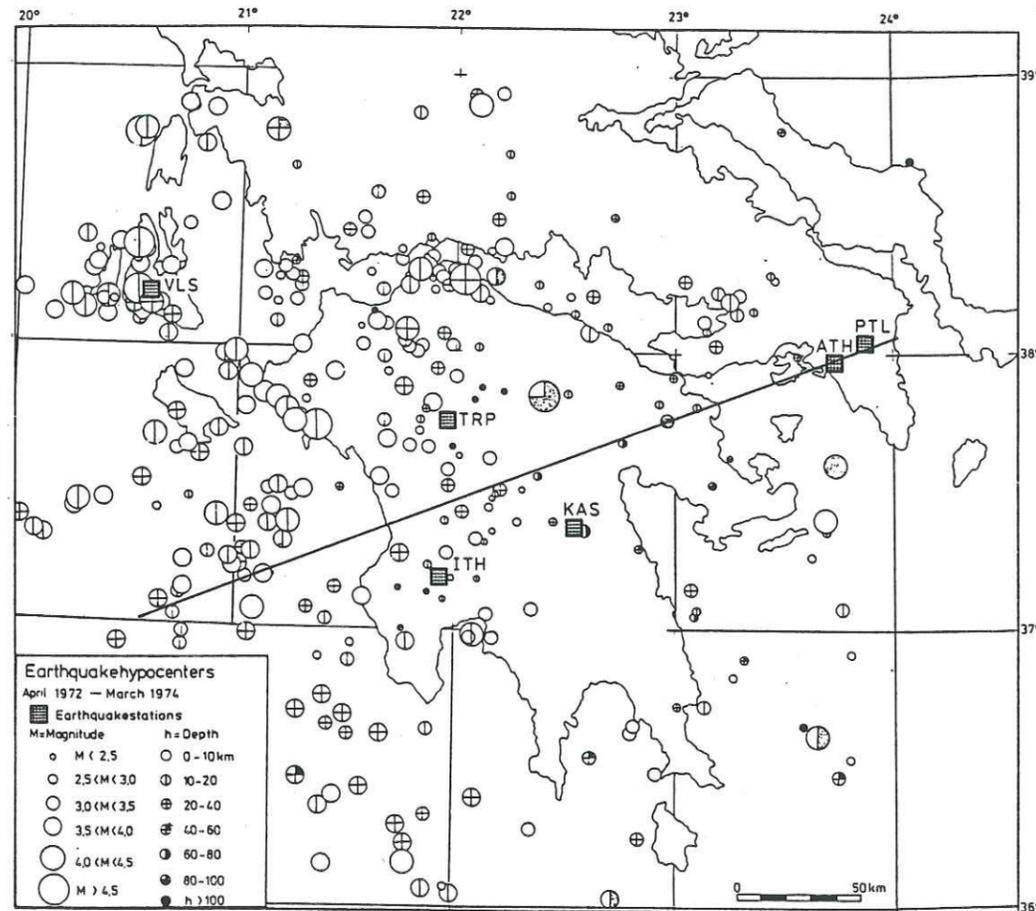


Figure 1-9 : Distribution des séismes localisés dans le Péloponnèse par Leydecker (1975).

européenne. Notons la sismicité très élevée à la hauteur des îles ioniennes. Une seconde zone est bien définie, qui concerne le Golfe de Corinthe et de Saronique. Enfin une troisième zone apparaît qui s'étend de l'île de Leukas jusqu'au Nord de l'Eubée, près de Volos.

Dans le Péloponnèse, la sismicité superficielle représente presque presque l'intégralité de l'activité sismique. Elle apparaît plus dense dans la moitié occidentale, ce qui est confirmé par les résultats de l'étude microsismique de Leydecker (1975) (Fig. 1-9). Remarquons également la très faible sismicité du Golfe de Patras, en contraste avec celle des îles ioniennes voisines et du Golfe de Corinthe.

4-2-3 Distribution des séismes intermédiaires

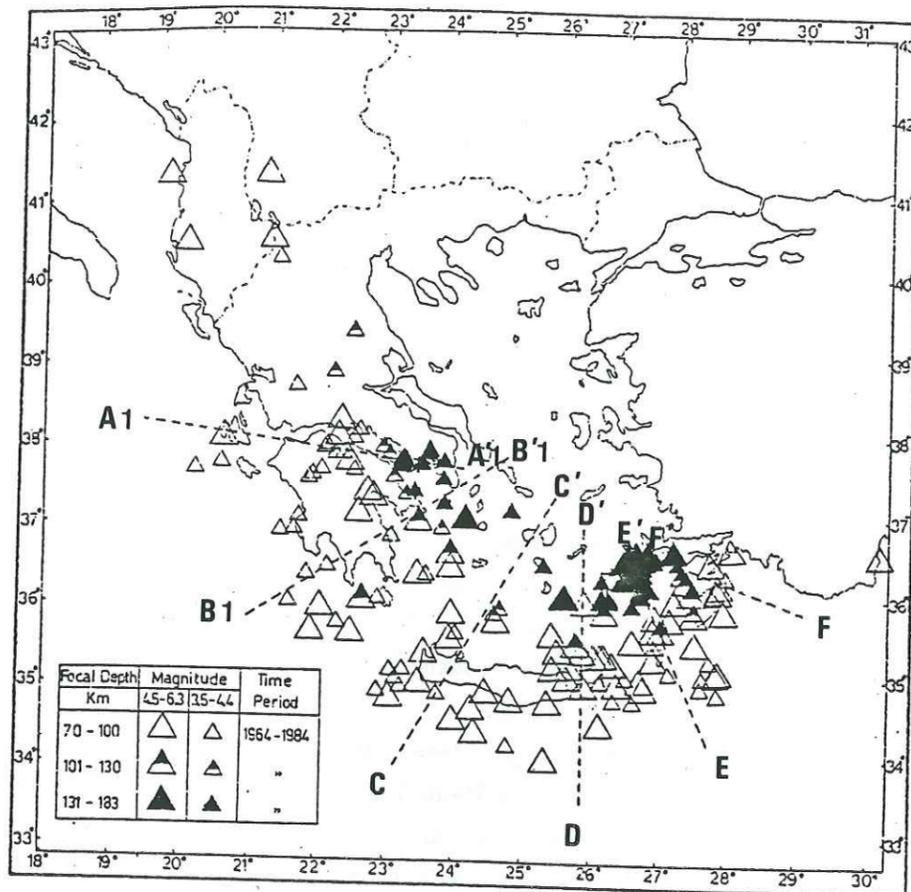
La sismicité intermédiaire du domaine égéen est fondamentale car elle est le meilleur marqueur de la forme et de la position de la plaque plongeante. Les opinions sur ce sujet sont encore très contradictoires et ceci est en partie dû à l'imprécision sur la profondeur des foyers.

D'une manière schématique, deux idées s'affrontent : certains affirment que les hypocenters définissent une zone de Benioff régulière pouvant avoir une forme d'amphithéâtre. Cette hypothèse avancée par Papazachos et Comninakis (1971) et Comninakis et Papazachos (1980) se trouve appuyée par la sismicité intermédiaire établie pour la période 1964-1984 avec les séismes localisés avec au moins 26 stations (Panagiopoulos et al., 1984) (Fig. 1-10).

De façon contradictoire, d'autres auteurs mettent en évidence l'irrégularité des courbes isoprofondurs des séismes (McKenzie, 1978 ; Makropoulos et Burton, 1984). Notons que Makropoulos et Burton (1984) utilisent intégralement le catalogue qu'ils ont publié en 1981, sans faire de sélection sur les séismes. Richter et Strobach (1978) interprètent ces discontinuités par la rupture de la plaque en divers endroits, ruptures qui seraient liées à l'impossibilité mécanique de déformer une lithosphère océanique plate en un tronçon de cône. Plus récemment, Martin (1988) a étudié la distribution de séismes intermédiaires du catalogue ISC pour la période 1964-1984. Après une sélection selon de nombreux critères (15 temps d'arrivée utilisés, couverture azimutale minimale, utilisation d'ondes *pP*), il apparaît que ces séismes ne contraignent pas un plan de Benioff régulier et particulièrement entre le Sud du Péloponnèse et le centre de la Crète.

Il ressort donc que la structure profonde du domaine égéen est un sujet extrêmement complexe et qu'aucun des catalogues actuels de séismes ne permet de la décrire avec certitude.

Les coupes de sismicité à travers le Péloponnèse donnent une image de la



Distribution of epicenters of intermediate earthquakes ($h \geq 70$ Km) which occurred in the southern Aegean during the period 1964-1984.

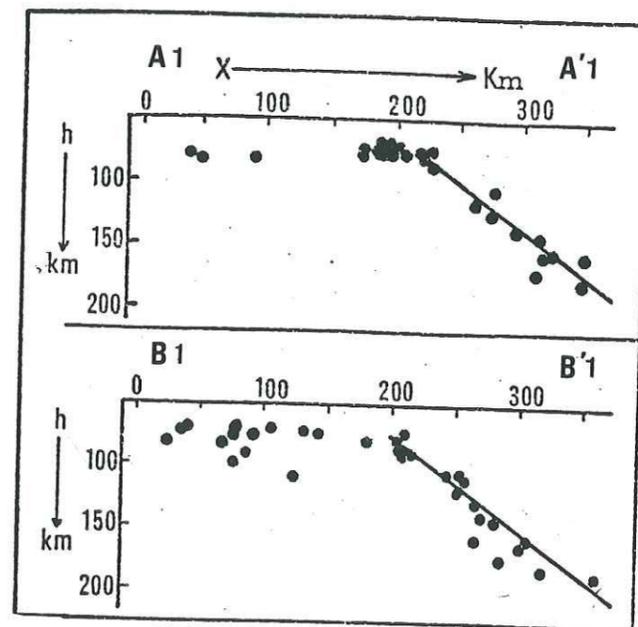


Figure 1-10 : Distribution épiscoptrale des séismes intermédiaires localisés avec au moins 26 stations, pour la période 1964-84 et coupes selon les profils A1-A1' et B1-B1'. (D'après Panagiatoopoulos et al. (1984)).

géométrie de la plaque plongeante (Fig. 1-9, 1-10). Sous le Péloponnèse, la plaque est faiblement pentée, puis à 200 km des fosses le pendage augmente rapidement (jusqu'à 37° selon Panagiatoopoulos et al. (1984)). La coupe de Leydecker (1975) montre l'importance de la sismicité superficielle et indique également un plongement accentué à partir du Nord-Est du Péloponnèse.

4-2-4 Zones asismiques et gaps de sismicité

Dans une région aussi sismique que la Grèce, les zones asismiques sont de très fortes contraintes sur les modèles tectoniques puisqu'elles témoignent d'un état particulier du champ de contrainte local ou d'un comportement rhéologique singulier, comme par exemple la présence d'un fort flux de chaleur favorisant la déformation plastique. Dans le domaine égéen, trois zones asismiques sont bien reconnues (Fig. 1-8). Le bloc attico-cycladique, le Nord-Est de la Grèce et la région de Grèce centrale située au dessus du 40e parallèle (Makropoulos et Burton, 1981).

Nous voulons également mettre l'accent sur l'apparente asismicité du Péloponnèse oriental, qui est une caractéristique vérifiée par les données historiques et les résultats microsismiques de Leydecker (1975) (Fig. 1-9).

Un autre point intéressant qui touche le domaine que nous avons étudié, concerne la région située entre Anticythère et la Crète. Cette zone à la tectonique particulière (voir 4.1) est caractérisée par l'absence de séisme important depuis au moins 2 siècles. La largeur de ce gap le long de l'arc est estimé à 100 km par Wyss et Baer (1981).

4-3 Mécanismes au foyer

C'est en partie sur les solutions focales des séismes du domaine égéen que se fondent la plupart des modèles tectoniques de cette région. A ce jour de nombreux travaux sur ce sujet ont été publiés (voir Bath (1983) pour une revue). Selon les auteurs et les données qu'ils utilisent, les solutions sont parfois contradictoires; il est donc nécessaire pour nous d'étudier particulièrement les mécanismes de séismes situés dans le cadre de notre étude, en essayant d'établir leur fiabilité.

Les mécanismes au foyer sont essentiellement construits à partir du sens des premiers mouvements des ondes P. Un premier critère de sélection consiste à n'utiliser que les observations faites sur des sismogrammes longues périodes. Le sens du premier mouvement étant parfois délicat à déterminer sur les enregistrements courte-période. Nous considérons également comme gage de fiabilité qu'un mécanisme soit construit sur des données lues par une seule personne et non pas

celles provenant des bulletins mensuels qui montrent de nombreuses incohérences.

McKenzie (1972-1978) a ainsi publié des solutions focales qui remplissent ces deux critères. Ces mécanismes sont basés sur des enregistrements WWSSN. De même que les travaux de Anderson et Jackson (1987), qui ont également lu eux-mêmes les premiers mouvements. Cette dernière étude est essentiellement consacrée à l'Adriatique, mais présente une dizaine de mécanismes de séismes localisés à proximité des îles ioniennes.

Drakopoulos et Delibasis (1982) ont présenté un catalogue de plus de 150 mécanismes au foyer sur l'ensemble du domaine égéen. Bien que ces données proviennent dans leur très grande majorité d'enregistrements longue période, la critique majeure de ce travail est que les données sont directement issues des bulletins ISC, BCIS et de questionnaires. Comme prévu de nombreuses incohérences apparaissent dans les solutions focales proposées. Ces solutions ont été déterminées par la méthode informatisée de Wickens et Hodgson (1967) avant d'être vérifiées par les auteurs; cette méthode ajuste les plans nodaux en minimisant le nombre de lectures incohérentes, or ceci sous-entend que toutes les lectures ont la même fiabilité, ce qui n'est pas le cas pour les données de bulletins. McKenzie (1972) a également fait remarquer que la minimisation de lectures incohérentes n'est représentative d'une meilleure solution que lorsque la répartition des données sur la sphère focale est homogène, et là encore ce n'est pas le cas pour la plupart des mécanismes du domaine égéen.

Il nous semble donc que ces mécanismes sont d'une façon générale peu fiables; il reste cependant que ce catalogue donne une information statistique sur la distribution des sens de premiers mouvements.

Ritsema (1974) a publié un rapport sur les mécanismes au foyer des régions balkaniques. La vérification de ces résultats n'est pas aisée, l'auteur ne publiant pas les données initiales mais seulement une estimation personnelle de la qualité des solutions (McKenzie, 1978).

Enfin, une dernière source de données provient des études réalisées à la suite de récents séismes de fortes magnitudes, tels que ceux de Corinthe en 1981 ($M_s = 6.7$) (Jackson et al., 1982; King et al., 1985), de Céphalonie en 1983 ($M_s = 7.0$) (Scordilis et al., 1986) et de Kalamata ($M_s = 5.8$) (Lyon-Caen et al., 1988).

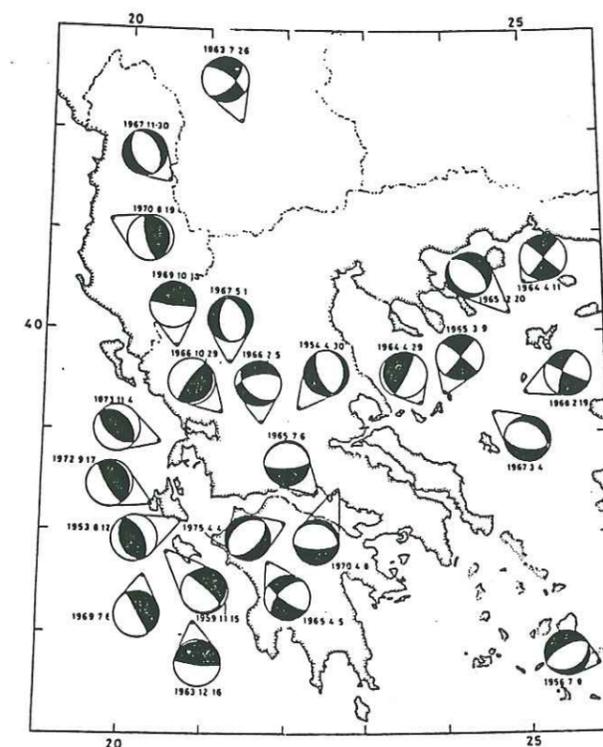
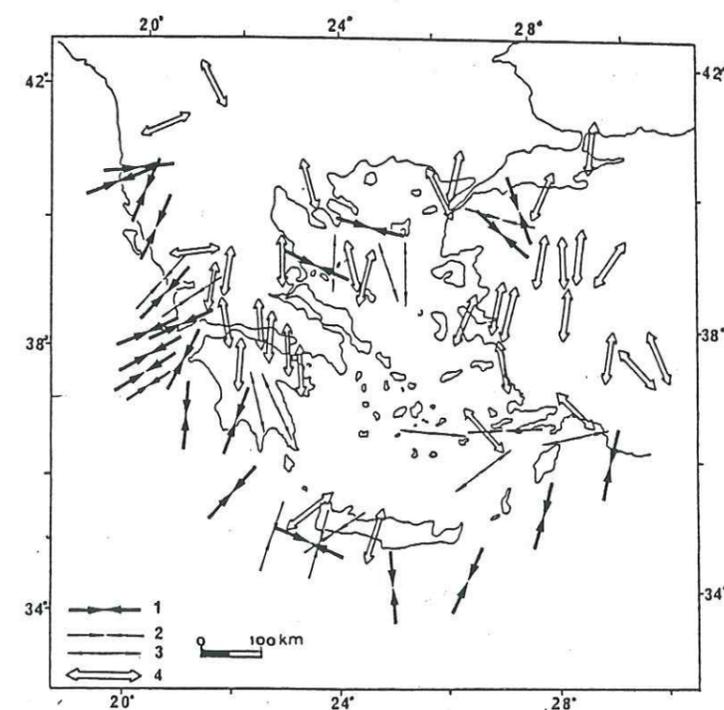


Figure 1-11a : Mécanismes au foyer de séismes superficiels en Grèce. (D'après McKenzie (1978))



Stress-field pattern related to relatively large earthquakes ($M_s \geq 5.5$). 1 = compression, 2 = strike-slip with thrust component, 3 = strike-slip with normal component, 4 = tension.

Figure 1-11b : Distribution du champ de contrainte à partir de mécanismes au foyer. (D'après Papadopoulos et al. (1985)).

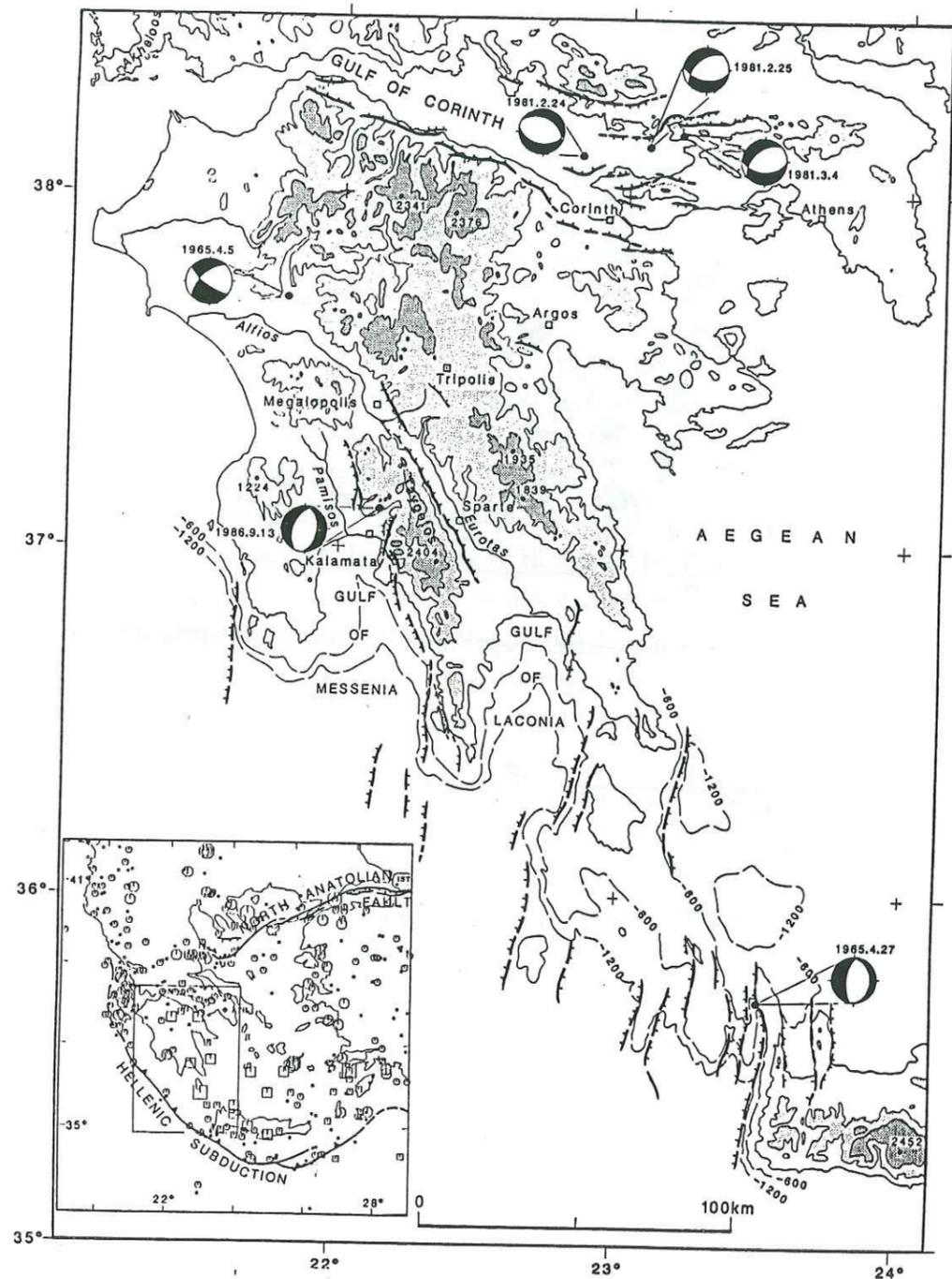


Figure 1-11c : Mécanismes au foyer dans le Péloponnèse : (D'après Lyon-Caen et al. (1988)).

La distribution du champ de contrainte déduite de ces mécanismes permet de distinguer trois zones.

4-3-1 Arc Egéen

La terminaison Ouest de l'arc égéen est essentiellement caractérisé par une tectonique compressive E-W à NE-SW comme le montrent les mécanismes de McKenzie (1972, 1978) (Fig. 1-11a) et la compilation sélectionnée de Papadopoulos et al. (1985) (Fig. 1-11b).

Selon McKenzie (1978), cette tectonique se manifeste par des failles inverses de faibles pendages, cependant si les plans sub-verticaux (NW-SE) sont assez bien contraints il n'en est pas de même pour l'autre plan nodal. Ainsi pour le séisme du 8/12/53 (Fig. 1-11a), de nombreuses données de Drakopoulos et Delibasis (1982) semblent indiquer une forte composante décrochante associée à un plan SW-NE. De même pour le séisme du 17/09/1972, dont la solution mieux contrainte de Anderson et Jackson (1987) montre un décrochement dextre selon un plan SW-NE. Cette hypothèse est reprise par Scordilis et al. (1986), qui ont étudié les répliques du séisme du 17/01/1983 ($M_s = 7.0$) localisé dans les îles ioniennes. Ces auteurs proposent un jeu décrochant dextre SW-NE pour le choc principal.

Notons que cette solution n'est pas contrainte par les sens de premiers mouvements mais par la distribution des répliques selon un plan NW-SE, ainsi que par le mécanisme de la plus forte réplique ($M_s = 6.2$) dont une seule première arrivée contraint la solution décrochante. Ces mécanismes décrochants sont associés à la terminaison de la zone de subduction (Anderson et Jackson, 1987), voir à la présence d'un accident transformant qui effectuerait le relais entre la zone de subduction au Sud des îles ioniennes et le front de la collision du bloc Apulien et de la bordure Balkanique située le long des côtes Albanaises et du Nord-Ouest de la Grèce (Papazachos et al., 1986).

Au Sud des îles ioniennes, les mécanismes obtenus le long de l'arc égéen impliquent des failles inverses bien contraintes (McKenzie, 1978 ; Papazachos et al., 1984).

4-3-2 Golfe de Corinthe et de Saronique.

La tectonique extensive qui marque cette région est démontrée par les solutions focales (Fig. 1-11a et b). Celles-ci indiquent des jeux en failles normales sur des plans subverticaux généralement orientés E-W. Cette extension a été vérifiée lors des séismes de février et mars 1981 (Jackson et al., 1982). La transition entre la marge compressive à l'Ouest et l'extension N-S du Golfe de Corinthe n'est pas caractérisée par des solutions focales fiables.

4-3-3 Péloponnèse central

Nous disposons de peu de données fiables pour cette région. Le mécanisme du 5/04/1965 est montré soit en faille normale pure (Ritsema, 1974) (Fig. 1-11b), soit avec une composante décrochante (McKenzie, 1972) (Fig. 1-11a); il ressort néanmoins une extension N-S, l'axe T présentant un azimuth de 180° dans les deux cas. La sélection de Papadopoulos et al. (1985) fait figurer trois solutions focales au Sud du Péloponnèse (Fig. 1-11a). Celles-ci sont issues du catalogue de Ritsema (1974); comme nous ne pouvons pas les vérifier, nous ne les considérerons pas.

Enfin, le tremblement de terre du 13/09/86 de Kalamata ($M_s = 5.8$) a démontré l'existence d'une tectonique régionale extensive E-W, le choc étant situé sur une faille normale orientée NNW-SSE (Lyon-Caen et al., 1988) (Fig. 1-11c). Cette extension E-W est également présente au N-W de la Crète (Fig. 1-11c), comme le montre la solution focale du séisme du 27/04/1965 ($M_b = 5.7$) obtenue par modélisation des ondes de volumes (Lyon-Caen et al., 1988).

4-4 Profils sismiques et bathymétrie.

a) Sismique réfraction.

Les études de sismiques réfraction qui ont eu lieu en Grèce dans les années 1971 à 1974 ont révélé plusieurs faits particuliers sur la structure crustale du domaine égéen (Makris, 1977, 1978) (Fig. 1-12). Il a ainsi été montré que la croûte s'épaissit rapidement sous le Péloponnèse, passant de 26 à 46 km à proximité de la côte occidentale sur une distance horizontale de 10 km. La vitesse des ondes P dans la croûte est de 6 km/s, celle du manteau supérieur étant évaluée entre 7.8 et 8 km/s. Le contraste de vitesse à l'interface croûte-manteau est d'environ 1 km/s. Ces profils sismiques n'ont pas mis en évidence d'interface marquée entre croûte supérieure et inférieure, mais le meilleur accord entre les temps de parcours observés et calculés a été obtenu en introduisant dans la croûte un gradient de vitesse moyen de 0.04 km/s/km. Enfin, la présence de réflexions subcrustales ont été interprétées par l'auteur par la présence d'une couche à faible vitesse s'étendant sous la zone externe (ionienne) jusqu'à la côte. La profondeur et la géométrie de cette couche ne sont pas déterminées avec précision.

b) Sismique réflexion et bathymétrie.

Ces données ont permis de caractériser la structure des domaines immergés du domaine égéen et d'en préciser le régime tectonique. Notamment en mer Egée (Martin, 1987), et le long de l'arc égéen après les résultats du programme HEAT (in Le Pichon et al., editors, 1982) et ceux de Le Cleac'h (1984). D'autres études

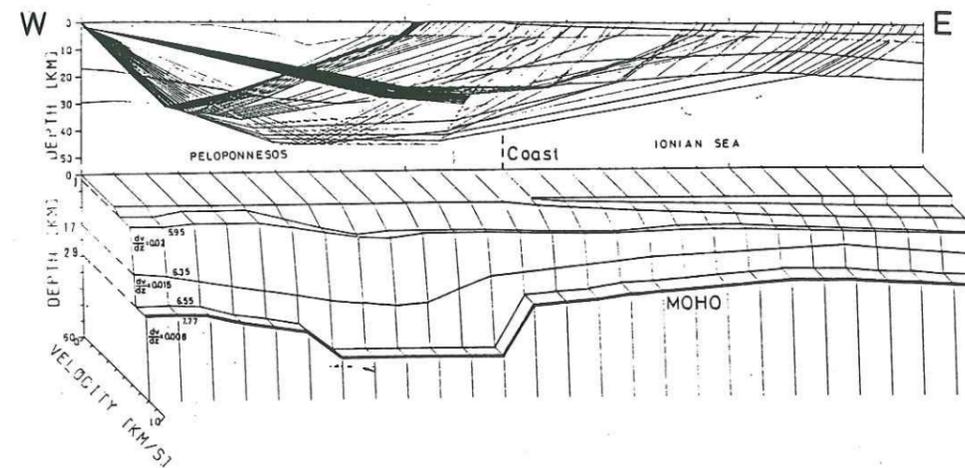


Figure 1-12 : Profil sismique à travers le Péloponnèse, selon une direction W-E. (D'après Makris (1978)).

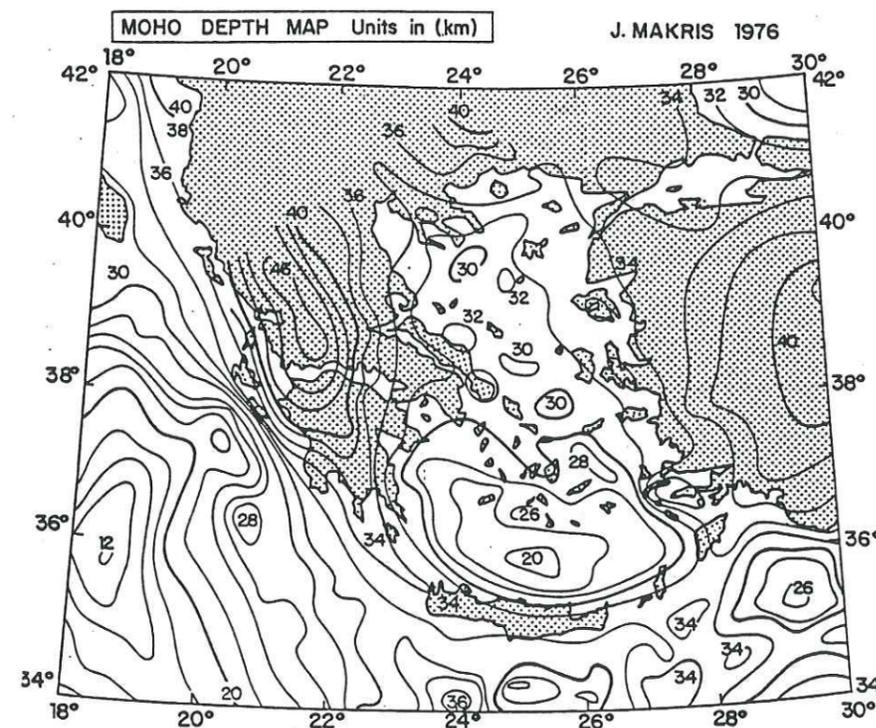


Figure 1-13 : Carte de la profondeur du Moho sous la Grèce : (D'après Makris (1976)).

concernent la côte ionienne (Brooks et Ferentinos, 1984; Hinz, 1974), et le golfe de Patras (Ferentinos et al., 1985).

4-5 Gravimétrie, magnétisme et flux de chaleur.

a) Gravimétrie.

La carte des anomalies de Bouguer du Péloponnèse montre une anomalie négative importante avec un extremum de -140 mgal au Nord-Ouest. La bordure occidentale (+ 50 mgal) et le Sud-Est du Péloponnèse (+ 80 mgal) sont les seules régions où l'anomalie est positive (Makris, 1978). A plus grande échelle, les anomalies de la Grèce centrale et du Péloponnèse sont environ orientées NNW-SSE, parallèlement aux structures géologiques et géomorphologiques principales.

La carte de la profondeur du Moho (Fig. 1-13) construite par Makris (1977) à partir des résultats des profils sismiques et des données gravimétriques visualise l'épaississement important de la croûte sous le Péloponnèse.

b) Magnétisme.

Les données magnétiques du Péloponnèse montrent un certain nombre d'anomalies locales qui peuvent être comparées aux résultats d'analyses structurales et géologiques. C'est notamment le cas pour le Sud-Est du Péloponnèse où Lallemant et al. (1983) ont pu mettre en évidence l'accident transverse Nord-Maniote.

c) Flux de chaleur.

Les mesures de flux de chaleur en Grèce ont été publiées par Jongsma (1974) et Fytikas et Kolios (1979). Le résultat le plus marquant concerne la valeur moyenne obtenue en mer Egée qui atteint 2.08 HFU, ce qui est supérieur à la moyenne mondiale de 1.45 HFU. Makris (1978) interprète cette mesure par un réchauffement possible du manteau supérieur dû à des remontées de matériels plus profonds par des mouvements convectifs.

II ACQUISITION DES DONNEES

1 Campagne d'enregistrement.

Nous avons installé du 8 juin au 17 juillet 1986 un réseau de 46 stations sismologiques portables, couvrant l'ensemble du Péloponnèse: 41 d'entre-elles étaient de type 'noir de fumée' à enregistrement continu, les 5 autres étant à enregistrement magnétique avec déclenchement (Fig. 2-1, table 2-1).

La géométrie du réseau a été choisie afin d'assurer une couverture la plus complète possible du Péloponnèse, et particulièrement des zones que l'on sait, d'après la sismicité historique, très sismiques, notamment le golfe de Corinthe et l'arc égéen occidental.

La deuxième contrainte majeure à l'établissement du réseau était l'espacement moyen entre les stations, celui-ci ne devant pas dépasser 25-30 km pour nous permettre d'étudier la sismicité superficielle de la région.

Nous avons donc installé quatre stations au nord du golfe de Corinthe; une sur l'île de Leucade, deux sur celle de Céphalonie, une sur celle de Zante, et une sur l'îlot de Strophades. Au Sud du Péloponnèse, deux stations furent installées sur les îles de Cythère et d'Anticythère. Les 30 stations restantes étant réparties le plus régulièrement possible sur l'ensemble du Péloponnèse. Toutefois, afin de pouvoir mieux couvrir le centre et l'Ouest de cette région, et également à cause de problèmes logistiques, le nombre de stations situées à l'est du Péloponnèse est

Stations sismologiques

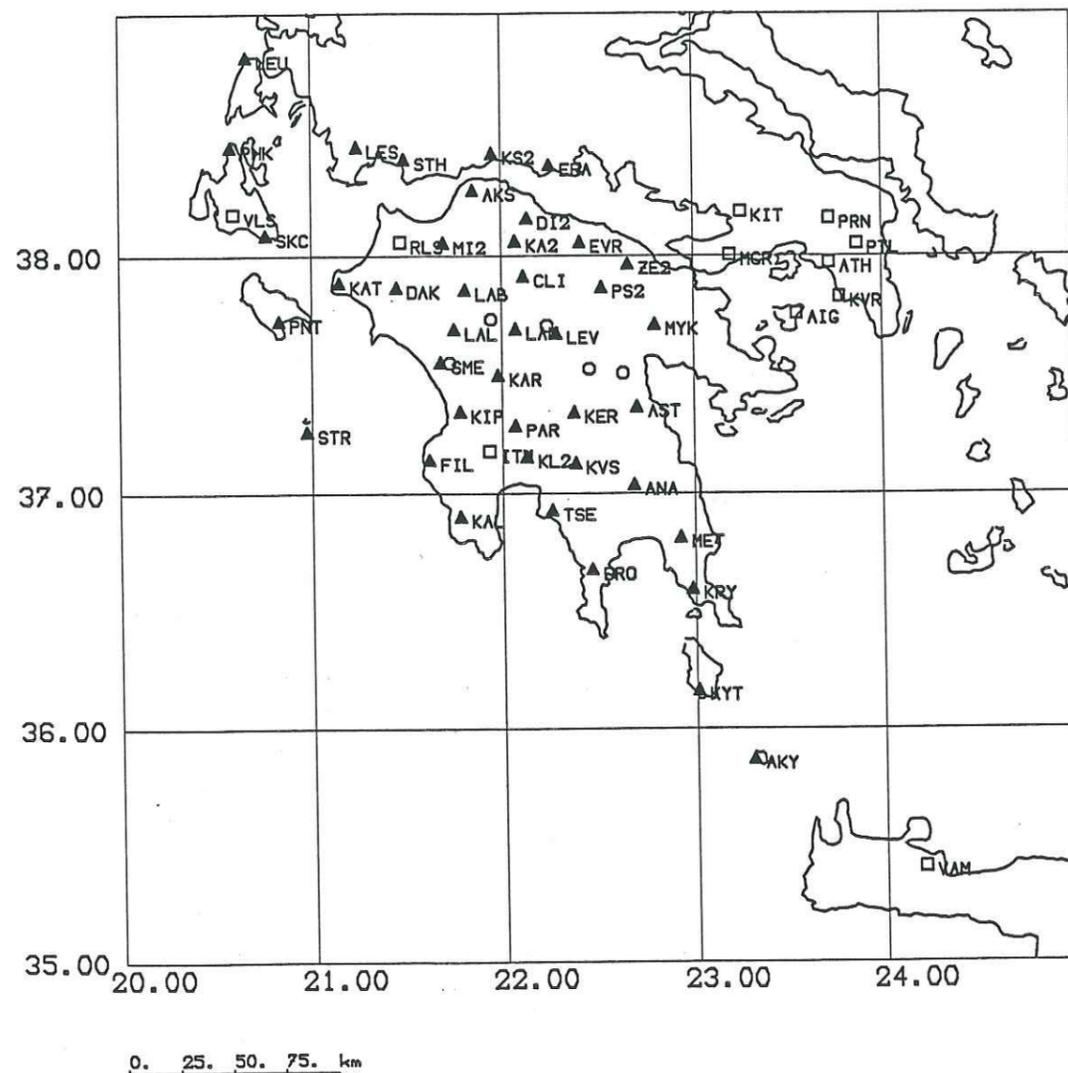


Figure 2-1 : Localisation des stations sismologiques: ▲: Stations 'noir de fumée', ○: Stations à enregistrement numérique, □: réseau sismologique grec.

moindre. Du reste, dans cette zone nous nous intéressons essentiellement aux séismes intermédiaires liés au phénomène de subduction, dès lors la distance entre les stations pouvait être plus importante. Le réseau ainsi déployé décrit de façon schématique un rectangle incliné N-W S-E, long de 200 km et large de 150 km environ.

Dans le but d'enregistrer un grand nombre d'évènements, les sites d'installation des stations ont été choisis pour permettre des gains élevés. Dans l'ensemble, le gain moyen était de 78 dB, quelques stations fonctionnant à 84 dB. Par contre, les stations situées sur les îles étant soumises à une forte agitation microsismique marine, leur gain était de 72 dB au mieux.

La maintenance de ce réseau consistait en une visite bijournalière de chaque station. Quinze personnes réparties en quatre équipes étaient donc nécessaires pour assumer cette tâche. Les problèmes rencontrés durant ces six semaines furent d'ordre différents: d'une part, ceux liés aux déplacements routiers qui affectèrent les automobiles et plus rarement les nerfs des conducteurs, d'autre part les pannes diverses et variées (rares elles aussi, heureusement) des instruments, le résultat net de ces incidents étant la perte d'un ou de plusieurs enregistrements sur les stations non relevées. Enfin, dans quelques cas il a été nécessaire de trouver un nouveau site pour une station.

En conclusion, après sept semaines et plus de 50000 km parcourus, les trente personnes des différents laboratoires ayant participé à cette expérimentation ont permis de collecter près de 800 enregistrements sur les 820 originellement escomptés.

2 Description du matériel.

Pour cette expérimentation nous disposons de 41 stations d'enregistrement, dites 'noir de fumée', de type SPRENGNETHER MEQ-800. Ces stations sont portables, elles pèsent ≈ 20 kg et sont peu encombrantes. Il est donc possible de les transporter dans des endroits isolés et peu accessibles. Ces appareils sont équipés de sismomètres verticaux MARK PRODUCT L4-C, de fréquence propre 1 Hz.

Ces stations sont de conception simple et robuste, elles comprennent :

- Un amplificateur (60 à 120 dB)
- Un système de filtrage passe-haut : 0.3, 5 et 10 Hz. (Huit stations possédaient en plus le filtre 2 Hz).
- Un système de filtrage passe-bas : 5, 10, 30 ou 70 Hz.
- Une horloge interne à quartz, dont la dérive moyenne est de 0.05 s /jour.
- Un cylindre enregistreur que l'on garnit d'une feuille enduite de noir de fumée

Stations 'noir de fumee'

	latitude	longitude	altitude
AKS	38 16.51	21 50.79	580
AKY	35 52.24	23 17.85	140
ANA	37 2.31	22 40.83	560
AST	37 22.11	22 41.90	360
BOR	37 44.67	22 40.64	480
CLI	37 54.89	22 6.56	740
DAK	37 52.19	21 26.72	205
DIL	38 10.58	22 09.48	680
DI2	38 9.37	22 7.85	600
DRO	36 40.79	22 27.50	400
ERA	38 22.58	22 14.90	200
EVR	38 3.41	22 24.29	900
FIL	37 8.71	21 36.73	230
KAL	38 3.47	22 6.15	1000
KA2	38 3.71	22 4.08	1000
KAL	36 54.26	21 46.32	420
KAR	37 30.05	21 58.47	520
KAT	37 53.30	21 8.62	140
KER	37 20.70	22 22.17	900
KIP	37 20.85	21 46.42	480
KL1	37 4.97	22 6.36	550
KL2	37 9.48	22 7.40	800
KRY	36 35.83	22 58.80	480
KS1	38 25.21	21 54.15	150
KS2	38 25.59	21 56.96	200
KVS	37 7.82	22 22.57	360
KYT	36 09.93	23 00.34	280
LAB	37 51.57	21 48.14	960
LAL	37 41.67	21 44.73	520
LAN	37 41.75	22 4.03	1140
LES	38 27.14	21 14.29	150
LEU	38 49.43	20 39.57	218
LEV	37 40.60	22 16.69	1100
MET	36 48.94	22 55.23	250
MIL	38 3.42	21 41.29	303
MI2	38 3.26	21 41.45	360
MYK	37 42.74	22 47.61	320
PAR	37 17.30	22 3.80	560
PHK	38 27.16	20 34.54	10
PNT	37 43.77	20 49.61	160
PS1	37 50.85	22 31.12	720
PS2	37 52.19	22 31.05	800
SKC	38 5.29	20 45.54	108
SME	37 33.32	21 40.44	640
STH	38 24.11	21 29.28	180
STR	37 15.80	20 58.20	30
TSE	36 55.82	22 15.07	620
ZEL	38 1.67	22 35.75	800
ZE2	37 58.00	22 39.39	520

Table 2-1

Stations a enregistrement numerique

	latitude	longitude	altitude
ALL	37 30.47	22 37.64	380
KRE	37 33.01	21 43.32	500
TRI	37 31.52	22 27.10	760
TRO	37 44.12	21 56.39	760
VII	37 41.97	22 12.24	1100
VI2	37 42.41	22 14.00	1360

Stations du reseau grec

	latitude	longitude	altitude
ATH	37 58.33	23 43.00	95
AIG	37 45.50	23 32.50	207
PRN	38 9.33	23 43.00	1000
KIT	38 11.00	23 15.00	1409
MGR	38 00.17	23 11.48	986
KVR	37 49.67	23 46.17	60
KZN	40 18.40	21 46.25	900
NPS	35 15.75	25 36.75	370
PRK	39 14.77	26 16.30	100
VLS	38 10.50	20 35.38	380
ARG	36 12.97	28 07.57	170
ITM	37 10.78	21 55.60	400
JAN	39 39.40	20 51.05	540
PTL	38 02.93	23 51.88	500
PLG	40 22.43	23 26.73	580
VAM	35 24.42	24 11.98	225
RLS	38 03.47	21 28.00	100

(d'où l'appellation !).

-Une alimentation électrique par batteries internes et externes.

Une étude détaillée de la réponse de la chaîne d'enregistrement a été faite par Chatelain (1978).

Nous avons utilisé ces appareils avec les caractéristiques suivantes :

-Vitesse de déroulement du cylindre : 60 mm/mn, ce qui donne à la station une autonomie de 48 h. Notons que les stations situées sur les îles pouvaient être visitée quotidiennement, la vitesse était donc de 120 mm/mn afin d'accroître la précision de leur dépouillement.

-Filtrages : Dans la mesure du possible nous avons travaillé dans la bande de fréquence 0.3-30 Hz. Cependant lorsque la mer était agitée, un important bruit basse fréquence (≈ 0.5 Hz) perturbait les stations disposées le long des côtes. Nous utilisions alors la bande de fréquence 2-30 Hz ou 5-30 Hz selon les appareils.

-L'horloge interne fournissait un top toutes les 10 s. A chaque visite le signal interne était comparé à un signal horaire G.M.T. reçu par radio, nous permettant ainsi de connaître la dérive de l'horloge interne et les corrections horaires nécessaires à l'obtention de l'heure G.M.T. des temps d'arrivées.

Nous disposions également de 5 stations à enregistrement magnétique de type SCAITA. Ces appareils sont équipés de sismomètres tridimensionnels et sont décrits dans la deuxième partie de ce mémoire. Les enregistrements obtenus avec ces instruments permettent de faire un traitement numérique du signal (analyse spectrale, étude de l'atténuation). C'est dans ce but que ces stations ont été installées, ce travail faisant actuellement l'objet d'une thèse (Martin, 1988). Notons que le gain de ces appareils est bien plus faible que les sismographes 'noir de fumée' et que par conséquent, ils ne sont pas très bien adaptés à une étude microsismique telle que nous l'avons faite.

3 Dépouillement des sismogrammes.

3-1 Lecture des temps d'arrivée.

La lecture sur les sismogrammes noir de fumée des temps d'arrivée des ondes *P* et des ondes *S* s'effectue à l'aide d'une loupe millimétrique. Mme Perrier et moi-même avons ainsi dépouillé 1/4 des enregistrements, les 3/4 restant étant lus par les équipes grecques. Les temps obtenus sont relatifs à l'horloge interne de la station

considérée. Il faut donc ensuite les recaler en temps G.M.T.. Ceci est possible grâce aux mesures de la dérive de l'horloge interne, que l'on fait en début et fin de chaque enregistrement. Cette dérive étant faible sur un enregistrement, on procède alors à une interpolation linéaire entre ces deux mesures, afin d'évaluer la correction à apporter à la lecture du temps d'arrivée. Une fois rassemblés les résultats des différents laboratoires, nous avons retenus 1070 séismes enregistrés avec au moins cinq lectures.

3-2 Incertitude sur les lectures.

L'incertitude sur les lectures des temps d'arrivées provient de différentes sources d'erreurs: d'une part, celles inhérentes à l'appareil de lecture, au support de l'enregistrement et à la qualité de l'impression sur le noir de fumée, et d'autre part celles liées à la forme de l'arrivée de l'onde, à savoir incidente ou émergente.

Erreurs d'instrumentation:

La graduation de la loupe millimétrique permet une précision de 0.05 mm, cependant un stylet en mauvais état ou une épaisseur trop importante de noir de fumée sur la feuille diminue cette précision à 0.1 mm. Un entrainement irrégulier du cylindre ou la contraction du papier impliquent aussi une perte de précision.

Erreurs de pointé:

Ondes *P*: Vu l'étendue du réseau, les épicentres des séismes dont nous avons déterminé les temps d'arrivées sont parfois distants de plus de 100 km de la station. Dans ce cas, la première arrivée est donc une onde réfractée souvent émergente et donc délicate à pointer.

Ondes *S*: Les signaux obtenus sont enregistrés avec des sismomètres verticaux, qui ne sont pas adaptés à ces ondes de cisaillement. De plus le début de cette phase se trouve généralement dans la coda de l'onde *P*. Il en résulte que l'incertitude sur l'arrivées des ondes *S* est assez importante, de l'ordre de 0.2 à 0.3 mm.

Les erreurs de saisies sont également présentes, mais celles-ci sont corrigées après une première localisation.

Pour conclure, nous estimons l'incertitude sur la lecture des temps d'arrivées des ondes *P* à 0.15 s, et celle des ondes *S* à 0.3 s. Ceci pour des enregistrements de bonne qualité, avec une vitesse de déroulement de 60 mm/mn.

III LOCALISATION DES SEISMES

Dans ce chapitre, nous allons décrire les différentes étapes que nous avons conduites afin de localiser les séismes enregistrés et d'évaluer la qualité et la précision de ces localisations.

1 Programme de localisation, une première carte de sismicité.

Le logiciel utilisé pour la détermination des hypocentres est le programme HYPO71 (Lee et Lahr, 1975). Ce programme est basé sur la minimisation, au sens des moindres carrés, de la différence entre le temps de parcours observé du rai, et celui calculé, ces deux valeurs étant fonction des quatre paramètres hypocentaux, à savoir la position spatiale et le temps origine du séisme.

Les données à fournir sont :

- les temps d'arrivée des ondes *P* et *S*, ainsi que leur pondération selon l'incertitude sur leur lecture. Nous avons vu que l'arrivée des ondes *S* est souvent délicate à pointer du fait de l'utilisation de sismomètres verticaux, nous affecterons donc systématiquement celles-ci d'un poids moitié des ondes *P*.
- les coordonnées des stations.
- un modèle de vitesse, le rapport V_p/V_s .

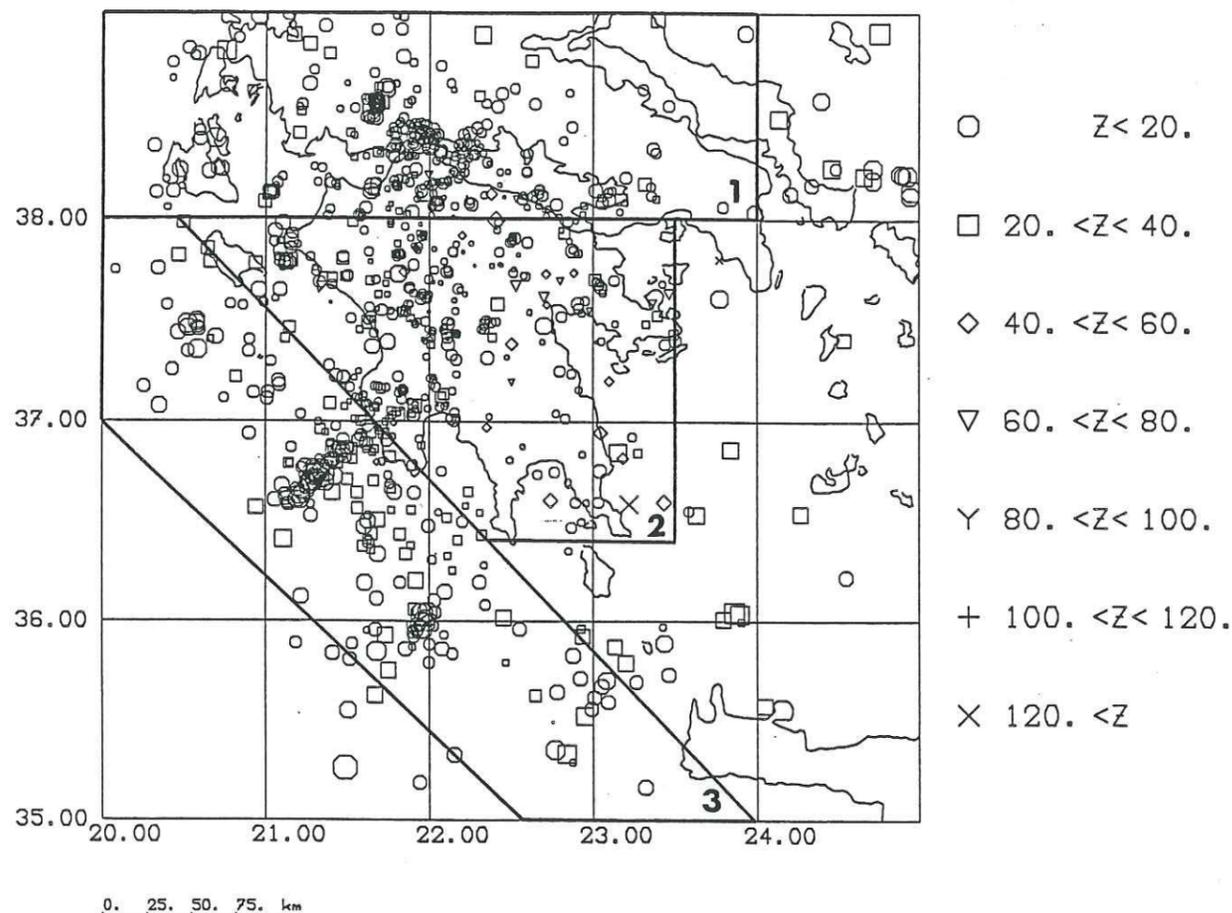


Figure 3-1 : Carte préliminaire de la sismicité et découpage des zones pour la localisation définitive.

Ce programme impose une structure en couches planes, d'épaisseur et de vitesse constantes. Les données sont pondérées en fonction de plusieurs paramètres: l'incertitude sur les lectures, la distance épacentrale de la station considérée et la répartition azimutale des stations ayant enregistré le séisme.

Outre la position hypocentrale et le temps origine du séisme, la solution nous donne les résultats suivants:

- RMS : Moyenne quadratique pondérée des résidus sur les temps d'arrivée pris en compte dans la localisation.
- GAP : Le plus grand angle azimuthal entre les stations.
- ERH, ERZ : L'erreur sur l'épicentre et la profondeur du foyer.

Le calcul de la magnitude pour ces séismes locaux a été fait en fonction de la durée d'enregistrement du signal.

$$M_l = -0.087 + 2 \log(t) + 0.035 d$$

avec :

t : La durée du signal.

d : La distance épacentrale.

Les constantes de cette formule sont issues d'expériences en Californie, mais ceci n'est pas gênant car nous n'utiliserons ces magnitudes qu'à titre comparatif entre nos séismes.

Nous avons procédé à une première localisation afin d'avoir une idée de la répartition spatiale de la sismicité (Fig. 3-1). Nous nous sommes servi d'un modèle de vitesse suivant:

vitesse (km/s)	profondeur (km)
6.0	0.
6.5	20.
7.8	30.
8.0	40.

Table 3-1

Cette carte montre certaines particularités qui vont guider la démarche utilisée pour la localisation définitive de ces séismes, à savoir :

- la présence de deux essaims de séismes au Nord du golfe de Corinthe.
- une importante sismicité au S-W du Péloponnèse, à proximité de l'arc égéen.
- une grande partie des épicentres des séismes est située dans le Péloponnèse.

Nous allons donc devoir localiser des événements dont les foyers sont situés

dans des régions structurellement très différentes. Les grands profils menés en Grèce montrent en effet un épaissement important de la croûte sous le Péloponnèse, celle-ci passant de 25 à 40 km (Makris, 1978). D'autre part le golfe de Corinthe est actuellement soumis à un régime d'extension (King et al., 1985; McKenzie, 1978). Il est donc probable qu'à l'aplomb de cette zone, la croûte soit plus mince. La structure crustale au voisinage de l'arc égéen est également différente de celle du Péloponnèse (voir chap. 1).

Le handicap principal du programme de localisation HYPO71 réside dans le fait qu'il n'accepte pas d'hétérogénéités latérales de vitesse, par conséquent nous ne pouvons prendre en compte les différences structurales que nous avons évoquées. C'est pourquoi, nous avons étudié les localisations en séparant les séismes selon trois zones géographiques (Fig. 3-1). Nous avons ainsi individualisé : le golfe de Corinthe (zone 1), le Péloponnèse (zone 2) et la région située à l'Ouest du Péloponnèse (zone 3). Nous avons ensuite tenté de trouver pour chaque zone, un modèle de croûte cohérent qui explique au mieux nos données.

2 Recherche de modèles de vitesse.

2-1 Détermination du rapport V_p/V_s .

Pour chaque zone, nous avons déterminé le rapport V_p/V_s à l'aide de deux méthodes différentes. Ces méthodes sont toutes deux indépendantes du temps origine du séisme ainsi que de sa position hypocentrale. Elles ne considèrent cependant pas le même ensemble de données dans le calcul du rapport moyen, il est donc intéressant de pouvoir en comparer les résultats.

2-1-1 Méthode de Wadati.

Cette méthode permet de calculer le rapport V_p/V_s pour chaque événement, si nous possédons un nombre de données suffisant. Il faut pour cela construire pour chaque séisme un diagramme représentant, en abscisse l'heure d'arrivée des ondes P à une station, et en ordonnée la différence des heures d'arrivées des ondes S avec celles des P à cette même station.

On pose :

$$t_p = t_0 + \frac{d}{V_p}$$

$$t_s = t_0 + \frac{d}{V_s}$$

On obtient alors :

$$t_s - t_p = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1\right) t_p - \left(\frac{V_p}{V_s} - 1\right) t_0$$

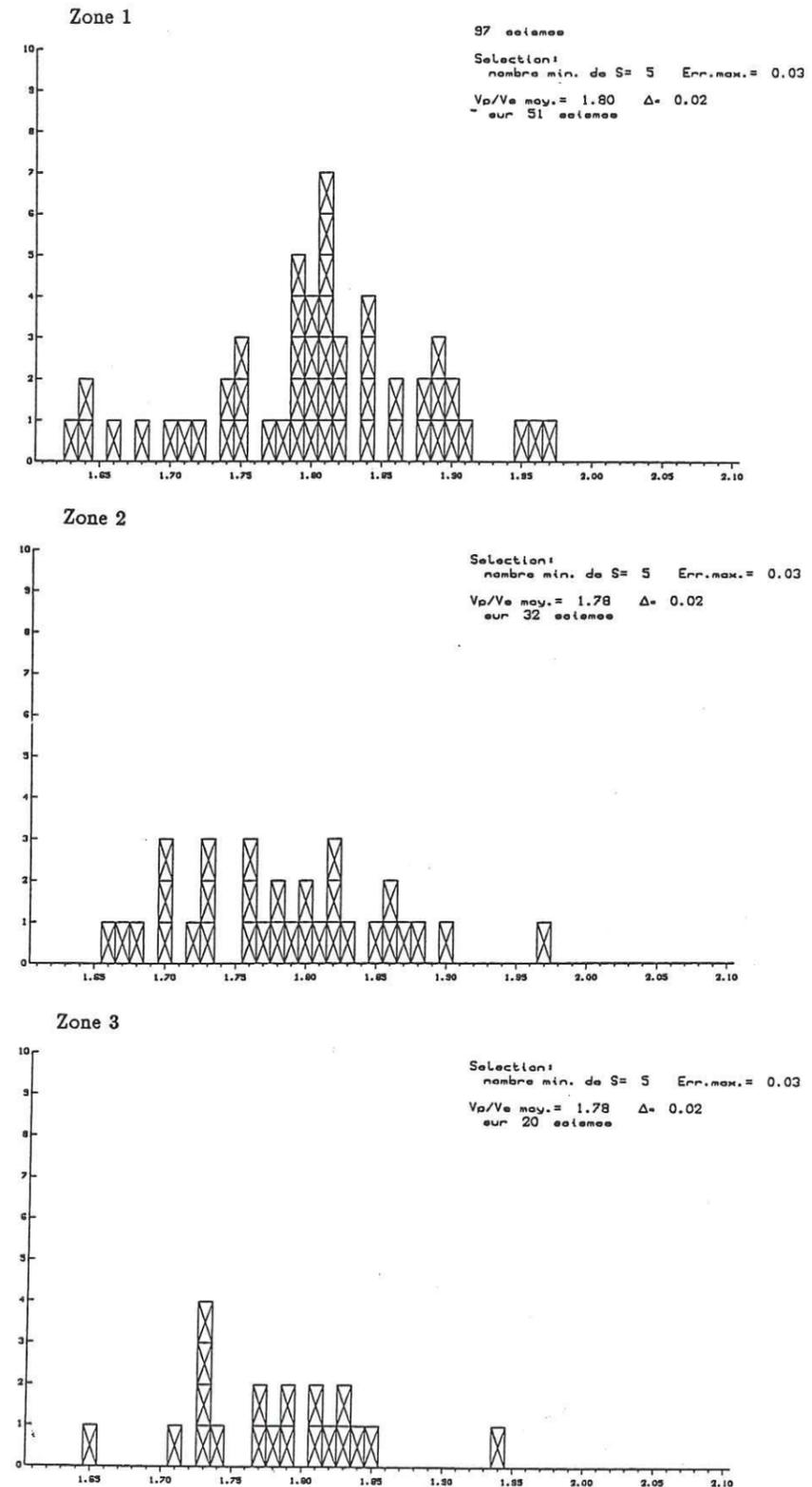


Figure 3-2 : Histogramme des valeurs V_p/V_s obtenues par la méthode de Wadati dans chacune des trois zones.

En estimant par moindres carrés la droite $t_s - t_p$ en fonction de t_p , on obtient donc le rapport V_p/V_s . Nous n'avons retenu que les droites ayant une incertitude de 0.03 sur la pente et déterminées avec au moins 5 points. Enfin, les valeurs qui s'écartaient de $\pm \sigma$ ont été éliminées et la droite recalculée. Ceci afin de ne pas prendre en compte les données faussées par une mauvaise estimation des temps d'arrivée.

Nous avons reporté sur des histogrammes les résultats obtenus dans chacune des zones (Fig. 3-2). En ce qui concerne la zone 1, le rapport moyen a été calculé pour 51 séismes, la valeur moyenne résultante est de 1.80. L'histogramme montre une dispersion assez faible des résultats autour de la moyenne. Pour les zones 2 et 3, le faible nombre de séismes considérés ne permet pas une interprétation des histogrammes. Les valeurs moyennes sont identiques; aux marges d'erreur près, à la valeur obtenue pour la zone 1. Un traitement identique sur l'ensemble des données nous donne un rapport moyen de 1.79.

2-1-2 Diagrammes $t_p^i - t_p^j$, $t_s^i - t_s^j$.

Cette méthode est basée sur l'estimation pour un séisme, du rapport entre la différence des temps d'arrivée des ondes P à deux stations i et j , et la différence des temps d'arrivée des ondes S aux mêmes stations i et j .

Soit:

$t_p^i - t_p^j$: La différence entre les temps d'arrivée des ondes P d'un séisme aux stations i et j .

$t_s^i - t_s^j$: La différence entre les temps d'arrivée des ondes S d'un séisme aux stations i et j .

d_i, d_j : Les longueurs de trajet des ondes de l'hypocentre aux stations i et j .

On a donc :

$$t_p^i - t_p^j = \frac{d_i - d_j}{V_p}$$

$$t_s^i - t_s^j = \frac{d_i - d_j}{V_s}$$

$$\text{Donc : } V_p/V_s = \frac{t_p^i - t_p^j}{t_s^i - t_s^j}$$

Nous avons donc reporté sur un même diagramme ces valeurs, et ce pour tous les séismes (Fig. 3-3). Une estimation par moindres carrés nous donne alors la valeur du rapport V_p/V_s . Cette méthode est donc sensiblement différente de celle de Wadati puisque le rapport moyen est calculé directement de toutes les données.

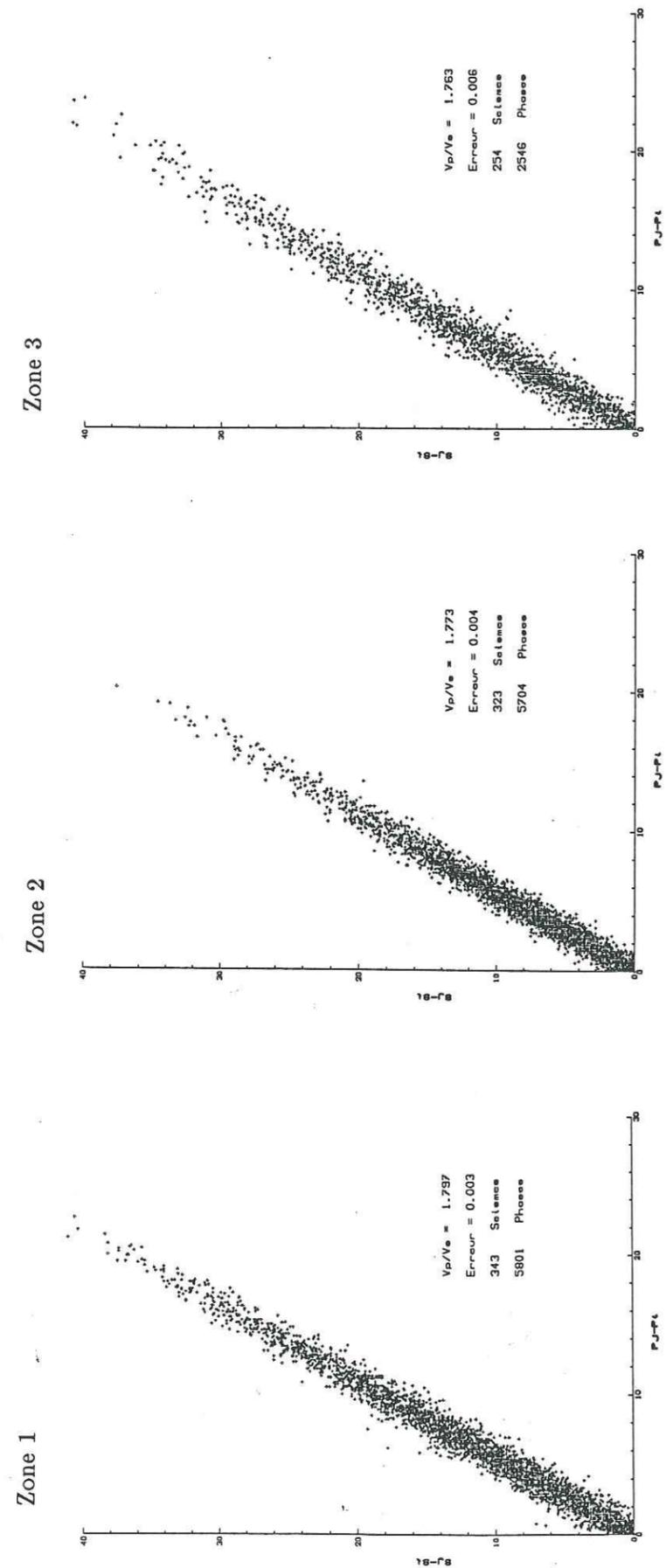


Figure 3-3 : Détermination du rapport V_p/V_s dans chaque zone à l'aide de diagrammes $t_p^i - t_p^j$, $t_s^i - t_s^j$.

Avec comme conséquence, l'obtention d'un lissage de toutes les sources de dispersion du rapport.

Pour la zone 1, nous avons obtenu un rapport moyen de 1.80, identique à celui calculé par la première méthode. Pour les deux autres zones, les valeurs du rapport sont de 1.77, légèrement différentes de celles obtenues précédemment par la méthode Wadati.

En conclusion, nous avons retenu pour la zone 1, un rapport $V_p/V_s = 1.80$, valeur bien corrélée entre les deux méthodes. Cette valeur est proche de celle déterminée par King et al. (1985) dans une étude de microsismicité du golfe de Corinthe. Pour les zones 2 et 3, nous avons retenu les valeurs obtenues par les diagrammes $t_p^i - t_p^j$, $t_s^i - t_s^j$. Ceci est justifié, d'une part par le faible nombre de données disponibles pour la méthode Wadati, d'autre part lors de la recherche de modèle de vitesse (voir § 2-2) c'est la valeur de 1.77 qui a présenté les meilleurs résultats.

2-2 Détermination du meilleur modèle de vitesse.

La localisation précise et fiable de nos séismes repose en partie sur la connaissance de la structure de vitesse de la région étudiée. Bien que les travaux antérieurs nous donnent des renseignements sur cette structure, celle-ci n'est qu'imparfaitement connue. Quand bien même elle le serait, nous ne disposerions pas des outils informatiques permettant d'en tenir compte intégralement, comme par exemple des variations latérales de vitesse, la présence de couche à faible vitesse ou un rapport V_p/V_s variant avec la profondeur.

Notre but a donc été de déterminer un modèle en couches planes, qui s'accorde au mieux avec les données que nous avons et avec le programme dont nous servons. En ce qui concerne les données, un point important doit être souligné: nous avons déjà remarqué que de nombreux séismes sont distants de plus de 150 km de certaines des stations qui les ont enregistrés. Ceci implique que ces séismes vont être localisés avec des ondes directes se propageant dans la croûte et des ondes réfractées sous le manteau. Les premières seront donc utilisées pour déterminer un modèle de croûte, et les deuxièmes pour contraindre la vitesse et la position de l'interface croûte-manteau. La distinction se fera en utilisant la pondération en distance du programme HYPO71.

La méthode utilisée pour chercher ce modèle est de minimiser la moyenne des RMS que l'on obtient après la localisation des séismes (Hatzfeld et al., 1987).

Afin d'éviter des variations importantes de ces RMS, qui pourraient survenir lorsque le séisme est mal contraint (peu de données, épicentre à l'extérieur du réseau), nous n'avons utilisés qu'un certain nombre d'événements sélectionnés.

Nous allons dans un premier temps décrire les études antérieures se rapportant à la structure de la région, puis expliciter les critères de sélection des séismes que nous avons utilisés, et enfin détailler la détermination des modèles de vitesse pour chaque zone.

2-2-1 Etudes antérieures.

Nous rappelons ici les principaux résultats des profils sismiques de Makris (1977, 1978). Sous le Péloponnèse, la croûte est épaisse d'environ 45 km. Ces profils ne mettent pas en évidence d'interface entre 0 et 45 km. Le modèle de vitesse étant proposée avec, pour la croûte sous le Péloponnèse, un gradient de 0.04 km/s/km. Enfin, l'arrivée d'ondes tardives sur certains réflecteurs est expliquée par l'auteur par la présence d'une couche à moindre vitesse surmontant un fort réflecteur sub-crustal. Celui-ci aurait une vitesse d'environ 8.5 km/s et serait situé à 60 km de profondeur.

L'hypothèse d'une couche à faible vitesse dans le manteau supérieur est également avancée par Agarwal et al. (1979). L'auteur y voit l'explication de fort résidus positifs d'ondes P télésismiques, observées sur le réseau permanent grec.

Panagiatoopoulos (1984, 1985) a étudié les temps de parcours des ondes P_n dans le domaine égéen et le Sud des Balkans. Les vitesses obtenues pour la croûte et le manteau supérieur sont comparables à celles déterminées par Makris (1977).

On le voit, ces modèles s'accordent bien sur l'épaisseur de la croûte et les vitesses sismiques (table 3-2).

Panagiatoopoulos (1977)		Makris (1977)	
vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)
5.9	0.	4.0	0.
6.6	25.	5.7	5.
7.9	42.	$\frac{dv}{dz} = 0.04$ km/s	
		7.1	40.
		7.8	45.

Table 3-2

2-2-2 Sélection des séismes utilisés.

Comme nous l'avons déjà énoncé, l'utilisation de séismes mal contraints peut fausser la recherche de modèle basée sur la minimisation des RMS. En effet, si les hypocentres des séismes varient de façon importante entre les différentes structures testées, les variations de RMS ne seront pas uniquement représentatives des variations du modèle, mais aussi de ces variations hypocentrales causées par une mauvaise convergence du programme.

Nous avons sélectionné les événements qui possèdent au moins 15 lectures de temps d'arrivée. De plus nous avons localisé ces séismes avec deux modèles différents (table 3-3); les séismes dont la localisation variait, entre ces deux modèles, de plus de 3 km horizontalement et de plus 5 km verticalement ont été exclus. Enfin, nous n'avons considéré que les séismes crustaux, dont la profondeur n'excédait pas 35 km. Nous nous sommes ainsi affranchis du problème évoqué précédemment: les variations de RMS que nous allons observer dans notre étude seront donc liées aux variations des modèles de vitesse. Pour la zone 1, ont été sélectionnés 56 séismes sur les 340 situés dans cette région; pour la zone 2, 62 séismes sur 330 et pour la zone 3, 59 séismes sur 250.

Modèle 1		Modèle 2	
vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)
5.8	0.	6.2	0.
6.3	15.	6.6	20.
7.8	30.	7.8	30.
8.0	40.	8.0	40.

Table 3-3

2-2-3 Détermination des modèles de vitesse pour la croûte.

Dans cette partie, les localisations ont été calculées en appliquant la pondération en distance suivante: Ce poids est égal à 1 jusqu'à 50 km de distance épacentrale, puis il décroît linéairement pour atteindre 0 à 150 km.

-Modèles à une couche homogène.

Dans un premier temps, pour chacune des trois zones nous avons localisé les séismes sélectionnés avec comme structure, un demi-espace homogène. Nous avons fait varier la vitesse de ce demi-espace entre 5.5 km/s et 6.5 km/s. Il apparaît que pour toutes les zones, la moyenne des RMS est minimisée pour une vitesse de 6

km/s (table 3-4). Avec ces mêmes localisations, nous avons également calculé la moyenne des RMS en distinguant les séismes selon leur profondeur. Il ressort que, pour les séismes situés entre 0 et 10 km, la RMS moyenne est minimum lorsque la vitesse est égale à 5.9 km/s en ce qui concerne les zones 1 et 2. Pour la zone 3, nous obtenons une vitesse de 6.0 km/s.

Cette première étude ne fait donc pas apparaître de différences notables entre les zones. Les résultats obtenus pour les séismes très superficiels montrent qu'il peut être important de considérer une première couche de plus faible vitesse.

ZONE 1

Vitesse (km/s)	5.5	5.7	5.9	6.0	6.1	6.3	6.5
<i>RMS</i>	0.355	0.296	0.262	0.260	0.265	0.300	0.340

ZONE 2

Vitesse (km/s)	5.5	5.7	5.9	6.0	6.1	6.3	6.5
<i>RMS</i>	0.353	0.300	0.275	0.274	0.278	0.310	0.344

ZONE 3

Vitesse (km/s)	5.5	5.7	5.9	6.0	6.1	6.3	6.5
<i>RMS</i>	0.346	0.333	0.324	0.321	0.327	0.356	0.370

Table 3-4

-Modèles à 2 couches.

Le même processus que précédemment a été entrepris pour déterminer quel était le modèle à deux couches le plus cohérent avec nos données. La vitesse de la première couche a été fixée en considérant les résultats des modèles homogènes, et notamment ceux obtenus avec les séismes situés entre 0 et 10 km de profondeur. Nous avons donc pris pour la zone 1 et 2, une vitesse de 5.9 km/s et pour la zone 3 une vitesse de 6.0 km/s.

Il reste donc deux paramètres à déterminer: l'épaisseur de la première couche et la vitesse du demi-espace. La variation du RMS moyen en fonction de ces

Zone 1	Profondeur de l'interface (km)				
	10.	15.	20.	25.	30.
Vitesse du demi-espace (km/s)					
6.1	0.255	0.256			
6.3	0.260	0.252	0.257	0.259	
6.4	0.261	0.254	0.257	0.257	0.262
6.5		0.255	0.258	0.259	0.268

Table 3-5a

Zone 2	Profondeur de l'interface (km)				
	10.	15.	20.	25.	30.
Vitesse du demi-espace (km/s)					
6.1	0.273	0.272	0.274	0.275	
6.3	0.284	0.275	0.272	0.277	0.277
6.4	0.286	0.276	0.270	0.274	0.276
6.5	0.290	0.285	0.280	0.274	0.280

Table 3-5b

Zone 3	Profondeur de l'interface (km)				
	10.	15.	20.	25.	30.
Vitesse du demi-espace (km/s)					
6.2	0.328	0.325	0.324	0.322	0.321
6.4	0.345	0.34	0.327	0.323	0.321
6.6			0.342	0.333	0.321

Table 3-5c

deux facteurs a été établie pour chaque zone.

Il ressort que les modèles les plus satisfaisants sont:

-Zone 1 (table 3-5a):

Remarquons d'abord que l'utilisation d'un modèle à deux couches améliore le RMS moyen d'environ 3 %, par rapport au modèle homogène. Le minimum des RMS est atteint pour un demi-espace situé à 15-20 km de profondeur et de vitesse 6.3-6.4 km/s. La précision sur les paramètres recherchés n'est pas très bonne car lorsque l'on s'approche du modèle minimisant les RMS la variation du RMS moyen en fonction devient faible (0.001) et donc ininterprétable.

-Zone 2 (table 3-5b):

Pour cette zone, l'amélioration du RMS avec le modèle à deux couches est encore plus faible que pour la zone 1. Le modèle qui minimise le RMS moyen est donc déterminé avec moins de précision. Le demi-espace ayant une vitesse de 6.2 à 6.4 km/s, et l'interface étant située entre 15 et 20 km de profondeur.

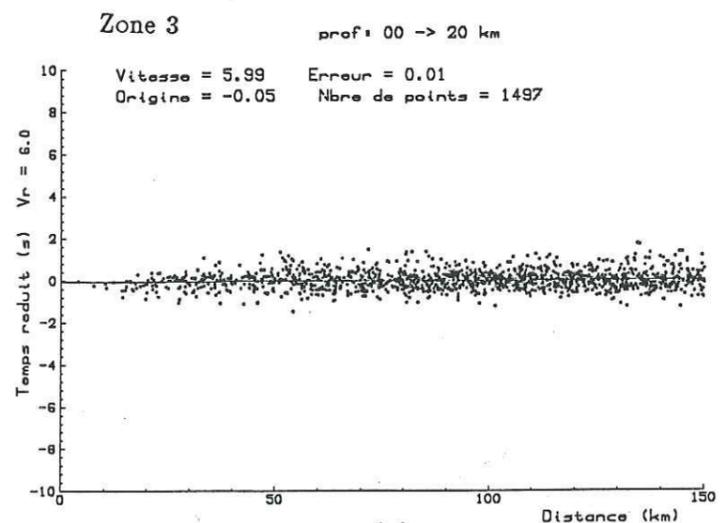
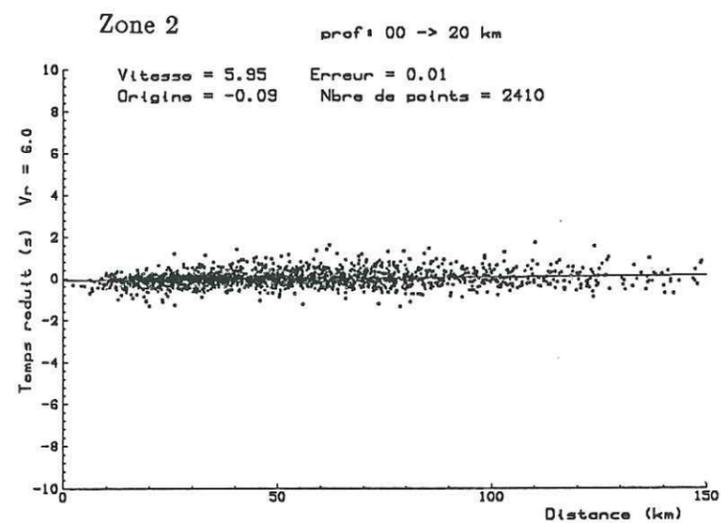
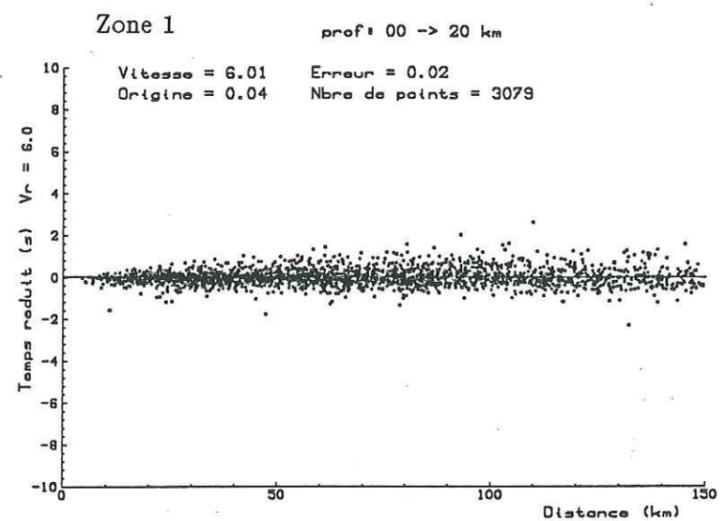
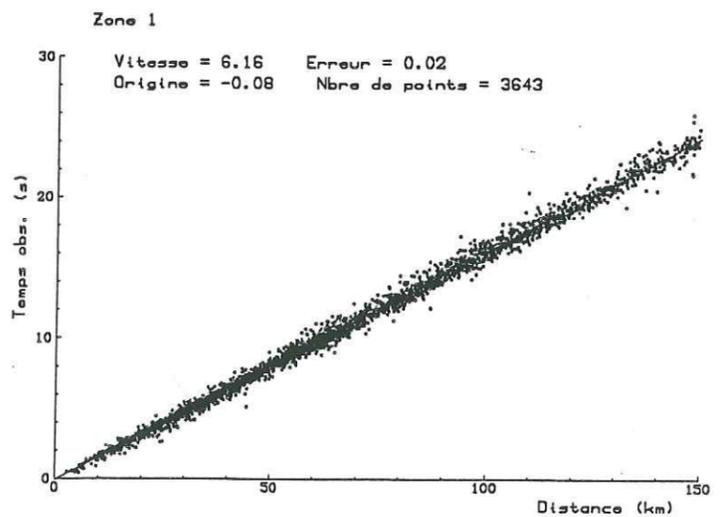
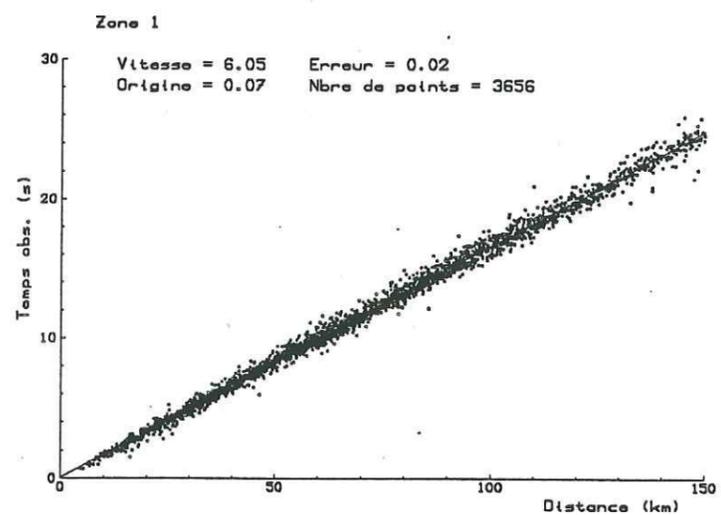
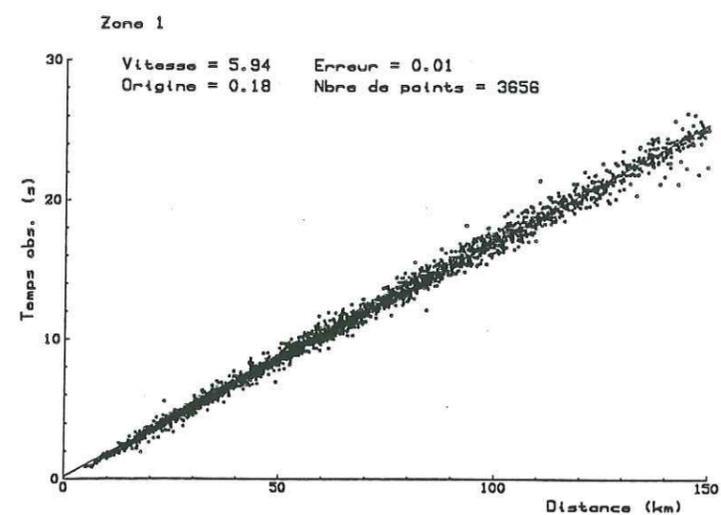
-Zone 3 (table 3-5c):

Cette région est particulière car pour l'essentiel les séismes sont situés à l'extérieur du réseau, ce qui rend plus variable leur localisation. La méthode de minimisation ne nous a pas permis de déterminer un modèle à deux couches. En effet, aucune amélioration du RMS moyen par rapport au modèle homogène n'est apparue.

-Hodochrones.

Un autre moyen pour accéder à la structure de vitesse est de faire tracer les temps d'arrivée des ondes en fonction de la distance parcourue par le rai sismique, et d'estimer par régression linéaire l'hodochrone correspondante. Puisque les distances et temps de propagation sont liés aux paramètres hypocentaux, cette méthode présente l'inconvénient d'être liée au modèle introduit pour la localisation. De plus, le fait d'utiliser des séismes d'azimuts différents est également une source de dispersion. Cependant, nous pensons que si le calcul est fait sur un grand nombre de phases et de stations, la vitesse est suffisamment stable.

Dans un premier temps nous avons donc évalué la fiabilité de nos estimations de vitesse en fonction du modèle utilisé pour la localisation. Les hodochrones ont été calculées pour trois modèles de vitesse différents (Fig. 3-4). Pour le modèle à 5.8 km/s la vitesse calculée est de 5.9 km/s, alors qu'elle est de 6.1 km/s pour le modèle à 6.2 km/s. Par contre, la vitesse calculée avec un modèle à 6.



(a)

Figure 3-4 : Hodochrones réalisées avec les séismes de la zone 1 localisés avec trois modèles de vitesse homogènes pour la croûte. De haut en bas, $V_p=5.8, 6.0, 6.2$ km/s.

Figure 3-5a : Hodochrones obtenues pour chaque zone, pour des profondeurs de foyer de 0 à 20 km.

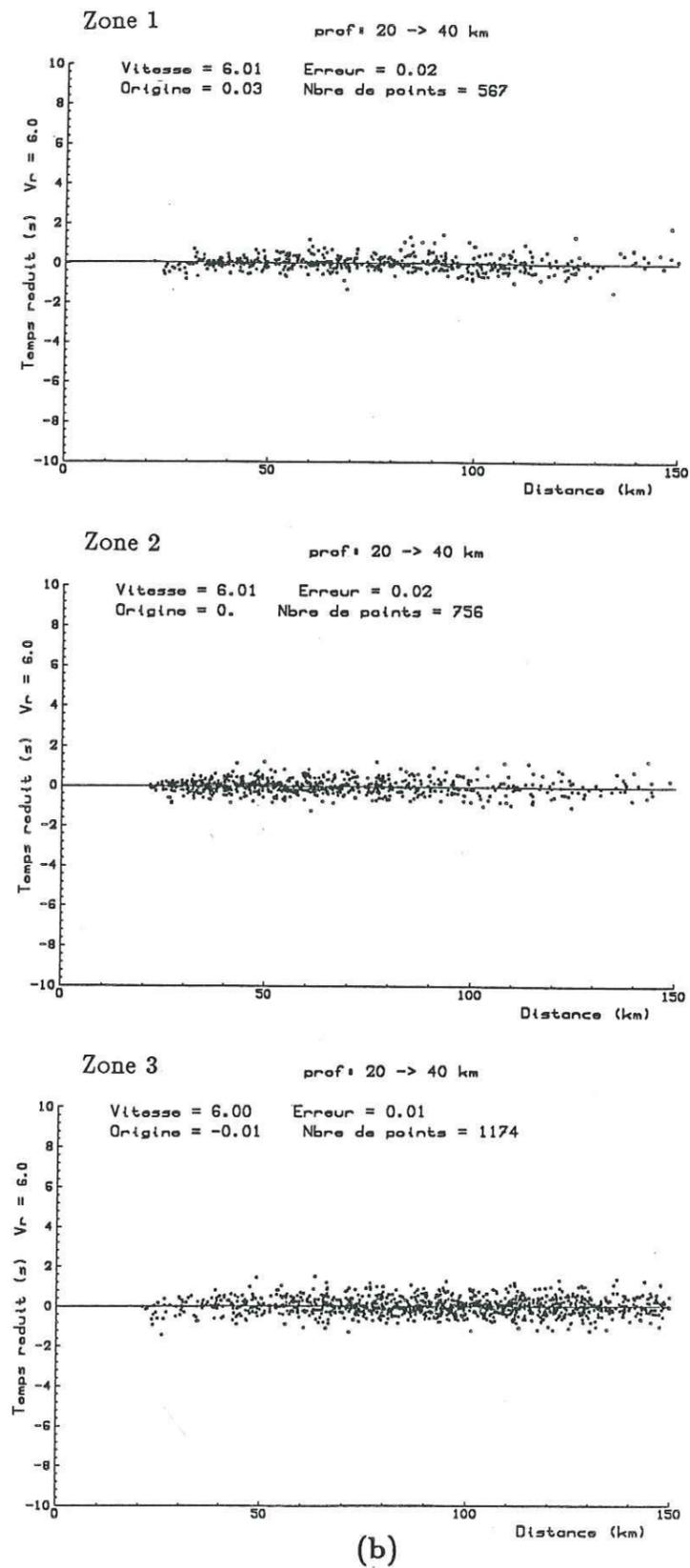


Figure 3-5b : Hodochrones obtenues pour chaque zone, pour des profondeurs de foyer de 20 à 40 km.

km/s est de 6. km/s, remarquons que c'est pour ce même modèle que le minimum de RMS est atteint. Enfin, un autre critère est l'ordonnée à l'origine de cette droite, qui doit théoriquement être nulle. Là encore c'est pour une vitesse de 6 km/s que cette condition est la mieux remplie.

Pour étudier la vitesse de propagation dans la croûte, nous avons donc calculé pour chaque zone les hodochrones correspondant au meilleur modèle précédemment déterminé. Nous avons séparé les séismes en deux classes de profondeur pour observer une éventuelle variation de cette vitesse. Pour les séismes entre 0 et 20 km (Fig. 3-5a), de façon identique pour les trois zones nous avons obtenu une vitesse de 6 km/s. De même pour les séismes situés entre 20 et 40 km de profondeur (Fig. 3-5b). Ces hodochrones n'ont donc pas mis en évidence d'augmentation de la vitesse moyenne en fonction de la profondeur. Pour pouvoir détecter la présence d'une couverture sédimentaire à faible vitesse, il aurait fallu utiliser des séismes très superficiels. Or notre réseau est tel que ces séismes n'ont pas une très bonne précision en profondeur, précision nécessaire pour cette étude.

En conclusion, cette étude a permis de montrer:

Pour les zones 1 et 2, un modèle à 2 couches semble ressortir de l'étude basée sur la minimisation des RMS. Les meilleurs modèles déterminés pour ces zones sont peu différents. Et compte tenu de l'imprécision sur les vitesses et les profondeurs, ils peuvent être considérés comme identiques. Les hodochrones confirment la vitesse de la croûte supérieure, mais pas l'existence d'un interface à 20 km.

Pour la zone 3, la méthode utilisée n'a pas mis en évidence la nécessité d'un interface dans la croûte. Cependant, l'examen détaillé des résidus montre que le modèle homogène n'est pas satisfaisant. En effet, nous avons remarqué d'importants résidus négatifs pour les stations les plus proches et d'aussi importants mais positifs pour les stations plus éloignées (environ 150 km pour une profondeur de foyer situé entre 0 et 10 km). Rappelons que les temps d'arrivée de ces dernières n'ont pas été prises en compte dans ces localisations.

2-2-4 Interface croûte-manteau.

Dans cette étude les localisations ont été faites en pondérant les lectures entre 150 et 400 km (voir § 2-2-3). Nous avons localisé les séismes des différentes zones avec; pour la croûte les meilleurs modèles déterminés précédemment, et en faisant varier vitesse et profondeur du demi-espace. Les valeurs de RMS moyen que nous avons calculé ici ne sont pas comparables à celles de l'étude précédente

Zone 1	Profondeur de l'interface (km)				
	30.	35.	40.	45.	50.
Vitesse du demi-espace (km/s)					
7.	0.253	0.251	0.252	0.252	0.253
7.5	0.255	0.253	0.251	0.252	0.255
8.	0.262	0.258	0.251	0.252	0.263
8.5		0.260	0.253	0.253	0.265

Table 3-6a

Zone 2	Profondeur de l'interface (km)				
	30.	35.	40.	45.	50.
Vitesse du demi-espace (km/s)					
7.	0.273	0.272	0.273	0.280	0.283
7.5	0.277	0.273	0.272	0.274	0.278
8.	0.286	0.274	0.271	0.273	0.275
8.5		0.282	0.275	0.275	0.277

Table 3-6b

Zone 3	Profondeur de l'interface (km)				
	30.	35.	40.	45.	50.
Vitesse du demi-espace (km/s)					
7.5	0.374	0.364	0.364	0.372	
8.	0.380	0.373	0.364	0.350	0.362
8.5		0.37	0.365	0.360	0.372

Table 3-6c

puisque l'ensemble des données utilisées dans la localisation n'est pas le même. Enfin, nous avons tracé les hodochrones correspondantes afin d'étudier particulièrement les ondes réfractées.

-Minimisation des résidus (table 3-6a, b et c).

Zone 1: Nous avons utilisé le modèle suivant: 5.9 km/s de 0 à 15 km, 6.3km/s pour la deuxième couche, puis fait varier la vitesse et la profondeur du demi-espace. Les résultats montrent un minimum pour une vitesse de 8. km/s et une profondeur de 40 km.

Zone 2: Le même procédé a été entamé avec comme modèle de croûte: 5.9 km/s de 0 à 20 km, et 6.4 km/s pour la deuxième couche. Le modèle minimisant les RMS est identique à celui de la zone 1.

Zone 3: Pour cette région, une interface à 45 km et une vitesse de 8 km/s sont mises en évidence. L'utilisation des ondes réfractées fait disparaître les importants résidus observés avec le modèle homogène. Ceci s'explique bien lorsque l'on examine la répartition de ces séismes par rapport au réseau, nombre d'entre eux sont en effet contraints par des lectures lointaines et donc réfractées.

Les mêmes remarques que précédemment sont à faire au sujet de la précision sur les paramètres recherchés. Ces vitesses et profondeurs ne sont pas sensées représenter la vraie structure, mais le modèle le plus adapté.

-Hodochrones.

Pour estimer les vitesses d'ondes réfractées, les hodochrones ne doivent plus être tracées en fonction de la distance parcourue par le rai mais en fonction de la distance épacentrale. Ceci a pour effet d'introduire une courbure dans la partie concernant l'onde directe. Cet effet est clairement établi par les hodochrones théoriques des modèles utilisés pour les localisations (Fig. 3-6). Il est alors impossible de procéder, pour ces arrivées, à une régression linéaire.

Dans un premier temps, nous avons calculé les hodochrones théoriques pour plusieurs modèles de vitesse. Ces courbes ont été tracées pour différentes profondeurs de foyer.

-Interface croûte supérieure-croûte inférieure.

Nous avons vu que les hodochrones tracées à l'aide des ondes directes (§ 2-2-3), pour des profondeurs supérieures à 20 km n'indiquaient pas de vitesse moyenne plus élevée que pour celles déduites des séismes très superficiels.

L'existence d'un réfracteur aurait pu être montrée à l'aide des ondes réfractées. Les Figures 3-6 représentent les hodochrones théoriques pour deux

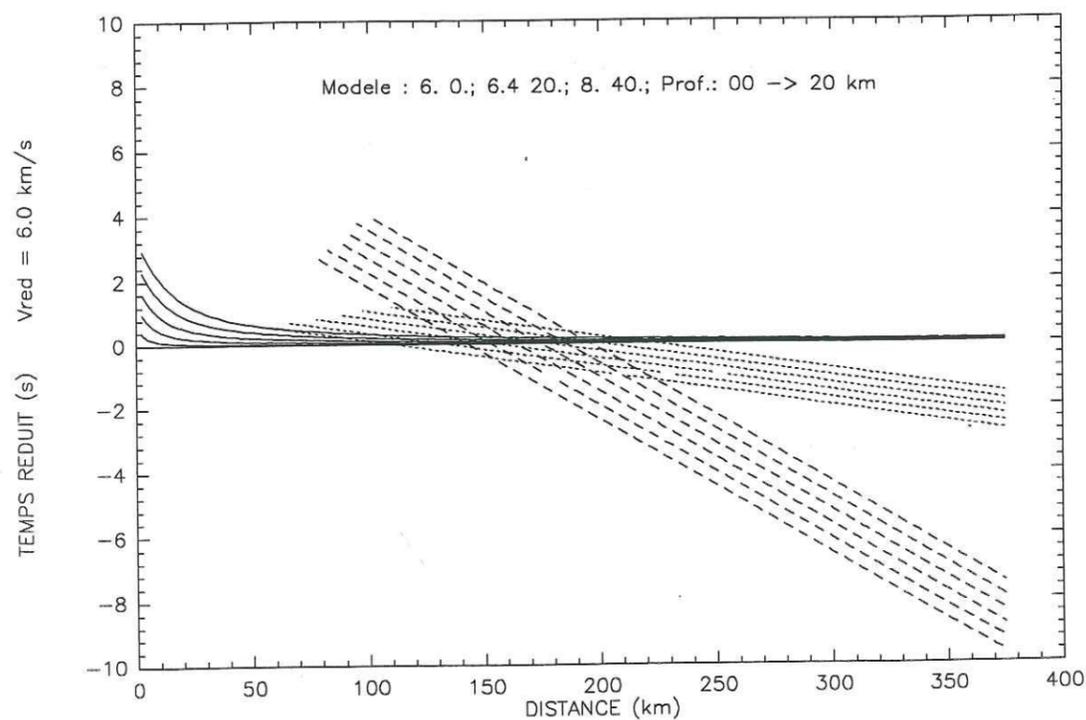
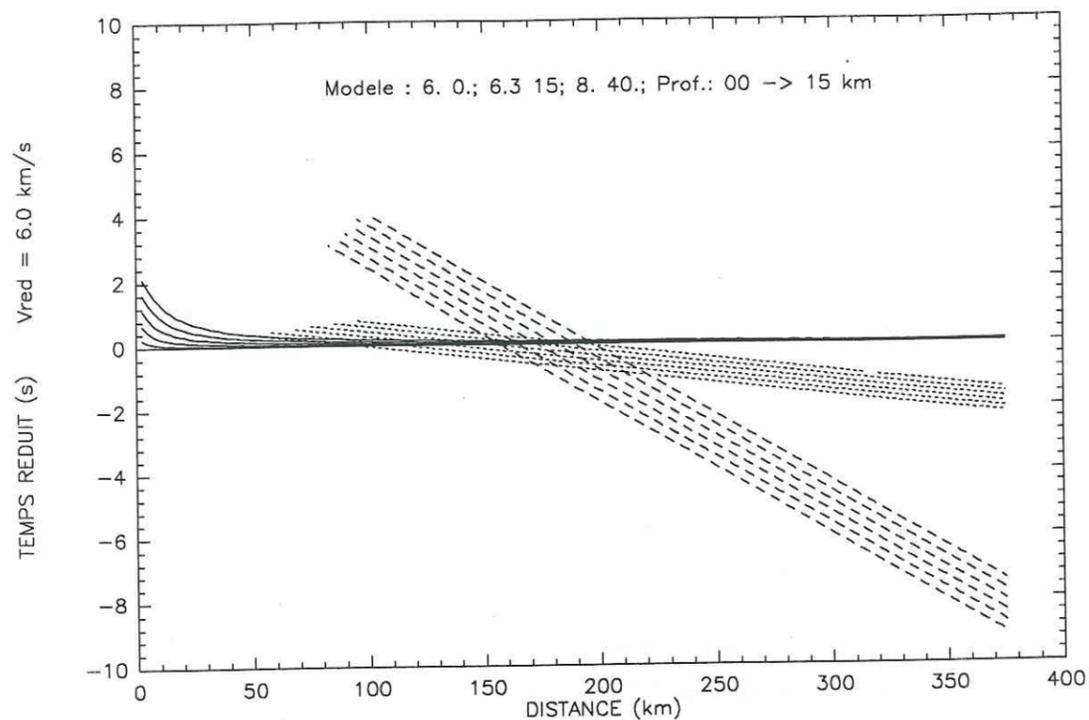


Figure 3-6 : Hodochrones théoriques des deux meilleurs modèles de vitesse.

positions de cette interface. Les ondes qui y sont réfractées (trait pointillé) sont en première arrivée lorsque la profondeur du foyer est voisine du réflecteur. Cependant, les distances épicentrales auxquelles nous pourrions observer ces arrivées, sont comprises dans un intervalle très étroit. Au mieux entre 110 et 150 km, pour un modèle avec l'interface à 15 km (Fig. 3-6).

Zone 1 et 2 (Fig. 3-7):

Nous avons regroupé les données des zones 1 et 2 afin de disposer de plus de temps d'arrivée. Ceci est justifié par la similitude des modèles de croûte déterminés pour ces deux régions. Nous avons ensuite fait tracer les hodochrones pour les séismes ayant une profondeur entre 15 et 20 km, profondeurs auxquelles les ondes réfractées sur ce réflecteur peuvent apparaître en première arrivée. La régression linéaire effectuée entre 90 et 150 km indique une vitesse de 6.3 km. Cependant, cette pente pourrait être également interprétée comme résultant de la courbure des ondes directes (Fig. 3-6).

Zone 3:

L'étude faite pour les séismes de la zone 3 donne des résultats tout à fait similaires à ceux des deux régions précédentes.

L'examen des ondes réfractées ne nous permet donc pas de trancher définitivement sur la présence d'une telle interface.

-Interface croûte-manteau.

Les courbes théoriques montrent bien l'évolution de la distance de brisure en fonction de la profondeur (Fig. 3-6). Il est donc nécessaire de prodéder à nouveau à des études séparées, sous peine de mélanger à une distance épicentrale donnée, ondes directes et ondes réfractées.

Sur les courbes expérimentales, la brisure est bien nette. Nous avons donc estimé les vitesses correspondantes en positionnant la distance de brisure au delà des premières arrivées théoriques des ondes directes.

Pour les zones 1 et 2, la vitesse obtenue avec les séismes superficiels est de 8.2 km/s, alors qu'elle est de 8. km/s pour les profondeurs supérieures à 20 km (Fig. 3-8a,b).

Pour la zone 3, nous avons calculé des vitesses de 7.8 km/s pour les superficiels, et de 8. km/s pour les plus profonds (Fig. 3-9a, b).

La détermination de la profondeur de cette interface est liée à l'éventuelle présence du réflecteur intermédiaire, ainsi qu'au choix de la distance de brisure. Ne disposant pas de ces résultats avec la précision nécessaire, nous n'avons pas calculé ce paramètre.

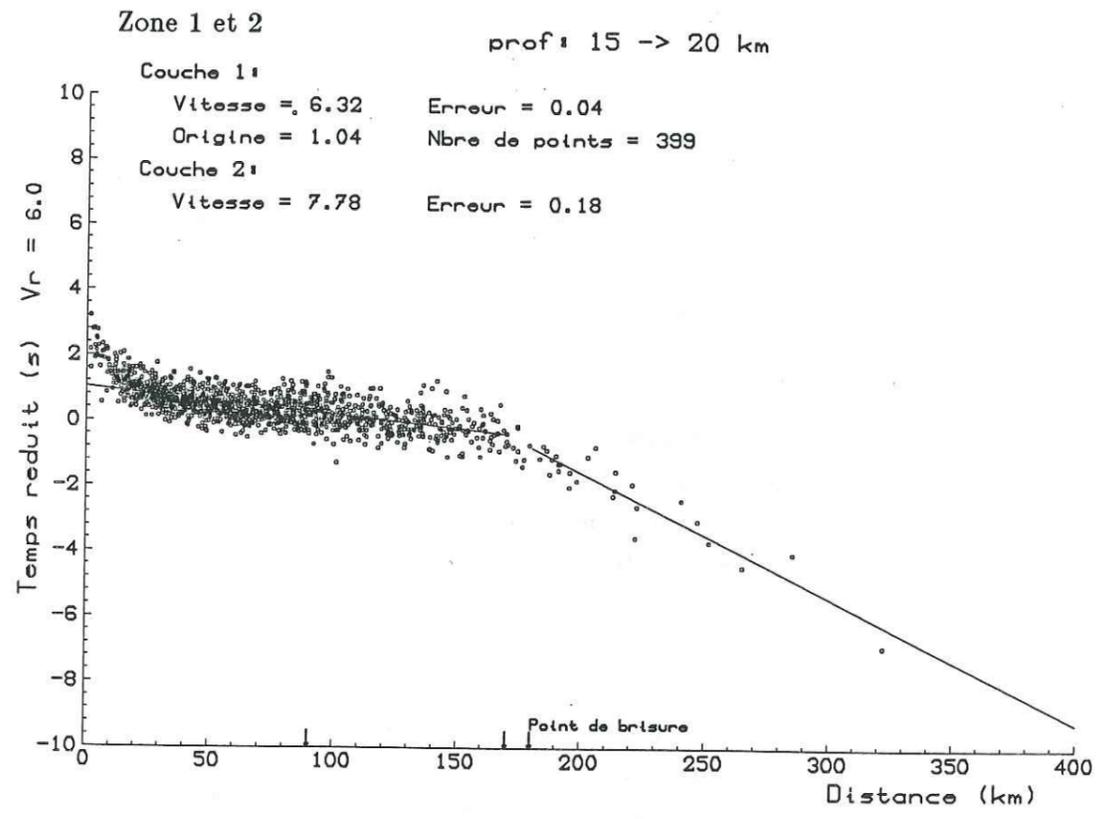


Figure 3-7 : Hodochrones pour des profondeurs de foyers de 15 à 20 km. (zone 1 et 2).

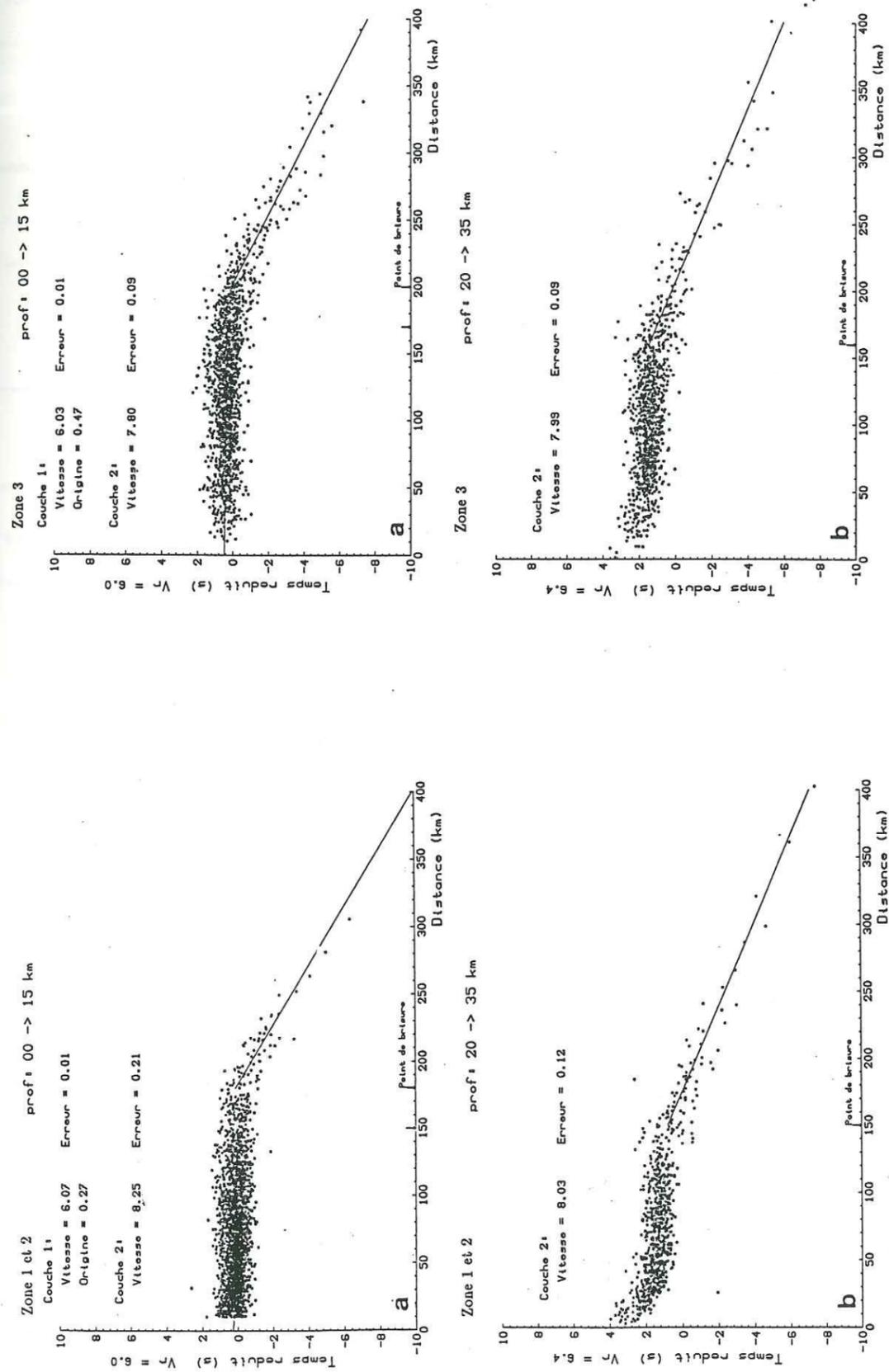


Figure 3-8 : Hodochrones des séismes des zones 1 et 2, pour des profondeurs de foyer de 0 à 15 km, et de 20 à 35 km.

Figure 3-9 : Hodochrones des séismes de la zone 3, pour des profondeurs de foyer de 0 à 15 km, et de 20 à 35 km.

2-2-5 Conclusion.

Les résultats obtenus dans cette étude nous ont permis de déterminer pour chaque zone (table 3-7a et b) quel modèle explique le mieux nos données. Les structures que nous avons obtenu avec la méthode de minimisation des RMS ont été vérifiées par le calcul d'hodochrones. En ce qui concerne les zones 1 et 2, les modèles les plus adaptés mènent à des résultats identiques (modèle 1 et 2). Pour la troisième zone (modèle 3), le modèle choisi diffère légèrement des précédents par l'absence d'un interface dans la croûte. Remarquons que ces modèles sont en accord avec celui utilisé par Makris (1978) (modèle 5). De même, sur la position de l'interface croûte-manteau à 40 km, et la vitesse des ondes réfractées de 8 km/s.

3 Précision des localisations.

3-1 Méthodologie.

La précision des localisations est fonction de paramètres géométriques et statistiques. Les paramètres géométriques sont: la lacune azimutale du séisme (GAP), qui traduit si l'hypocentre se trouve ou non à l'intérieur du réseau et le rapport de la distance épacentrale de la station la plus proche sur la profondeur du séisme, ce rapport étant directement lié au maillage du réseau. Parmi les paramètres statistiques, nous disposons du RMS, du nombre de lectures utilisées et des valeurs ERZ, ERH.

Pour évaluer la précision des localisations en fonction de ces paramètres, une démarche possible est de procéder à des tests à partir de données synthétiques. On peut alors brouter ces données pour simuler les erreurs sur les lectures et les positions des stations. Chatelain (1978) et Grange (1983) ont ainsi déterminé des critères de sélection liés à la précision souhaitée. Ces critères étaient évidemment propres au réseau et aux données utilisées, ils concernaient le nombre minimal de lectures, la distance de la station la plus proche et le RMS.

Dans cette étude sismotectonique, notre objectif principal est de relier la sismicité au contexte géodynamique et structural de cette région. Pour atteindre ce but nous avons donc besoin d'une localisation absolue. Hatzfeld et al. (1987) pensent que ces localisations sont précises lorsqu'elles varient peu entre différents modèles de vitesse plausibles. Par modèles plausibles, nous entendons les modèles qui ont présenté les meilleurs résultats lors de l'étude précédente ainsi que ceux des études antérieures (table 3-7).

Cette méthode a été utilisée par Christodoulou (1986), qui a également étudié les variations de la position hypocentrale entre les différents modèles, en

Modèle 1		Modèle 2		Modèle 3	
vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)
5.9	0.	5.8	0.	6.0	0.
6.3	15.	6.0	10.	8.0	45.
8.0	40.	6.4	20.		
		8.0	40.		
Modèle 4		Modèle 5			
vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)		
5.9	0.	5.5	0.		
6.6	25.	$\nabla_z v = 0.04$ km/s/km			
8.0	40.	7.1	40.		
		7.8	45.		

Table 3-7a : Modèles utilisés pour les séismes superficiels.

Modèle 6		Modèle 7		Modèle 8	
vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)
5.9	0.	5.9	0.	5.5	0.
6.3	15.	6.4	20.	$\nabla_z v = 0.04$ km/s/km	
8.0	40.	8.0	40.	7.1	40.
8.05	50.	8.05	50.	7.8	45.
8.11	100.	8.1	60.	8.4	60.
8.2	150.	8.2	100.		
8.3	200.	8.3	150.		

Table 3-7b : Modèles utilisés pour les séismes intermédiaires.

fonction de ERZ, ERH, et RMS. Il ressort qu'un RMS plus élevé que la moyenne n'est pas directement interprétable comme signe de mauvaise localisation, en effet le calcul de celui-ci est directement lié au nombre de lectures utilisées; ainsi lorsque le nombre de lectures augmente, le RMS augmentera sensiblement. Inversement, les RMS de séismes localisés avec peu de lectures (< 7) seront très faibles alors que leurs localisations ne seront pas fiables. Enfin, l'auteur a vérifié que les erreurs ERZ et ERH ne sont pas comparables aux véritables incertitudes sur la localisation.

3-2 Méthode utilisée.

Nous avons donc sélectionné les localisations qui ont présenté des variations épicyclales et hypocentrales inférieures à la précision souhaitée. Enfin, nous ne considérerons que les séismes localisés avec au moins 7 lectures d'arrivées d'ondes P et au moins une arrivée d'onde S . Une dernière remarque concerne les événements ayant eu lieu entre le 29 juin et le 8 juillet, pour ces derniers la lecture des corrections horaire de certaines stations est fortement suspecte. N'ayant pu dans le cadre de ce travail, relire les sismogrammes, nous n'avons retenu parmi ces séismes que ceux localisés avec au moins 10 lectures et présentant un RMS inférieur à 0.4. Ceci élimine 47 événements.

3-3 Influence des hétérogénéités structurales sur les localisations : le programme de localisation HYPOINVERSE.

Le programme de localisation HYPOINVERSE (Klein, 1978) permet de tenir compte partiellement des variations structurales de la région étudiée. Il est possible de fournir au logiciel 3 modèles de vitesse différents, pour chaque station on précise alors le modèle utilisé dans le calcul du temps de parcours des ondes.

Dans notre cas, nous avons utilisé cette procédure en affectant aux stations situées dans les îles ioniennes une épaisseur crustale moindre que celle déterminée pour le Péloponnèse central (30 km au lieu de 40 km, voir chap. prec.). Nous avons ensuite comparé ces localisations avec celles obtenues avec un même modèle de vitesse pour toutes les stations.

L'éventualité de résidus systématiquement plus faibles pour les stations des îles dans le premier de ces deux cas, nous aurait alors indiqué une correction à apporter à ces stations.

Précisons que les localisations utilisant un même modèle de vitesse pour toutes les stations ont également été déterminées avec le programme HYPOINVERSE, car la comparaison entre HYPO71 et HYPOINVERSE est rendue problématique par les différences de procédures utilisées pour la résolution du système linéaire et notamment en ce qui concerne les pondérations des temps

d'arrivée et des critères de convergence.

3-4 Résultats.

Nous avons appliqué la méthode choisie en séparant les séismes selon trois groupes. Tout d'abord nous avons distingué les séismes intermédiaires ($Z \geq 35$ km) des superficiels. Ces tremblements de Terre sont en effet particulièrement importants pour leurs implications sur le contexte géodynamique actuel. D'autre part, les différences entre les modèles, avec lesquels nous avons évalué les variations d'hypocentre de ces séismes intermédiaires portent essentiellement sur la vitesse dans le manteau.

Les séismes superficiels ont été séparé ainsi : l'ensemble des séismes du Péloponnèse et du Golfe de Corinthe et les séismes du fossé égéen. Le regroupement des zones 1 et 2 est justifié par la similitude des modèles de vitesse déterminés précédemment. Pour la raison inverse, la zone 3 est à nouveau distinguée.

Nous résumons sur la table 3-8 les résultats de cette sélection. Pour chaque zone, nous avons précisé les modèles de vitesse utilisés pour localiser les séismes et calculer les variations hypocentrales (les numéros se réfèrent à la table 3-7). Nous avons ensuite déterminé les événements sélectionnés selon deux critères de précision: Δz et $\Delta h \leq 5$ km, et Δz et $\Delta h \leq 10$ km, enfin nous n'avons retenu que les séismes localisés avec au moins 8 lectures d'arrivées d'ondes P et au moins une arrivée d'onde S .

Pour les séismes localisés à 5 km près, nous avons étudié à l'aide d'HYPOINVERSE l'influence d'une croûte plus mince à l'ouest du Péloponnèse. La comparaison des localisations entre les deux différentes structures n'a pas mis en évidence de résidus systématiques pour les stations insulaires, ni d'amélioration du RMS, les variations hypocentrales étant également très faibles.

En conclusion, sur les 1070 séismes localisés originellement 466 ont selon notre démarche une précision de 5 km avec un RMS moyen de 0.259, et 699 séismes qui ont une précision de 10 km avec un RMS moyen de 0.279. Il faut remarquer que plus de 50 % des événements situés dans le Péloponnèse passent le critère le plus sévère alors que seulement 20 % des séismes de l'arc égéen sont sélectionnés. Ceci s'explique par la mauvaise couverture azimutale de ces derniers, qui introduit une incertitude plus élevée sur les hypocentres. Notons également la grande proportion de séismes intermédiaires qui sont bien localisés, la raison cette fois-ci provient de l'intérêt particulier que nous avons porté sur ces séismes, vu l'importance de leurs

localisations sur la sismotectonique de cette région. Pour chacun de ces événements, nous avons étudié en détail leurs localisations, en relisant les temps d'arrivée et en ajoutant les données des stations sismologiques du réseau permanent Grec, augmentant ainsi la couverture azimutale de la plupart. Pour cette raison une grande partie d'entre eux se trouve localisés à moins de 5 km près.

Région	Modèle	Critères	Nombre de séismes
Péloponnèse Golfe de Corinthe 693 séismes	1,2,4,5	$\Delta h \leq 5 \text{ km}, \Delta z \leq 5 \text{ km}$	366
		$\Delta h \leq 10 \text{ km}, \Delta z \leq 10 \text{ km}$	511
Arc égéen occidental 328 séismes	3,4,5	$\Delta h \leq 5 \text{ km}, \Delta z \leq 5 \text{ km}$	65
		$\Delta h \leq 10 \text{ km}, \Delta z \leq 10 \text{ km}$	146
Séismes intermédiaires 49 séismes	6,7,8	$\Delta h \leq 5 \text{ km}, \Delta z \leq 5 \text{ km}$	35
		$\Delta h \leq 10 \text{ km}, \Delta z \leq 10 \text{ km}$	42

Table 3-8

IV REPARTITION SPATIALE DE LA SISMICITE

1 Une vue d'ensemble.

Les résultats du chapitre précédent nous permettent de considérer les localisations hypocentrales en deux groupes, selon la précision et la fiabilité de celles-ci. Les 699 séismes localisés à 10 km près serviront de base de données, base dans laquelle nous préciserons ceux localisés à 5 km près.

Nous présentons sur la Figure 4-1 la répartition épacentrale des séismes retenus, les séismes les mieux localisés étant figurés avec des symboles pleins. (Nous garderons cette convention pour toute cette partie).

Cette vue d'ensemble ne montre pas de différence notable avec la première carte de sismicité (Fig. 3-1). Nous retrouvons les mêmes caractéristiques.

La répartition en profondeur garde elle aussi les mêmes particularités générales. Ceci apparaît bien sur l'histogramme établi à partir des séismes les mieux localisés (Fig. 4-2a). L'essentiel de la sismicité (95%) est concentré entre 0 et 30 km, avec la plus forte densité entre 10 et 15 km.

2 Sismicité superficielle.

Les études antérieures (p.e. Leydecker, 1975) ont déjà montré que l'essentiel

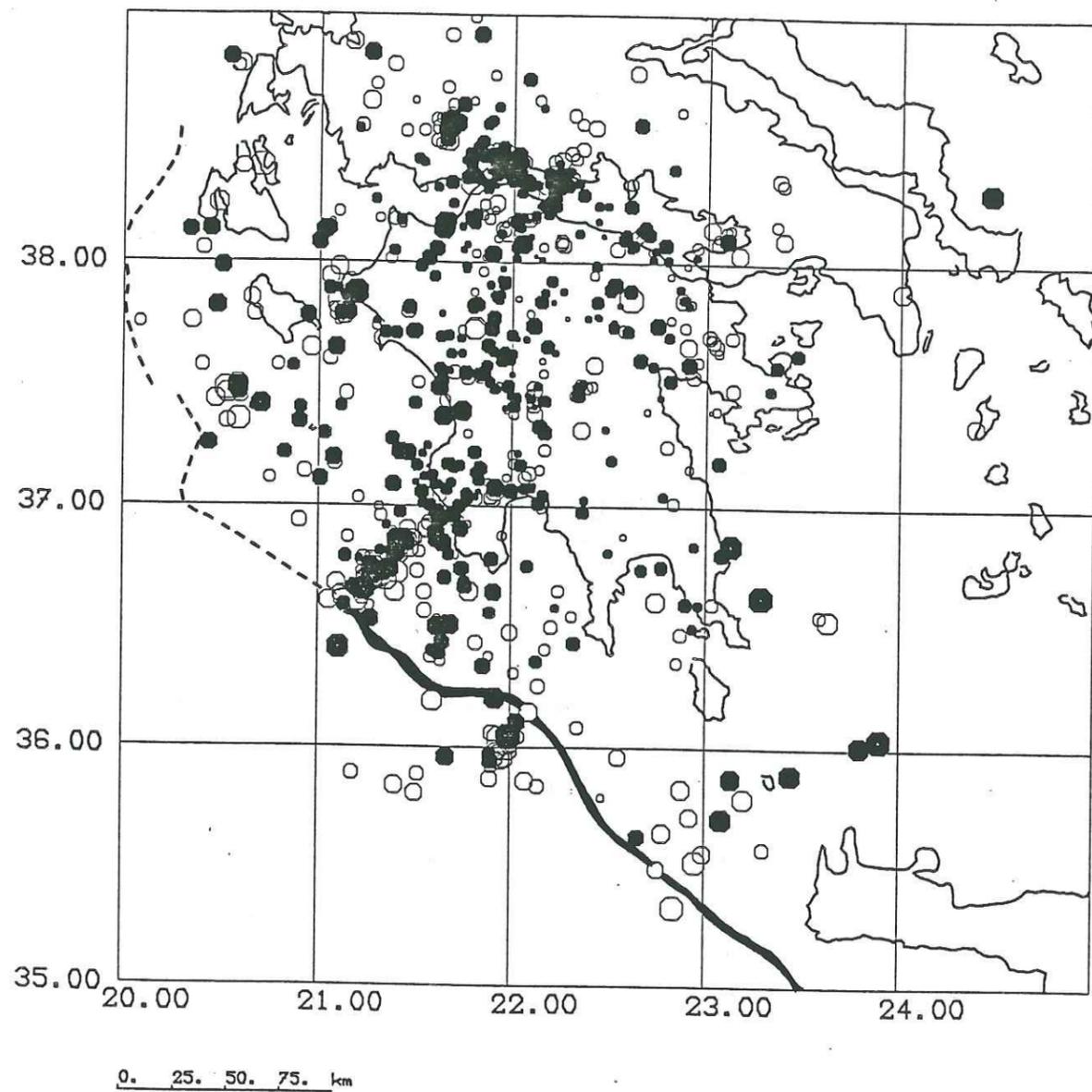


Figure 4-1 : Carte de sismicité des séismes localisés à 10 km près, les ronds pleins représentent ceux localisés à 5 km près. (Nous garderons cette convention pour toutes les Figures).

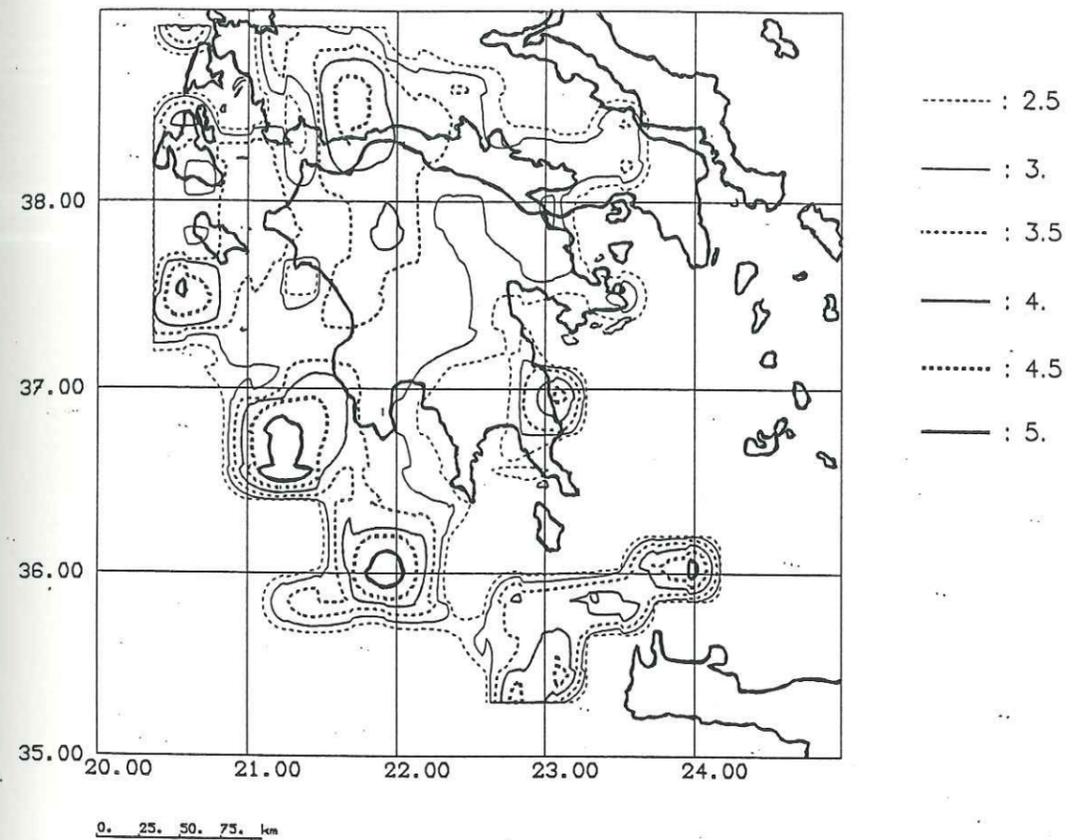


Figure 4-2b : Logarithme de l'énergie sismique libérée durant l'expérimentation.

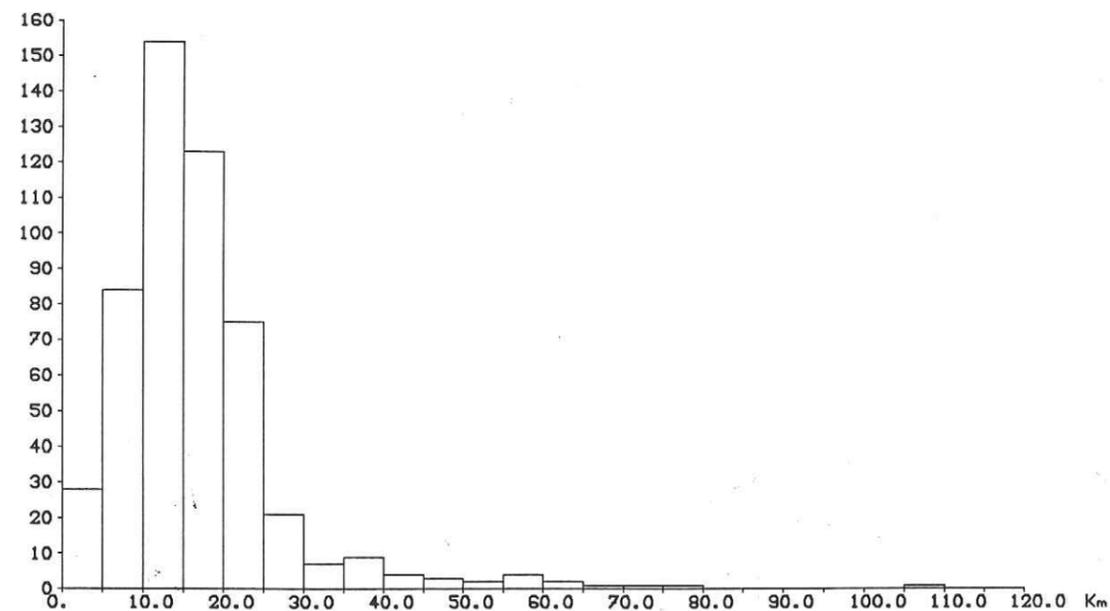


Figure 4-2a: Histogramme des profondeurs de foyer des séismes localisés à 5 km près.

de l'activité sismique du Péloponnèse est superficielle. Une autre particularité que nous retrouvons dans notre étude est la très faible sismicité de la Laconie, au Sud-est du Péloponnèse.

Nous présentons sur les Figures 4-3a et b les cartes de sismicité, pour des profondeurs de foyer situés entre 0 et 20 km et entre 20 et 40 km.

On remarque ainsi que la sismicité entre 0 et 20 km englobe la quasi-totalité des séismes du Golfe de Corinthe et des séismes situés à l'est du méridien 22° dans le Péloponnèse; sont également inclus dans cette tranche de profondeur la majorité des séismes du Péloponnèse central et de l'essaim S-W. Les séismes entre 20 km et 40 km sont regroupés dans la partie occidentale du Péloponnèse, notamment le petit essaim proche de Céphalonie et la terminaison côtière de l'alignement S-W.

La magnitude des séismes superficiels nous permet d'établir une carte de l'énergie libérée par l'activité sismique (Fig. 4-2b). Pour construire cette carte isovaleur, nous avons utilisé la méthode dite 'Moving Block Method' mise au point par Bath (1982a, 1982b). L'énergie libérée par un séisme est estimée par la relation :

$$\log E = 12.3 + 1.27 M_l \text{ (Bath, 1982a)}$$

Nous avons considéré des blocs de 40 km de côté et de 40 km de profondeur. On affecte au centre de chaque bloc la somme des énergies sismiques correspondant à tous les séismes localisés à l'intérieur du bloc considéré. On détermine ensuite l'énergie sismique de tout le domaine en déplaçant le bloc par demi-côté, ce recouvrement a pour effet de lisser les variations de l'énergie.

Il ressort que le maximum de l'énergie a été libéré le long de l'arc égéen occidental ($\log E_{\max} \approx 5$), ainsi que dans le golfe de Corinthe ($\log E_{\max} \approx 4$). Cette carte est sensiblement différente de la carte de sismicité; notamment pour le Péloponnèse central où sont localisés le plus de séismes, mais où l'énergie libérée est inférieure à celle des essaims de l'arc.

2-1 Péloponnèse

Nous avons établi une coupe perpendiculaire aux limites structurales, en ne considérant que les séismes localisés dans le Péloponnèse (Fig. 4-4a et b).

Il ressort de façon nette que, de la bordure occidentale jusqu'à une limite d'orientation NW-SE à NNW-SSE, passant du Golfe de Messénie au Golfe de Patras, la sismicité est distribuée entre 10 et 40 km. A l'est de cette limite la profondeur maximale des foyers diminue progressivement pour atteindre 15-20 km au centre du Péloponnèse. Plus à l'est la sismicité reste comprise entre 0 et 15-20

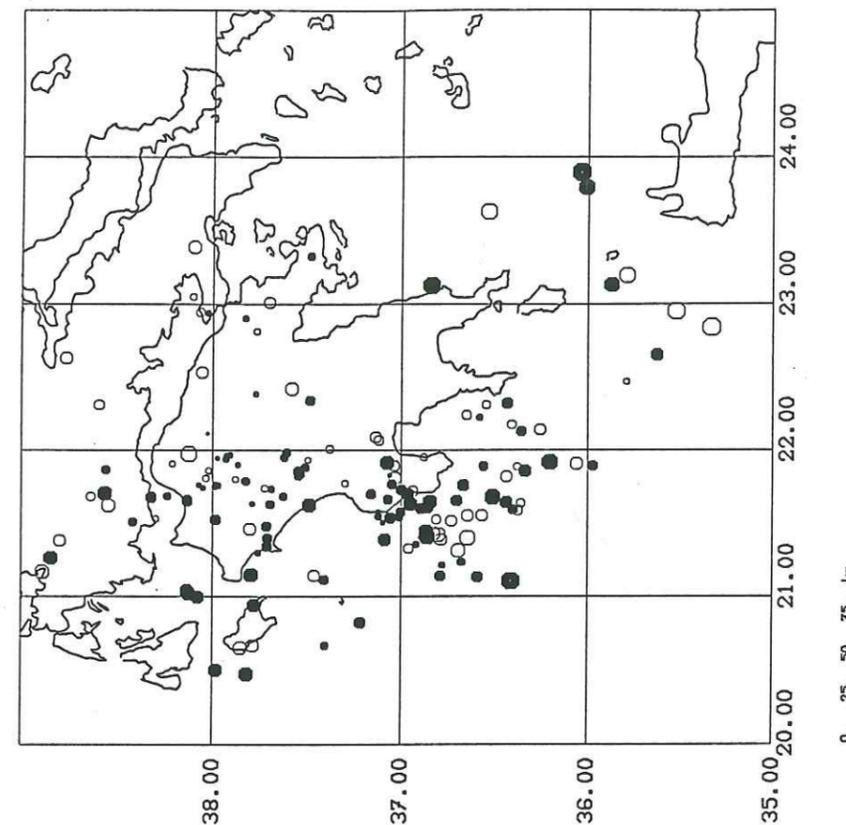


Figure 4-3b : Carte de sismicité des séismes localisés entre 20 et 40 km de profondeur.

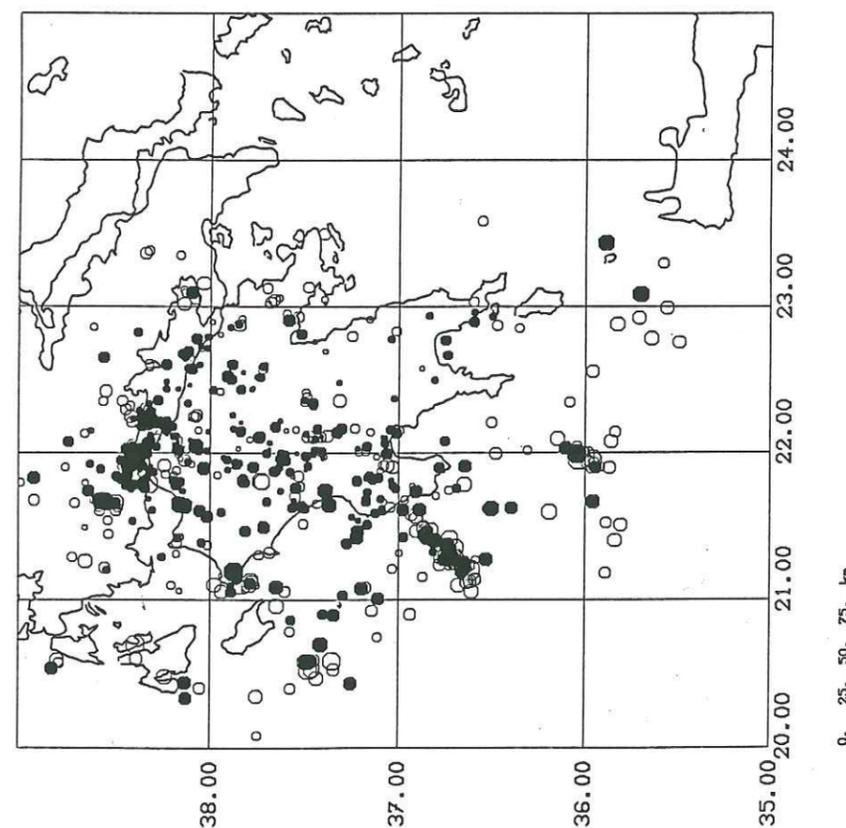


Figure 4-3a : Carte de sismicité des séismes localisés entre 0 et 20 km de profondeur.

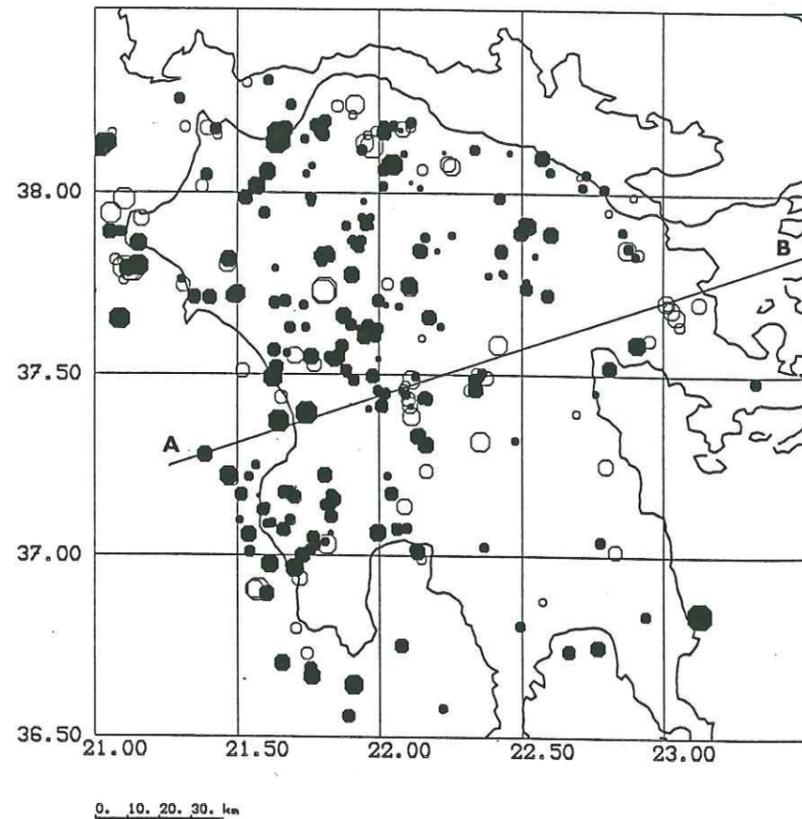


Figure 4-4a : Carte des séismes superficiels dans le Péloponnèse.

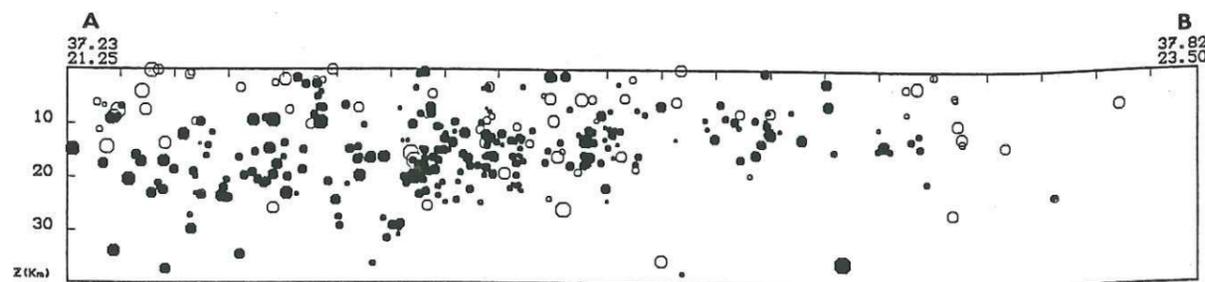


Figure 4-4b : Coupe selon le profil A-B (voir Fig. 4-4a).

km. L'histogramme des profondeurs de ces séismes montre une forme gaussienne centrée vers 15 km (Fig. 4-5).

Il apparaît donc que, dans la partie occidentale, la croûte inférieure est une zone sismique et qu'elle devient progressivement asismique vers l'est.

Nous pouvons interpréter cette distribution de sismicité en terme de variations du champ de contraintes et de variations de la rhéologie de la croûte.

A l'Ouest, la subduction exerce de fortes contraintes horizontales qui sont à l'origine de la tectonique compressive de ces régions. Il est reconnu que ce champ de contrainte affecte le nord-Ouest du Péloponnèse (voir Chap. I), il est donc possible d'y associer la sismicité observée dans la croûte inférieure. Plus à l'est, la disparition de cette sismicité pourrait donc signifier une diminution progressive de la contrainte différentielle dans la croûte inférieure de la partie occidentale.

D'un point de vue rhéologique, la répartition spatiale des séismes peut indiquer qu'à l'est du Péloponnèse la déformation ductile est prépondérante en dessous de 20 km. L'amincissement de la croûte dans ces régions, qui impliquerait un gradient géothermique plus élevé, est un argument pour cette hypothèse. Cet amincissement est notamment montré par l'anomalie de Bouguer qui est largement négative (< -50 mgal) dans le quart nord-est du Péloponnèse, et devient positive à l'est en prenant une orientation NNW-SSE parallèle aux limites structurales (Fig. 1-17a et b); la carte de la profondeur du Moho, basée sur des données gravimétriques et sismiques rend bien compte de la diminution de la profondeur du manteau supérieur (Makris, 1976).

Sur un plan structural, la distribution des épicentres dans le Péloponnèse (Fig. 4-1) montre une forte densité de séismes autour du méridien 22° selon une orientation N-S, et donc parallèlement aux limites structurales comme, par exemple, le front de chevauchement de la zone du Pinde sur celle du Gavrovo (Fig. 1-3). Cependant la coupe de sismicité (Fig 4-4b) ne fait pas ressortir d'alignement bien défini, de plus le manque de précision sur la position spatiale de ces accidents antémiocènes empêche toute comparaison fiable. Nous ne pouvons donc associer la sismicité du Péloponnèse central à une limite structurale.

2-2 Fossé Occidental

La sismicité enregistrée au large des îles ioniennes et de la côte Ouest est localisée le long de la fosse de subduction. Peu de séismes sont bien contraints en profondeur car ils sont situés à l'extérieur du réseau, la précision épacentrale est toutefois satisfaisante car la majorité de ces séismes sont localisés avec plus de 15 temps d'arrivée. Deux essais se distinguent nettement :

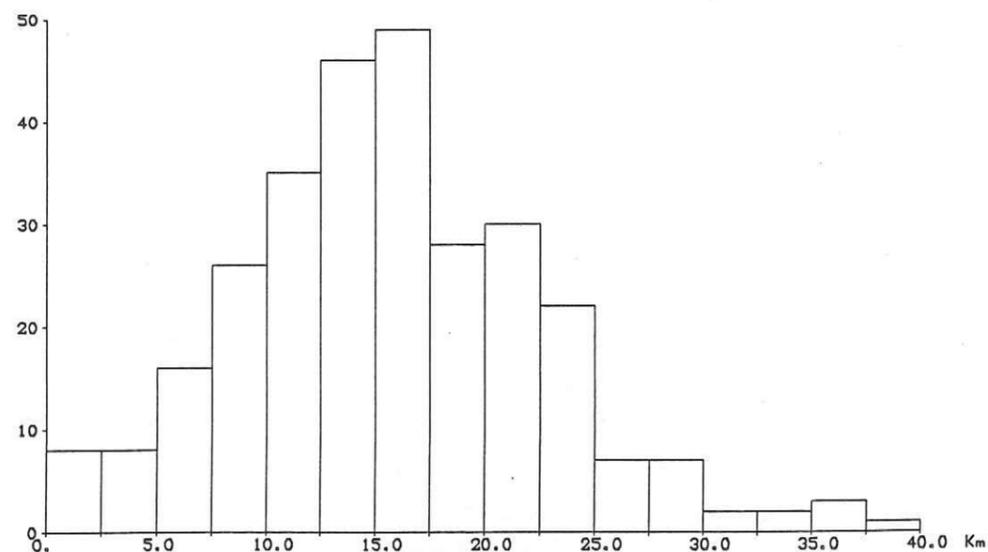


Figure 4-4c : Histogramme des profondeurs des séismes superficiels localisés dans le Péloponnèse.

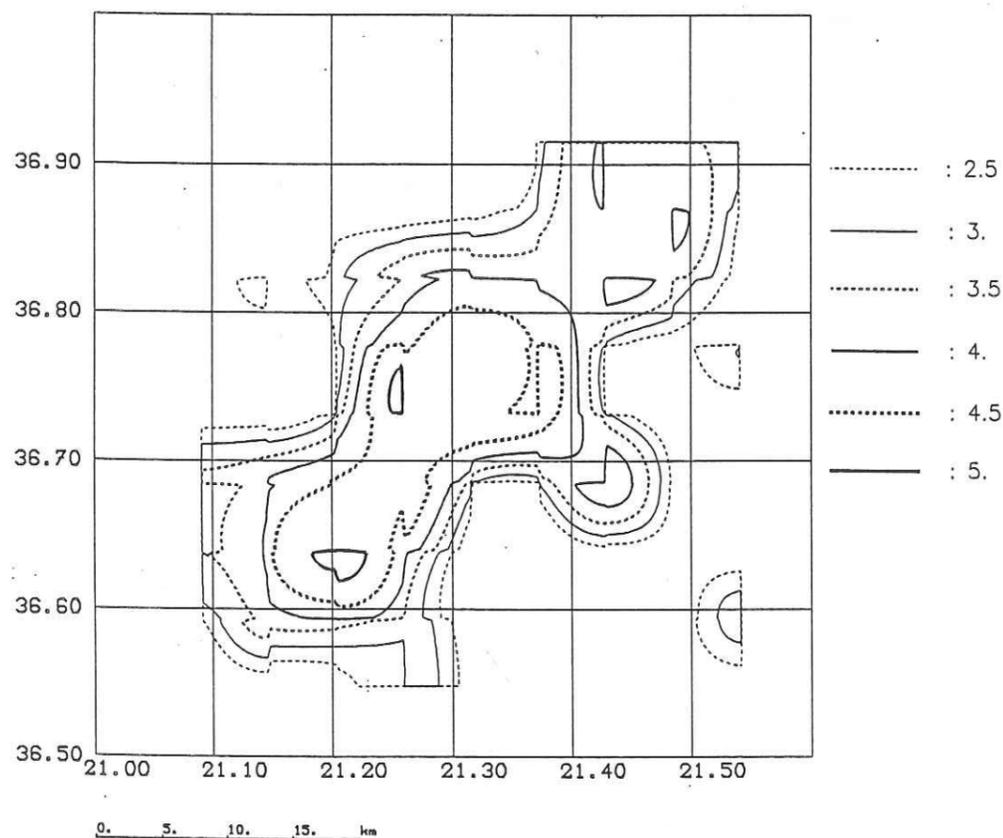


Figure 4-5 : Logarithme de l'énergie sismique libérée par l'essai Sud-Ouest.

- Un premier groupe est formé d'environ 70 séismes, qui s'alignent dans une direction NE-SW, plus de la moitié étant de magnitude 3 à 4 et 5 d'entre eux de 4 à 4.7.

Cet essaim long de près de 50 km a son extrémité Ouest qui coïncide avec le fossé Nord-Matapan (Le Quellec et al., 1979), lequel fossé est considéré par Lybérís (1984) comme la limite entre deux régimes tectoniques différents (voir chap. 1) (Fig. 4-1). Connaissant l'incertitude sur le modèle de vitesse adéquat pour cette région (voir le chap. préc.), nous avons localisés ces séismes selon de nombreux modèles de croûte homogènes et à plusieurs couches (voir V-3-3). Ces différents essais ont confirmé la stabilité des localisations épicentrales des séismes retenus dans cette étude, et donc la géométrie linéaire de cet essaim.

Afin de confirmer si la sismicité est représentative d'une déformation étendue sur plusieurs dizaine de kilomètres, nous avons établi la carte de l'énergie libérée. En effet, si cette énergie est libérée de façon plus ponctuelle que la sismicité, pouvons penser que la forme linéaire de cet essaim n'est causée que par la dispersion de la localisation des séismes. La carte isovaleur est établie, à partir de blocs de 10 km de côté, avec les séismes localisés à 5 km près. La carte (Fig. 4-5) montre deux zones distinctes où l'énergie libérée est maximale, celles-ci correspondent aux localisations des 5 séismes de plus forte magnitude. Les autres courbes de niveau définissent une zone dont la géométrie est identique à celle décrite par la sismicité, ceci renforce donc l'hypothèse d'un accident long d'au moins 30 km.

- Le deuxième groupe est constitué d'une trentaine de séismes très regroupés, dont deux sont de magnitude 4.7 et 4.2. Ces séismes sont localisés sur les monts Matapan (Le Quellec et al., 1979), qui surplombent la prolongation du fossé Matapan à l'endroit où celui-ci prend une direction N80, qui relaie la direction N140 observée au nord et au Sud de ces reliefs. Cet essaim se situe donc en un endroit très particulier mais, une nouvelle fois, les mécanismes aux foyers seront indispensables pour conclure sur la tectonique actuelle de cette structure, qui a par ailleurs été l'objet d'une étude détaillée du programme HEAT (Le Pichon et al., 1982).

2-3 Golfe de Corinthe et îles ioniennes.

La sismicité enregistrée dans cette région est répartie de part et d'autre du seuil reliant le Golfe de Corinthe et le Golfe de Patras (Fig. 4-6). Comme le montrent les Figures 4-3a et b, ces séismes sont localisés entre 0 et 20 km de

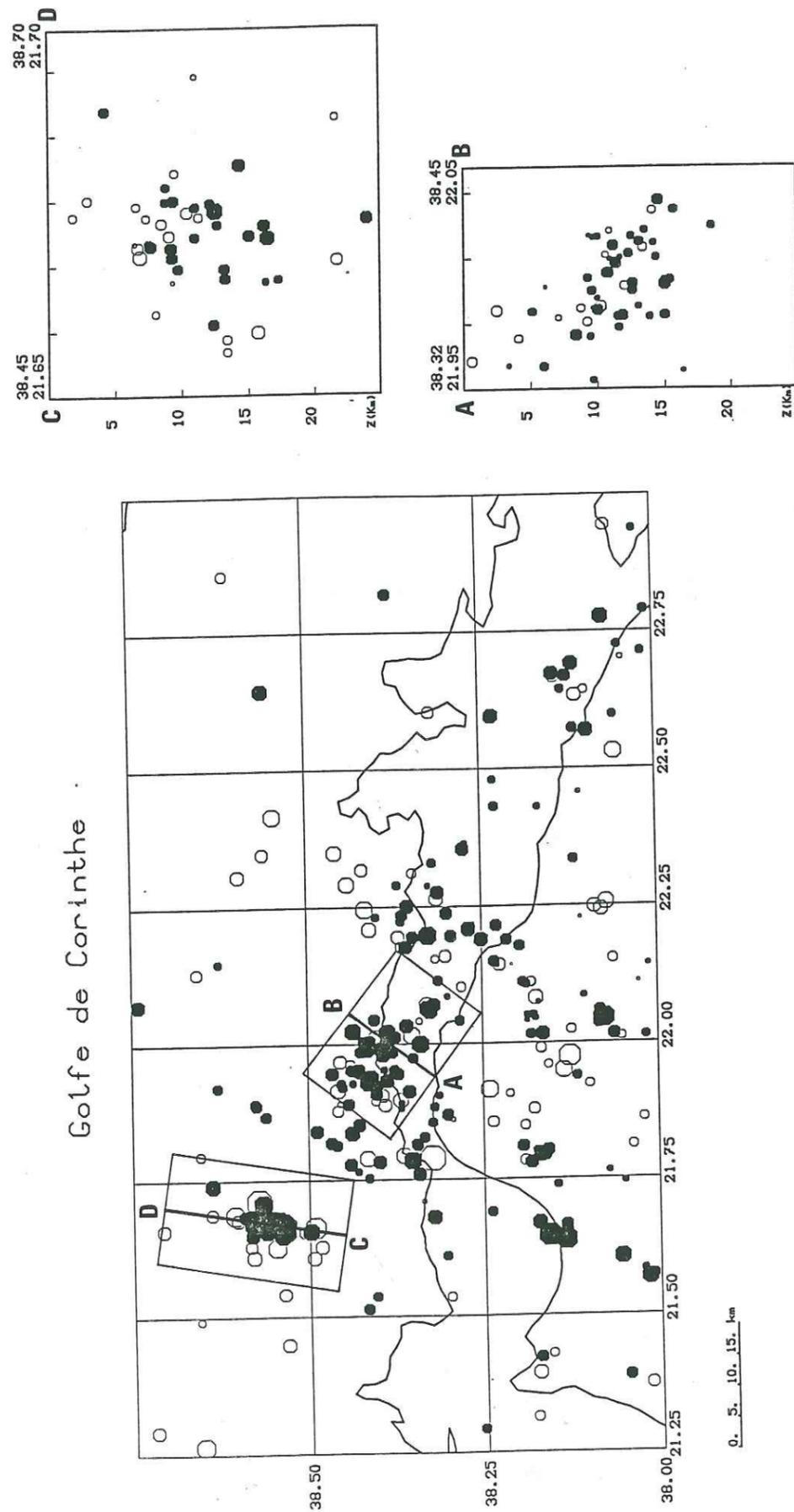


Figure 4-6 : Carte de la sismicité du Golfe de Corinthe et du Golfe de Patras. En haut à droite, la coupe de l'essai de Trikhonis. En bas à droite, la coupe de l'essai situé à l'extrémité ouest du golfe de Corinthe.

profondeur. Trois groupes de séismes se distinguent. A l'Ouest, un essaim est formé d'une cinquantaine de séismes alignés dans une direction NNE-SSW. Ce groupe, qui est situé à proximité du lac Trikhonis, est particulier car jusqu'à présent aucune activité sismique n'a été observée en ces lieux. Plus à l'est deux groupes plus diffus sont situés à l'extrémité orientale du Golfe de Corinthe. Contrairement à l'essai précédent, la forte activité sismique de cette partie du golfe de Corinthe est remarquable sur toute les cartes de sismicité (voir chap. 1). La coupe NNE-SSW, perpendiculaire à l'orientation générale des failles normales de cette partie du golfe (King et al., 1985), révèle un alignement entre 5 et 15 km de profondeur selon un plan de pendage d'environ 45° vers le nord.

Au large du golfe de Patras, remarquons la présence d'un petit essaim de 9 séismes de magnitude 2.5 à 3 dans une zone particularisée par sa faible sismicité.

3 Sismicité intermédiaire

Une trentaine de séismes retenus ont une profondeur supérieure à 40 km. Malgré cette faible sismicité, la répartition épacentrale montre bien que les séismes les plus profonds (150 km) sont situés au Nord-Est du Péloponnèse (Fig. 4-7a). La coupe selon la direction SW-NE (Fig. 4-7b) indique que, dans le Péloponnèse, la profondeur des séismes intermédiaires augmente progressivement d'Ouest en est, de 40 à 60 km, décrivant ainsi un plan incliné d'environ 10° . A partir du Golfe d'Argos les hypocentres sont bien alignés sur un plan plongeant d'environ 40° à 50° . Cet angle est supérieur à celui déterminé par Panagiatopoulos et al. (1984), qui est de 37° sur le même profil. Le point à partir duquel la profondeur des foyers commence à augmenter rapidement est mieux contraint. Ce point, qui correspond à la brisure de pente de la plaque subduite, est situé très en arrière des fossés égéens (environ 200 km sur notre coupe), à une profondeur d'environ 60 km. Enfin notons que deux séismes localisés au Sud-est ne s'insèrent pas dans le schéma que nous proposons.

Le faible pendage du début de la subduction a pour conséquence d'augmenter le couplage mécanique entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante (Mercier, 1981; Jarrard, 1984). Ce couplage entraîne de fortes contraintes horizontales à la base de la croûte, ce qui s'accorde bien avec la sismicité de croûte inférieure de l'Ouest du Péloponnèse. D'autre part, ces contraintes ont une influence sur le taux de subduction, et pourraient être à l'origine du blocage de la subduction au nord-Ouest du Péloponnèse (Mercier, 1981).

Sismicite intermediaire

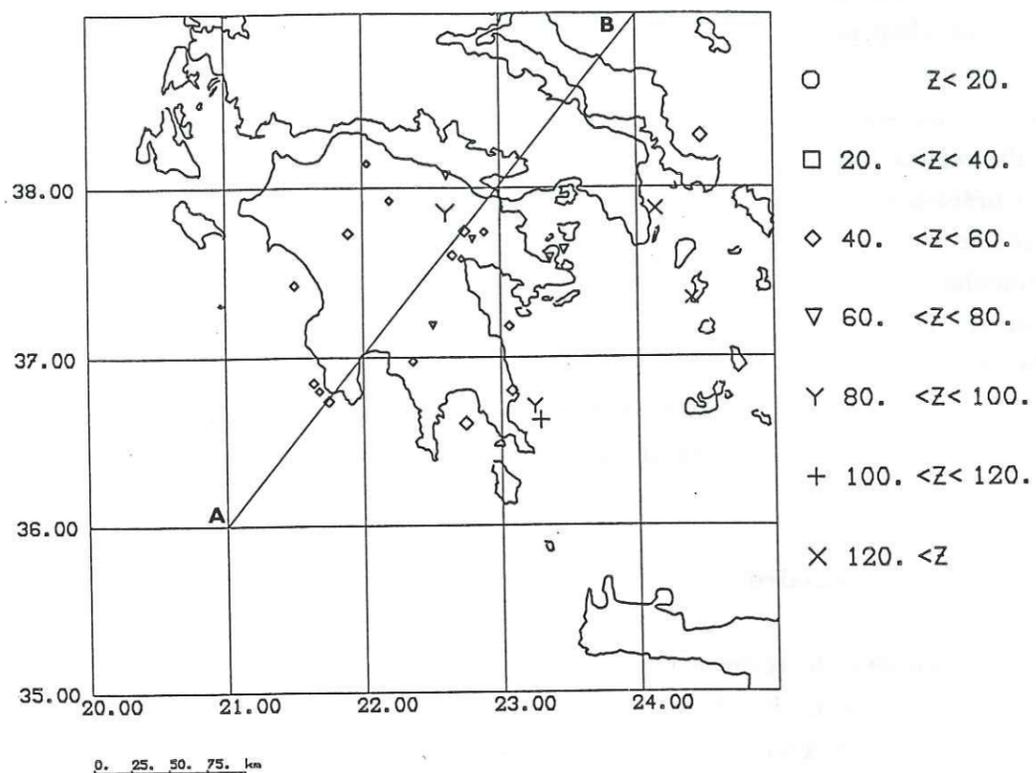


Figure 4-7a : Carte de sismicité des séismes intermédiaires.

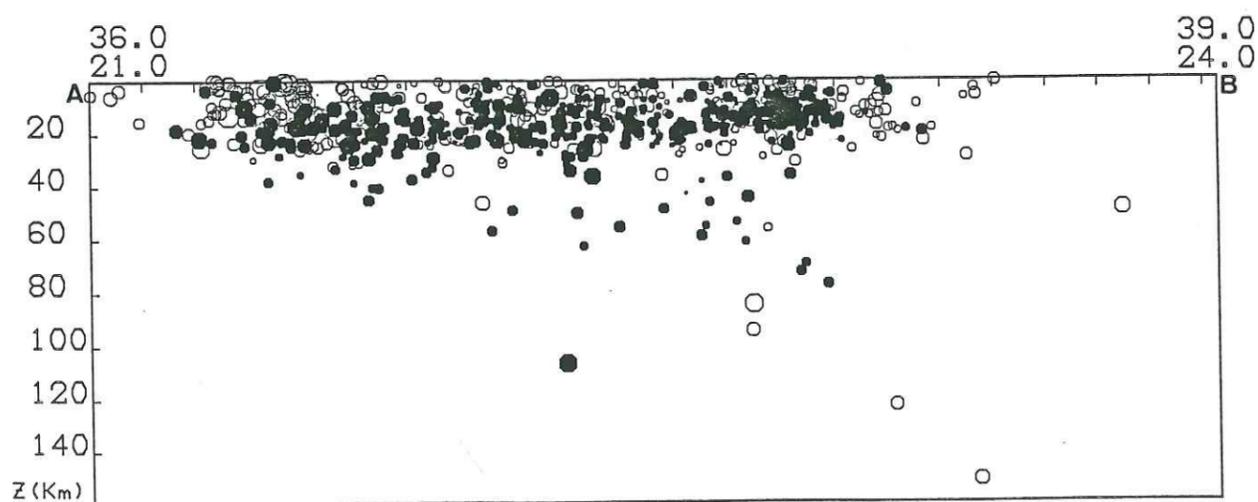


Figure 4-7b : Coupe de l'ensemble de la sismicité, selon un profil SW-NE (voir Fig. 4-7a).

V MECANISMES AU FOYER

1 Introduction

Nous adoptons pour les mécanismes au foyer un modèle de rupture fragile suivant une fracture de cisaillement. Le séisme libère une partie de l'énergie accumulée par le champ de contrainte local. Ce phénomène génère des mouvements de particules en compression et en dilatation sous forme d'ondes *P*. En règle générale, les compressions et dilatations sont distribuées dans des quadrants séparés par deux plans nodaux orthogonaux. Nous utilisons un modèle de double couple, qui implique que la tension maximale (σ_3) est l'axe bisecteur des quadrants en compression, et la pression maximale (σ_1) l'axe bisecteur des dilatations. Les directions des sens de premier mouvement sont représentées sur une sphère centrée au foyer. On utilise la projection équiréale de Schmidt sur la demi-sphère inférieure.

Une fois la solution focale établie, nous pouvons théoriquement en déduire l'orientation du champ de contrainte local avant la rupture. Il est par contre impossible a priori de discerner le plan de faille parmi les deux plans nodaux. Notons que les expériences de mécanique des roches montrent que l'axe de pression maximale n'est pas situé à 45° du plan de faille comme le prévoit la théorie du double-couple. La résistance au cisaillement tend à diminuer cet angle, parfois jusqu'à 30° . Nous négligerons cet effet dans notre interprétation en admettant que la rupture se fait selon les plans de cisssions maximales.

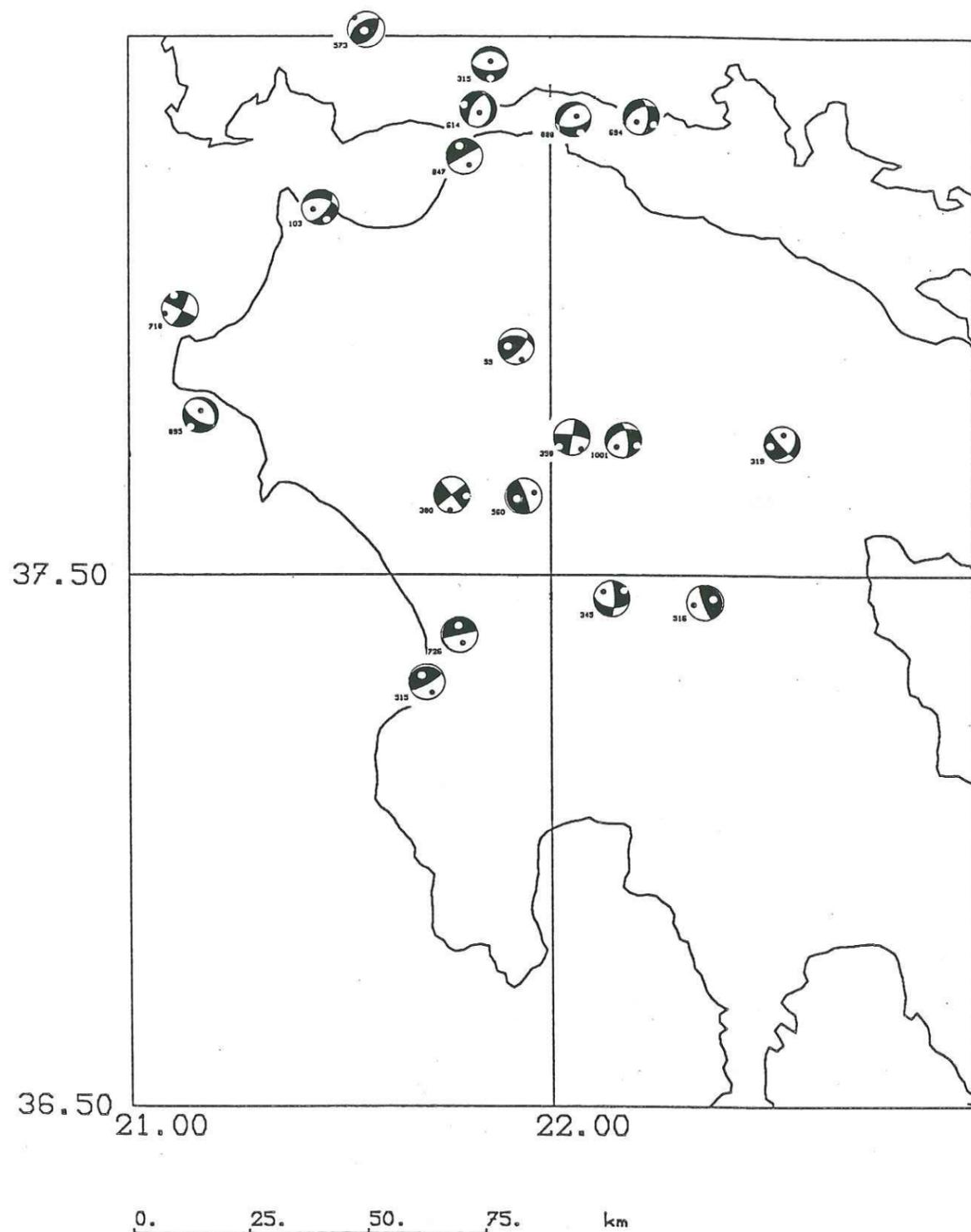


Figure 5-1 : Carte des mécanismes au foyer des séismes localisés entre 0 et 11 km de profondeur.

En pratique, les solutions focales ne sont bien contraintes que si l'on dispose d'un nombre suffisant de lectures réparties de façon homogène sur la sphère focale. D'autre part, lorsque les sens de premier mouvement correspondent à des ondes réfractées, l'angle d'incidence du rai est directement lié au modèle de vitesse choisi et surtout aux contrastes de vitesses et aux profondeurs des interfaces. Dans le chapitre 3 nous avons mis l'accent sur les incertitudes des positions spatiales des interfaces, voir même de l'existence d'une interface dans la croûte. Pour les mécanismes au foyer, nous avons donc accordé un poids moindre à ces arrivées, tout au moins en ce qui concerne leur angle d'incidence. La majorité des sphères focales sont contraintes par des arrivées d'ondes directes, les ondes réfractées n'apportant souvent qu'une confirmation.

Nous avons déterminé les solutions focales des séismes superficiels qui ont au moins 12 sens de premier mouvement placés dans au moins trois quadrants. 80 séismes superficiels ont rempli ces critères; nous avons par ailleurs déterminé la solution focale de 12 autres séismes qui, bien que ne remplissant pas ces conditions, sont situés à des endroits particulièrement intéressants (par exemple le fossé ionien ou le seuil de Cythère). Ces mécanismes ne seront pas inclus dans la carte générale mais dans des études séparées.

En ce qui concerne les séismes intermédiaires, nous avons systématiquement recherché une solution focale pour chacun d'entre eux, et complété nos données par celles du réseau grec, 16 mécanismes ont ainsi pu être déterminés.

L'ensemble de ces solutions est figuré en annexe.

2 Séismes superficiels.

Nous présentons sur les Figures 5-1 et 5-2 la répartition des solutions focales des séismes superficiels. La majeure partie de ces mécanismes se rapporte à des séismes situés dans le nord et le centre du Péloponnèse, seulement trois sont localisés au Sud-Ouest et aucun dans le Sud-est.

La répartition d'ensemble des axes *P* et *T* de ces mécanismes montre une grande variété d'orientations, voir des antagonismes marqués entre des séismes proches, comme, par exemple, les n° 358 et 1028 situés au centre du Péloponnèse, dont les orientations des axes *P* sont orthogonales, et également plus au Sud le n° 345 qui montre une tension NE-SW et le n° 390 dont la tension est orientée NW-SE.

En tenant compte de la profondeur des séismes, nous nous sommes aperçu qu'une partie de ces contradictions disparaissait si l'on séparait les séismes très superficiels (entre 0 et 10 km environ) des plus profonds. Après plusieurs essais, nous avons choisi la limite de 11 km qui semble la mieux adaptée, tout au moins

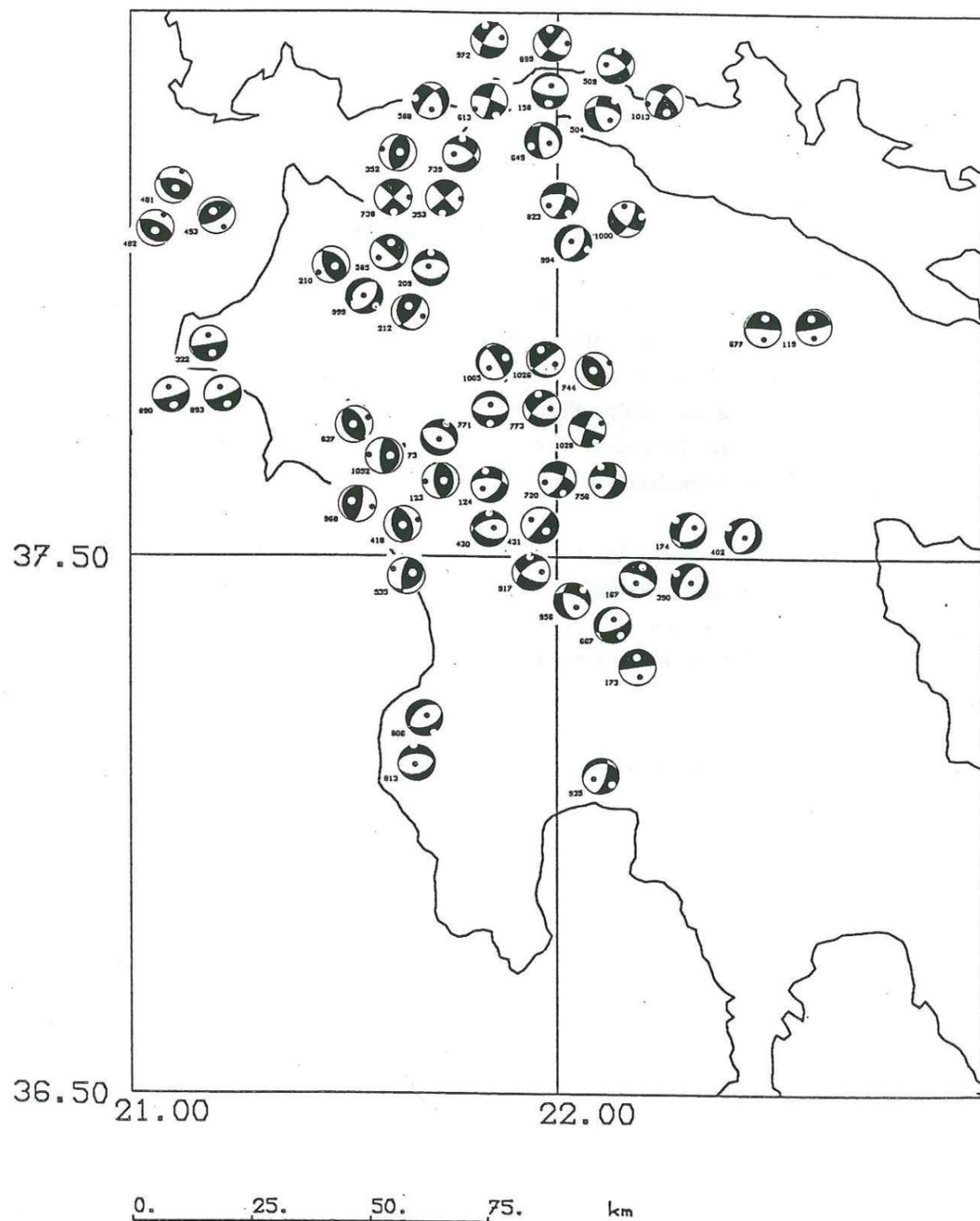


Figure 5-2 : Carte des mécanismes au foyer des séismes localisés entre 11 et 40 km de profondeur.

pour le Péloponnèse.

Nous allons donc dans un premier temps décrire de manière globale les tendances qui ressortent des Figures 5-1 et 5-2. Ensuite nous détaillerons certaines zones particulières.

2-1 Péloponnèse.

Il ressort de la Figure 5-2 qu'à l'Ouest du Péloponnèse les mécanismes au foyer sont en général de type compressif, avec une direction moyenne E-W pour les axes *P*, la tension étant toujours subverticale. Nous trouvons ce type de mécanismes du centre-Ouest du Péloponnèse (n° 418, 535, 637, 968, 1052) jusqu'au nord-Ouest (n° 210, 212, 352, 585). La profondeur de ces séismes est comprise entre 15 et 25 km, leurs magnitudes variant de 2 à 3.

Ces observations rendent bien compte d'un champ de contrainte compressif sur toute la bordure nord-occidentale du Péloponnèse. A ces latitudes, le régime compressif ne s'est traduit en surface que sur les îles ioniennes (Céphalonie, Zante et Strophades) (Mercier et al., 1979). Les mécanismes que nous avons obtenus montrent que ce régime compressif s'étend actuellement très en retrait des fossés ioniens (plus de 100 km), du golfe de Patras jusqu'à la latitude 37.5°.

Notons la présence de deux mécanismes décrochants d'axes *P* EW et d'axe *T* N-S entre les séismes extensifs n° 352 et 585.

A l'est des ces mécanismes compressifs, nous trouvons du golfe de Patras jusqu'au centre du Péloponnèse des mécanismes extensifs N-S, quelquefois décrochants, mais présentant toujours un axe *T* orienté N-S. Ces séismes ont une profondeur variant de 15 à 30 km et plusieurs ont une magnitude supérieure à 3. (n° 739, 771, 773). Le fait que nous observons ce style de déformation du nord au Sud sur plus de 100 km, peut indiquer qu'il s'agit là, non pas de phénomènes locaux, mais d'un champ de contrainte stable à l'échelle régionale. Cependant, l'ensemble des mécanismes en extension est très proche de celui des mécanismes en compressifs, et ceci illustre une variation très rapide dans une direction E-W du champ de contrainte ou du type de déformation.

Une autre particularité, cette fois plus locale, apparaît lorsque l'on examine les mécanismes des couples de séismes localisés au même endroit. En général l'un est la réplique de l'autre (n° 738, 739; 352, 353). Ces couples se situent au Nord-Ouest vers ce qui semble être la limite entre le régime compressif à l'Ouest et extensif à l'est, il est intéressant de constater que dans chacun des cas le premier mécanisme diffère du deuxième par une simple permutation de contrainte, comme par exemple le n° 352 qui est en faille inverse et le n° 353 qui est en coulissage

($\sigma_2 \rightarrow \sigma_3$), ou bien le n° 738 qui est un coulissage et le n° 739 qui est en faille normale ($\sigma_2 \rightarrow \sigma_1$). Ceci pourrait s'interpréter par un champ de contrainte caractérisé par des permutations locales de contrainte maximale tantôt compressive tantôt en tension. Notons que le séisme du 05/04/1965, localisé à proximité du n° 73, montre un décrochement (axe P E-W, axe T N-S) en accord avec une transition E-W du champ de contrainte.

Ceci correspond à un schéma classique de transition entre un champ de compressif et extensif (Mercier et al., 1987). Mais de façon surprenante, à l'est des solutions extensives nous retrouvons les mécanismes décrochants d'axe T NNW-SSE. Ceux-ci sont localisés au centre du Péloponnèse (n° 720, 756, 1028, situés à une profondeur d'environ 18 km et de magnitude 1.7 à 2.2) et plus au nord (n° 823, situé à 26 km de profondeur et de magnitude 3.5).

D'autre part les mécanismes des deux séismes situés au Sud-Ouest, semble indiquer qu'à cette latitude le régime extensif N-S est toujours présent.

Un autre groupe homogène de mécanismes se distingue au nord du golfe de Messénie. De style extensif, ils sont toutefois différents des précédents par l'orientation NW-SE de leur axe T . Ces séismes sont localisés vers 12 km de profondeur, trois ont une magnitude inférieure à 1.5. Cette variation d'orientation s'accorde avec les directions de contraintes principales du modèle de Mercier et al. (1987) (Fig. 1-7) qui, dans cette région, prévoit des directions d'extension parallèles à l'arc égéen. Notons que le séisme situé le plus au Sud, près de Kalamata, montre également une extension NW-SE.

Les mécanismes de séismes localisés entre 0 et 11 km de profondeur (Fig. 5-1) sont pour la plupart en contradiction avec les solutions focales des séismes plus profonds. Comme par exemple le n° 380 (d'axe P N-S) situé au dessus de la bordure compressive (axe P E-W). Cette limite de 11 km n'est pas parfaite, ainsi à des profondeurs supérieures il reste des mécanismes discordants avec les regroupements que nous avons pu établir (n° 677 et 744).

Nous n'avons pas parlé des mécanismes dont un plan nodal est horizontal. Au nombre d'une quinzaine ces séismes ne sont pas regroupés et sont donc difficiles à interpréter régionalement. Leur profondeur varie selon leur position géographique: au nord-Ouest les n° 322, 890, 893 ont une profondeur moyenne de 16 km et une magnitude moyenne de 3., au centre et au nord les séismes ont une profondeur moyenne de 11 km et une magnitude variant de 2. à 3. . Un grand nombre de ces mécanismes (11 sur 17) présentent un axe T d'orientation N-S à NNE-SSW. Il est

possible qu'ils jouent un rôle intermédiaire entre une tectonique de surface très complexe et un domaine plus profond où une image plus cohérente du champ de contrainte semble ressortir.

Pour résumer ces observations, les solutions focales obtenues dans le Péloponnèse forment, à partir d'environ 10 km de profondeur, des groupes cohérents et distincts qui sont globalement orientés nord-sud. A la bordure occidentale du Péloponnèse on distingue une série de mécanismes montrant une compression E-W. Cet alignement s'étend du golfe de Patras jusqu'à la latitude 37.5°. Immédiatement à l'est de ce groupe et parallèlement, un grand nombre de mécanismes montrent une tendance générale extensive N-S, ce régime semblant se prolonger au Sud-Ouest du Péloponnèse. Alors qu'au Sud-est, on remarque une famille de mécanismes en faille normale (axe T NW-SE).

2-2 Golfe de Corinthe et golfe de Patras.

Les mécanismes des séismes situés à l'extrémité occidentale du golfe de Corinthe sont dans l'ensemble cohérents. Ils montrent pour la plupart un axe T orienté N-S à NE-SW qui marque la continuité de la tectonique extensive de l'extrémité orientale (King et al., 1985).

Nous remarquons qu'il n'y a pas de rupture avec le style de mécanismes obtenus dans le nord du Péloponnèse. Notons également la présence de séismes en coulissage, qui sont en général situés à l'Ouest des mécanismes extensifs.

Au large du golfe de Patras, nous avons déterminé trois solutions focales. Ce sont des mécanismes compressifs, l'axe P étant orienté NNE-SSW pour deux séismes et NNW-SSE pour le troisième.

3 Etudes complémentaires

Les mécanismes au foyer que nous avons décrits jusqu'à présent remplissent nos critères (12 sens de premier mouvement répartis dans au moins 3 quadrants).

Nous allons parler de ceux qui, bien que ne remplissant pas ces critères sont suffisamment fiables, et nous permettent donc certaines conclusions sur des zones particulières.

3.1 Essaim de Trikhonis.

Le lac de Trikhonis est situé dans un graben E-W, bordé au nord et au Sud par des failles normales (Doutsos et al., 1987). D'autre part, ce lac est situé immédiatement à l'Ouest du front de chevauchement de la nappe du Pinde sur celle

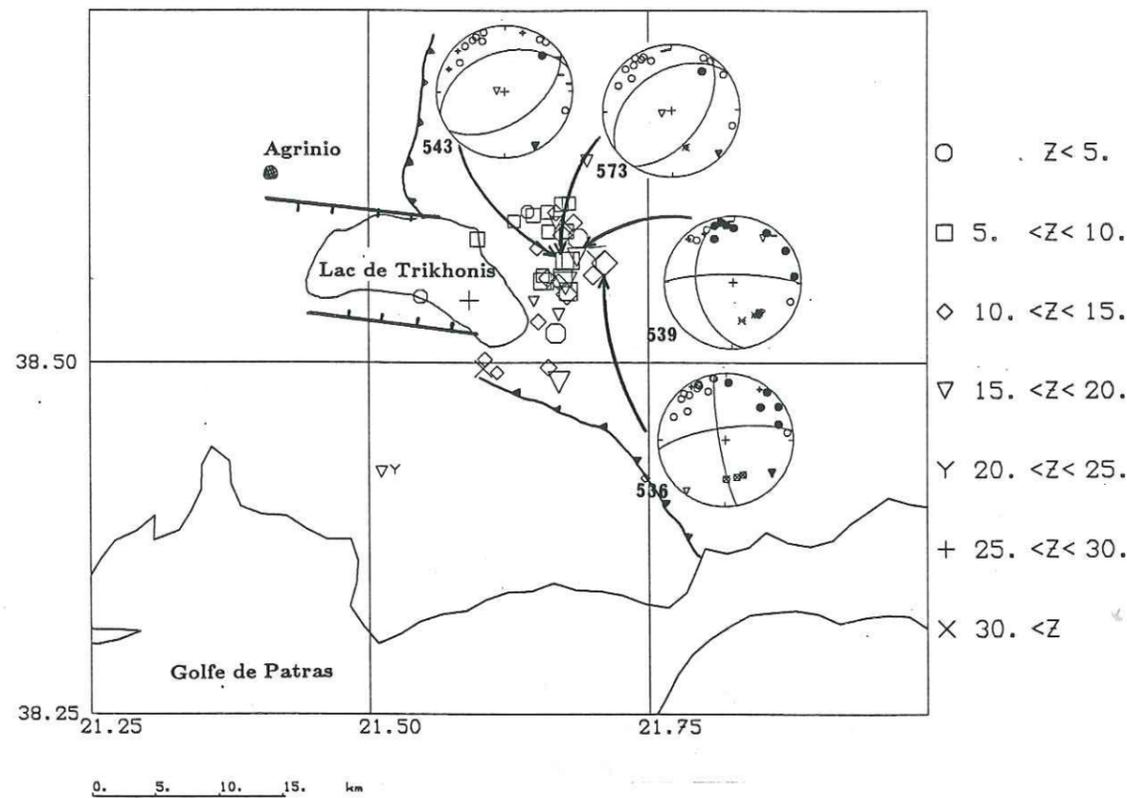


Figure 5-3 : Mécanismes au foyer de l'essaim de Trikhonis.

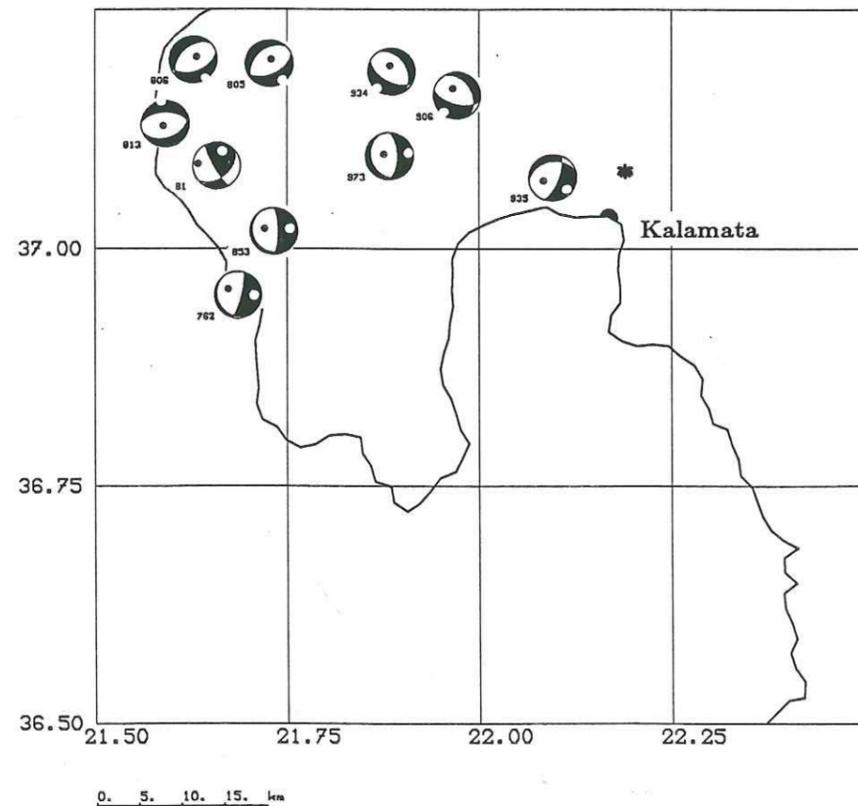


Figure 5-4 : Mécanismes au foyer de la région de Pilos - Kalamata. *: Séisme du 13/09/1986.

du Gavrovo, qui est orienté N-S à NW-SE. (Fig 5-3).

Les séismes de cet essaim étant situés légèrement à l'extérieur du réseau, les données de premier mouvement ne se répartissent pas sur trois quadrants.

Cependant, les solutions focales obtenues sont assez bien contraintes et corrélées par les sens de premier mouvement des ondes réfractés. Ces mécanismes correspondent à des séismes de magnitude 3 à 4. Deux d'entre eux sont des mécanismes en coulissage d'axe P orienté NW-SE, les deux autres sont des mécanismes de faille inverse dont l'orientation de l'axe P est identique. Ces orientations de contraintes sont en contradiction avec celles observées au nord du golfe de Corinthe (E-W à NE-SW). Il est clair également que ces mécanismes ne peuvent être reliés aux failles normales relevées à proximité.

3.2 Région de Pilos-Kalamata.

Le faible nombre de sphères focales dans le Sud-Ouest du Péloponnèse nous a poussé à rechercher systématiquement des informations complémentaires sur cette région. Au total 7 solutions focales ont pu être déterminées, bien qu'elles aient un degré de confiance moindre que celles déjà établies. (Fig 5-4).

Le séisme n° 805 localisé à proximité du 806 et 813 montre un mécanisme semblable à ces deux derniers, d'axe T orienté NW-SE.

Plus au Sud, deux séismes de magnitude 3. sont localisés à l'extrémité de l'essaim du sud-Ouest (n° 762 et 853). Ils ont un plan nodal subhorizontal et un axe P orienté E-W.

A l'est, trois mécanismes montrent de l'extension E-W à NE-SW. les séismes sont situés en bordure du graben de Messénie qui s'étend à l'est jusqu'à Kalamata où la séisme du 13/09/1986 montre une extension E-W bien marquée (Lyon-Caen et al., 1988).

Les solutions focales indiquent que cette région est actuellement soumise à un régime extensif jusqu'à la côte occidentale. L'orientation de cette extension varie de NW-SE à NE-SW; notons que les séismes de magnitude les plus élevées (n° 762, 863) ont un axe T d'azimuth E-W.

3.3 Essaim Sud-Ouest.

L'alignement très bien marqué au Sud-Ouest du Péloponnèse (Fig 4.1), correspond à une zone qui, jusqu'à présent, n'avait pas montré d'activité sismique ayant cette géométrie.

Au Sud-Ouest, le début de cet essaim est situé près du fossé nord-Matapan (Fig. 4-1). Cet endroit a la particularité de correspondre au prolongement de l'accident transverse du Magne (Lybérès et Lallemand, 1985). Selon ces auteurs, c'est

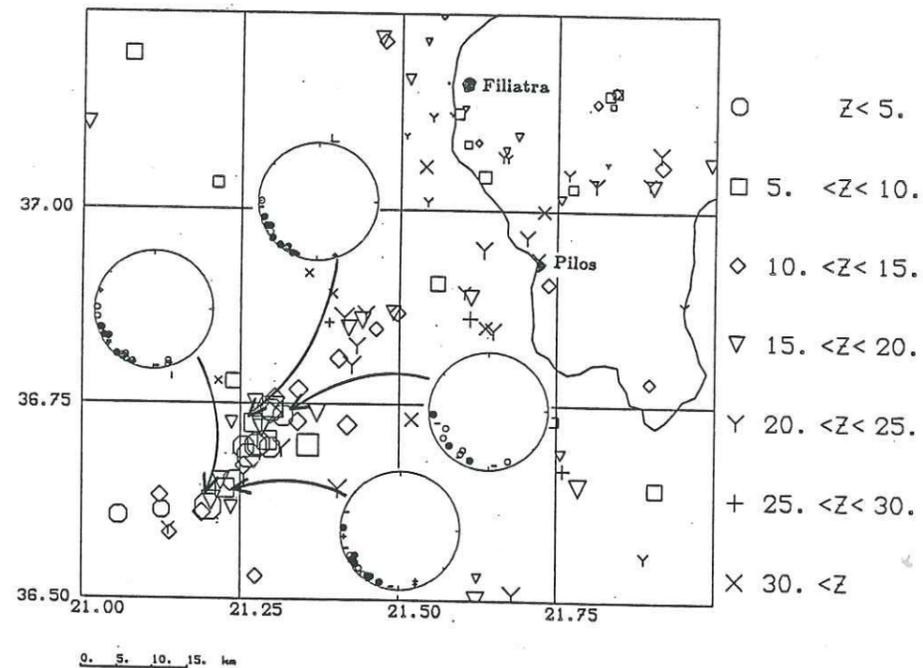


Figure 5-5 : Sphères focales de quatre séismes de l'essai situé au Sud-Ouest du Péloponnèse.

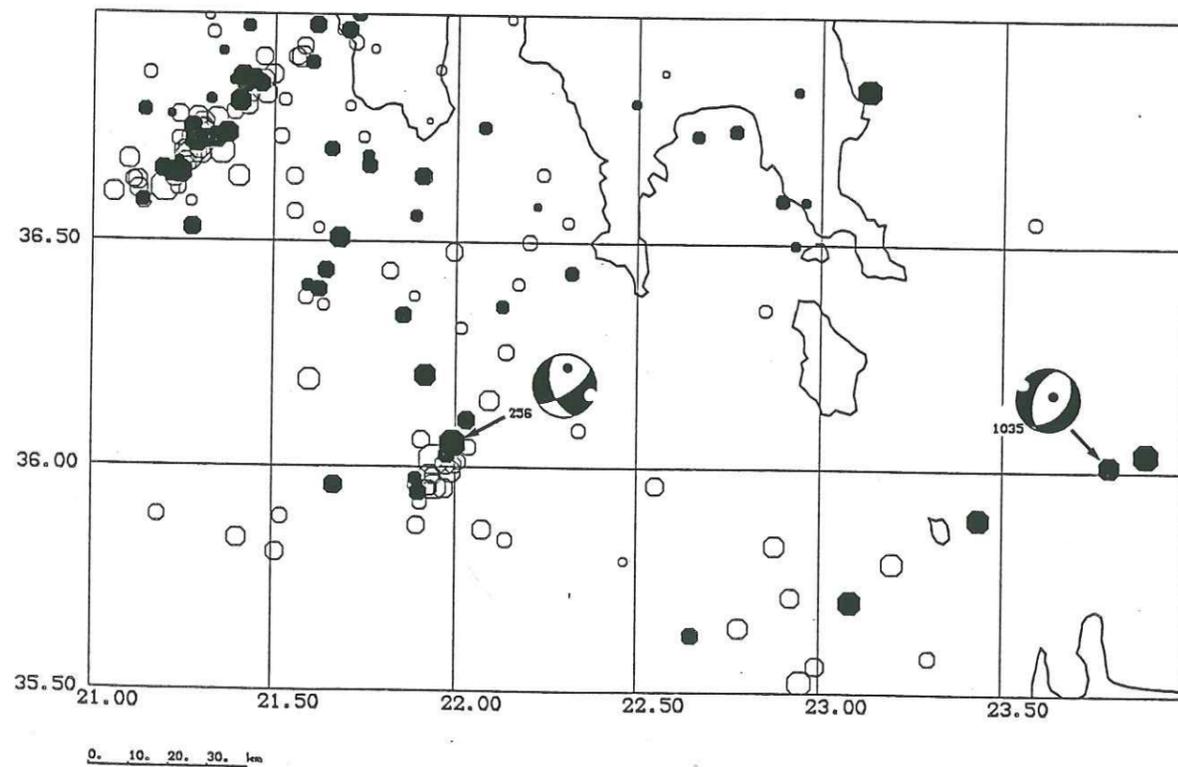


Figure 5-6 : Mécanismes au foyer d'un séisme appartenant à l'essai du fossé de Matapan (à l'Ouest), et d'un séisme localisé à proximité du seuil de Cythère-Anticythère (à l'Est).

à cette latitude que commencerait la transition entre la subduction égéenne au Sud et une région de collision continentale au nord, à partir des îles ioniennes.

La géométrie de cet essaim laisse penser qu'il s'agit d'un accident décrochant et c'est cette hypothèse que nous avons voulu vérifier en établissant les sphères focales des plus gros événements appartenant à cet essaim.

Les sphères focales que nous avons tout d'abord obtenues se sont révélées incohérentes, montrant de nombreux sens de premier mouvement contradictoires sans que ceci puisse être attribué à de mauvaises lectures. La profondeur de ces séismes étant mal contrainte nous avons examiné les sphères focales pour différentes profondeurs et plusieurs modèles de vitesse.

Nous présentons sur la Figure 5-5 les sphères focales de quatre séismes, seules sont figurées les lectures des stations les plus proches ($\Delta \leq 120$ km) qui sont restées à cette position lors des différents essais effectués. Il est clair que ces résultats infirment l'hypothèse d'un décrochement dans une direction NE-SW. On pourrait objecter que, dans deux cas, aucune solution focale n'est possible. Les lectures étant fiables, l'explication de ce problème réside peut-être dans la complexité de la structure crustale entre le fossé occidental et la côte du Péloponnèse (voir chap.1). L'épaississement crustal (de 25 à 40 km) implique des hétérogénéités latérales de vitesse qui ne sont pas prises en compte dans le calcul du trajet du rai et donc dans l'estimation de l'angle d'incidence. Il reste cependant que la distribution azimutale des sens de premier mouvement ne permet pas de solution en coulissage SW-NE.

3.4 Fossé de Matapan et seuil de Cythère.

Fossé de Matapan

Le deuxième essaim qui se trouve le long de l'axe égéen est situé au nord d'une zone qui a été étudiée en détail par sondeur multifaisceaux; la bathymétrie précise de cet endroit a mis en évidence de nombreux plis affectés par des décrochements senestres de direction moyenne NE-SW (Le Pichon et al., 1982).

Un séisme particulièrement important (Ml 4.7), a permis d'établir une solution focale en coulissage (Fig 5-6). Celle-ci s'accorde très bien avec les décrochements observés plus au Sud.

Seuil de Cythère.

Un faible taux de sismicité caractérise cette région située entre le Péloponnèse et la Crète.

Les analyses structurales de cette région montrent des failles normales en

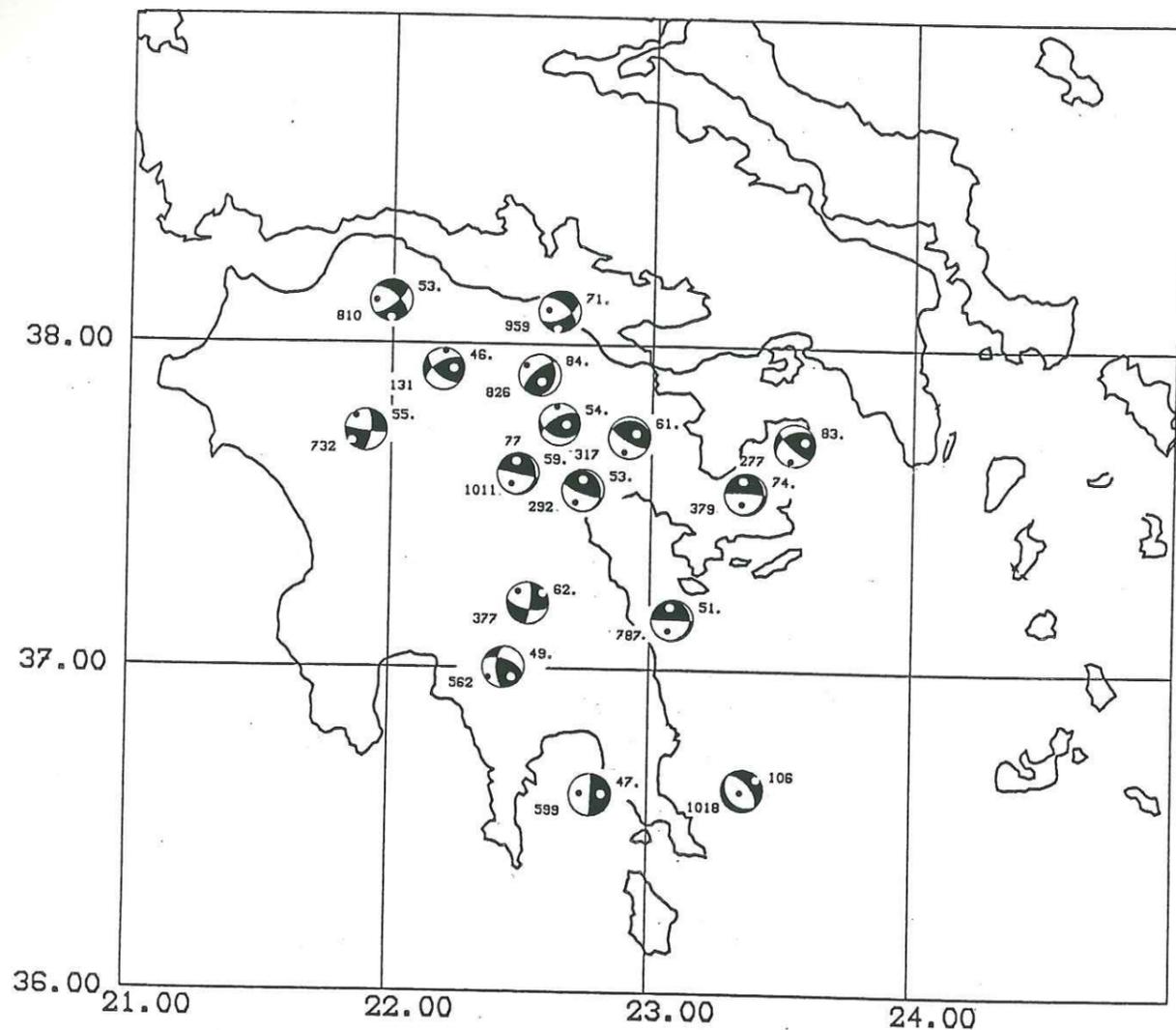


Figure 5-7a : Carte des mécanismes au foyer des séismes intermédiaires.

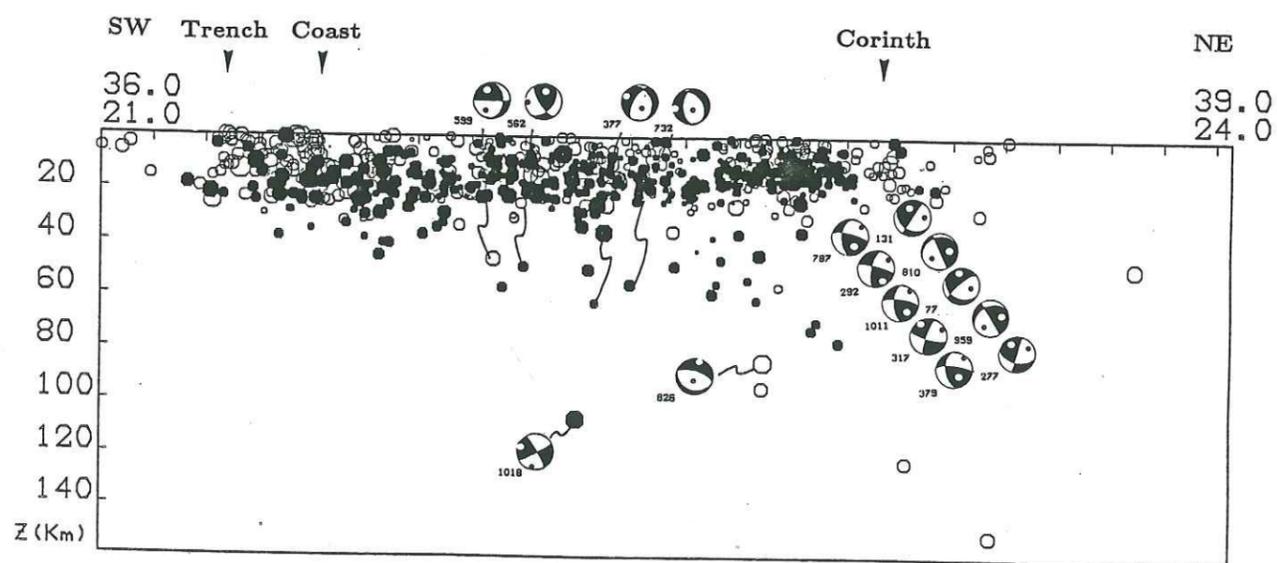


Figure 5-7b : Projection des mécanismes de la Figure 5-7a sur un plan vertical orienté SW-NE. (La sphère focale est projetée derrière le plan).

échelon d'orientation générale N-S (Lybérís, 1984). Une solution focale a pu être établie pour un des séismes (n° 1035, Ml 4.1) (Fig 5-6). Le mécanisme bien contraint s'accorde avec les relevés précédents en montrant un jeu en faille normale légèrement décrochant, d'axe T WNW-ESE.

Le mécanisme est comparable à celui établi pour le séisme du 27/04/1965 montrant une extension pure E-W. (Lyon-Caen et al., 1988).

4 Sismicité intermédiaire.

Les 16 mécanismes de séismes intermédiaires permettent de définir une image assez complète des contraintes dans la plaque plongeante (Fig 5-7a,b).

Les séismes les plus profonds au NE montrent un axe T ayant même plongement que celui déterminé à cet endroit pour la plaque plongeante (45°); deux sont un peu différents (n° 810, 959) (axe T horizontal orienté NS) et sont localisés au nord du Péloponnèse.

Les séismes localisés entre 40 et 60 km de profondeur qui décrivent un plan très faiblement penté, montrent une plus grande dispersion. Deux d'entre eux, les n° 377 et 732, sont extensifs (dans le plan de coupe) d'axe T horizontal orienté NE-SW.

Enfin, notons la solution focale en décrochement (dans le plan de coupe) du séisme 1018 qui ne s'insère pas dans la géométrie de la plaque, telle qu'elle est définie par la majorité des séismes intermédiaires.

VI DISCUSSION - CONCLUSION.

Cette expérience dans le Péloponnèse nous a permis de disposer d'un grand nombre de données sismologiques de qualité. Dans les chapitres précédents, nous avons décrit les particularités de la distribution spatiale de la sismicité et des solutions focales qui ont pu être déterminées avec précision.

Nous allons, dans cette partie, détailler les implications de ces résultats sur le champ de contrainte actuel, les déformations et le comportement mécanique du Péloponnèse et de la plaque plongeante.

1 Champ de contrainte et déformations dans le Péloponnèse.

L'étude des mécanismes au foyer a montré qu'à partir d'une profondeur d'environ 10 km, deux familles de mécanismes se distinguent : à l'Ouest la tectonique est essentiellement compressive alors que plus à l'Est elle devient extensive. A proximité du Golfe de Corinthe, le régime extensif est dominant mais la présence de mécanismes décrochants indique qu'à cet endroit les deux régimes se confrontent.

Au dessus de cette profondeur la répartition des mécanismes est le plus souvent incohérente avec ces regroupements. Il semble donc que la tectonique de la partie superficielle de la croûte soit liée à des caractéristiques plus locales, alors qu'en profondeur la tectonique soit soumise à une logique régionale.

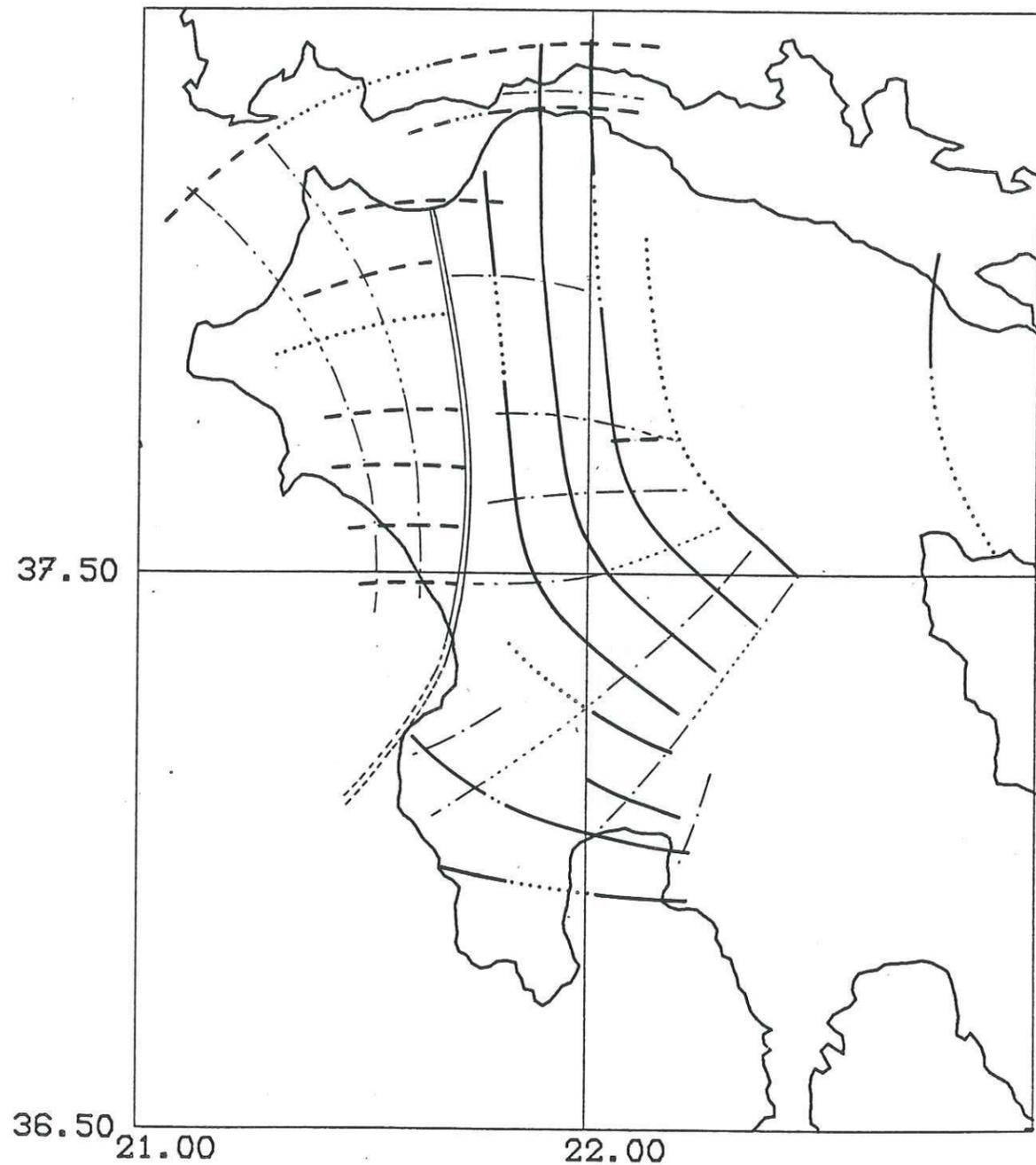


Figure 6-1 : Directions moyennes des contraintes principales, en gardant la continuité de la contrainte σ_3 . σ_1 : - - -, σ_2 : - · - · -, σ_3 : —.

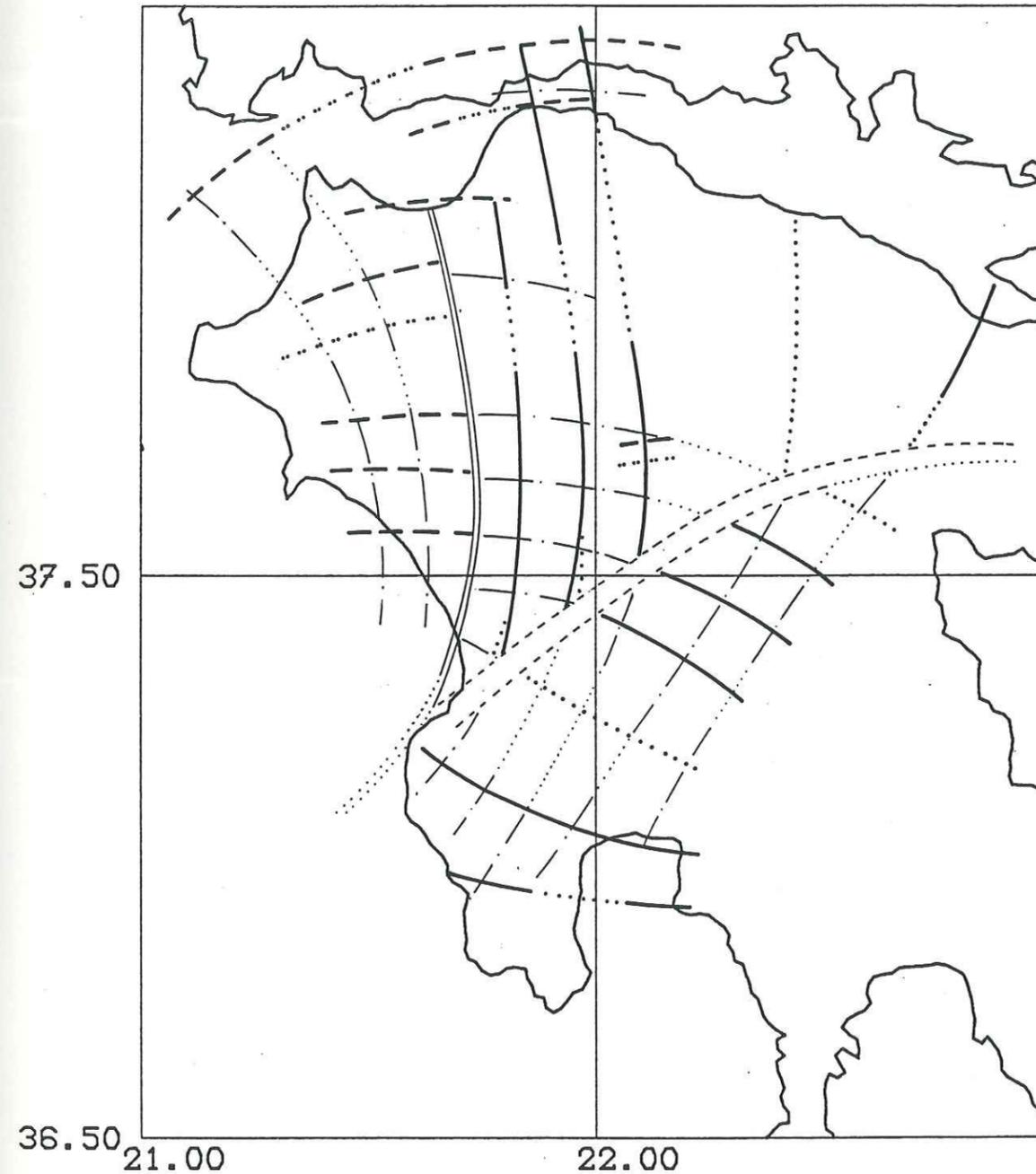


Figure 6-2 : Directions moyennes des contraintes principales, avec permutation des contraintes σ_2 - σ_3 . (même figuré que pour 6-1).

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

1-1 Directions moyennes des contraintes principales.

A partir des solutions focales nous pouvons établir un schéma des directions des contraintes principales. La direction des contraintes dans le domaine compressif ne pose pas de problème majeur, la direction de σ_1 variant peu autour de N90. Le problème est plus complexe en ce qui concerne les directions de σ_3 . Au Nord elles sont majoritairement N-S, alors qu'au Sud elles varient de E-W à NW-SE.

Nous proposons un schéma qui tente de garder une continuité dans les directions d'extension (Fig 6-1). Ceci implique une courbure des directions de la contrainte σ_3 vers l'Est. Ce cas de figure s'accorde avec le modèle de Mercier et al. (1987) qui prévoit que dans cette région cette contrainte reste parallèle à l'arc égéen (Fig 1-4).

Ce schéma n'est pas unique, ainsi en ne préservant pas la continuité des directions de σ_3 , il est possible d'expliquer les variations d'orientation par un système de permutations de contraintes σ_2 - σ_3 (Fig. 6-2).

D'autre part, nos résultats montrent que le domaine compressif s'étend largement dans le Péloponnèse nord-occidental. Ce régime tectonique est présent dans des régions côtières, caractérisées par des failles normales E-W affectant des formations Pliocène à Quaternaire (p.e. le bassin d'Olympie (Sébrier, 1977)). Il y aurait donc eu progression vers l'Ouest de la bordure compressive.

Notons que si la limite entre domaine compressif et extensif est bien définie au centre du Péloponnèse, elle reste plus hypothétique au Sud-Ouest.

1-2 Déformation du Péloponnèse.

Les mécanismes au foyer fournissent une information sur la cinématique de la rupture par les directions des vecteurs glissement. Celles-ci peuvent être confrontées aux déformations récentes déduites de la géologie et de l'analyse structurale. Nous présentons sur la Figure 6-3 une carte structurale simplifiée d'après Angelier (1978) et Lybérís (1984).

Sur la figure 6-4 sont représentées les projections horizontales des vecteurs glissement correspondant aux mécanismes dont la composante décrochante est faible, voir nulle, on s'affranchit ainsi de l'épineux problème du choix du plan de faille. Dans certains cas la présence d'une composante décrochante induit cependant une différence entre les directions des vecteurs glissement. Nous avons alors privilégié par une flèche le glissement situé sur le plan dont la direction est la plus proche de celle des accidents tectoniques de surface.

1-2-1 La tectonique compressive dans le Péloponnèse occidental.

En ce qui concerne le domaine compressif à l'Ouest du Péloponnèse, les

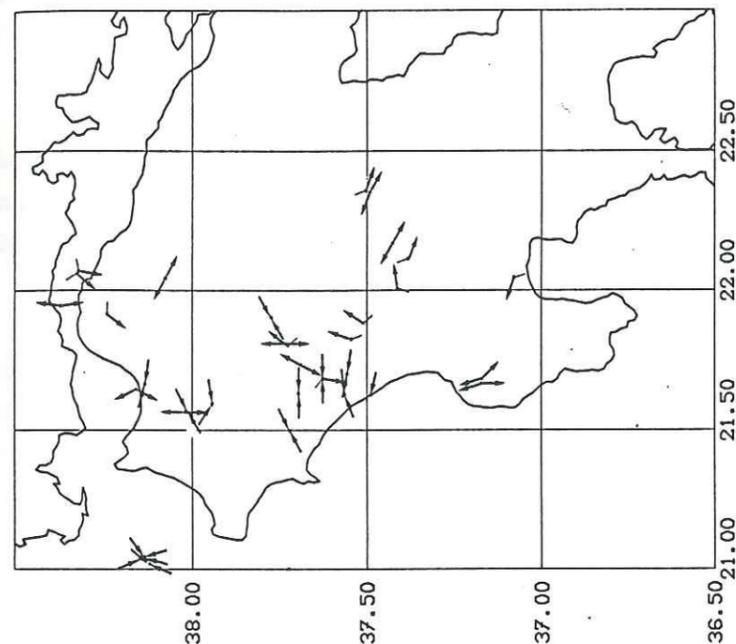


Figure 6-4 : Projections horizontales des vecteurs glissement des mécanismes dont la composante décrochante est faible.
 — : faille normale, — : faille inverse.

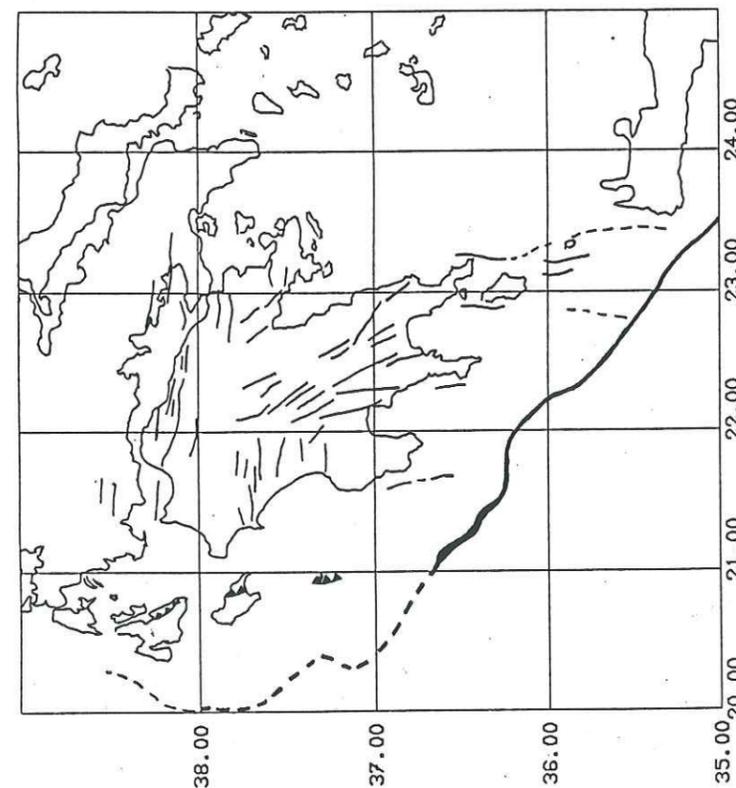


Figure 6-3 : Carte structurale néotectonique simplifiée d'après Angelier (1978) et Lybérís (1984).
 — : faille normale, — : faille inverse.

vecteurs glissement indiquent des déformations orientées E-W. Notons la forte contradiction entre ce style de déformation et celui montré par le schéma structural. Notamment à proximité du bassin d'Olympie qui est un graben Néogène caractérisé au Sud par des failles normales E-W dont le rejet est kilométrique (Lybérès, 1984).

Remarquons que plus à l'Ouest, l'îlot de Strophades a été soumis au Pliocène à une même évolution: la tectonique compressive Quaternaire y étant précédée d'une phase extensive datée du Pliocène inférieur (Lybérès, 1984).

Nos résultats traduisent donc une progression vers l'Ouest dans le temps, de la tectonique en compression.

1-2-2 Deux domaines d'extension différenciés.

Les solutions focales confirment que le Nord du Péloponnèse et le Golfe de Corinthe sont soumis à une extension subméridienne.

Au Sud du Péloponnèse, les mécanismes indiquent une extension E-W. Cette extension se prolonge plus au Sud jusqu'à l'Ouest de la Crète. Elle se manifeste par des failles en échelon, orientées NS, qui sont clairement établies par la bathymétrie et l'analyse structurale (Lyberis et al., 1982 ; Angelier et al., 1982). Cette tectonique est également confirmée par les mécanismes au foyer (Fig 1-11, 5-6). Il s'agit donc d'une tectonique régionale affectant un domaine très étendu.

La présence d'un groupe de mécanismes extensifs NW-SE, situés à la limite entre les secteurs d'extension N-S et E-W, laisse penser que la transition entre les deux directions s'effectue progressivement.

Cependant, il faut noter que ces différentes orientations de déformation sont séparées par de faibles distances (≈ 20 km) (Fig. 6-4). A ce sujet, l'examen des profondeurs des solutions focales en extension apporte un élément intéressant. Les mécanismes situés au Centre-Est et au Sud du Péloponnèse, qui montrent des directions d'extension NW-SE à E-W sont localisées entre 11 et 14 km de profondeur. De même, la profondeur du séisme de Kalamata (septembre 1986) est inférieure à 10 km (Lyon-Caen et al., 1988).

Par contre les séismes situés plus au Nord, dont les solutions focales montrent une extension N-S sont localisés entre 15 et 30 km de profondeur.

Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que, dans la région où les directions de σ_3 varient, l'extension N-S soit mécaniquement découplée de l'extension E-W qui s'exerce au Sud du Péloponnèse. Les mécanismes dont un plan nodal est horizontal (n° 167 et 174) s'intègrent dans ce schéma comme les intermédiaires entre deux styles de déformation.

Cette explication est donc une alternative à celle proposant une variation progressive des orientations d'extension.

1-3 Les limites du domaine compressif.

Le blocage de la subduction dans la partie nord-occidentale de l'arc égéen est associé à un couplage mécanique entre les deux plaques lithosphériques. Ceci implique la présence de fortes contraintes horizontales qui se manifestent jusqu'à 200 km des fossés ioniens.

Dans les golfes de Patras et de Corinthe, la présence de mécanismes décrochants indique que la transition entre régime compressif et extensif se fait progressivement. Au centre, nos données montrent une transition brutale qui exprime l'accroissement rapide de la contrainte σ_{zz} qui devient σ_1 . Mercier et al. (1987) associent cette augmentation à l'épaississement de la croûte dans ces régions.

Le problème se complique dans la région comprise entre le fossé Nord-Matapan et le Sud-Ouest du Péloponnèse.

Dans la partie côtière, les mécanismes montrent des directions d'extension N-S à E-W. Lybérès (1984) a également constaté la présence de failles normales dans ces deux directions, précisant que la plus récente correspond à une extension N-S. Il apparaît donc que cette région est également une zone de transition entre extension N-S et E-W.

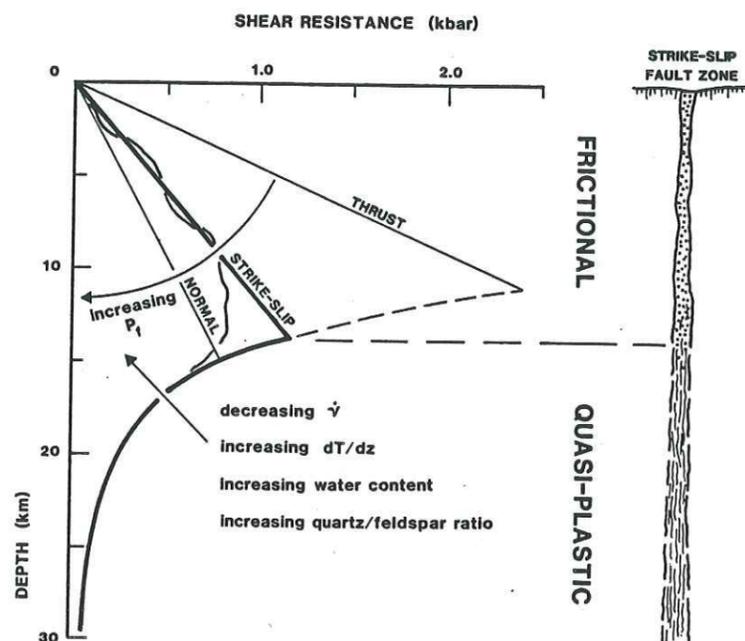
Plus à l'Ouest, le régime extensif est remplacé par une tectonique compressive, nos données ne nous permettant pas de définir précisément cette limite.

Dans ce contexte, l'essai de sismicité, reliant l'extrémité du fossé de Matapan à la côte du Péloponnèse pourrait représenter un déformation complexe (l'hypothèse du décrochement pur orienté SW-NE n'étant pas vérifiée), séparant au Nord et au Nord-Ouest un domaine compressif où la subduction est bloquée et au Sud, Sud-Est un domaine extensif où la subduction s'effectue plus librement.

2 Rhéologie de la croûte

La diminution d'Ouest en Est de la profondeur de la transition fragile-ductile peut être reliée à différents facteurs. La Figure 6-5 schématise l'influence de ceux-ci (Sibson, 1984).

A l'Ouest la sismicité est présente jusqu'à 35 km de profondeur, elle se



Synoptic diagram linking composite shear resistance profiles to a simple fault model (constructed assuming a frictional coefficient $\mu = 0.75$ and hydrostatic fluid pressures $\lambda_v \sim 0.36$ in the frictional regime, a linear geotherm $dT/dz = 25^\circ\text{C}/\text{km}$, and a Westerly Granite flow law at a strain rate $\dot{\gamma} = 10^{-11}/\text{s}$).

Figure 6-5 : Diagramme illustrant l'influence de certains paramètres sur la profondeur de la transition fragile-ductile. (ν : taux de déformation; P_f : pression de fluide. (D'après Sibson, 1984).

manifeste essentiellement par des failles inverses. Le comportement fragile peut donc être causé par un taux de déformation élevé, un gradient géothermique faible ou une variation de la composition crustale (Fig. 6-5). Dans notre cas, toutes les données vont dans ce sens et il est difficile de préciser si un des facteurs est prépondérant : une mesure de flux de chaleur dans le Sud-Ouest du Péloponnèse indique un gradient de $16^\circ/\text{km}$ (Fytikas et Kolios, 1978), les vitesses d'ondes P dans la croûte inférieure indiquent une croûte inférieure sialique (Makris, 1978), et cette zone de convergence très fracturée peut impliquer un taux de déformation élevé.

Plus à l'Est, les séismes concernent des failles normales et leur profondeur diminue. Ceci est donc représentatif d'une diminution du taux de déformation ou d'une augmentation du flux de chaleur. Il est vraisemblable que ces deux paramètres varient dans le même sens, tout au moins pour le flux de chaleur qui présente de fortes valeurs au Nord-Est du Péloponnèse. Notons que ces variations doivent être d'autant plus importantes que le passage d'une tectonique compressive à une tectonique extensive a, théoriquement, pour effet d'augmenter la profondeur de la transition fragile-ductile (Fig. 6-5).

3 Géométrie et champ de contrainte dans la plaque plongeante

Classiquement, on reconnaît que les séismes provenant d'une plaque plongeante sont situés dans la partie supérieure de la plaque (Isacks et Molnar, 1971). Dans notre cas, la sismicité intermédiaire définit, à partir des fossés, un plan orienté NE-SW de faible pendage ($\approx 10^\circ$), à 200 km des fossés ce pendage s'accroît brusquement ($\approx 45^\circ$), la plaque plonge alors dans l'asthénosphère.

Les mécanismes aux foyers des séismes localisés dans la partie fortement pentée, caractérisent bien la traction de la plaque dans sa direction de plongement. Dans la partie peu pentée, le faible nombre de solutions focales ne permet pas de conclure.

Le faible pendage des deux cents premiers kilomètres peut être différemment interprété. Dans le domaine égéen, subduction et extension sont fortement liées. Le taux d'extension est environ 4 fois plus élevé que le taux rapprochement Afrique-Eurasie (Le Pichon et Angelier, 1981). Le premier effet de ce processus a donc été une migration de la zone de subduction vers le Sud-Ouest dans la région du Péloponnèse (Fig 1-5).

L'extension du domaine égéen pourrait donc être associée au faible pendage de la plaque plongeante sur les 200 premiers kilomètres. Selon la reconstitution cinématique de Le Pichon et Angelier (1979), le déplacement de l'arc hellénique à la

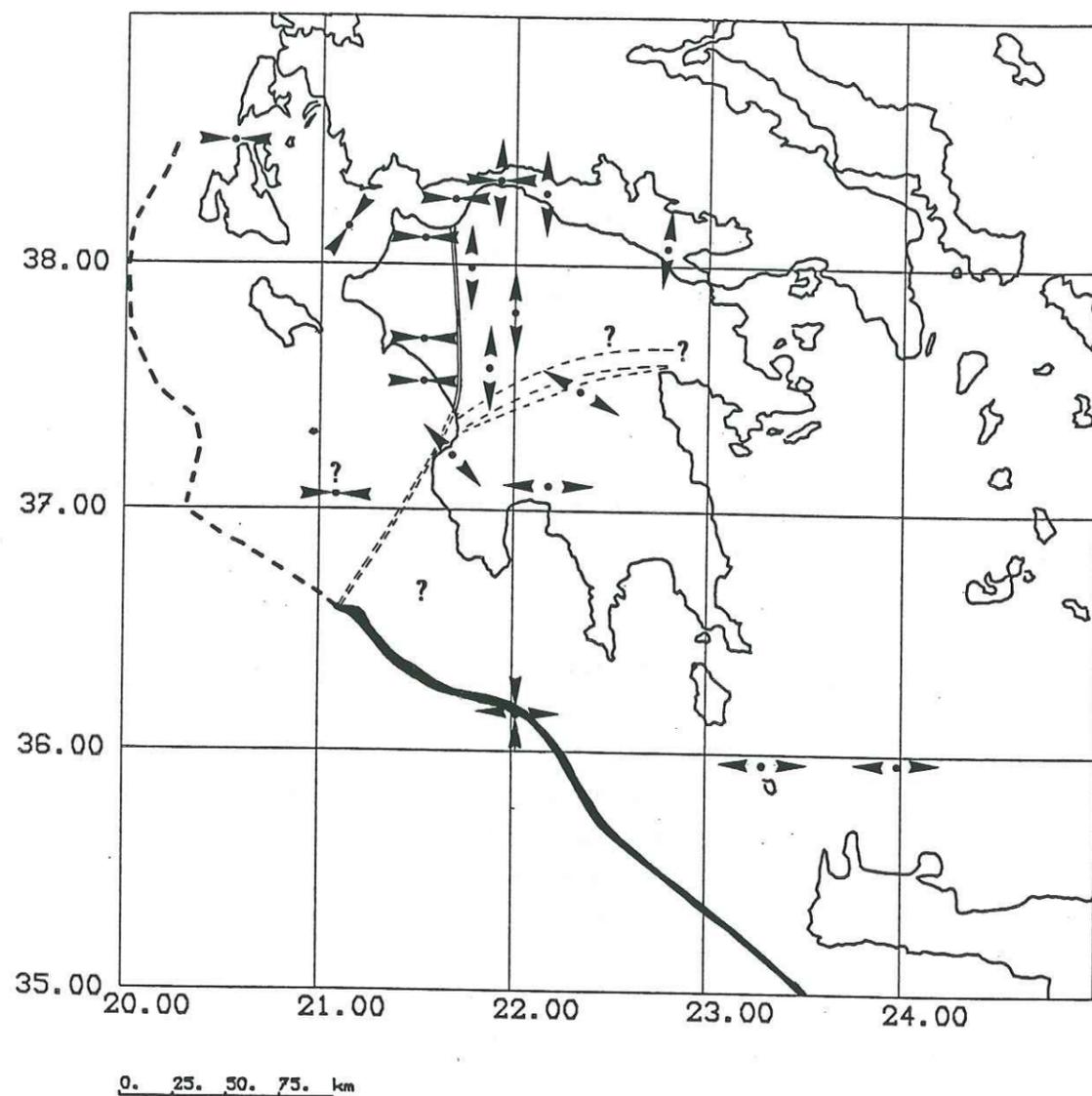


Figure 6-6 : Directions d'extension et de raccourcissement d'après les mécanismes aux foyers, pour le domaine égéen occidental. Raccourcissement : $\blacktriangleleft\blacktriangleright$; extension : $\blacktriangleleft\blacktriangleright$.

hauteur du Péloponnèse correspond à cette distance. Dans le domaine Sud-égéen, la distribution de la sismicité intermédiaire décrit une zone peu pentée sur une distance sensiblement identique (Martin, 1988), alors que l'extension y est plus importante. L'étendue de la zone à faible pendage ne semble donc pas directement liée à l'extension.

Il est donc probable que dans le domaine égéen, d'autres facteurs contribuent à la forme de la plaque plongeante. Ainsi dans le Péloponnèse, l'importante épaisseur de la croûte pourrait causer une surcharge sur la plaque plongeante et provoquer son fléchissement.

4 Conclusion

Nous avons reporté sur la Figure 6-6 l'essentiel de nos résultats. Ceux-ci sont complétés au Nord-Ouest (Anderson et Jackson, 1985), au Nord-Est (King et al., 1985) et au Sud (Lyon-Caen et al., 1987).

En conclusion, l'état actuel du champ de contrainte déduit des mécanismes au foyer dans le Péloponnèse fait apparaître trois caractéristiques: A l'Ouest, la bordure compressive associée au blocage de la subduction s'étend jusqu'à 200 km à l'Est des fossés ioniens. A l'Est le régime extensif prédomine, d'orientation N-S du Golfe de Corinthe jusqu'au centre du Péloponnèse, il prend plus au Sud une direction NW-SE puis E-W qui se généralise jusqu'à l'Ouest de la Crète.

Au Nord du Péloponnèse, la direction d'extension parallèle à la limite de la marge compressive accrédite l'idée du fluage de la lithosphère égéenne vers les zones où les plaques lithosphériques sont mécaniquement découplées. L'extension Est-Ouest, présente au Sud peut être considérée de deux manières: soit comme la continuité de l'écoulement Nord-Sud, soit comme la réponse à un autre moteur d'extension. Dans ce dernier cas, le Sud du Péloponnèse ne serait pas une zone de variation des directions d'extension, mais une région où deux régimes tectoniques s'affrontent.

Cette étude sismotectonique n'est que la première partie d'un projet visant à une meilleure compréhension de la géodynamique du domaine égéen. La seconde sera la conclusion de l'expérimentation de l'été 1988, qui consiste en l'étude microsismique des parties centrale et orientale du domaine égéen.

(à suivre...)

ANNEXES

Localisations des séismes : A.1→A.10
(Les séismes localisés à 5 km près sont indiqués par : **)
(Les séismes localisés à 10 km près sont indiqués par : *)

Paramètres des solutions focales. A.11
Solutions focales. A.12→A.15

Paramètres des solutions focales complémentaires. A.16
Solutions focales complémentaires. A.17

Légendes:

860630 957 48.0 : Date Heure Seconde

37.73 21.80 18.12 : Latitude Longitude Profondeur

● : compression, + : compression nodale ou émergente.

○ : dilatation, - : dilatation nodale ou émergente.

Δ : axes de pression et de tension.

date	heure	lat N	long E	prof	mag no	ang dmin	rms	erh	erz	q
860606	2343	31.61	38-13.22	25-20.42	4.10	3.82 10 342269.0	.24136.0145.5			
860607	920	5.77	37-34.94	22-25.02	35.63	2.86 9 210 16.1	.78 11.4	6.8	*	
860607	1055	59.18	38-10.44	22- 4.95	15.90	2.35 12 335 28.9	.27 3.4	1.9	*	
860607	1057	22.95	38- 8.15	21-56.96	9.47	2.67 15 158 28.3	.26 1.7	2.1	*	
860607	11 0	50.96	38-10.05	21-59.40	18.94	1.67 9 175 29.1	.11 2.1	.8	*	
860607	1130	44.32	38-13.53	22- 8.59	17.64	2.06 9 213 30.2	.24 4.2	4.5	*	
860607	1146	43.18	38- 9.90	22- .96	16.18	2.25 15 176 29.0	.20 2.1	1.9	**	
860607	12 1	38.40	38- 9.44	21-57.58	15.10	1.35 10 171 29.6	.21 3.5	4.2	*	
860607	1214	40.25	38-11.55	22- 6.66	15.97	1.51 10 201 30.8	.17 2.6	2.7	**	
860607	1232	38.13	38-11.79	22-10.59	17.36	1.67 11 215 31.8	.18 2.9	1.6	**	
860607	1250	22.29	37-32.48	22-36.73	13.31	1.17 12 252 30.6	.32 2.8	5.9	*	
860607	1325	42.98	38-10.86	22- 6.66	18.38	1.59 11 200 29.5	.17 2.4	1.5	*	
860607	1330	41.66	37- 4.43	20-21.06	10.63	3.31 14 307114.4	.39 3.8	2.1	*	
860607	1353	35.86	37-17.73	21- 1.82	7.38	2.20 12 315 86.7	.33 5.5	67.4	*	
860607	14 9	38.34	37-13.00	20-49.16	23.90	2.37 14 287 79.9	.22 2.8	2.0	**	
860607	1448	38.65	38-11.26	22- 6.41	17.38	1.34 16 200 14.4	.26 2.3	1.5	**	
860607	15 0	5.88	38-31.64	21-39.93	9.31	1.01 12 252 20.8	.19 1.6	1.4	*	
860607	1522	45.96	38-27.20	21-55.61	9.98	1.54 17 259 4.3	.18 1.2	1.0	**	
860607	1549	12.75	36-52.19	21- 9.30	19.85	2.18 15 312 87.9	.26 3.1	1.8	*	
860607	1714	2.27	38-10.68	22- 3.04	14.31	1.25 16 123 9.4	.24 1.2	1.6	**	
860607	1718	44.83	38-10.24	22- 4.46	13.75	.63 12 258 7.4	.17 2.5	1.4	**	
860607	1738	41.70	38-26.58	21-56.98	9.34	.89 16 245 4.8	.24 1.7	.8	**	
860607	1842	25.77	37-19.72	22- 8.20	12.09	2.41 26 106 7.9	.35 1.3	2.0	**	
860607	1854	37.56	35-57.20	21-36.92	4.55	3.01 7 343122.5	.32 3.2	4.6	*	
860607	2250	32.85	38-20.13	21-49.62	9.64	1.73 24 111 11.5	.26 .8	1.2	**	
860608	0 9	23.11	37- 6.85	21-33.94	11.80	1.43 10 297 48.2	.40 5.9	20.9	*	
860608	119	45.04	36-44.28	22-39.68	11.84	1.93 13 297 33.4	.20 2.0	3.9	**	
860608	454	50.95	35-15.73	21-28.88	2.52	5.22 23 321197.7	.46 41.9	46.9	*	
860608	512	1.42	35-50.89	21-40.42	2.66	4.13 17 318130.8	.57 5.4	2.2	*	
860608	558	19.93	38-29.92	21-39.38	12.40	2.64 23 179 18.2	.20 .8	1.0	**	
860608	622	7.21	38-14.17	21-51.29	13.63	1.80 19 114 20.9	.31 1.2	2.5	*	
860608	720	30.99	38-33.23	21-40.22	6.47	1.12 10 263 23.2	.23 1.9	2.6	*	
860608	725	57.67	38-21.04	21-58.40	9.46	1.64 20 170 9.9	.22 1.1	1.4	**	
860608	740	50.28	38- 8.46	23- 1.04	5.91	2.96 32 263 54.5	.53 2.0	1.8	*	
860608	758	45.20	35-45.15	21-44.78	36.64	3.32 11 336163.0	.62 13.6	77.4	*	
860608	816	47.18	36- 6.88	21-40.47	6.70	2.97 10 329104.2	.19 3.5	2.3	*	
860608	952	37.49	37- .61	21-32.56	21.11	1.61 8 263 16.2	.61 7.0	7.3	**	
860608	10 3	18.08	35-57.45	21-40.02	18.31	2.92 12 328105.5	.50 7.4	3.1	**	
860608	1148	59.91	36-23.63	21-37.48	8.11	2.61 22 292 58.2	.40 2.3	4.0	**	
860608	12 1	52.62	36-22.52	21-35.38	22.43	2.30 13 295 60.9	.30 2.4	1.4	*	
860608	1320	22.25	36-34.75	22-13.34	27.66	1.22 13 250 23.9	.19 1.6	2.0	**	
860608	1442	31.72	37-50.90	21-55.62	16.12	1.53 20 189 17.7	.23 .9	1.7	**	
860608	1443	17.69	36-24.11	21-35.73	37.87	2.05 13 293 58.0	.40 4.8	2.6	**	
860608	1447	45.40	36-26.15	21-38.60	22.63	2.62 17 288 53.2	.30 1.9	1.0	**	
860608	1456	39.22	37-51.15	21-55.39	15.80	.96 11 152 10.7	.32 1.8	2.7	**	
860608	15 6	42.64	38-12.73	21-54.42	23.91	1.28 11 267 22.3	.32 3.0	1.8	*	
860608	1536	3.66	37-52.20	21-54.39	19.55	1.20 19 95 9.2	.21 .8	.7	**	
860608	1550	55.11	38- 2.78	22-42.11	10.70	.88 9 289 9.5	.07 .7	.8	*	
860608	1559	46.05	38-13.88	22-28.77	13.47	1.15 12 258 20.4	.24 1.6	2.5	**	
860608	1921	44.95	37-53.42	22-29.71	15.67	2.21 33 105 5.2	.36 .8	1.0	**	
860608	20 0	45.53	37-54.28	22-30.77	11.63	1.24 12 113 6.4	.14 .8	1.7	**	
860608	20 7	12.76	37-55.61	21-57.45	21.37	1.14 23 91 13.4	.19 .5	.9	**	
860608	20 7	44.49	37-55.11	21-57.42	19.53	1.44 22 89 13.4	.26 .7	1.0	**	
860608	20 9	36.29	37-55.61	21-57.18	21.62	.85 16 91 13.8	.18 .7	1.0	**	
860608	2010	21.60	38- 1.64	22- 6.66	24.35	.38 8 145 12.5	.21 2.0	2.2	**	
860608	2011	6.17	37-54.47	21-58.01	21.44	1.07 18 140 12.6	.22 .9	1.3	**	
860608	2011	43.92	37-55.28	21-56.92	21.20	.84 15 151 14.1	.19 .9	1.1	**	
860608	2012	2.65	37-55.80	21-58.04	16.91	1.19 14 92 16.5	.20 .7	1.6	**	
860608	2012	54.61	37-54.59	21-56.98	13.10	1.71 12 90 14.1	.27 1.1	2.9	**	

date	heure	lat N	long E	prof	mag no	ang dmin	rms	erh	erz	q
860608	2013	49.05	37-55.83	21-56.31	21.94	1.27 14 93 14.3	.18 .8	1.3	**	
860608	2014	11.03	37-56.94	22-48.32	7.84	1.13 8 271 20.4	.23 2.5	3.2	*	
860608	2025	24.21	37-55.27	21-57.72	22.29	.57 16 89 13.0	.26 1.0	1.6	**	
860608	2056	16.72	38- 1.03	22-42.74	14.60	1.29 15 256 10.3	.30 1.7	1.9	**	
860608	2238	42.81	38- 3.54	22-35.85	15.00	1.29 14 240 3.5	.29 1.6	1.5	**	
860608	2242	21.42	37-51.34	21-54.84	16.17	1.31 24 100 9.8	.24 .7	1.1	**	
860609	043	7.07	38- 4.36	21-45.78	20.83	.96 20 177 6.8	.20 .9	1.0	**	
860609	044	54.09	38- 7.10	22-20.05	8.94	1.44 22 205 9.2	.20 .7	1.0	**	
860609	159	16.65	38-25.56	20-36.03	4.37	2.38 19 286 77.6	.26 1.6	1.1	*	
860609	518	22.42	38-18.32	21-36.60	18.40	1.45 18 149 15.1	.24 1.1	1.3	**	
860609	724	19.56	37- 5.14	21-36.33	9.92	1.40 10 222 6.6	.10 .9	.9	**	
860609	731	26.26	37- 6.76	20-44.81	2.31	2.03 10 321 27.6	.34 3.3	22.5	*	
860609	857	38.94	36- 8.92	22- 5.64	2.51	3.19 21 281 67.4	.29 1.5	2.0	*	
860609	959	9.31	37-41.37	21-44.08	36.22	1.29 15 180 19.8	.21 1.3	1.7	**	
860609	1041	55.35	36-39.02	22-14.34	23.79	2.06 5 263 19.9	.18 14.0	3.4	*	
860609	1051	36.12	36-58.39	21-25.59	13.81	2.03 13 286 25.2	.18 1.8	2.2	**	
860609	14 9	25.82	38-10.71	21-18.86	2.55	1.62 11 328 55.6	.41 5.5	97.8	*	
860609	1518	32.61	37-44.34	22-53.02	56.09	1.87 27 226 34.3	.33 1.8	3.5	*	
860609	1643	10.46	38-37.72	21-55.23	17.53	1.56 15 270 23.2	.25 1.7	1.7	**	
860609	1914	17.88	38-35.02	21-37.76	10.87	1.94 23 276 23.6	.30 1.5	2.9	*	
860609	2111	6.95	37- 7.37	21-34.79	22.93	.87 9 250 3.8	.31 2.7	2.2	**	
860609	2150	46.70	37- 5.28	21-37.35	14.02	1.39 17 205 6.4	.24 1.2	1.3	**	
860609	2228	19.05	36-52.59	22-34.25	9.33	1.09 10 119 24.0	.34 2.1	4.3	*	
860609	2352	22.56	37-38.42	19-52.11	7.10	2.18 20 300109.5	.37 2.6	1.6	*	
860610	028	23.08	38-22.06	21-53.41	3.38	1.01 15 117 5.9	.27 2.3	6.0	**	
860610	034	25.60	37-14.20	22-52.12	16.51	1.89 28 189 47.0	.44 1.3	1.9	*	
860610	158	39.84	36-50.69	23-16.42	23.68	1.80 13 252 38.0	.25 4.2	4.7	*	
860610	312	48.79	35-48.49	21-30.60	3.19	2.92 17 307123.9	.37 2.6	1.9	*	
860610	331	24.86	37-29.61	22- 7.65	13.08	1.25 14 149 13.5	.21 .8	1.7	**	
860610	335	1.91	37-50.36	19-53.02	14.16	2.62 19 308160.5	.48 29.8	17.2	*	
860610	353	52.71	37-23.68	21-58.43	13.82	1.08 7 105 11.8	.08 .6	1.6	*	
860610	355	5.93	38-24.95	21-59.37	11.12	2.47 39 224 7.6	.25 .7	.8	**	
860610	450	18.93	38-23.20	21-58.91	6.08	.82 12 215 7.9	.13 1.9	1.9	*	
860610	516	5.22	37-29.04	21-54.53	19.79	.82 14 89 6.1	.25 1.0	1.5	**	
860610	521	5.76	36-16.94	22-20.02	15.39	1.90 6 265 67.7	.80 29.0	8.1	*	
860610	621	51.70	37-49.60	22-32.66	9.32	.76 10 154 3.2	.25 1.3	1.6	**	
860610	7 4	18.56	38- 5.98	22-38.60	12.67	1.42 14 258 21.5	.25 1.6	2.9	*	
860610	733	37.49	37-33.42	21-40.54	4.19	1.13 12 185 .2	.30 1.9	1.7	**	
860610	820	45.99	38- .78	22- 8.58	2.74	.76 12 129 6.1	.18 .9	3.1	**	
860610	848	24.85	37-54.48	21-53.05	9.92	1.33 24 165 9.0	.13 .4	.5	**	
860610	1018	51.64	38-17.66	21-51.59	10.70	.77 11 189 14.5	.30 2.6	5.3	*	
860610	1230	20.01	37-29.57	21-53.65	13.17	.71 14 76 7.2	.17 .6	1.2	**	
860610	1249	40.19	37-35.88	22-57.02	3.31	1.86 11 215 33.8	.20 1.7	14.5	*	
860610	1315	39.33	38-10.34	21-25.38	7.15	1.78 32 66 26.1	.38 .7	1.9	**	
860610	1420	30.34	35-53.24	21-31.43	15.00	2.45 8 321115.0	.36 5.6	3.9	*	
860										

date	heure	lat N	long E	prof	mag	no	ang	dmin	rms	erh	erz	q		
860611	655	1.19	37-53.88	22-30.28	13.62	2.08	37	87	5.7	.26	.6	1.0	**	
860611	7	9	30	37-55.23	10.45	.98	13	100	8.1	.19	.7	1.3	**	
860611	716	26.26	37-55.00	22-30.74	7.77	.75	14	98	7.7	.21	.7	1.7	**	
860611	751	40.85	37-21.21	20-35.10	10.56	3.94	48	244	39.0	.51	1.6	1.4	**	
860611	821	5.87	37-37.64	21-41.04	27.42	1.52	24	115	8.0	.39	1.2	1.7	**	
860611	825	11.26	37-37.61	21-41.22	29.05	1.62	42	90	8.0	.37	.7	.8	**	
860611	845	54.09	38-11.13	22- 3.02	10.92	1.12	16	153	7.8	.30	1.0	1.8	**	
860611	847	46.93	38-10.50	22- 2.72	12.87	.92	21	151	7.8	.20	.5	1.0	**	
860611	932	39.55	37-46.36	22-22.92	38.07	.92	12	90	26.2	.24	1.5	2.1	**	
860611	955	43.50	37- 7.83	21-36.02	15.92	1.30	18	219	1.9	.29	1.3	1.5	**	
860611	10	9	11.68	36-55.41	23-14.33	18.61	1.86	29	273	68.9	.40	2.0	1.5	**
860611	1047	40.30	38-19.23	22-19.73	9.41	1.45	26	192	9.4	.19	.7	.7	**	
860611	1054	18.53	37-55.45	22-11.68	46.23	1.90	41	46	16.9	.40	1.1	1.4	**	
860611	1147	40.07	38-11.19	22- 2.45	10.61	.77	13	156	8.6	.30	1.2	2.1	**	
860611	1225	28.00	38- 6.60	22-13.64	12.87	.38	10	170	9.9	.15	.9	1.3	**	
860611	1238	17.43	37-55.08	22-30.53	7.82	.72	10	98	7.9	.16	.7	2.1	**	
860611	1254	39.38	38- 6.02	23-23.24	22.52	2.90	11	320	65.9	.33	3.7	1.9	**	
860611	1314	41.25	37-13.10	22- 1.65	3.50	1.09	20	65	8.4	.25	.6	3.5	**	
860611	1316	41.41	37-23.73	23- 1.34	13.54	.65	7	284	28.8	.35	16.8	12.9	**	
860611	1517	59.79	39- 2.38	21-50.73	8.77	1.99	21	290	68.9	.27	1.5	2.7	*	
860611	1544	34.00	37-19.09	22-28.45	7.49	1.03	12	128	9.7	.27	.9	2.5	*	
860611	1651	36.59	37-34.30	20-51.77	19.95	1.99	38	127	17.8	.42	1.3	1.2	**	
860611	17	6	45.64	36-59.76	21-19.11	1.14	1.54	13	292	30.9	.44	3.3	72.6	**
860611	1722	30.52	38-23.50	21-57.13	9.97	1.15	15	187	5.4	.24	1.6	1.3	**	
860611	1849	39.44	36-43.82	21-44.70	9.63	1.81	14	294	19.5	.26	2.1	3.0	*	
860611	1856	58.76	36-30.05	22-12.18	9.43	2.36	24	202	30.3	.23	1.4	4.0	*	
860611	1926	1.90	36-47.94	21-42.42	.61	1.60	9	313	13.0	.34	4.0	60.2	*	
860611	1938	55.34	36-31.77	21-16.43	13.83	2.90	37	275	60.9	.44	2.0	1.3	**	
860611	2128	37.42	38- 8.77	21-44.29	19.02	1.25	14	244	10.8	.32	1.8	1.9	**	
860611	2154	18.70	37-48.38	21- 5.51	6.70	1.05	8	137	10.2	.17	2.7	8.3	**	
860611	2211	21.99	37-47.44	21-38.12	21.21	.94	15	125	14.4	.26	1.1	2.1	**	
860611	2314	30.43	37-55.24	22-31.12	10.95	.54	9	101	13.2	.14	1.0	2.7	**	
860611	2317	54.25	37-54.67	22-30.77	10.30	.85	16	94	7.1	.26	.8	1.6	**	
860612	052	42.05	37-32.51	21-59.77	15.26	.72	11	142	18.2	.11	.6	1.6	**	
860612	111	16.92	37-35.03	19-39.86	10.04	3.47	7	329190.5	.30	53.5	67.2			
860612	144	45.20	37-59.13	21-45.88	20.90	1.20	15	137	10.4	.14	.8	1.1	**	
860612	2	22.05	38- 6.40	25-21.16	2.19	3.84	24	333237.3	.50	15.4	16.8			
860612	426	53.09	38-22.64	21-57.07	13.87	1.71	31	132	6.4	.27	.8	.9	**	
860612	431	43.87	38-23.93	21-55.45	13.02	1.46	11	134	3.0	.18	1.6	1.6	**	
860612	447	41.07	38-22.32	21-56.67	11.59	1.86	22	123	6.5	.24	.9	.9	**	
860612	450	38.87	37-12.88	21-32.41	19.69	1.29	14	252	10.0	.29	1.9	2.0	**	
860612	617	58.21	37-37.50	21-55.81	14.87	1.01	12	134	14.4	.17	.7	1.3	**	
860612	632	23.54	35-38.72	22-46.77	3.36	3.19	19	265	53.1	.33	2.6	1.7	**	
860612	715	25.08	36-41.97	22-50.71	18.32	3.16	6	176	58.9	.12	2.0	2.8	**	
860612	730	11.99	37-14.84	21-33.88	11.60	1.24	17	216	12.1	.46	2.1	3.7	**	
860612	732	51.44	37-59.24	21-45.28	21.68	1.29	13	134	9.7	.09	.5	.7	**	
860612	811	1.06	36-21.39	22- 7.66	33.18	2.06	11	293	46.5	.24	2.6	1.8	**	
860612	828	57.67	38-18.82	21-54.25	12.32	1.07	10	146	11.8	.16	1.4	2.7	**	
860612	831	49.21	37-26.05	22-10.30	12.78	1.39	27	55	18.8	.39	.8	2.5	**	
860612	845	2.92	38-21.99	22-13.31	12.85	1.32	19	143	2.6	.32	1.3	1.5	**	
860612	954	27.25	37-45.36	20-20.68	6.21	2.98	46	246	42.6	.61	2.0	1.7	**	
860612	11	8	12.80	37-37.90	12.07	1.03	8	212	7.5	.32	4.0	3.8	**	
860612	1116	49.65	38-56.15	21-21.51	7.80	2.75	30	230	54.7	.53	1.9	2.0	**	
860612	1256	19.30	38-27.29	21-53.36	12.08	.89	8	247	4.0	.27	4.1	2.1	*	
860612	13	0	13.25	37-18.31	16.18	2.41	24	59	9.1	.41	1.1	1.7	**	
860612	1344	47.25	37-30.22	22-21.55	11.36	1.45	35	70	17.6	.26	.5	1.9	**	
860612	1448	29.66	38- 6.59	22-27.40	11.21	.65	10	212	7.4	.31	2.1	2.0	**	
860612	1455	50.61	38- 7.89	23- 5.70	18.06	1.95	19	272	42.6	.35	1.9	1.4	**	
860612	1458	44.49	37-28.95	23-19.50	23.36	1.62	15	299	56.9	.21	1.6	1.2	**	

A.2

date	heure	lat N	long E	prof	mag	no	ang	dmin	rms	erh	erz	q		
860612	1515	34.62	37-58.40	21-45.62	23.36	1.20	12	229	13.2	.20	1.3	1.6	**	
860612	1527	9.80	38-54.23	23-55.76	6.50	3.33	29	308152.3	.45	3.1	2.1			
860612	1546	40.19	38-45.39	21-54.09	13.35	1.76	12	282	36.9	.23	1.9	2.9	**	
860612	1728	18.45	37- 8.17	21-50.15	8.03	1.02	14	80	19.9	.31	1.0	4.5	**	
860612	1818	48.82	37-26.50	22- 1.20	11.50	.93	12	123	17.4	.13	.5	1.8	**	
860612	1846	43.05	36-55.45	21-46.42	.78	1.36	6	209	2.2	.12	3.3	14.6	**	
860612	1849	42.69	37-35.14	20-59.17	19.41	1.99	31	181	21.3	.52	1.7	1.8	**	
860612	19	4	51.90	37-39.02	21- 5.16	14.85	3.04	52	102	24.5	.35	.6	1.7	**
860612	1918	55.41	35-53.40	21-10.93	4.98	2.53	10	306124.4	.49	5.8	7.1	*		
860612	2219	53.69	37-53.40	21- 5.16	8.77	1.52	10	199	5.1	.42	2.9	2.6	**	
860613	116	45.47	38- 9.71	21- 3.65	14.36	1.29	15	198	27.7	.17	1.4	3.0	*	
860613	118	39.77	38-16.38	22-21.82	4.01	1.01	17	184	15.3	.33	1.3	7.1	**	
860613	123	14.87	38-27.09	21-55.20	14.15	1.51	17	205	29.9	.23	1.0	2.7	**	
860613	128	45.94	37-17.97	21-46.52	29.88	1.45	4	241	5.3	.11				
860613	140	30.84	37-45.48	21- 6.05	11.19	1.45	15	136	15.0	.41	2.1	5.2	*	
860613	148	20.05	35-50.36	21-24.24	5.74	3.07	20	291122.7	.54	4.2	3.5	*		
860613	513	36.55	38-18.83	22- 6.85	12.14	1.49	19	187	13.6	.27	1.1	1.6	**	
860613	613	24.77	38-34.50	21-53.39	16.50	1.59	14	244	38.3	.33	2.1	2.0	**	
860613	714	48.64	38-19.40	21-51.26	11.98	1.44	10	234	30.5	.19	1.4	3.8	**	
860613	924	15.68	37-39.13	22-11.22	7.31	1.24	11	157	8.5	.26	1.2	2.0	**	
860613	1024	36.16	37- 5.17	22- 6.30	2.34	1.16	7	245	8.1	.33	4.9	12.1	**	
860613	1033	35.28	38-16.98	22- 2.46	9.68	1.62	27	124	16.1	.28	.7	1.1	**	
860613	12	7	42.44	38-45.43	20-26.04	.06	2.38	17	269	20.9	.68	3.9	3.3	**
860613	1252	50.31	37- 1.43	22-21.97	11.29	1.35	17	164	11.9	.41	1.4	2.2	**	
860613	1319	23.43	38- 9.37	21-25.79	2.03	1.42	14	210	25.2	.37	1.6	25.7	**	
860613	1323	51.53	38-22.27	22-17.32	5.07	1.31	9	225	3.6	.14	1.1	1.7	**	
860613	1339	53.56	37-46.49	22-26.23	10.85	.84	9	133	12.7	.15	.8	1.9	**	
860613	1355	2.98	36-59.45	22- 8.92	8.46	1.54	14	202	18.7	.25	1.2	1.6	*	
860613	1424	53.78	37-46.83	22-25.82	9.31	.91	11	129	12.5	.18	.8	1.9	**	
860613	1512	42.57	38- 1.38	21-34.41	16.12	1.38	8	252	11.4	.11	1.4	1.3	**	
860613	1520	.69	38- 1.38	21-34.95	16.56	1.20	10	184	10.0	.28	1.8	1.9	**	
860613	1521	29.10	38- 1.18	21-33.89	19.65	1.49	27	102	11.6	.24	.6	.8	**	
860613	1523	35.18	38- 1.01	21-34.09	19.63	2.66	54	50	11.4	.33	.5	.6	**	
860613	1550	10.62	37-51.07	22-52.51	14.24	1.58	13	277	21.1	.23	1.6	1.9	**	
860613	1611	42.56	37-56.57	21-35.76	14.40	1.71</								

A.4

date	heure	lat N	long E	prof	mag no	ang dmin	rms	erh	erz	q
860617	349	53.66	38-47.33	20-34.19	2.21	9 244 8.7	.52	4.3	2.7	*
860617	414	40.00	37-49.72	22-54.00	1.22	10 254 26.3	.24	2.4	3.6	**
860617	626	50.04	38-18.04	22- 5.15	.95	8 113 16.5	.17	1.3	4.0	**
860617	642	16	37-44.98	22- 1.78	1.76	42 49 6.8	.21	.3	1.0	**
860617	758	3.70	35-37.63	22-38.90	2.55	9 303 67.9	.25	4.8	3.8	**
860617	831	55.07	38-18.26	21-52.17	1.20	12 175 3.8	.13	1.0	2.1	**
860617	1043	3.53	36-35.38	21- 8.14	2.32	12 135 66.7	.27	3.5	2.1	**
860617	1049	3.66	37-38.95	21-53.78	.41	12 125 10.3	.18	.8	1.5	**
860617	1055	3.10	36-37.04	21-14.09	2.52	15 294 57.6	.28	3.0	2.5	**
860617	1155	37.71	36-43.50	21-14.12	2.31	18 289 51.9	.37	3.1	2.4	*
860617	1323	23.66	38-25.80	21-45.89	1.16	14 189 16.1	.28	1.4	2.3	*
860617	1324	53.69	38-15.26	21-17.56	1.57	11 296 41.0	.25	2.4	2.5	**
860617	1437	1.44	36-13.33	24-33.03	3.00	10 308139.1	.19	16.1	8.1	*
860617	1555	52.33	38- 4.04	22-40.06	1.39	10 256 23.1	.45	3.9	8.6	*
860617	1621	53.57	36-48.47	22-29.51	1.44	17 103 14.5	.29	1.2	2.4	**
860617	18 6	10.02	38-22.89	21-59.12	2.14	12 124 5.9	.29	1.4	2.0	**
860617	1812	12.59	38-25.32	25-18.38	3.81	30 309237.5	.63	14.4	15.1	*
860617	1819	46.16	36-28.50	21-35.92	3.35	6 333 50.1	.32	10.7	6.0	*
860617	1916	41.42	37-56.07	22-49.43	2.50	9 285 15.1	.67	22.0	10.6	*
860617	1918	57.33	38- 8.51	24-57.50	4.38	47 289202.8	1.19	8.2	8.6	*
860617	20 2	55.27	37-26.16	22- 9.81	.66	12 98 18.2	.19	.8	1.7	**
860617	2042	24.25	37-42.12	23- .65	2.56	9 263 42.9	.39	10.1	12.9	*
860617	2227	17.32	37-11.33	22-30.38	1.71	17 97 13.3	.25	1.7	1.8	**
860617	2319	14.83	36-29.83	22-55.78	1.55	13 171 35.4	.22	1.8	2.3	**
860617	2337	36.17	37-34.89	23-21.51	2.21	33 252 63.0	.34	2.4	3.0	**
860617	2339	40.15	37-37.70	21-44.48	1.24	34 99 7.3	.29	.6	1.2	**
860618	033	40.86	37-59.53	22-53.66	1.15	9 288 21.1	.39	3.9	20.0	*
860618	153	51.22	37-26.34	22- 9.37	.78	10 97 17.5	.15	.7	1.8	**
860618	212	23.94	36-15.35	22- 8.39	2.53	9 304 55.0	.21	2.5	1.5	*
860618	615	16.50	35-58.86	21-56.26	2.43	18 269 90.6	.22	1.4	2.9	*
860618	645	23.13	38-24.19	22- .78	2.20	42 206 20.8	.43	1.2	1.2	*
860618	851	1.97	36-36.82	21- 7.51	2.95	23 301 66.1	.38	2.2	4.1	*
860618	958	58.95	37-23.67	22-41.43	1.14	14 204 28.9	.43	2.7	2.9	*
860618	1027	29.73	38- 6.35	22- 5.15	.91	10 197 5.1	.18	1.2	1.4	**
860618	11 6	50.44	36-46.71	21-14.26	2.79	20 292 49.7	.50	5.1	4.7	*
860618	1124	27.96	37-25.61	22-10.23	1.24	24 98 18.1	.29	.8	1.4	**
860618	1125	28.10	37-26.37	22-10.14	.92	10 100 18.5	.21	.9	2.4	**
860618	1139	16.07	36-35.16	21-16.31	1.71	8 328 69.1	.26	3.3	25.0	*
860618	1140	32.59	36-40.74	21- 5.90	3.14	25 303 65.1	.40	2.6	16.9	*
860618	1155	53.62	35-51.66	22- 4.50	2.99	21 254 90.5	.23	1.3	1.8	*
860618	12 9	33.71	36-46.05	21-12.96	2.18	18 301 51.9	.44	3.3	15.4	*
860618	1225	18.83	36-40.62	21-15.28	2.66	22 305 52.6	.36	2.5	10.6	*
860618	1235	14.42	37-48.79	21- 4.37	1.71	9 329 33.4	.23	3.1	2.6	*
860618	1242	13.05	38-53.47	21-10.15	3.17	9 261 49.1	.31	4.3	2.8	*
860618	13 0	41.32	35- 9.91	23-19.15	3.10	17 326 78.3	.56	9.3	3.4	*
860618	1313	33.13	38-37.70	23-18.32	2.28	17 314115.2	.38	4.1	2.0	*
860618	1322	54.47	38-14.86	21-20.42	1.82	13 308 67.0	.21	1.8	2.1	*
860618	14 6	58.61	37-29.54	22-21.15	1.28	21 129 16.4	.22	.6	1.9	**
860618	1420	28.61	37-38.29	23- 3.51	1.59	18 258 43.7	.40	2.4	14.9	**
860618	1632	21.22	38- 1.07	22- .77	1.34	10 246 6.9	.25	2.1	1.8	**
860618	1654	26.30	37-26.21	20-28.03	3.24	41 248 45.4	.39	1.8	1.2	*
860618	1736	39.79	37-24.68	22- 6.65	.78	10 112 14.3	.14	.6	2.0	**
860618	1924	9.40	38- 6.89	23-21.46	2.08	16 303 83.8	.45	3.2	3.5	*
860618	1925	27.72	38- 9.55	23-21.21	1.90	14 304 84.0	.28	2.3	1.8	*
860618	1941	30.82	37-35.97	22- 9.09	1.07	14 119 14.1	.30	1.0	3.7	*
860618	2130	38.91	36-11.57	21-36.02	3.43	29 274 94.0	.41	2.6	1.8	*
860618	2219	52.74	36-40.53	21-14.22	1.61	9 329 54.1	.53	7.9	13.0	**
860618	2227	46.63	37- 2.27	21-48.50	1.22	11 128 15.2	.39	2.1	3.9	**
860618	2250	.70	36-54.36	21-27.75	1.26	7 292 27.6	3.78	76.7	71.1	*

date	heure	lat N	long E	prof	mag no	ang dmin	rms	erh	erz	q
860619	023	44.22	38-13.71	22- 8.58	11.59	.80 10 290 8.1	.12	1.0	1.0	**
860619	1 5	22.28	37- 4.93	22- 2.91	7.26	.57 8 152 10.7	.26	1.8	4.4	**
860619	113	59.81	37-50.09	22-54.76	.94	1.67 19 261 51.0	.28	1.5	77.2	*
860619	2 5	24.41	37-24.38	24-32.28	27.38	3.00 8 329162.9	.48	60.2	90.6	*
860619	2 7	30.74	37-33.91	21-37.79	18.47	2.03 37 128 4.1	.32	.6	1.0	**
860619	245	43.53	36-38.50	21-13.51	6.74	3.40 34 240 56.9	.48	2.3	2.4	*
860619	250	27.39	38-12.47	22- 8.58	8.14	.25 6 343 5.8	.07	1.8	.8	*
860619	3 9	26.54	36-48.73	21-19.48	17.73	1.68 9 319 41.2	.62	8.7	13.6	**
860619	3 9	54.98	38-31.23	21-12.74	27.43	1.89 7 312 90.0	.59	95.5	11.2	*
860619	331	48.22	36-38.00	21- 6.70	8.05	2.62 15 304 66.2	.39	4.2	27.2	*
860619	355	49.79	36-46.03	21-55.39	1.69	.89 7 273 20.4	.26	3.8	44.1	*
860619	357	53.10	36-47.29	21- 8.42	22.87	2.18 14 307 57.7	.47	4.2	2.0	**
860619	4 3	42.89	36-46.73	21-12.84	35.19	1.32 11 326 51.7	.53	7.4	2.3	**
860619	417	20.21	35-47.46	21-59.86	10.71	2.46 7 285 99.9	.24	4.8	4.5	*
860619	423	4.49	38-47.16	21-50.33	.65	3.09 44 230 41.1	.38	1.2	1.4	*
860619	5 4	3.05	37-44.68	22-44.49	44.34	2.74 8 257 41.5	.22	4.9	5.2	**
860619	545	47.73	37-32.76	21-49.54	31.41	1.73 31 71 13.4	.27	.8	1.0	**
860619	552	11.06	37-32.42	21-50.49	29.01	2.21 39 72 12.5	.30	.7	.8	**
860619	552	38.62	37-32.79	21-51.27	28.70	2.19 32 68 11.8	.36	.9	1.1	**
860619	554	18.14	37-31.86	21-51.42	30.71	.81 20 171 10.9	.36	1.4	2.2	**
860619	6 1	13.45	37-31.19	21-51.40	29.56	1.15 14 192 11.2	.17	1.3	1.3	**
860619	628	50.13	38-20.47	22- 2.46	9.64	1.08 8 343 22.0	.17	3.6	1.4	*
860619	636	27.77	36-41.65	21-15.29	.72	3.79 29 231 51.7	.33	2.5	3.6	*
860619	745	20.50	38- 8.69	22-40.36	5.10	2.19 19 223 19.8	.33	1.6	3.0	**
860619	840	14.29	37- 4.51	22- 5.66	.93	1.52 12 160 9.6	.27	1.0	18.9	*
860619	858	58.65	37- 1.04	22- 7.33	8.28	1.53 13 107 15.6	.38	1.4	4.3	**
860619	8 6	9.05	36-42.11	21-15.43	2.68	2.82 20 290 51.1	.40	3.3	64.8	*
860619	1147	52.14	37- 7.47	21-35.44	9.68	1.92 11 247 3.0	.35	3.1	2.4	**
860619	12 7	9.96	37-40.61	21-24.06	14.12	2.07 6 323 61.9	.98	20.0	121.4	*
860619	1214	33.77	36-49.49	21-25.98	21.26	2.86 10 275 31.5	.34	6.5	2.9	*
860619	1225	28.38	38- 7.89	21- 1.77	25.98	3.07 23 57 24.2	.14	.5	.7	**
860619	1312	43.96	38-17.26	21-15.86	30.00	1.82 9 217 45.6	2.70	37.1	63.5	*
860619	1329	29.96	37-35.09	22-54.34	13.89	2.69 16 206 17.3	.18	1.2	1.5	**
860619	1438	25.58	36-54.36	21-28.17	17.65	2.83 8 284 27.0	.32	14.3	14.8	*
860619	1444	22.57	38- 4.81	20-59.81	33.91	2.85 21 71 20.9	.27	1.1	1.0	**
860619	15 2	43.36	36-34.14	20-56.49	22.61	3.14 7 338 83.0	.14	9.6	2.1	*
860619	1514	44.57	36-37.06	21-11.93	2.49	4.69 44 231 60.2	.44	2.5	1.8	*
860619	1519	35.53	36-41.16	21-16.07	4.82	3.49 11 268 86.1	.14	2.5	39.6	*
860619	1521	29.95	36-44.59	21-17.55	3.05	3.65 17 227 52.9	.32	3.0	67.5	*
860619	1538	40.99	38- 4.33	22-15.32	.02	2.60 21 98 13.2	.15	.4	164.4	*
860619	1620	21.24	36-46.07	21-20.48	11.96	3.56 25 223 41.3	.33	2.8	2.4	*
860619	1632	14.61	38-39.09	21-14.39	.54	3.71 30 251 55.2	.38	2.0	2.7	**
860619	1657	4.23	38- 7.24	21- 1.00	26.53	2.71 11 74 22.9	.18	1.1	2.4	**
860619	1859	1.50	36-52.03	21-29.77	10.16	3.02 16 268 24.9	.33	5.9	7.3	*
860619	1910	38.81	36-44.49	21-17.96	1.54	3.90 31 239 52.8	.30	2.2	2.1	*
860619	2020	27.26	36-41.75	21-16.47	1.67	3.97 40 228 50.1	.32	1.6	2.6	*
860619	2037	39.76	38-16.54	22-21.23	10.53	2				

date	heure	lat N	long E	prof	mag	no	ang	dmin	rms	erh	erz	q
860624	118 36.46	36-45.16	22- 4.55	14.73	2.06	12	199	25.2	.32	1.8	3.7	**
860624	153 44.51	38-26.31	21-50.13	11.30	2.42	25	186	10.0	.29	1.0	1.7	**
860624	2 9 22.88	38-49.53	20-31.99	12.04	2.79	9	276	11.0	.23	2.5	2.0	**
860624	218 31.70	38-24.76	22- .17	13.03	2.14	16	173	4.9	.20	1.3	1.4	**
860624	229 46.20	38- 5.08	22- 2.82	11.22	1.86	8	270	3.1	.23	2.2	2.2	**
860624	656 21.62	38-18.88	22-15.80	1.58	2.26	7	190	7.0	.08	1.5	1.4	**
860624	821 .32	37-13.10	21-28.12	16.97	2.76	27	133	15.1	.40	1.0	2.3	**
860624	832 58.40	37-12.86	21-28.42	13.62	2.84	32	133	14.5	.39	.9	2.4	**
860624	839 43.27	36-36.48	22-44.44	46.07	3.30	35	133	21.5	.42	1.8	1.7	**
860624	1128 25.58	37-53.19	22-35.91	12.75	2.31	16	108	7.4	.21	1.2	2.0	**
860624	1133 14.57	38-21.25	20-19.13	19.42	2.90	10	242	25.0	.74	10.0	3.6	**
860624	1252 45.19	37-46.86	20-56.28	20.62	2.77	16	225	21.7	.26	3.3	2.3	**
860624	1255 4.97	36-37.96	21- 7.34	14.05	3.09	16	298	65.4	.40	4.2	2.7	**
860624	1257 27.75	38-23.62	21-58.71	15.37	2.10	12	233	17.5	.23	1.6	2.2	**
860624	1443 23.94	38-34.20	21-40.36	12.14	2.58	20	271	24.7	.42	2.4	2.0	**
860624	1450 11.76	37-42.70	21-20.75	23.18	2.14	13	250	19.6	.23	2.0	2.8	**
860624	1456 34.83	37-29.45	22-22.56	5.27	2.16	16	155	16.2	.20	.8	3.3	**
860624	16 7 16.91	38-27.48	21-54.84	12.61	2.44	20	264	21.1	.23	1.3	3.2	**
860624	1610 8.47	37- 5.24	21-23.35	27.11	2.64	17	265	20.8	.40	2.7	2.7	**
860624	1752 9.11	36-35.06	21- 8.28	13.25	2.80	12	325	66.9	.22	2.4	1.4	**
860624	2034 14.20	38-27.27	21-58.06	14.05	2.06	15	261	22.5	.18	1.6	2.4	**
860624	2157 56.73	36-36.39	21- 3.43	3.41	3.18	20	301	71.9	.40	2.9	4.6	**
860624	22 4 31.03	38-20.80	21-46.25	17.64	4.14	38	147	10.3	.26	.6	7.7	**
860624	2212 9.24	38-21.19	21-47.08	10.66	2.85	39	148	10.2	.20	.4	1.4	**
860625	2 0 46.87	37-20.70	20-31.66	18.45	2.78	12	288	43.7	.26	4.1	1.8	**
860625	337 59.10	35-53.44	23-26.13	17.94	3.57	17	276	12.7	.23	5.2	1.4	**
860625	556 9.43	37- 2.63	21-37.99	6.20	2.30	5	209	11.4	.09	4.1	9.6	**
860625	6 1 51.91	37-47.20	20-39.89	21.11	2.79	7	255	34.5	.19	7.6	3.3	**
860625	6 4 43.06	37-51.15	20-38.90	22.31	2.93	6	249	20.8	.44	15.3	6.7	**
860625	638 4.30	36-43.21	21-17.07	16.94	3.77	33	225	55.5	.44	2.6	1.5	**
860625	643 19.11	36-58.57	21-36.83	11.99	2.69	8	240	16.2	.29	13.0	16.7	**
860625	9 1 4.84	37- .63	22- 8.03	.56	2.27	11	108	13.7	.25	1.1	53.5	**
860625	956 10.82	40- 9.91	20-14.07	29.17	4.34	28	328	192.4	.35	42.0	27.5	**
860625	1012 55.53	38-11.47	21-47.03	3.94	1.84	5	182	10.8	.08	1.6	8.1	**
860625	1019 41.01	37-39.44	22-10.50	1.28	2.23	13	72	9.4	.12	.5	7.2	**
860625	1116 27.41	37-36.21	21-56.82	13.45	2.27	21	82	11.7	.23	.7	1.5	**
860625	1159 36.56	38-19.72	22- 3.81	10.00	2.92	22	114	14.7	.13	.5	7.7	**
860625	12 9 58.63	36-48.69	24-24.29	18.38	2.98	11	296	34.3	.26	12.6	7.2	**
860625	1216 37.43	38-26.54	22-17.47	4.56	2.48	9	296	8.2	.15	2.0	3.1	**
860625	1327 51.77	37-13.22	21-48.44	2.70	2.22	10	98	14.4	.35	1.7	19.5	**
860625	1334 42.27	38- 4.81	22-14.54	5.86	2.34	14	99	12.9	.23	.8	3.4	**
860625	1410 1.48	37-50.83	22-52.26	3.08	2.82	21	321	16.4	.18	1.1	2.7	**
860625	1430 5.55	37-42.92	21-28.90	21.03	2.04	16	133	17.4	.22	.9	2.2	**
860625	15 6 36.01	37-43.08	21-29.55	14.54	2.54	25	52	17.4	.31	.8	2.7	**
860625	1649 42.22	38-19.28	22-36.26	.69	1.95	9	268	31.7	.38	6.2	181.9	**
860625	1724 13.74	37-26.73	22- 1.12	9.74	1.70	8	121	7.3	.11	.6	1.0	**
860625	1833 .59	37-43.30	21-29.95	19.40	2.36	22	129	17.1	.17	.5	9.9	**
860625	19 2 59.02	37-58.93	20-29.92	22.61	2.77	19	233	25.7	.34	2.9	1.2	**
860625	2031 24.97	38-26.17	22- 1.35	14.49	2.61	27	203	20.8	.20	1.0	1.0	**
860625	2148 50.50	38- 7.57	24-12.47	9.57	3.23	18	299	132.6	.30	4.3	3.1	**
860625	2218 18.10	38-25.29	22- .20	13.45	1.76	9	243	21.3	.14	1.2	2.0	**
860625	2316 32.51	38-20.96	22-11.58	11.47	1.89	9	219	5.7	.08	1.5	1.1	**
860625	2336 43.92	37- 5.08	19-51.58	15.00	2.80	10	321	155.9	.70	58.9	28.3	**
860626	045 16.85	36-51.64	21-31.08	24.94	2.71	7	302	58.6	.34	28.1	4.4	**
860626	214 24.28	38- 5.85	22-34.12	6.54	2.32	9	225	15.1	.33	4.1	5.0	**
860626	226 22.16	38-21.13	22- .91	2.47	2.72	31	117	10.1	.27	.9	5.5	**
860626	233 40.62	38-25.53	21-59.11	12.47	1.79	9	247	20.6	.13	1.5	3.1	**
860626	246 16.88	37- 8.46	20-55.60	2.25	2.55	10	282	14.0	.43	12.3	21.5	**
860626	256 31.45	38-14.45	21-54.89	16.11	2.82	27	66	7.1	.24	.8	1.2	*

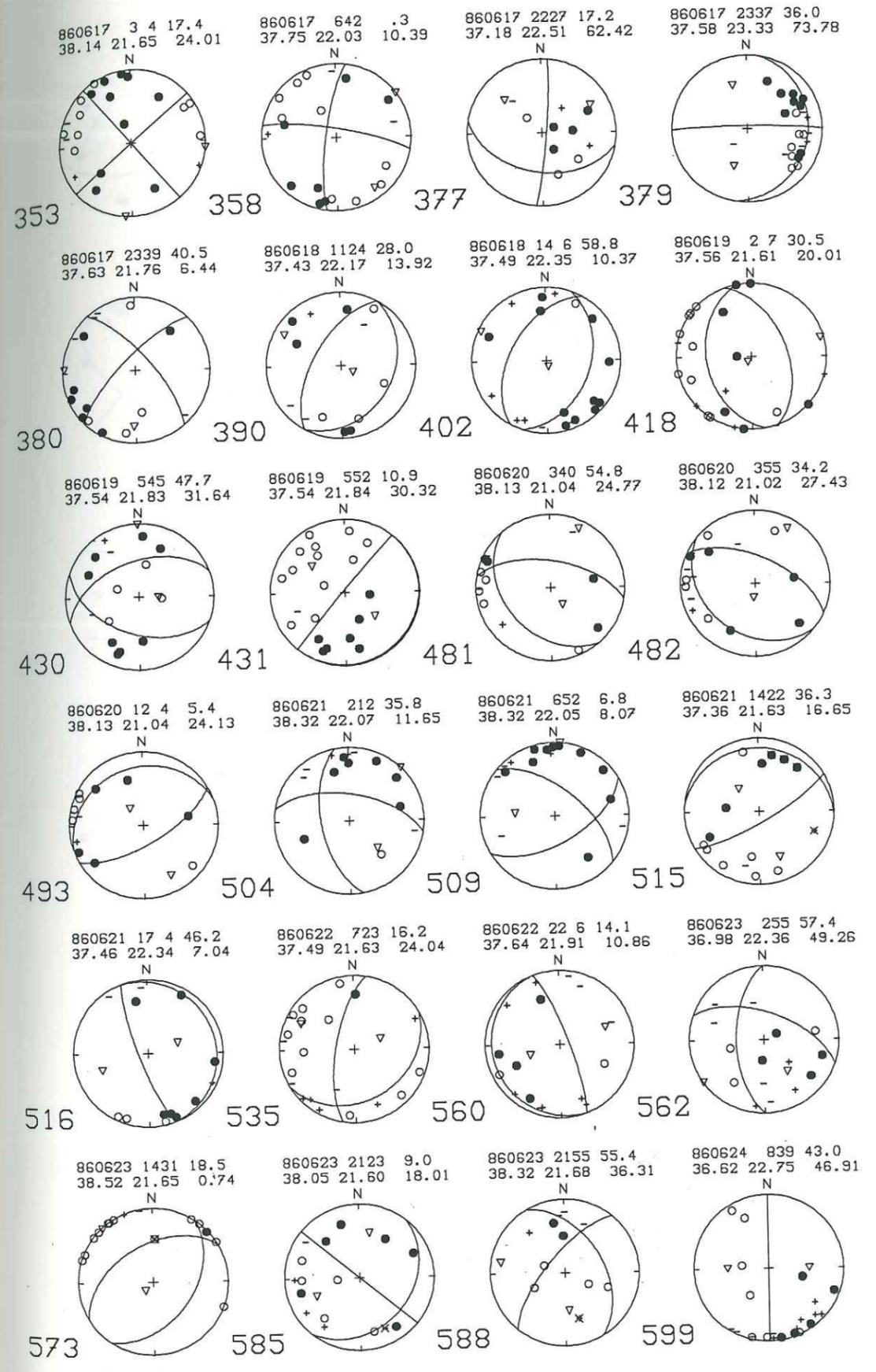
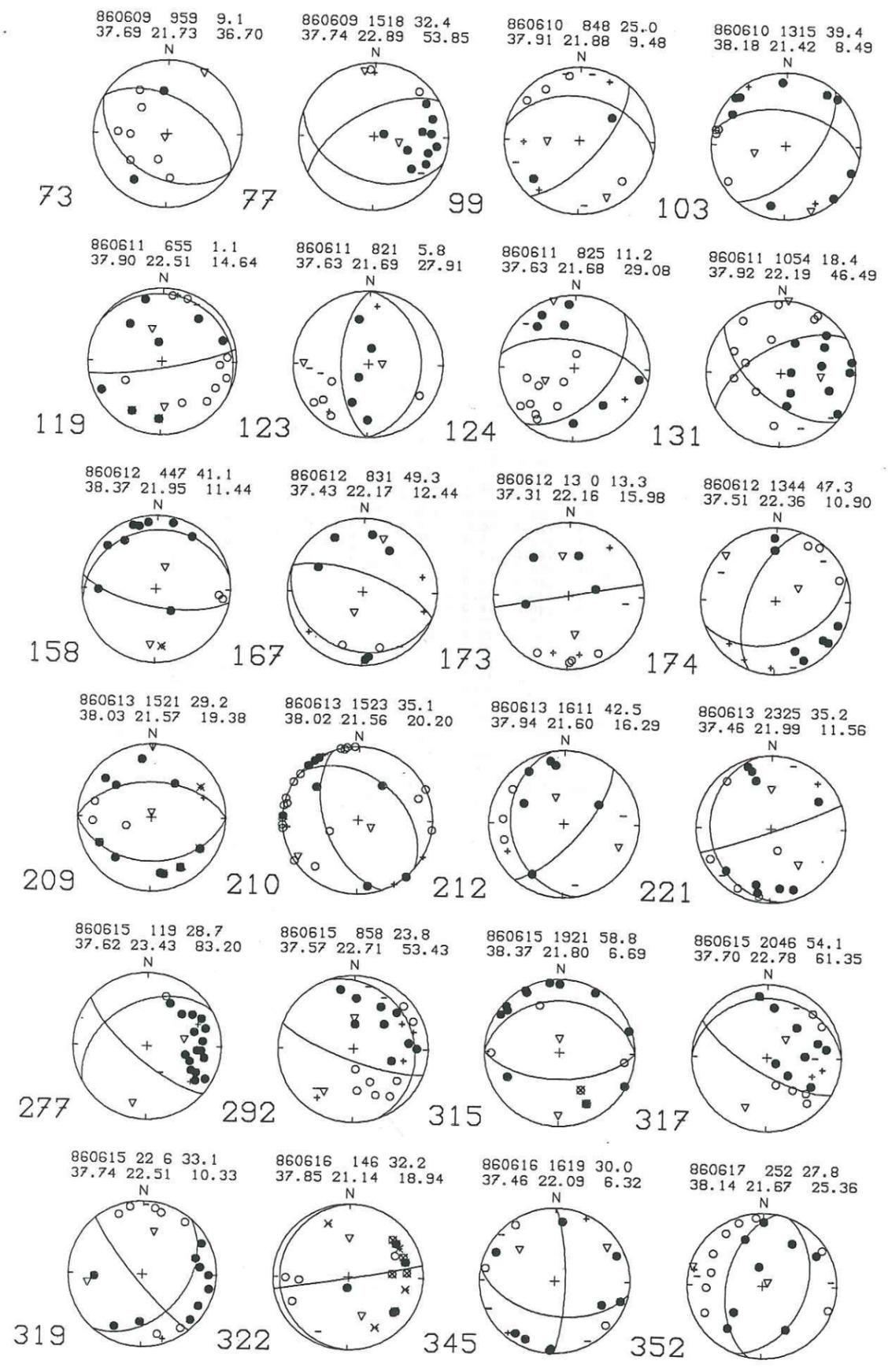
date	heure	lat N	long E	prof	mag	no	ang	dmin	rms	erh	erz	q
860626	352 6.75	37-24.93	22- 6.51	3.26	2.36	23	48	15.2	.16	.4	3.7	**
860626	4 7 13.46	38- 5.08	22- 2.15	17.62	1.89	15	84	3.8	.14	.7	1.2	**
860626	439 47.15	38- 7.95	20-26.22	14.11	2.91	13	258	28.7	.47	5.6	4.5	**
860626	452 9.00	36- 1.09	22-27.19	24.23	3.46	9	318	73.4	.50	27.7	8.0	**
860626	6 4 47.20	36-28.68	21-59.65	2.76	2.76	9	254	47.2	.21	4.0	42.1	**
860626	6 8 37.55	38-18.79	22-16.50	7.19	2.15	13	198	7.4	.13	.8	1.6	**
860626	642 37.31	38- 6.76	22-38.01	10.15	2.17	14	211	16.3	.26	1.7	2.4	**
860626	646 53.37	35-57.65	22-33.09	12.38	2.83	7	265	46.8	.24	10.4	40.8	**
860626	819 .31	37- 4.20	21-39.78	21.86	2.03	12	179	9.5	.23	1.7	1.7	**
860626	848 52.32	36- .68	23-47.66	22.52	3.43	17	280	47.5	.20	2.9	1.8	**
860626	852 14.18	38-59.05	20-57.56	16.90	3.65	11	245	31.5	.18	9.0	9.5	**
860626	10 0 6.28	38-31.72	21-40.05	7.47	2.96	32	178	21.1	.18	.6	.9	**
860626	1028 55.58	37-47.81	21- 8.92	20.35	3.05	32	63	10.2	.25	.7	1.2	**
860626	1036 1.25	38-15.05	24-27.75	20.18	3.83	15	305	158.3	.34	20.6	9.0	**
860626	12 2 32.21	36-51.47	21-26.48	19.80	3.09	13	283	29.9	.36	8.4	2.6	**
860626	1214 18.15	38-16.11	22-12.43	16.11	2.31	10	157	12.5	.45	2.9	3.4	**
860626	1232 41.89	37-34.07	19-46.42	13.58	3.80	24	283	94.7	.44	10.7	3.8	**
860626	1420 8.52	37-22.98	22- 6.85	13.51	2.70	29	34	18.0	.28	.7	2.3	**
860626	1424 40.97	38-23.99	21-46.93	18.79	2.11	13	168	14.9	.13	.7	.9	**
860626	1442 6.48	37-10.23	20-15.45	11.47	2.80	8	308	79.9	.42	31.0	10.6	**
860626	16 5 33.23	38-26.91	22-52.30	5.55	2.37	5	291	55.0	.42	45.3	137.8	**
860626	1851 15.53	38-34.81	22-40.12	6.59	2.09	12	266	25.3	.18	1.4	2.5	**
860626	1927 54.01	37-55.03	22-30.48	10.21	1.83	8	104	5.3	.18	1.3	1.9	**
860626	2044 56.34	39-19.24	20-35.43	53.01	4.69	32	312	55.5	.32	4.1	3.1	**
860626	21 0 49.56	37-42.08	21-40.15	6.64	1.85	8	184	16.2	.10	1.0	2.3	**
860626	21 8 43.13	38-38.85	20-46.08	11.91	3.40	8	179	21.7	.48	12.7	8.6	**
860626	2114 12.35	36-41.85	21-21.38	7.22	4.01	31	261	43.6	.27	3.2	1.7	**
860626	2148 56.85	37-54.57	22-31.15	11.89	2.58	31	87	4.4	.29	.9	1.7	**
860626	2358 20.21	36-49.70	21-27.06	15.87	2.86	9	300	29.8	.20	13.8	8.4	**
860627	019 3.60	38- 5.85	23-10.34	28.06	2.61	5	321	47.6	.55	40.6	17.4	**
860627	026 55.62	37-41.98	23- 7.65	13.93	2.28	9	280	29.5	.11	2.5	3.1	**
860627	121 14.03	38-10.39	21-47.97	15.79	1.62	11	200	12.0	.12	.9	1.3	**
860627	122 23.81	38- 9.78	21-47.52	13.53	1.51	8	169	15.0	.08	.6	1.5	**
860627	124 45.78	38- 9.74	21-47.56	13.09	1.68	12	164	13.4	.16	.8	1.6	**
860627	130 43.96	38-10.33	21-47.42	13.18	1.58	12	170	12.4	.15	.8	1.5	**
860627	131 47.72	38-10.98	21-46.80	18.17	2.09	21	105	11.8	.22	.7	1.5	**
860627	156 41.50	38-10.07	21-47.55	15.96	2.03	15	166	12.8	.13	.6	3.3	**
860627	212 44.85	37-15.21	20-25.87	18.49	2.79	9	297	63.4	.33	12.1	1.0	**

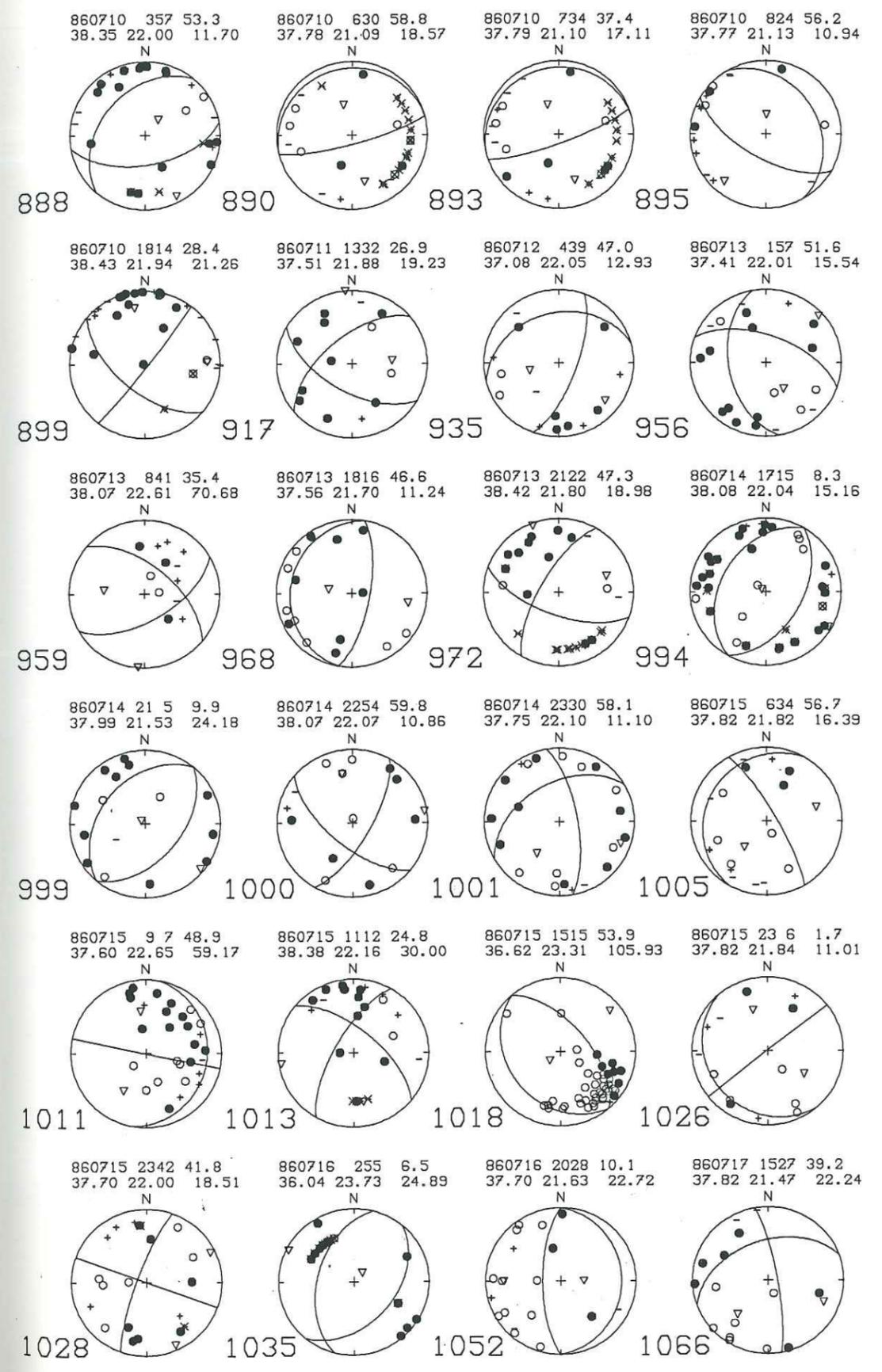
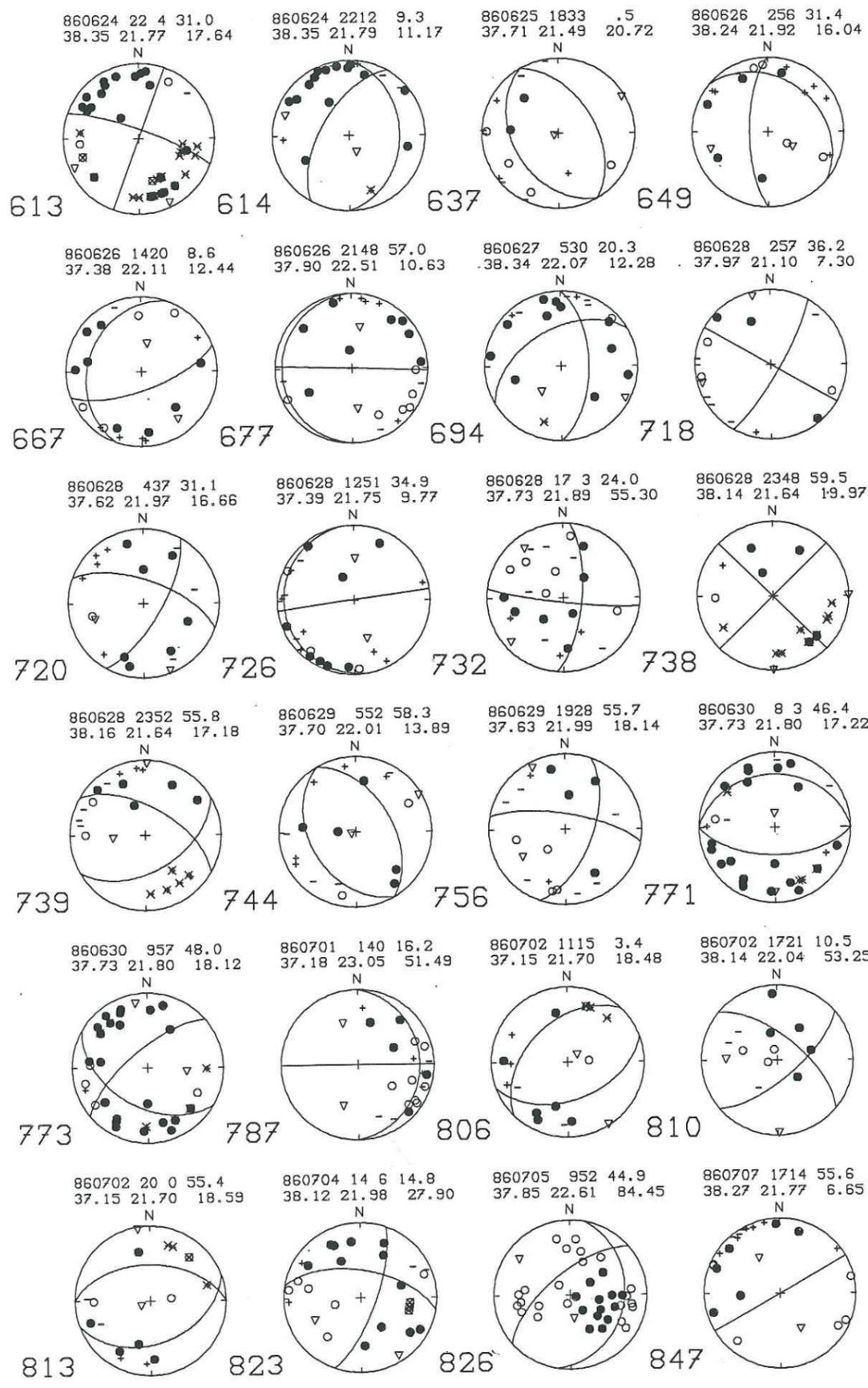
date	heure	lat N	long E	prof	mag	no	ang	dmin	rms	erh	erz	q
860705	14 9	14.86	37-52.38	24-7.95	151.02	3.31	32	294119.3	.37	4.0	4.3	*
860705	1648	44.87	38-15.01	24-29.34	1.16	2.48	16	311183.8	.45	32.8	19.9	*
860705	21 1	53.29	36-54.36	21-44.20	15.00	2.70	11	226 3.2	.45	6.3	6.7	*
860705	2124	13.72	36-24.62	21- 6.35	21.68	3.83	21	274 80.9	.61	6.0	2.9	*
860705	2128	17.02	36-50.72	21-38.93	20.52	2.98	12	250 12.8	.39	5.4	2.1	*
860705	2319	30.67	36-41.62	21-18.89	22.03	3.12	14	263 47.0	.42	8.1	2.4	*
860705	2323	55.54	36-51.64	21-36.71	26.14	2.75	11	255 15.1	.55	9.2	4.7	*
860706	229	5.29	36-46.82	21-53.81	14.44	2.30	19	218 17.7	.40	2.6	2.4	*
860706	3 3	46.27	38-26.59	21-53.31	15.00	1.84	12	201 5.6	.28	2.5	3.2	**
860706	335	28.55	36-43.86	21-31.15	32.19	2.45	12	276 29.7	.46	5.4	3.1	*
860706	624	16.57	37-29.09	22- 6.80	19.18	2.73	27	90 22.3	.37	1.2	1.3	*
860706	1227	40.07	38-27.35	21-58.98	12.88	2.27	17	209 23.3	.28	2.0	2.3	*
860706	1834	33.45	37-40.93	23-25.46	16.05	2.75	10	302 55.7	.21	12.3	3.1	*
860706	2029	49.19	35-29.69	22-45.20	7.99	2.85	24	281 64.5	.32	7.3	3.7	*
860707	412	27.63	36-50.96	21-38.19	40.61	2.30	10	276 13.5	.48	8.6	4.5	**
860707	5 3	40.07	36-32.76	22- 3.33	.25	2.46	7	260 39.0	.59	13.6995.9		
860707	1024	58.82	37-22.89	23-26.37	5.57	2.39	18	252 65.6	.27	1.7	3.0	*
860707	1323	10.00	37- 3.38	21-32.33	37.28	2.39	12	259 11.8	.29	3.1	1.3	**
860707	1433	39.65	37-22.85	22- .58	23.58	1.74	7	192 11.3	.18	3.4	2.8	*
860707	1611	26.23	37-32.15	22-55.79	16.77	2.43	7	273 27.6	.25	8.9	4.9	*
860707	1714	55.68	38-16.34	21-46.45	6.65	2.36	31	100 6.3	.23	.5	2.1	**
860707	1741	13.79	37- 1.84	21-49.00	1.87	2.88	25	173 22.2	.31	.9	14.9	*
860707	1744	52.00	37- 4.84	21-54.85	14.31	2.31	6	247 26.6	.30	8.6	13.9	*
860707	1755	1.53	37- 2.18	21-53.72	22.40	2.31	7	185 27.9	.13	2.3	6.4	*
860707	1833	14.46	37-36.33	21- 3.50	19.18	2.55	9	230 39.7	.19	3.1	3.1	*
860707	1922	43.96	38- 9.41	20-29.45	4.66	2.70	6	263 75.5	.16	11.9	5.2	*
860707	22 4	43.76	36-57.93	21-42.13	23.42	2.72	23	170 48.1	.31	1.2	1.1	**
860707	2314	40.06	38-11.57	20-23.54	10.86	2.54	7	269 73.8	.28	6.0	3.9	*
860708	353	5.26	37- 3.77	21-59.55	16.29	2.52	9	236 25.8	.20	2.8	4.2	**
860708	419	46.36	37- 4.47	21-54.79	23.10	2.97	13	195 34.1	.48	4.1	2.3	*
860708	429	38.28	37- 3.54	21-54.93	13.99	3.03	15	222 28.6	.31	3.6	2.3	*
860708	534	44.30	36-56.27	21-43.20	23.05	2.37	16	243 47.4	.35	3.3	1.7	*
860708	616	4.20	35-59.90	23-54.22	28.62	4.19	14	310 83.0	.68	29.2	5.4	*
860708	813	44.83	39- 4.51	21-30.71	7.99	3.42	21	252 73.1	.50	4.5	3.5	*
860708	9 7	6.47	36-44.43	21-44.53	44.98	2.50	12	275 50.1	.46	7.9	11.6	**
860708	1244	11.68	38-33.04	23-27.83	7.03	2.46	7	316 95.9	.49	101.6	70.2	*
860708	13 8	9.66	37-10.53	22- .78	7.45	1.97	6	238 13.3	.03	.3	1.1	*
860708	1614	50.54	37-52.52	21-11.46	6.37	4.23	17	151 4.4	.39	1.9	1.7	*
860708	1615	7.68	37-50.06	21- 6.12	15.00	4.19	26	176 7.0	.60	2.9	2.2	*
860708	17 3	4.79	37-32.02	21-50.54	19.77	2.35	12	165 12.2	.29	1.8	1.7	*
860708	1728	48.47	38- 5.83	23- 5.78	1.01	2.74	20	251 41.3	.46	3.5	4.6	*
860708	1733	32.64	38-40.70	20-26.00	.00	2.11	7	295 25.4	.18	49.5	19.0	*
860708	1926	44.21	37-50.30	21-37.48	16.67	1.95	8	170 15.8	.29	3.8	7.9	*
860708	2154	12.06	38-13.88	22-35.77	14.55	2.22	21	225 25.6	.41	2.9	2.4	**
860708	2249	11.70	38-31.92	21-26.92	.43	2.15	6	221 14.8	.24	.5	14.9	*
860708	2316	54.40	36-28.34	22-52.12	7.89	2.31	10	142 17.1	.22	1.6	2.3	*
860708	2335	19.09	37-25.40	21-30.11	56.85	2.11	11	225 42.7	.34	4.2	5.2	**
860709	523	15.62	36-33.39	21-46.01	24.92	1.81	5	313 83.7	.39	80.4844.8		
860709	717	41.51	37-13.98	22- 9.92	11.09	2.07	11	137 10.9	.35	2.1	2.1	*
860709	745	20.43	36-59.98	21-43.70	34.48	2.27	14	243 43.7	.28	2.3	1.8	**
860709	823	25.01	37-56.49	21- 3.42	8.82	3.04	22	163 30.8	.30	1.3	1.7	*
860709	1129	13.85	37-39.61	22-54.05	94.42	3.03	7	251 11.1	.20	8.8	13.7	*
860709	1220	51.18	36-25.95	22-19.15	21.90	2.26	8	244 30.1	.55	7.2	16.2	**
860709	1223	23.57	36-42.21	21-20.45	5.29	3.24	19	283 44.5	.50	10.6	40.0	*
860709	1254	56.06	38-10.52	21-23.67	10.09	2.25	19	58 26.4	.47	1.6	10.7	*
860709	1447	18.19	37-26.63	22- 5.56	3.41	1.44	9	113 12.2	.42	2.0	12.3	**
860709	2054	59.45	39-22.17	20-33.36	6.33	2.48	6	312 61.2	.28	7.9	7.0	*
860709	2151	.60	38-24.18	21-54.41	5.11	1.93	11	145 4.5	.42	2.7	6.1	**
860709	2345	22.17	37- 9.99	21-49.88	5.01	1.62	9	96 19.6	.28	1.9	13.7	**

date	heure	lat N	long E	prof	mag	no	ang	dmin	rms	erh	erz	q
860710	233	29.14	36-43.63	21-20.40	10.77	3.34	27	240 43.3	.46	3.1	2.2	**
860710	243	54.35	38-13.09	24-54.05	.79	3.55	11	308215.7	.24	15.6	49.7	*
860710	357	53.50	38-20.38	21-59.92	8.37	2.80	33	104 10.6	.29	1.0	1.4	**
860710	450	21.00	37-49.15	20-28.26	29.18	3.02	15	236 39.1	.49	6.4	3.2	*
860710	630	58.85	37-46.71	21- 5.57	18.57	3.41	37	67 13.0	.36	1.0	1.1	*
860710	657	26.74	37-47.39	21- 6.74	9.21	2.50	21	66 11.3	.27	1.0	1.6	**
860710	716	32.36	38- 4.41	22-46.54	15.28	2.46	21	229 15.8	.24	1.8	1.3	**
860710	734	37.58	37-47.56	21- 6.15	14.31	3.34	35	105 11.2	.46	1.2	1.5	*
860710	747	37.35	37-46.81	21- 6.73	11.97	2.77	20	108 12.3	.33	1.2	2.7	*
860710	824	56.30	37-46.94	21- 7.33	8.66	3.06	34	67 11.9	.41	1.2	1.7	*
860710	843	48.24	37-55.62	21- 9.71	.17	2.37	10	184 4.6	.38	4.5	94.2	*
860710	1046	25.53	37-28.08	22- 5.60	2.58	1.22	6	106 11.1	.08	1.0	11.5	*
860710	1111	24.67	37-53.40	21- 3.17	17.47	2.21	9	204 8.0	.22	5.3	1.5	**
860710	1814	28.44	38-25.69	21-56.40	21.26	2.88	35	171 .8	.53	1.8	2.8	**
860710	1822	36.23	38-22.12	21-53.77	.60	2.45	20	189 7.9	.33	1.5	4.1	*
860710	1858	41.31	37-47.54	22- 5.33	5.75	1.38	7	117 10.9	.04	.4	1.7	*
860710	2129	30.53	38-24.24	21-53.67	7.05	1.44	5	153 5.4	.13	2.2	3.9	*
860710	2141	14.43	37-24.11	20-54.09	6.83	2.19	8	199 19.2	.19	4.4	15.7	**
860710	22 2	48.55	36-44.97	22-45.89	6.72	2.19	15	93 15.7	.64	2.5	6.2	**
860711	050	36.65	38-16.80	22- 6.18	8.47	1.59	6	150 14.0	.22	2.2	5.3	*
860711	151	12.87	37- 8.93	21-49.87	8.43	1.85	13	78 19.5	.24	1.2	4.3	**
860711	320	2.02	36-42.60	23-14.53	93.83	3.39	12	306 31.0	.30	6.0	4.7	*
860711	630	39.41	38-25.77	21-56.77	10.56	1.71	6	293 .4	.03	1.0	1.2	*
860711	651	44.54	38-32.17	21-32.46	9.70	2.00	6	218 15.6	.04	.8	.7	*
860711	715	14.54	37-12.75	22- .29	11.87	1.67	6	235 9.9	.26	5.8	3.2	*
860711	810	26.92	38- 3.72	23-47.54	15.33	2.32	8	307 96.1	.25	4.9	3.4	*
860711	1027	26.49	35-34.87	23-17.95	15.00	2.45	3	346 32.1	.03			
860711	1038	52.42	38- 7.03	22-41.42	11.19	2.28	19	222 17.0	.29	1.8	3.5	**
860711	1112	16.82	38-13.94	22- 8.93	8.01	1.74	8	120 8.6	.11	.8	1.5	**
860711	1243	10.57	38-23.73	21-54.30	9.22	2.26	16	137 5.2	.22	1.3	1.5	*
860711	1310	36.32	38-12.27	21- 5.98	1.02	1.88	6	310 65.9	.25	26.3454.1		
860711	1332	26.77	37-30.63	21-53.01	21.07	1.69	13	119 8.1	.23	1.1	2.1	**
860711	1543	34.31	37-27.61	20-31.72	11.87	3.66	34	243 39.8	.47	3.5	1.8	*
860711	1637	30.46	35-47.45	23-11.91	20.09	3.46	12	269 12.6	.22	6.6	2.2	*
860711	1659	42.66	37- 8.75	21-50.45	3.73	1.56	7	106 20.3	.11	.8	10.2	*
860711	1754	37.62	35-42.25	23- 4.96	14.65	3.61	17	272 26.8	.32	3.7	2.2	**
860711	2013	2.88	37-29.69	20-34.80	13.31	3.54	39	234 34.0	.47	2.4		

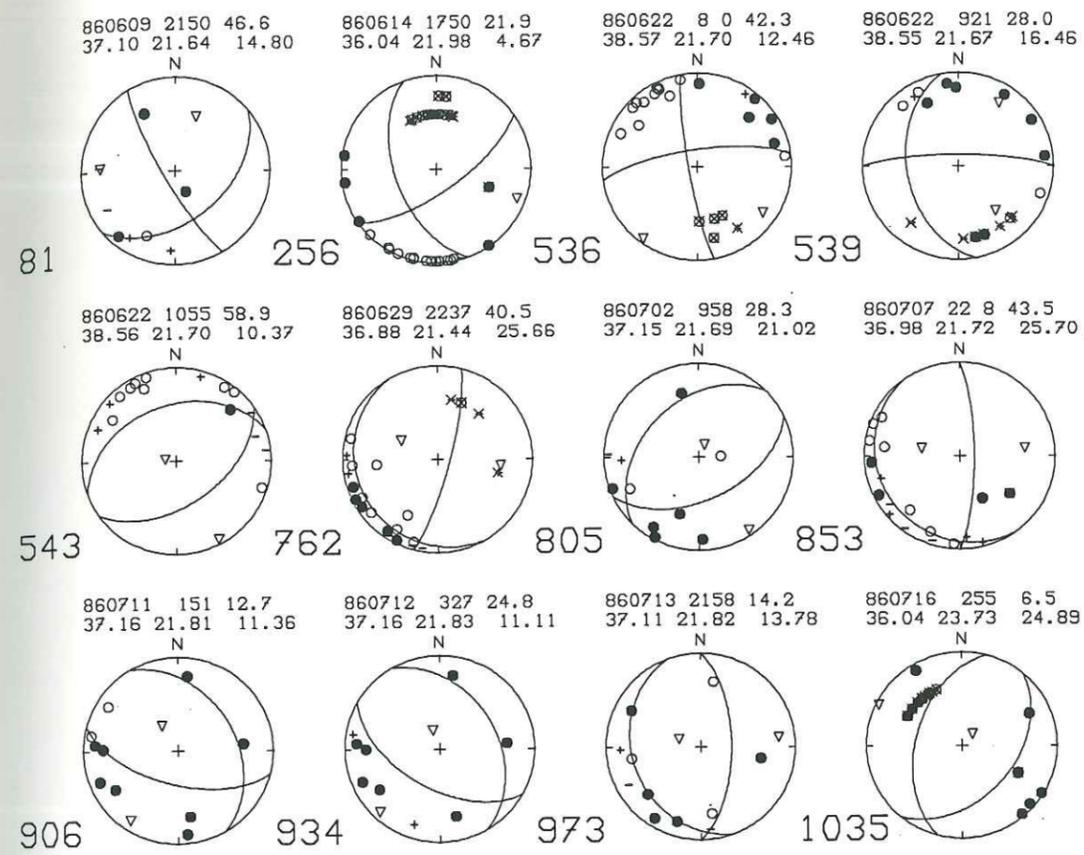
date	heure	lat N	long E	prof	mag	no ang	dmin	rms	erh	erz	
860717	13	40.35	39-7.12	22-19.11	1.87	3.22	12 303	82.6	.72	25.8	10.7
860717	1523	31.53	37-31.20	22-48.38	2.44	2.26	10 186	46.4	.36	2.6	51.5 *
860717	1525	55.45	37-48.91	21-28.13	17.46	2.42	14 116	6.4	.18	.9	1.4
860717	1527	38.98	37-48.23	21-27.94	25.63	2.62	14 118	27.5	.33	1.6	2.6 *
860717	1652	11.39	38-11.47	21-50.89	9.23	1.58	6 137	9.3	.12	2.5	4.7
860717	1658	39.24	38-11.66	21-48.59	11.93	1.93	10 95	9.5	.36	1.9	4.0 **
860717	1716	.76	38-10.68	21-52.69	1.64	1.86	7 153	11.1	.06	1.7	8.7
860717	1942	29.99	37-27.78	21- 8.67	33.71	2.53	5 282	47.2	.03	1.8	2.6

No	date	heure	lat N	long E	prof	mag	PLAN 1		PLAN 2		AXE P		AXE T		
							Azi.	Pend.	Azi.	Pend.	Azi.	Pend.	Azi.	Pend.	
No 73	860609	959	9.31	37-41.37	21-44.08	36.22	1.29	300.0	50.0	120.0	40.0	210.0	85.0	30.0	5.0
No 77	860609	1518	32.61	37-44.34	22-53.02	56.09	1.87	110.0	40.0	240.0	61.7	350.8	11.9	103.5	61.3
No 99	860610	848	24.85	37-54.48	21-53.05	9.92	1.33	280.0	40.0	40.0	67.2	154.1	15.6	267.2	54.6
No 103	860610	1315	39.33	38-10.34	21-25.38	7.15	1.78	280.0	50.0	40.0	59.2	255.7	54.7	158.1	5.3
No 119	860611	655	1.19	37-53.88	22-30.28	13.62	2.08	300.0	10.0	80.0	82.3	175.7	37.0	342.6	52.3
No 123	860611	821	5.87	37-37.64	21-41.04	27.42	1.52	180.0	60.0	.0	30.0	270.0	15.0	90.0	75.0
No 124	860611	825	11.26	37-37.61	21-41.22	29.05	1.62	40.0	50.0	280.0	59.2	244.3	54.7	341.9	5.3
No 131	860611	1054	18.53	37-55.45	22-11.68	46.23	1.90	240.0	60.0	130.0	59.4	4.9	.4	95.3	45.6
No 158	860612	447	41.07	38-22.32	21-56.67	11.59	1.86	100.0	70.0	260.0	21.2	21.6	64.3	184.5	24.7
No 167	860612	831	49.21	37-26.05	22-10.30	12.78	1.39	110.0	20.0	290.0	70.0	200.0	65.0	20.0	25.0
No 173	860612	13 0	13.25	37-18.31	22- 9.79	16.18	2.41	260.0	90.0	250.0	.0	170.0	45.0	350.0	45.0
No 174	860612	1344	47.25	37-30.22	22-21.55	11.36	1.45	200.0	60.0	70.0	41.9	60.5	61.6	311.6	9.9
No 209	860613	1521	29.10	38- 1.18	21-33.89	19.65	1.49	270.0	50.0	90.0	40.0	180.0	.85	.0	5.0
No 210	860613	1523	35.18	38- 1.01	21-34.09	19.63	2.66	310.0	40.0	160.0	54.0	236.8	7.2	121.9	73.2
No 212	860613	1611	42.56	37-56.57	21-35.76	14.40	1.71	170.0	30.0	40.0	69.6	113.1	21.5	341.9	59.1
No 221	860613	2325	35.17	37-27.30	21-59.63	11.99	1.48	170.0	20.0	70.0	86.4	142.3	38.3	359.7	45.2
No 277	860615	119	29.50	37-37.93	23-27.88	77.08	2.28	240.0	40.0	130.0	74.0	192.9	20.3	79.2	47.5
No 292	860615	858	24.17	37-34.73	22-42.99	55.27	1.66	340.0	20.0	110.0	76.8	212.4	30.2	.8	55.6
No 315	860615	1921	58.71	38-21.89	21-47.64	5.10	2.59	270.0	30.0	90.0	60.0	.0	75.0	180.0	15.0
No 317	860615	2046	54.41	37-41.84	22-47.91	61.24	1.66	270.0	20.0	120.0	72.5	202.2	26.9	44.6	61.3
No 319	860615	22 6	33.01	37-44.28	22-30.80	9.54	1.89	40.0	40.0	140.0	81.7	14.2	40.1	259.9	26.1
No 322	860616	146	32.38	37-51.50	21- 9.02	16.99	2.55	180.0	10.0	80.0	88.2	.0	45.9	160.6	42.4
No 345	860616	1619	29.71	37-27.37	22- 5.19	9.43	1.80	100.0	50.0	.0	78.3	311.7	36.7	55.9	18.1
No 352	860617	252	28.00	38- 8.05	21-39.91	22.58	1.87	190.0	50.0	20.0	40.4	284.6	4.8	58.5	83.1
No 353	860617	3 4	17.54	38- 8.03	21-39.11	23.13	1.96	230.0	90.0	140.0	90.0	95.0	.0	5.0	.0
No 358	860617	642	.16	37-44.98	22- 1.78	10.58	1.76	280.0	80.0	188.0	78.8	144.1	15.1	53.9	.8
No 377	860617	2227	17.32	37-11.33	22-30.38	62.51	1.71	5.0	85.0	100.0	45.1	312.1	34.1	61.3	25.9
No 379	860617	2337	36.17	37-34.89	23-21.51	72.45	2.21	10.0	20.0	270.0	86.4	199.7	45.2	342.3	38.3
No 380	860617	2339	40.15	37-37.70	21-44.48	10.23	1.24	225.0	75.0	320.0	72.0	182.0	23.7	272.9	2.0
No 390	860618	1124	27.96	37-25.61	22-10.23	14.61	1.24	210.0	60.0	30.0	30.0	120.0	75.0	300.0	15.0
No 402	860618	14 6	58.61	37-29.54	22-21.15	11.25	1.28	210.0	50.0	20.0	40.4	295.4	4.8	161.5	83.1
No 418	860619	2 7	30.74	37-33.91	21-37.79	18.47	2.03	170.0	40.0	340.0	50.4	74.5	5.2	211.0	82.8
No 430	860619	545	47.73	37-32.76	21-49.54	31.41	1.73	250.0	50.0	110.0	47.6	92.9	68.6	359.6	1.3
No 431	860619	552	11.06	37-32.42	21-50.49	29.01	2.21	220.0	88.0	40.0	2.0	310.0	43.0	130.0	47.0
No 481	860620	340	54.77	38- 7.83	21- 2.01	26.44	2.70	280.0	60.0	140.0	37.0	26.3	12.2	146.3	66.7
No 482	860620	355	34.36	38- 7.29	21- 1.12	26.18	2.80	295.0	60.0	130.0	30.9	30.6	14.7	185.3	73.8
No 493	860620	12 4	5.59	38- 8.14	21- 2.70	22.23	2.58	250.0	22.0	60.0	68.3	152.9	23.2	323.4	66.5
No 504	860621	212	35.79	38-19.23	22- 4.19	11.55	2.21	280.0	60.0	170.0	59.4	135.3	45.6	44.9	.4
No 509	860621	652	6.47	38-19.57	22- 3.56	11.86	2.53	310.0	60.0	60.0	59.4	274.7	45.6	5.1	.4
No 515	860621	1422	36.61	37-22.15	21-38.82	9.34	3.18	275.0	15.0	60.0	77.6	157.1	32.1	319.0	56.6
No 516	860621	17 4	46.01	37-27.50	22-20.22	8.48	2.22	340.0	10.0	160.0	80.0	250.0	35.0	70.0	55.0
No 535	860622	723	16.24	37-29.38	21-37.57	22.85	2.94	190.0	70.0	60.0	29.5	296.7	21.9	68.8	59.0
No 560	860622	22 6	14.00	37-38.16	21-54.02	10.60	1.78	160.0	10.0	340.0	80.0	70.0	35.0	250.0	55.0
No 562	860623	255	57.56	36-58.56	22-21.55	49.04	2.14	180.0	60.0	290.0	59.4	235.1	.4	144.7	45.6
No 573	860623	1431	17.48	38-36.35	21-41.21	14.36	3.14	240.0	48.0	35.0	44.8	317.8	1.6	220.7	77.1
No 585	860623	2123	9.08	38- 3.36	21-36.36	16.18	2.60	40.0	30.0	310.0	90.0	246.6	37.8	13.4	37.8
No 588	860623	2155	55.44	38-19.38	21-40.85	36.59	2.27	220.0	70.0	330.0	46.8	174.8	46.6	280.1	14.0
No 599	860624	839	43.27	36-36.48	22-44.44	46.07	3.30	.0	90.0	.0	.0	270.0	45.0	90.0	45.0
No 613	860624	22 4	31.03	38-20.80	21-46.25	17.64	4.14	290.0	80.0	20.0	90.0	245.4	7.1	154.6	7.1
No 614	860624	2212	9.24	38-21.19	21-47.08	10.66	2.85	210.0	60.0	.0	33.7	155.7	70.4	288.4	13.6
No 637	860625	1833	.59	37-43.30	21-29.95	19.40	2.36	150.0	40.0	330.0	50.0	60.0	5.0	240.0	85.0
No 649	860626	256	31.45	38-14.45	21-54.89	16.11	2.82	180.0	70.0	310.0	29.5	121.2	59.0	253.3	21.9
No 667	860626	1420	8.52	37-22.98	22- 6.85	13.51	2.70	200.0	30.0	70.0	69.6	11.9	59.1	143.1	21.5
No 677	860626	2148	56.85	37-54.57	22-31.15	11.89	2.58	180.0	10.0	272.0	89.6	172.1	44.5	11.8	43.8
No 694	860627	530	20.42	38-19.74	22- 4.14	10.21	2.83	.0	60.0	240.0	49.1	216.7	54.7	117.8	6.3
No 718	860628	257	36.30	37-58.83	21- 6.15	4.10	3.21	30.0	80.0	300.0	90.0	254.6	7.1	345.4	7.1
No 720	860628	437	31.10	37-36.98	21-58.57	16.46	2.23	30.0	70.0	290.0	64.5	251.4	33.1	159.0	3.6
No 726	860628	1251	34.71	37-23.54	21-44.60	9.76	3.24	170.0	10.0	262.0	89.6	162.1	44.5	1.8	43.8
No 732	860628	17 3	24.16	37-43.80	21-53.44	55.40	2.52	5.0	70.0	97.0	84.5	322.7	18.0	229.4	10.0
No 738	860628	2348	59.57	38- 8.15	21-38.33	19.83	3.43	225.0	90.0	315.0	90.0	270.0	.0	180.0	.0
No 739	860628	2352	55.72	38- 9.52	21-38.78	18.16	3.60	60.0	50.0	300.0	59.2	264.3	54.7	1.9	5.3
No 744	860629	552	56.94	37-46.45	21-54.16	11.76	2.37	330.0	50.0	150.0	40.0	60.0	5.0	240.0	85.0
No 756	860629	1928	55.85	37-37.53	21-59.66	17.80	1.70	20.0	60.0	280.0	73.3	236.6	33.9	332.4	8.6
No 771	860630	8 3	46.53	37-43.97	21-48.56	16.83	3.72	270.0	30.0	90.0	60.0	.0	75.0	180.0	15.0
No 773	860630	957	48.21	37-43.61	21-48.24	15.45	3.58	230.0	70.0	120.0	46.8	95.2	46.6	349.9	14.0
No 787	860701	140	16.43	37-11.02	23- 3.67	48.56	2.28	.0	20.0	90.0	90.0	198.9	41.6	341.1	41.6
No 806	860702	1115	4.31	37-10.30	21-41.03	19.01	1.94	225.0	45.0	70.0	47.8	51.5	77.1	147.8	1.4
No 810	860702	1721	10.51	38- 8.47	22- 1.93	53.67	1.66	50.0	70.0	310.0	64.5	271.4	33.1	179.0	3.6
No 813	860702														





No	date	heure	lat N	long E	prof	mag	PLAN 1		PLAN 2		AXE P		AXE T		
							Azi.	Pend.	Azi.	Pend.	Azi.	Pend.	Azi.	Pend.	
No 81	860609	2150	46.70	37- 5.28	21-37.35	14.02	1.39	150.0	80.0 :	50.0	45.4	272.3	21.9 :	20.8	38.2
No 256	860614	1750	21.60	36- .98	21-56.51	12.80	4.73	55.0	70.0 :	160.0	54.6	12.2	40.7 :	110.6	9.7
No 536	860622	8 0	42.48	38-34.27	21-42.66	12.53	4.07	262.0	75.0 :	170.0	82.6	125.2	15.9 :	216.7	5.3
No 539	860622	921	28.23	38-33.39	21-40.56	16.44	3.65	270.0	80.0 :	170.0	45.4	140.8	38.2 :	32.3	21.9
No 543	860622	1055	59.02	38-32.97	21-40.63	9.22	3.06	250.0	40.0 :	55.0	51.0	151.8	5.5 :	278.2	80.7
No 762	860629	2237	40.51	36-52.78	21-26.22	25.66	3.07	150.0	15.0 :	15.0	79.3	297.9	54.6 :	96.1	33.5
No 805	860702	958	29.42	37- 9.61	21-42.04	20.31	2.02	225.0	40.0 :	65.0	51.7	25.5	78.4 :	146.0	6.0
No 853	860707	22 8	43.76	36-57.93	21-42.13	23.42	2.72	145.0	15.0 :	.0	77.6	281.0	56.6 :	82.9	32.1
No 906	860711	151	12.87	37- 8.93	21-49.87	8.43	1.85	105.0	60.0 :	330.0	39.2	328.1	64.3 :	213.8	11.2
No 934	860712	327	24.96	37- 9.15	21-50.55	7.01	1.82	120.0	55.0 :	330.0	39.0	341.1	72.8 :	223.0	8.3
No 973	860713	2158	14.86	37- 6.47	21-49.77	2.80	2.00	160.0	28.0 :	.0	63.5	289.5	70.1 :	83.1	18.0
No 1035	860716	255	4.81	36- 2.24	23-53.78	20.49	4.10	195.0	50.0 :	40.0	42.8	42.6	76.8 :	296.7	3.7



**ETUDE EXPERIMENTALE
DE LA REPOSE SISMIQUE
D'UNE VALLEE SEDIMENTAIRE
EN GRECE DU NORD**

I INTRODUCTION.

Dans toutes les régions d'intense activité sismique, les sociétés anciennes comme les sociétés actuelles ont dû compter avec les tremblements de terre, s'efforçant de mieux les connaître pour mieux s'en préserver. Dans le monde méditerranéen cette préoccupation a laissé de nombreux témoignages, et ce dès l'antiquité gréco-romaine. Des observations provenant de physiciens, de naturalistes et d'historiens précisent l'histoire de tel ou tel séisme. Les phénomènes précurseurs, comme les chocs principaux avec leurs répliques, y sont ainsi décrits avec beaucoup de détails et de rigueur dans la démarche. (Bousquet et al., 1984). L'impact de ces séismes sur l'espace géographique est également traité avec précision, énonçant par exemple, le concept de zones à risque.

Avec le développement de la sismologie moderne et de son instrumentation, cette même préoccupation a donné lieu à de nombreux travaux réunis sous le terme générique de risque sismique. Se sont alors développées des méthodes déterministes et stochastiques, permettant d'approcher entre autres: l'occurrence de séismes de telle magnitude, à tel instant en un endroit donné, et la prédiction des effets de tels séismes en un lieu fixé. Notre étude se situe dans ce domaine, et plus précisément elle vise à connaître l'influence de la présence d'un sous-sol sédimentaire sur les mouvements du sol, lors de séismes.

Il est connu depuis longtemps que le contexte géologique et géomorphologique particulier d'un site peut donner lieu à de fortes amplifications du mouvement

sismique. Comme tout phénomène physique, il peut (doit) s'aborder de manière théorique et expérimentale.

Les théoriciens ont donc porté leur intérêt sur ces problèmes. Les effets d'un empilement de couches planes ont été calculés par Haskell (1953, 1960). Plus récemment, les influences de la géomorphologie (reliefs topographiques, remplissages sédimentaires) ont été précisées. Des modèles ont été élaborés dans un domaine à 2 dimensions (Bard, 1983), ainsi qu'à 3 dimensions (Sanchez-Sesma, 1983). Notons une revue des méthodes de calcul utilisées pour ces études *in* Sanchez-Sesma (1986). La modélisation des réponses de milieux non-linéaires a également fait l'objet d'études poussées (Modaresi, 1987).

D'un point de vue expérimental, de nombreuses observations témoignent de la réalité de ces phénomènes, et différentes méthodes ont été utilisées pour les quantifier. Parmi celles-ci, citons les mesures de valeurs maximales d'accélération et de vitesse en différents sites dont l'éloignement respectif est faible par rapport à la distance épacentrale (Trifunac, 1976a; Borchardt et Gibbs, 1976; Joyner et Boore, 1981). Ainsi à Mexico, pendant le tremblement de terre de 1985 ($M_s = 8.1$), des sites proches ont subi des accélérations maximales qui étaient différentes d'un facteur 5 (Singh et al., 1988). Des méthodes d'analyse spectrale des signaux ont également été développées pour étudier ces effets de sites et les relier aux conditions locales (Trifunac, 1976b; King et Tucker, 1984; Tucker et King, 1984; Tucker et al., 1984; Rogers et al., 1984). Toujours dans ce domaine, notons aussi l'utilisation des spectres de réponse (Mohraz, 1976), particulièrement développée en génie parasismique (Newmark et Hall, 1982). Enfin, remarquons aussi les importants effets liés à la présence de sols meubles, notamment les phénomènes de liquéfaction des sols (Seed et Idriss, 1982).

Ces approches théoriques et expérimentales sont nécessaires, puisqu'elles soutiennent ou infirment de nouveaux concepts, permettant ainsi d'accroître nos connaissances dans ce domaine.

Notre travail consiste en une étude expérimentale, qui a pour but de déterminer si, dans une vallée sédimentaire précise, de tels effets existent, et dans l'affirmative d'essayer de les relier au contexte géologique. Le site étudié est situé en Grèce du nord, dans une zone particulièrement sismique, à 30 km de l'épicentre d'un séisme de magnitude 6.5 qui eut lieu en 1978. L'intérêt de cette étude est donc de savoir si nous pouvons préciser la réponse de la vallée en cas de séisme proche. A cet effet, en mai 1985, et pendant deux semaines, une équipe de l'I.R.I.G.M. a installé cinq enregistreurs sismologiques numériques en travers de cette vallée. Ce sont les résultats de cette campagne que nous présentons ici. Le chapitre II est

consacré à la description du site et de l'acquisition de données, ensuite nous détaillerons la méthode dont nous allons nous servir pour analyser ces données (chap. III). Enfin, nous présenterons nos résultats et conclusions dans le chapitre IV et V.

II DESCRIPTION DU SITE ETUDIE. PRESENTATION DES DONNEES.

Nous présentons dans ce chapitre les cadres régionaux et locaux dans lesquels s'inscrivent cette étude. Dans un deuxième temps nous décrivons le matériel utilisé ainsi que l'ensemble des données recueillies.

1 Contexte régional.

1-1 Sismicité.

L'objet de cette étude expérimentale est d'associer le mouvement du sol observé lors de séismes -en différents endroits d'un site choisi- à la structure géologique et géométrique de celui-ci.

L'expérimentation devait donc se trouver dans une zone où la sismicité était élevée. L'occasion en fut fournie en Mai-Juin 1985 lorsqu'une équipe de l'I.R.I.G.M. décida de mener une étude d'observation microsismique dans la région de Thessaloniki au nord de la Grece (Hatzfeld et al., 1987). L'intense activité sismique est une constante de l'environnement grec, en ce qui concerne le nord de ce pays il suffit de regarder la carte (Fig. 2-1) représentant les épïcêtres des séismes de magnitude supérieure à 5.4 ayant eu lieu durant ce siècle (Papazachos et Comninakis, 1982). Le dernier en date correspond à la séquence de Mai-Juin 1978,

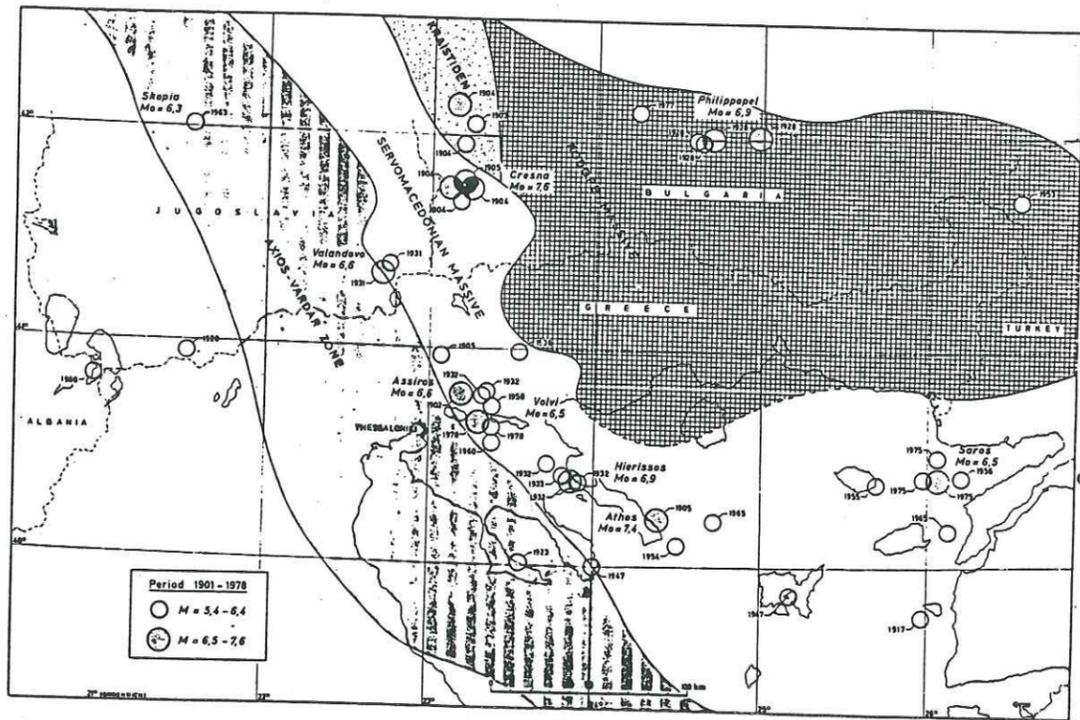


Fig. 2-1. Epicentres des séismes de magnitude supérieure à 5.4 ayant eu lieu en Grèce du Nord, durant le siècle dernier (d'après Papazachos et Comninakis, 1982).

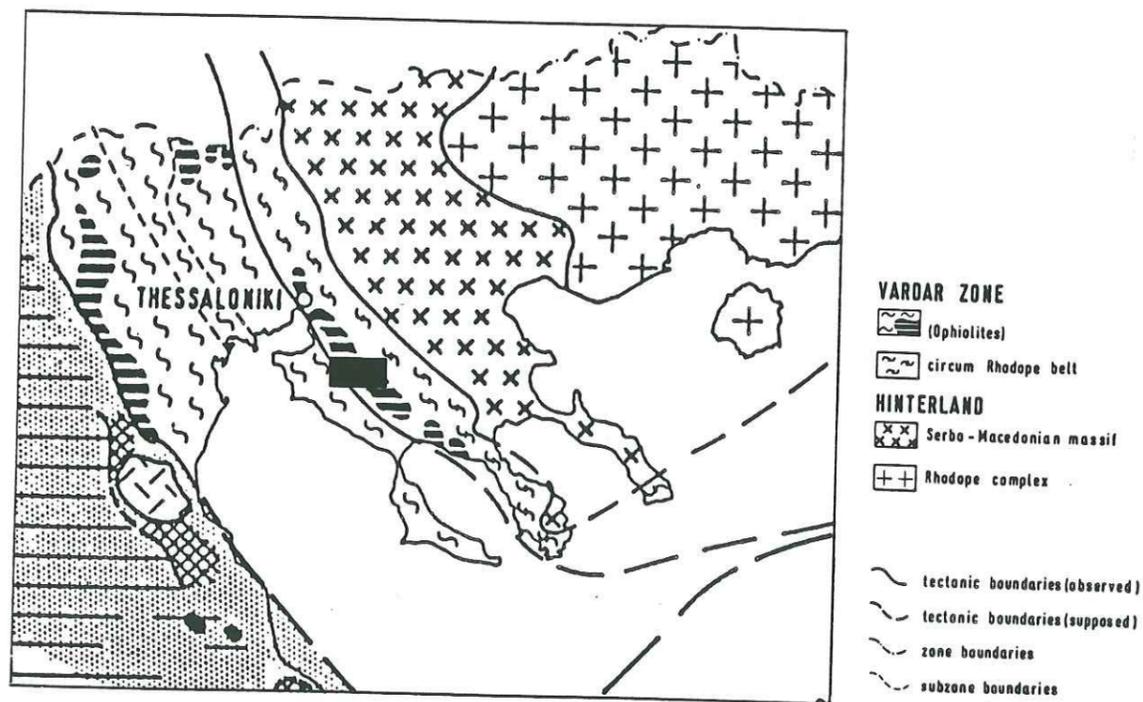


Fig. 2-2. Carte géologique simplifiée de la région de Thessalonique. (D'après Jacobshagen et al. (1978)). Le cadre noirci représente le site étudié.

celle-ci comporte deux précurseurs ($M_s=5.8$ et 5.2), le choc principal ($M_s=6.5$) occasionnant des pertes de vies humaines et de nombreux dégâts matériels dans la ville de Thessaloniki. (Voir les différentes études compilées dans Papazachos et Carydis (éditeurs), 1983).

Un tel contexte était donc favorable à une expérience d'observation qui permettrait d'accroître les connaissances sur les effets de sites, et la façon dont ils sont liés à l'environnement local.

1-2 Géologie.

La Grèce du nord fait partie des Hellénides, une chaîne d'âge alpin; elle est caractérisée par les unités géotectoniques suivantes (Fig. 2-2) :

On a d'ouest en est, la zone Axios-Vardar composée de métasédiments mésozoïques. Celle-ci est chevauchée à l'est par un complexe ophiolitique que certains auteurs considèrent comme une zone à part entière : la zone Circum-Rhodope (Kockel et al., 1977; Kauffmann, 1976; Jacobshagen, 1978). Plus à l'est nous trouvons le massif Servomacédonien qui, par son étendue, est le principal trait géologique local, il est essentiellement formé de roches cristallines recouvertes de sédiments mésozoïques (Kockel et al, 1971). Viennent ensuite les marbres et les schistes du complexe de Rodhope.

Les limites entre ces zones sont orientées NW-SE, et sont d'âge Jurassique à Crétacé supérieur. Ces contacts tectoniques ont pour la plupart été réactivés durant les époques Néogène et Quaternaire où une extension N-S à NNE-SSW domine (Mercier, 1983; McKenzie, 1978); témoins de cette phase, la présence du nord au sud d'une succession de horsts et de grabens.

Les études faites après les séismes de 1978 ont permis de déterminer précisément le schéma structural de la région (Mercier, 1983). La cartographie et l'analyse des failles actives, qui montre la complexité de la tectonique régionale, ont apporté un élément nouveau à tout projet de prévention sismique.

2 Cadre local.

Afin de rendre possible une interprétation des résultats de l'analyse des données sismologiques, il est nécessaire de décrire en détail la structure géologique du site étudié. Nous disposons de deux sources principales de renseignements (hors bibliographie) : Les cartes géologiques au 1/25000 (I.M.G.R., 1978) et au 1/100000 (Kockel et al., 1977) ainsi que les résultats d'une expérimentation de sismique réflexion menée par l'Université de Cambridge. Nous avons donc pu établir une

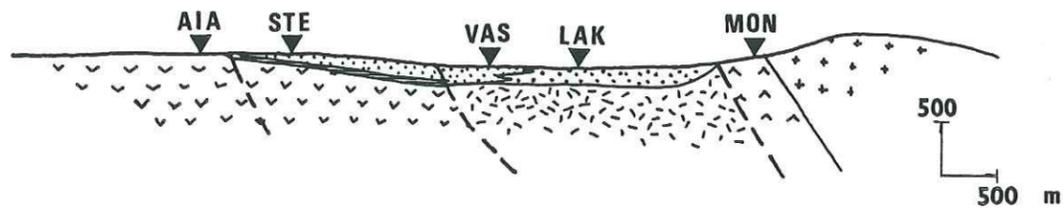
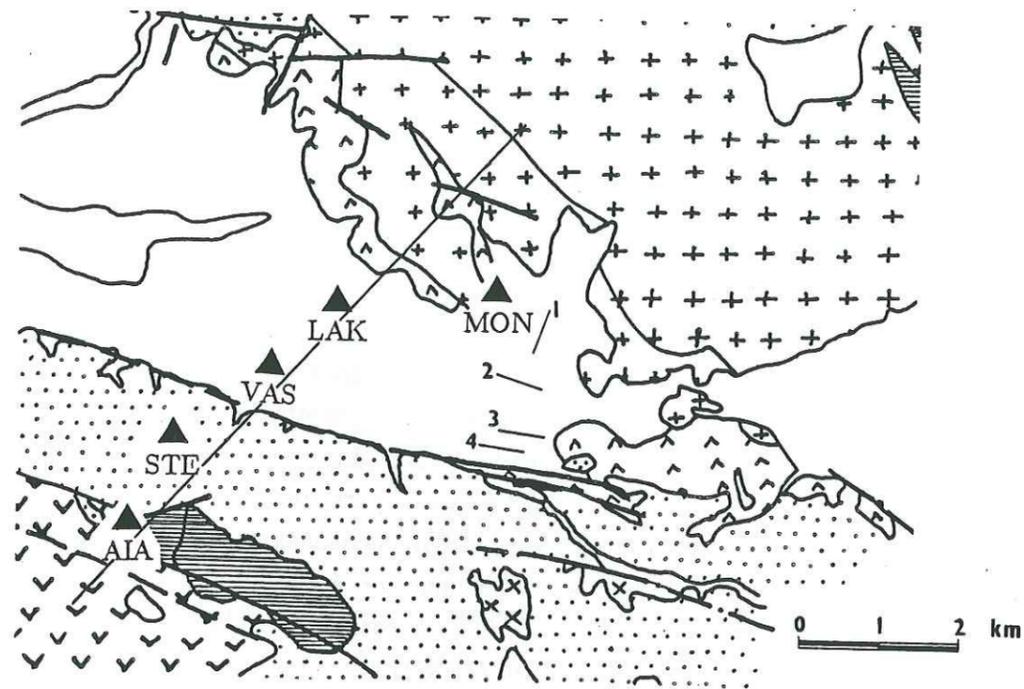
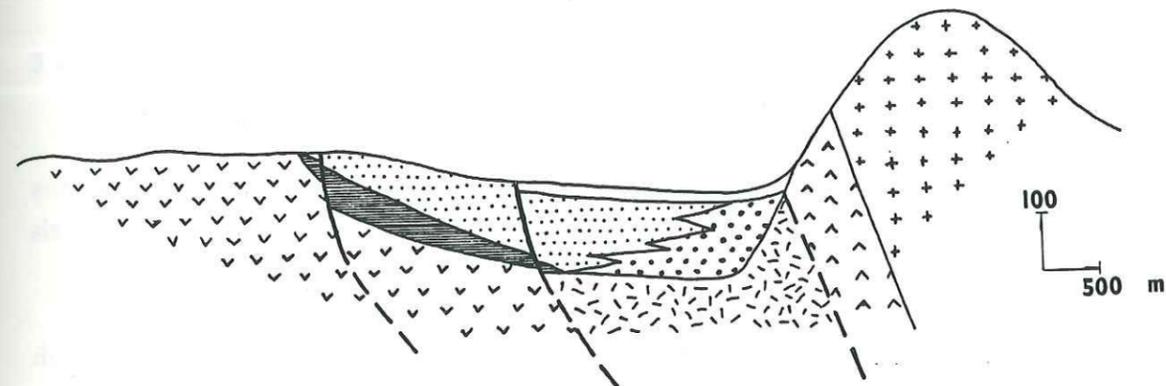


Fig. 2-3. Carte géologique du site étudié et positions des stations sismologiques.



ROCHES SEDIMENTAIRES		
Age	Lithologie	Vitesse d'ondes P (km/s)
Quaternaire. Holocène	argiles-sables-graviers	0.8
Néogène	argiles rouges-grès	De 1.33 au sud à 2.6 au nord
Jurassique Inférieur et Moyen Trias	marnes calcaires	4.2
ROCHES CRISTALLINES		
	granodiorite	5.5
	schistes-mylonite	"
COMPLEXE OPHIOLITIQUE		
	dunites et péridotites	5.5
	gabbros	"
—	Contact géologique	
—	Faïlle	
- - -	Faïlle probable ou cachée.	
1	Profil sismique	

Fig. 2-4. Coupe géologique de la vallée sédimentaire.

carte géologique de notre site et proposer un schéma structural.

La vallée est située au cœur d'un des grabens dont nous avons précédemment parlé. Elle est distante de 50 km de Thessaloniki dans la direction E-SE (Fig. 2-2) et son axe est orienté W-NW E-SE. D'un point de vue structural, le site se trouve à la limite entre le massif Servomacédonien (au NW) et le complexe ophiolitique recouvert de sédiments (zone Circum-Rhodope). Le style de déformation est caractérisé par des structures imbriquées dont le fort pendage est dirigé vers le nord-ouest (Jacobshagen et al, 1978).

Les formations géologiques présentes sont :

Substratum (socle) :

-Il est situé de part et d'autre de l'axe. Au Sud, ce sont des roches acides (granodiorites), alors qu'au Nord on trouve des roches basiques (gabbros) et ultrabasiques (péridotites), parfois fortement altérées en surface.

Sédiments:

-Couverture mésozoïque : Calcaires Jurassiques en bancs épais, argiles sableuses et bancs calcaires Crétacés, 500 à 1000 mètres d'épaisseur.

-Néogène : Passant latéralement, nous trouvons au sud des séries d'argiles rouges et au nord des conglomérats à éléments basiques bien consolidés. L'épaisseur de cet étage augmente lorsqu'on se rapproche du bord nord de la vallée, de 80 à 150 mètres.

-Pléistocène : Terrasses constituées de graviers d'origines diverses, très mal consolidés. Ce facies a environ 10 mètres d'épaisseur.

Les reliefs sont négligeables dans la vallée, cependant à partir du bord nord s'élève une colline formée de roches cristallines. La dénivellation atteint 300 mètres, selon une pente de 20 %.

La structure de la vallée a pu être déterminée grâce aux données de sismique réfraction. Les emplacements des différents profils effectués sont indiqués sur la Figure 2-3. En complétant cette étude avec les indications de la carte géologique, nous proposons un schéma structural possible (Fig. 2-4). Les failles ont été relevées sur la carte géologique, et vérifiées sur le terrain (Hatzfeld, com. pers.). Elles s'insèrent bien dans le schéma structural décrit plus haut, et s'accordent aux linéaments observés sur les images Landsat. Les vitesses des différentes formations sont indiquées Figure 2-4. Remarquons les variations latérales de vitesse pour les sédiments Néogène et notons que l'altération des roches basiques et ultrabasiques a

pour effet de réduire de façon importante la vitesse de propagation des ondes (Vijaya Raghava et al., 1977).

3 Description des stations et des sites d'implantation.

Les stations sismologiques utilisées lors de cette expérimentation sont des enregistreurs digitaux de type SCAITA, Strasbourg. Elles sont équipées de sismomètres en vitesse à trois composantes de fréquence propre 2 Hz.

Le signal reçu est numérisé à 150 pts/sec par un convertisseur analogique-digital, puis lorsque le niveau dépasse un certain seuil, enregistré sur bande magnétique; Ce seuil est réglable par l'opérateur. En outre, une mémoire de 5 secondes permet d'obtenir le signal avant le déclenchement. L'heure et la date sont reçues de l'émetteur Allemand DCF, puis multiplexées avec le signal sismique. Le gain de ces enregistreurs s'adapte automatiquement à l'amplitude du signal reçu, ce qui porte la dynamique l'appareil à 2^{18} (108 dB). Cette caractéristique est importante, car elle élimine quasiment les phénomènes de saturation et donc permet d'enregistrer intégralement, si le seuil est dépassé, des séismes d'amplitudes très différentes. La durée d'enregistrement possible est de deux heures par bande. La réponse instrumentale de la chaîne d'enregistrement a été étudiée par Kerdraon (1985) et Nicollin (1986).

Ces stations ont été placées selon un profil perpendiculaire à l'axe de la vallée, qui à cet endroit est large d'environ 4 km, les sites d'implantation étant choisis sur chacune des formations géologiques présentes (Fig. 2-3).

Ai Iannis (AIA)	: Bord Sud de la vallée, roche métamorphique.
Stefani (STE)	: Argiles rouges du Néogène.
Vassilika (VAS)	: Sédiments récents du Pleistocène.
Laka (LAK)	: Sédiments récents du Pleistocène.
Monastere (MON)	: Bord Nord de la vallée, roche métamorphique altérée.

Une précision est nécessaire à propos du seuil de déclenchement des appareils. Celui-ci est positionné le plus bas possible à fin d'enregistrer le plus grand nombre d'événements. Cependant, en ce qui concerne les stations situées sur les sédiments, le bruit de fond, dû à l'agitation agricole élevée en cette période estivale et aux déplacements routiers, avait pour effet de provoquer de nombreux

déclenchements; la bande était alors rapidement utilisée avec pour tout contenu le passage de tracteurs et autres camions. Il a donc été nécessaire, pour ces enregistreurs, d'augmenter le seuil ceci réduisant le nombre d'événements enregistrés.

4 Ensemble des données.

4-1 Dépouillement.

Le résultat brut de cette expérimentation consiste donc en une dizaine de bandes magnétiques qu'il faut maintenant décoder. A l'aide d'une chaîne Schlumberger', on reconstitue le signal sismique et sa voie horaire, que l'on fait tracer sur papier millimétrique par un dérouleur graphique. Il est alors possible de décrypter sur la voie horaire la date et l'heure d'un événement considéré. Durant cette étape deux ennuis sont apparus: il s'est d'abord avéré impossible de démoduler les bandes enregistrées à Laka après le 5 mai, ensuite les traces sismiques obtenues à partir la station Monastere ont mis en évidence une panne de la composante EW.

4-2 Sélection des séismes.

Nous disposons donc de la liste de tous les séismes enregistrés par chaque station. Afin d'évaluer les différences de réponse entre chaque site, nous ne retiendrons que les événements enregistrés par au moins quatre stations.

L'application de ces critères nous mène à étudier les 26 séismes suivants (Fig. 2-5, table 2-1).

-Neuf d'entre eux sont des séismes régionaux dont la distance épacentrale est supérieure à 130 km, la couverture azimutale de ces événements est pauvre: huit proviennent du Sud, dont six particulièrement regroupés appartiennent à la séquence de Volos (4-5/05/85). Un seul possède un azimut différent (Est). La magnitude de ces séismes (M_b) varie de 3.5 à 5.3, leur localisation nous est donnée par le bulletin de l'U.S.G.S. (E.D.R., 1985).

-Les dix-sept autres sont des séismes locaux dont l'épicentre est distant de 10 à 45 km de la plus proche station. Ils sont essentiellement situés au Nord et à l'Est du réseau, faisant une couverture azimutale d'environ 180°. Leurs localisations et magnitudes (M_l) ont été calculées à partir des données de la campagne d'observation microsismique menée parallèlement à cette étude (Christodoulou, 1986).

Remarquons que seulement deux des séismes locaux (n° 7 et 8), sont localisés

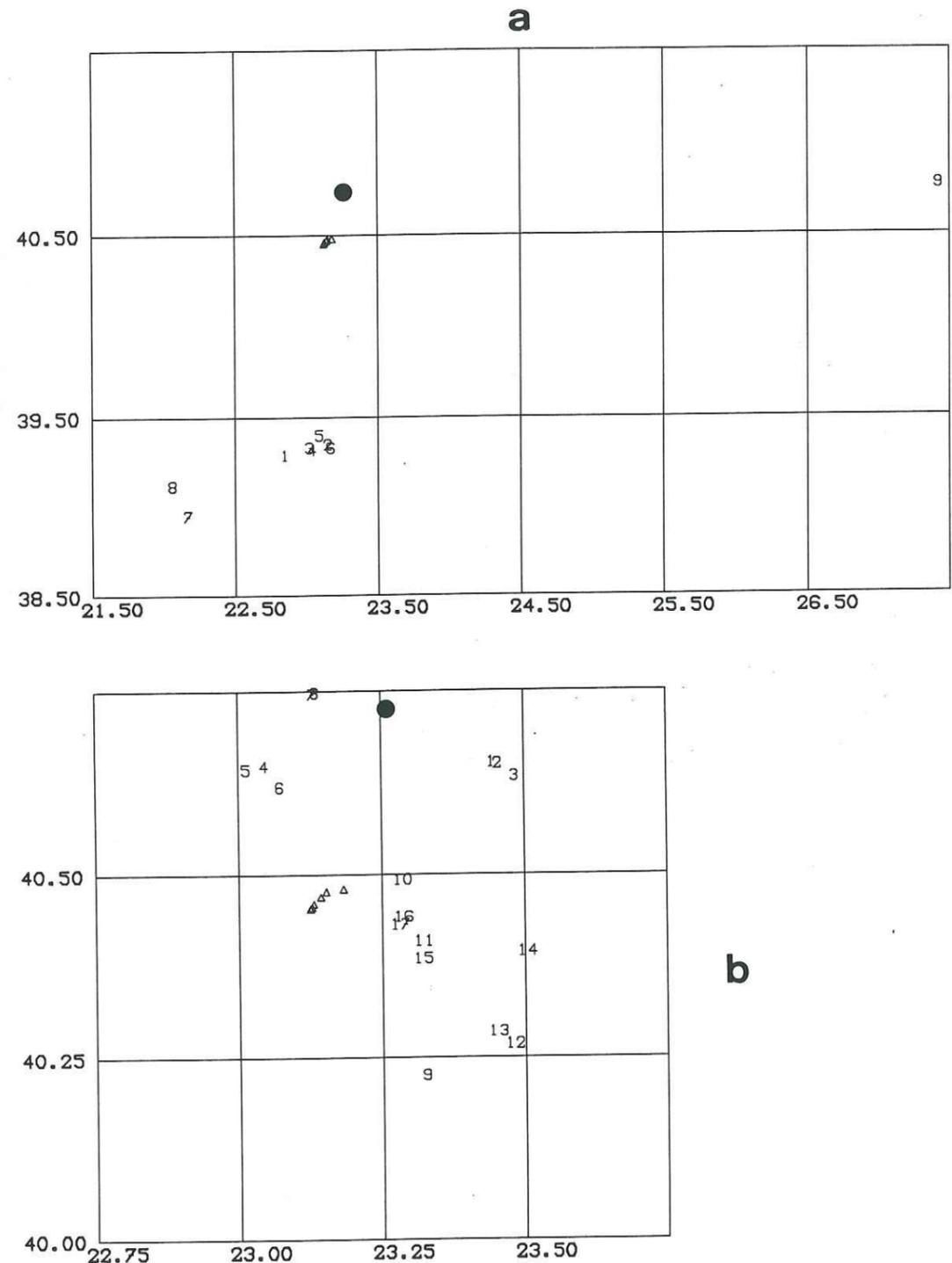


Fig. 2-5. Localisation des séismes analysés dans cette étude.
a : séismes régionaux
b : séismes locaux
● : séismes de la séquence de 1978

STATIONS

	LAT.	LON.
AIA	40.162	23.449
STE	40.165	23.469
VAS	40.169	23.515
LAK	40.171	23.549
MON	40.173	23.660

SEISMES LOCAUX

No	DATE	HEURE	LAT.	LON.	PROF.	Ml	DMIN
01	850429	1213 52.26	40.64	23.43	10.4	2.4	28.
02	850430	0258 06.2	40.64	23.44	1.4	2.4	29.
03	850501	1055 21.46	40.62	23.47	9.8	2.6	30.
04	850503	0902 32.00	40.64	23.03	0.5	1.6	21.
05	850503	0904 30.00	40.63	23.00	1.5	1.6	22.
06	850503	1412 27.00	40.61	23.06	2.2	1.6	18.
07	850508	2249 45.00	40.73	23.12	9.8	2.1	30.
08	850508	2257 27.00	40.74	23.12	8.7	1.9	30.
09	850430	250 18.87	40.21	23.31	12.4	1.7	30.
10	850430	639 11.61	40.48	23.26	12.7	1.5	8.
11	850430	915 7.17	40.40	23.30	5.0	1.7	10.
12	850430	1143 45.06	40.26	23.46	5.0	1.6	36.
13	850430	1146 57.67	40.27	23.43	23.6	2.2	30.
14	850504	10 8 53.32	40.38	23.48	5.0	1.8	27.
15	850505	1231 9.61	40.37	23.30	15.1	1.5	16.
16	850506	1012 52.99	40.43	23.26	10.6	1.9	9.
17	850508	817 9.11	40.42	23.26	12.2	1.5	9.

SEISMES REGIONAUX

No	DATE	HEURE	LAT.	LON.	PROF.	Mb	Ml	DMIN
01	850430	1814 12.9	39.26	22.81	26.0	5.3	5.3	140.
02	850501	2029 54.3	39.32	23.11	10.0		3.1	140.
03	850503	2213 56.0	39.30	22.98	16.0	3.6	3.5	140.
04	850504	0025 13.0	39.29	23.00	3.0		3.2	140.
05	850504	0358 48.0	39.37	23.05	10.0		3.1	140.
06	850504	0739 36.0	39.30	23.13	5.0		3.1	140.
07	850505	1944 00.0	38.92	22.13	13.0		3.3	180.
08	850505	2111 28.6	39.09	22.02	15.0	3.6	3.4	180.
09	850427	1233 6.9	40.74	27.38	9.0	4.4	4.6	340.

TABLE 2-1

à proximité de failles dont l'activité avait été mise en évidence après la séquence de 1978. il aurait pourtant été intéressant d'analyser des séismes provenant d'une zone où l'occurrence de chocs de magnitude élevée a une forte probabilité.

4-3 Une dernière étape délicate.

Les parties des bandes magnétiques correspondant aux séismes sélectionnés doivent maintenant être recopiées sur bande 1/2 pouce via la chaîne 'Schlumberger', afin de les transférer sur le calculateur. Un logiciel écrit par F.Thouvenot (I.R.I.G.M.) effectue le démultiplexage final des trois voies sismiques. Ce dernier travail peut être fastidieux car souvent s'introduisent des points parasites, qui obligent à recommencer cette étape.

III METHODE D'ANALYSE DE DONNEES

1 Introduction

Nous avons précédemment décrit dans quel contexte s'inscrit notre étude et les données dont nous disposons. Le but de ce chapitre est d'exposer une méthode pour analyser ces données, méthode qui doit nous permettre d'évaluer l'influence de la structure géologique et géométrique sur le mouvement du sol lors de séismes.

On peut considérer un sismogramme comme la sortie d'un filtre soumis à une excitation, en l'occurrence ici il s'agit de la source sismique. Ce filtre rassemble tous les facteurs qui influencent le mouvement du sol : magnitude, mécanisme au foyer, distance hypocentrale, caractéristiques mécaniques du milieu dans lequel se propage l'onde, conditions géologiques et topographiques à la station, réponse instrumentale, ... Dans un domaine linéaire, ce filtre est la résultante d'une série de filtres linéaires correspondant à chacun de ces facteurs et le sismogramme égale le produit de convolution de tous ces filtres avec la fonction source. En fréquence, le résultat sera le produit des fonctions de transfert avec l'excitation initiale.

La méthode des rapports spectraux, qui consiste en un rapport des spectres d'amplitude de deux différents enregistrements, permet alors d'éliminer les effets de certains facteurs communs. A titre d'exemple, Berckhemer (1962) a utilisé cette méthode pour étudier les effets de différentes tailles de source : le rapport spectral étant calculé à partir d'enregistrements sur une même station, de séismes de même localisation, et de magnitudes différentes; ce faisant il s'affranchissait des effets dus à

la propagation et à l'instrumentation. Notre étude a pour but de caractériser l'influence d'une vallée sédimentaire sur le mouvement du sol; à l'instar de Tucker et King (1984), nous allons comparer, en calculant les rapports spectraux, le mouvement d'un même séisme enregistré par les stations situées dans la vallée (STE,VAS,LAK) (Fig. 2-3) avec celui enregistré par une station de référence située sur le bord de la vallée. Dans notre cas nous postulons que le signal reçu par la station de référence est semblable au signal incident sous la vallée; le rapport spectral sera donc uniquement représentatif de la fonction de transfert de la vallée au site considéré.

Dans un premier temps, nous présentons en détail le calcul des amplitudes spectrales et des rapports de celles-ci. Nous évaluerons ensuite les problèmes liés à cette méthode: présence de bruit, erreurs d'appareillage, choix de la station de référence et influence de la distance entre stations.

2 Analyse spectrale

Le traitement de données que nous allons effectuer est le suivant: pour chaque composante une partie du signal sismique est extraite du sismogramme, nous en calculons ensuite l'amplitude spectrale puis après avoir lissé ce spectre nous faisons, fréquence par fréquence, le rapport spectral. Toutes ces étapes vont être décrites en détail dans les paragraphes suivants.

2-1 Signal utilisé pour le calcul du spectre.

Le problème qui est posé ici est de savoir quelle partie et quelle durée du signal sismique va être utilisée dans le calcul du spectre.

Les études précédentes utilisent des durées très variables. Joyner et al. (1976) considèrent l'intégralité du signal et calculent les amplitudes spectrales sur des durées supérieures à 40 sec. Rogers et al. (1984) agissent de même sur des enregistrements provenant d'explosions nucléaires et considèrent plus de 5 mn de signal. Tucker et King (1984) ne conservent que les huit premières secondes de l'onde *S*, ces auteurs ont ensuite comparé les rapports ainsi obtenus avec ceux calculés à partir de la coda; la corrélation entre ces deux résultats est très satisfaisante. Joyner et al. (1981) concluent de la même façon, lorsqu'ils comparent l'analyse spectrale de tout un signal d'environ 15 s. et celle faite à partir de 4.5 s. de l'onde *S* de ce même signal. Modiano (1980) a également étudié l'influence de la durée de l'échantillon choisi, une fois de plus il apparaît que les spectres de Fourier d'un signal sismique sont une quantité robuste, peu susceptible de grandes variations

lorsque la durée de la fenêtre varie.

Dans notre étude, nous avons calculé nos spectres sur les sept premières secondes de l'onde *S*. Nous avons extrait cette partie du signal à l'aide d'une fenêtre rectangulaire apodisée $w(t)$. Pour un échantillon de durée $2T$ centré en 0, le signal est multiplié par $w(t)$:

$$w(t) = \frac{1}{2} \left(1 + \cos 5\pi \frac{|t|}{T} \right) \text{ pour } T > |t| > \frac{4T}{5}$$

$$w(t) = 1 \quad |t| \leq \frac{4T}{5}$$

Il faut ensuite normaliser de telle façon que l'intégrale de cette fenêtre soit 1, ceci afin de ne pas modifier l'amplitude spectrale. Le facteur de normalisation est donc $9/5$. L'avantage de l'apodisation est d'éviter un brusque retour à zéro dans l'échantillon choisi, ce qui induirait des lobes parasites dans l'amplitude spectrale (Bath, 1974).

2-2 Transformée de Fourier.

Les spectres de signaux discrétisés sont classiquement calculés à l'aide d'un logiciel de transformée de Fourier rapide. Nous utilisons la subroutine `fft2c` (IMSL). L'algorithme de ce programme exige un nombre de points égal à une puissance de 2, nos signaux étant échantillonnés à 150 pts/sec nous opererons sur 1024 points, soit 6.8 s. On obtient ainsi la transformée de Fourier sur 512 points. Le pas d'échantillonnage en temps étant:

$$\tau = \frac{1}{150}$$

La fréquence maximale (fréquence de Nyquist) que l'on pourra atteindre sera donc:

$$f_{\max} = \frac{1}{2\tau} = 75 \text{ Hz}$$

Et le pas d'échantillonnage en fréquence qui en résulte:

$$\Delta f = \frac{f_{\max}}{512} = 0.146 \text{ Hz}$$

2-3 Lissage

Les deux signaux dont nous allons faire le rapport contiennent un certain niveau de bruit. Lorsqu'on est en présence de signaux stationnaires, l'effet du bruit peut être éliminé en moyennant plusieurs mesures faites sur des fenêtres différentes. Malheureusement le signal sismique ne remplit pas cette condition, on a alors recours à un artifice qui consiste à moyenner sur plusieurs fréquences (Frechet, 1980). Autrement dit nous allons procéder à un lissage fréquentiel. En d'autres

termes, nous allons réduire la variance de l'estimation spectrale en utilisant un estimateur spectral modifié (Kunt, 1986).

Le choix de la forme de la fenêtre de lissage n'est pas crucial, que l'on prenne une fenêtre triangulaire, de Hanning ou de Parzen, les résultats seront assez semblables (Bath, 1974). Par contre, la largeur de celle-ci est un facteur important, car toute variation du spectre ayant une largeur de bande inférieure à la largeur de la fenêtre sera occultée. Certains auteurs (Celebi, 1987; Rogers, 1984) ont moyenné leur spectre sur 0.5 Hz. Cependant l'estimateur spectral modifié a comme caractéristique une bonne résolution dynamique, mais une faible résolution fréquentielle. Nous avons donc préféré procéder à un lissage sur une plus large bande (2 Hz).

Le lissage choisi est une fenêtre de Parzen dont la largeur est de 2 Hz, le spectre lissé est égal au produit de convolution du spectre brut par la fonction $W(f)$:

$$W(f) = \frac{1}{F} \left[1 - \left(\frac{|f|}{F} \right)^3 \right] \quad 0 \leq |f| \leq F$$

$$W(f) = 0 \quad |f| > F$$

avec: $F = 1 \text{ Hz}$

Un exemple de spectre brut et lissé est montré sur la Figure 3-1.

2-4 Spectres d'amplitude. Rapports spectraux.

Nous avons décrit les étapes nécessaires à l'obtention des spectres d'amplitudes de nos enregistrements. Il faudra se rappeler que nous n'avons pas corrigé ce spectre de la réponse d'appareillage ; si l'enregistreur réagit de façon linéaire en fréquence, il n'en est pas de même pour le sismomètre (voir annexe I). Ceci ne représente pas un inconvénient majeur car nous ne serons amené qu'à les interpréter relativement, soit par rapport aux spectres des autres stations, soit par rapport au spectre du bruit de fond (voir §3-2).

Les rapports seront calculés fréquence par fréquence, en divisant le spectre d'amplitude obtenu aux stations par le spectre obtenu à la station de référence. Ce faisant l'effet dû à l'instrumentation sera donc éliminé. Ceci n'est vrai qu'à une condition : la réponse de nos stations doit être la même. Nous vérifierons ce point également.

3 Domaines de validité du rapport spectral.

Dans cette partie nous allons évaluer les sources d'incertitudes du rapport

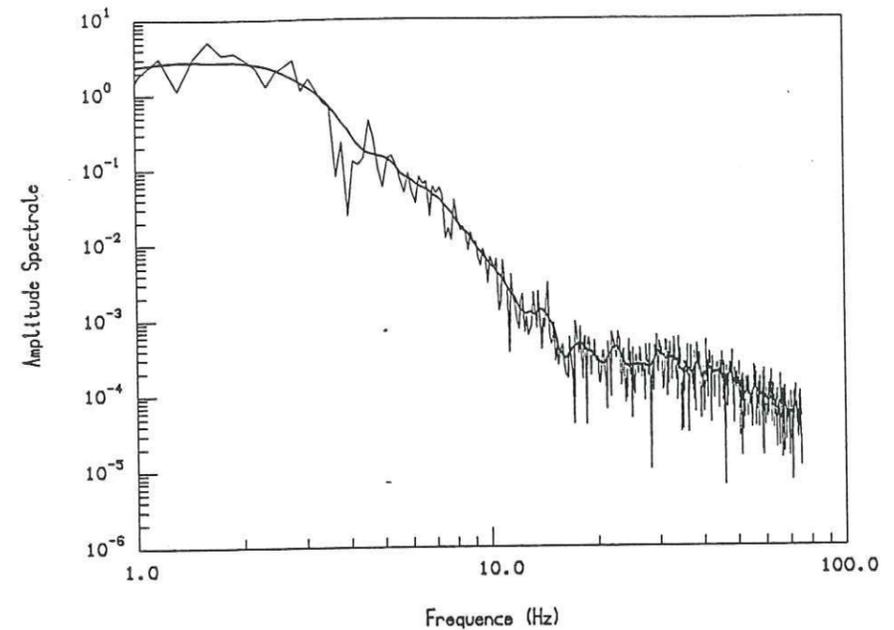


Fig. 3-1. Exemple de spectre brut (trait fin) et du même spectre lissé (trait épais).

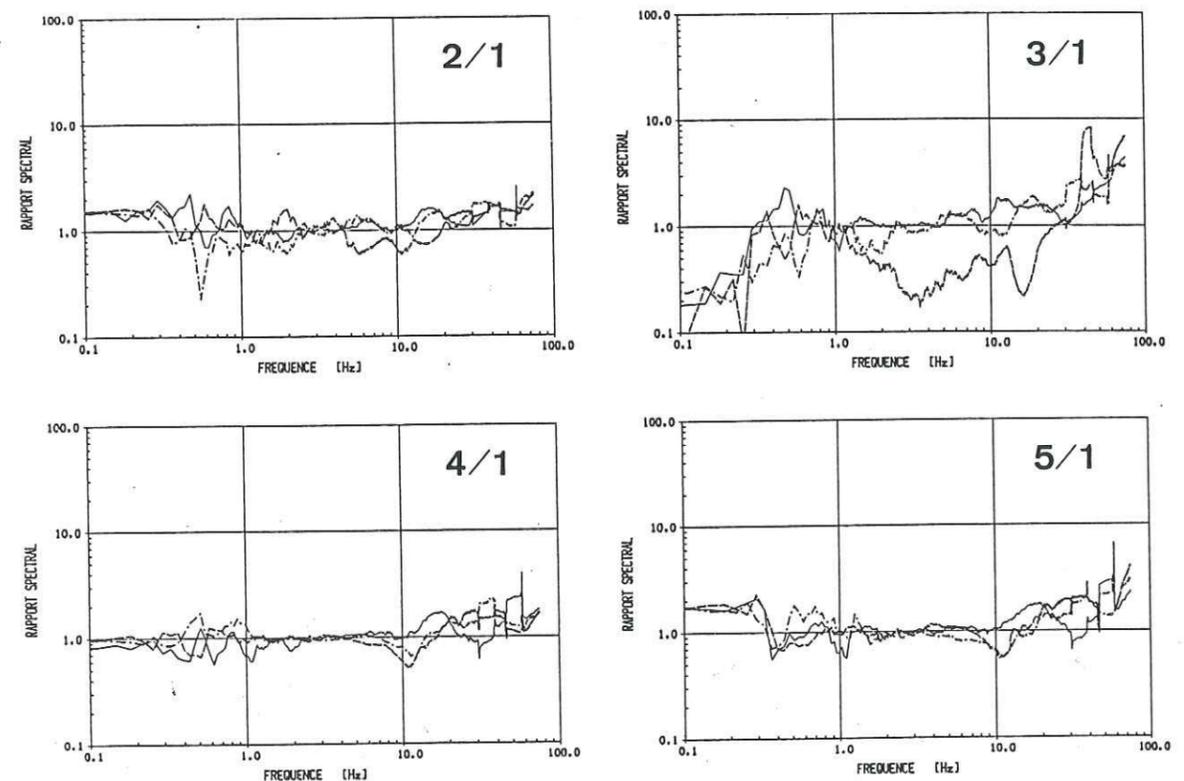


Fig. 3-2. Rapports spectraux du bruit de fond enregistré par les cinq stations. La station n° 1 (AIA) est prise comme référence.

spectral: erreur due à l'instrumentation, présence de bruit, influence des phénomènes d'atténuation anélastique et d'expansion géométrique. Ensuite nous discuterons d'un problème lié à la méthode: le choix de la station de référence.

3-1 Etalonnage des stations sismologiques.

Dans l'annexe I nous décrivons la courbe de réponse théorique du sismomètre utilisé, celle-ci est calculée à partir des caractéristiques de fabrication. Le deuxième élément des stations, l'enregistreur, a été étalonné en laboratoire et montre une réponse linéaire en fréquence quel que soit le gain utilisé dans une bande de 1 à 20 Hz (Kerdräon, 1985).

En principe les cinq stations réagissent donc d'une manière semblable. Cependant, nous avons voulu vérifier ce point en procédant à un étalonnage *in situ* du matériel. La méthode est celle-ci: nous avons installé les cinq stations en un même site, puis enregistré le bruit de fond pendant un laps de temps. Une minute donnée d'enregistrement a ensuite été sélectionnée, puis nous avons calculé les spectres d'amplitude correspondants et les rapports spectraux en prenant la station n° 1 (AIA) comme référence (Fig. 3-2).

Ces rapports mettent en évidence deux résultats importants:

-Les stations n° 2 (STE), 4 (MON), 5 (LAK) ont une réponse quasiment similaire à la station n° 1 (AIA), les variations observées ne dépassant jamais un rapport de 2.

-La composante NS de la station n° 3 (VAS) présente, toujours par rapport à (AIA), des variations plus importantes. On ne pourra donc pas en interpréter les résultats.

En conclusion, il apparaît que toutes les stations, excepté la composante NS de (VAS) réagissent de façon semblable et que l'incertitude introduite sur les rapports est inférieure à 2.

3-2 Influence du bruit.

En l'absence de séismes, le mouvement du sol en un endroit est causé par le bruit de fond sismique. Celui-ci provient aussi bien de l'agitation macrosismique que des vibrations d'origine industrielle (déplacements routiers, usines,...). Le niveau de bruit peut être très élevé (voir chap.2 §3), et puisqu'il s'additionne à tous les signaux que nous allons étudier, il va en influencer les résultats de l'analyse spectrale. Il est bien connu que les rapports spectraux sont sujet à de grandes variations lorsqu'il y a présence de bruit (Aki et Richards, 1980), et ceci est vrai aussi bien pour notre méthode que pour la méthode interspectrale. Nous allons dans ce qui suit essayer de quantifier l'influence du rapport signal/bruit sur la fiabilité du

rapport spectral que nous allons calculer.

Le signal reçu est la somme de deux grandeurs: le signal 'vrai' auquel nous ne pouvons accéder et le bruit de fond sismique.

$$s(t) = u(t) + b(t)$$

Soit en fréquence:

$$S(f) = U(f) + B(f)$$

La variance du rapport spectral nous est donné par la formule suivante (Fieller, 1932):

$$var \left(\frac{|S_1|}{|S_2|} \right) = \frac{\mu_1}{\mu_2} \left(\frac{\sigma_1^2}{\mu_1^2} + \frac{\sigma_2^2}{\mu_2^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

où μ_1 et μ_2 représentent la valeur moyenne, c.à.d. lissée de nos spectres d'amplitude, et σ_1 et σ_2 sont les variances des signaux S_1 et S_2 .

Il nous faut donc estimer quel est la variance des spectres. Le problème statistique qui nous est posé est compliqué par le fait qu'un signal sismique n'est pas stationnaire. Considérons que la variation fréquentielle du signal provient de deux sources:

La première est liée au contenu fréquentiel de l'onde sismique $U(f)$. Les variations de cette valeur peuvent être considérées comme résultant du phénomène physique que nous cherchons à mettre en évidence.

Le deuxième facteur qui intervient est dû au bruit sismique, qui peut être considéré comme stationnaire aléatoire.

Nous émettons alors l'hypothèse statistique simplificatrice d'assimiler la variance du spectre du signal enregistré à la variance du bruit de fond- ce qu'on appelle en statistique 'la variance de l'erreur'; puisqu'il s'agit d'un signal stationnaire aléatoire, celle-ci est assimilable au spectre du bruit de fond

La relation (1) s'écrit alors:

$$var \left(\frac{|S_1|}{|S_2|} \right) = \frac{\mu_1}{\mu_2} \left(\frac{|B_1|^2}{\mu_1^2} + \frac{|B_2|^2}{\mu_2^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

On reconnaît alors dans l'expression (2) le rapport signal/bruit: $\frac{\mu}{|B|}$.

Ce calcul, pour sommaire qu'il soit, n'en donne pas moins une estimation de la variabilité des rapports spectraux. A titre d'exemple, pour un rapport signal/bruit égal à 5 pour les deux spectres considérés, l'erreur relative résultante sur le rapport spectral sera de 30%.

Après avoir mis l'accent sur les conséquences de la présence de bruit, nous allons décrire comment d'une façon pratique nous avons procédé.

Les stations sont conçues pour enregistrer cinq secondes de signal avant le déclenchement. Nous disposons ainsi du bruit de fond sismique juste avant le séisme étudié. On peut considérer que ce bruit restera stationnaire durant tout l'enregistrement. Un problème s'est alors posé en ce qui concerne les stations situées sur le socle. Quelquefois en effet, la sensibilité des appareils étant trop faible pour pouvoir capter le bruit de fond sismique, nous n'obtenions alors que le bruit électronique de l'enregistreur. Pour chaque séisme, et lorsque c'était possible nous avons donc fait tracer sur une même figure les spectres d'amplitude des trois composantes, du séisme et du bruit de fond. Quelques exemples sont présentés sur les Figures 3-3a et 3-3b; ils concernent des séismes régionaux et locaux, dont les rapports signal/bruit sont représentatifs de l'ensemble de nos données. D'une façon générale, il apparaît que le rapport signal sur bruit est assez important pour permettre d'interpréter le spectre du signal dans une bande de fréquence de 1 à 15 Hz. Les meilleurs rapports signal/bruit atteignent quelques fois de valeurs supérieures à 100, et ceci vers 8-10 Hz; alors qu'en basse fréquence (1 Hz) le rapport n'est plus que de 10, de plus à cette fréquence le sismomètre ne réagit plus linéairement (annexe I).

La conclusion de cette étude du bruit de fond est en fait positive, car le domaine fréquentiel (de 1 à 15-20 Hz) dans lequel notre analyse spectrale est fiable, correspond aux valeurs des fréquences propres, que l'on trouve souvent pour les constructions (0.5-10 Hz) (Trifunac, 1980). A ce titre cette étude intéresse le génie civil et parasismique.

3-3 Choix de la station de référence.

Le principe de la méthode des rapports spectraux est d'éliminer l'influence de certains facteurs sur le signal, dans notre cas ce sont tous les effets dus à la source et à la propagation des ondes jusqu'à la vallée. Le signal reçu à la station de référence est donc sensé représenter le signal incident sous les couches sédimentaires de la vallée. C'est pourquoi deux des stations ont été placées sur le socle, au bord de la vallée. Si nous voulons retrouver la fonction de transfert de celle-ci, il faut donc considérer que le site choisi pour la station de référence a un comportement neutre, c.à.d. qu'il n'y a pas d'effets de site en ce point. Cette hypothèse est raisonnable, cependant il a été montré lors d'études précédentes (Tucker et al., 1984; Bard et Tucker, 1985), qu'il peut exister des différences notables entre le mouvement du sol observé en plusieurs sites proches situés sur le socle. Et notamment, dans le cas d'altération de la roche qui induit des hétérogénéités de

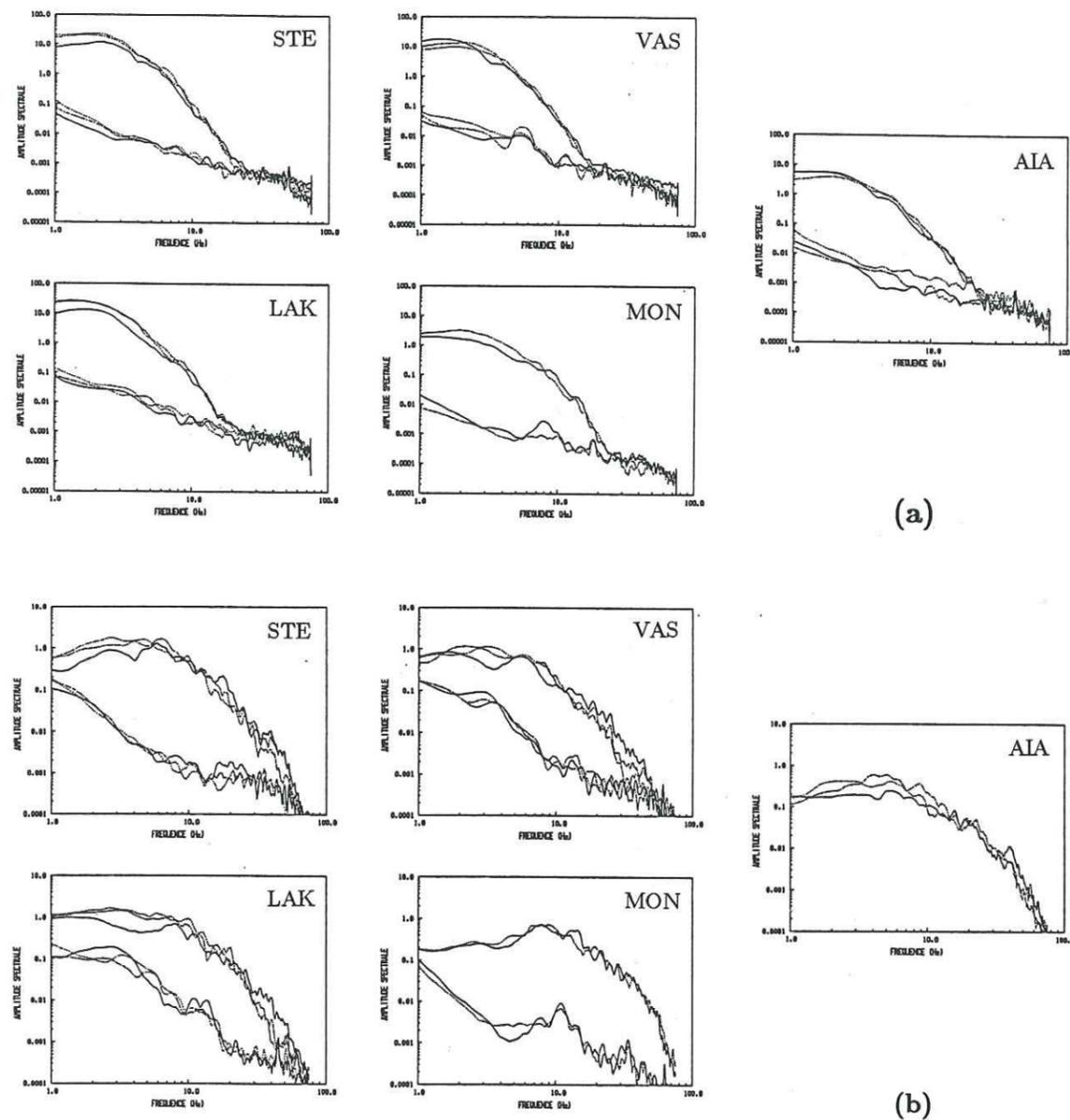


Fig. 3-3 Exemples de spectres d'amplitude d'un séisme et du bruit de fond pour les trois composantes.
(a) : séisme régional
(b) : séisme local

vitesse. Enfin, la présence de reliefs topographiques a également une influence importante sur la réponse sismique (Bard, 1983; Griffiths et Bollinger, 1979).

Dans notre cas, le fait qu'une des stations (MON) soit installée sur une roche métamorphique altérée et donc sujette comme on l'a dit à de fortes variations de vitesses, nous a poussé à choisir comme station de référence la station (AIA). De plus au cours de l'expérimentation la composante EW de MON se révéla hors d'usage... Les dénivelés, comme on l'a déjà dit étant très faibles, les effets topographiques ne sont pas à craindre.

3-4 Atténuation anélastique. Expansion géométrique.

Nous calculons des rapports spectraux entre des enregistrements provenant d'endroits différents. Il est donc important d'éliminer de nos résultats les effets introduits par la différence de longueur du trajet des ondes entre nos stations.

Dans le cas de séismes régionaux, la distance épacentrale est supérieure à 100 km, l'écart maximum entre nos stations ($\approx 5 \text{ km}$) est donc négligeable. Par contre, pour les séismes locaux il est indispensable d'en tenir compte.

L'amplitude de ondes sismiques est liée à deux phénomènes: l'atténuation anélastique et l'expansion géométrique. Pour un milieu homogène on exprime classiquement l'amplitude d'une onde de volume à une distance R de la source par:

$$A(R) = \frac{A_0}{R} e^{\frac{-\pi f R}{Q c}}$$

avec: f : la fréquence
 Q : le facteur de qualité
 c : la vitesse de l'onde

-Dans un milieu homogène isotrope, l'expansion géométrique est inversement proportionnelle à la distance parcourue. Si on considère le rapport du spectre obtenu en une station A sur celui obtenu en une station B, il apparaîtra donc dans ce rapport le quotient R_B/R_A , où R_A et R_B sont respectivement les distances épacentrales des stations A et B. La correction de cet effet sera donc aisée, il suffira de multiplier le rapport par l'inverse de ce quotient. Les incertitudes sur la localisation des séismes ($\approx 3 \text{ km}$) introduisent un biais négligeable sur cette correction: pour un séisme situé à 20 km de la plus proche station, le biais maximum est de 5 %.

-L'atténuation anélastique provient de la dissipation d'énergie au cours de la propagation. Dans le rapport spectral de A sur B, sera donc inclu le

facteur:

$$e^{\frac{-\pi f (R_A - R_B)}{Q c}}$$

Nous allons donc estimer les valeurs maximum que prend ce facteur. La distance entre les deux stations les plus éloignées est de 5 km. La vitesse des ondes S peut être estimée à 2 km/s. Pour cette vitesse et à une fréquence de 5 Hz, le facteur de qualité prend une valeur environ égale à 100, à 15 Hz il sera d'environ 270. En injectant ces valeurs dans l'expression ci-dessus on obtient le facteur dont il faudrait corriger le rapport. A une fréquence de 5 Hz, la correction est égale à 1.45, à 15 Hz elle est égale à 1.5. Ce calcul rapide montre que le fait de ne pas tenir compte du phénomène d'atténuation n'introduit pas d'erreur importante dans le calcul du rapport spectral.

En conclusion, nous avons évoqué les possibles sources d'incertitude du rapport spectral, réponse des stations, influence du bruit de fond et phénomènes d'atténuation. Il résulte que les variations des rapports plus grandes que 2 pourront être considérées comme significatives. Et ceci en prenant soin de vérifier que le rapport signal/bruit est supérieur à 10 pour les deux enregistrements à la fréquence considérée. Nous avons également précisé les hypothèses sur lesquelles reposent l'interprétation des rapports et notamment l'importance du choix de la station de référence.

IV RESULTATS.

Dans cette partie nous allons dans un premier temps présenter les enregistrements de séismes dans le domaine temporel. Ensuite nous commenterons les résultats de l'analyse spectrale de ces signaux. Nous traiterons séparément les séismes régionaux et locaux.

1 Signaux temporels.

L'observation des signaux en temps ne nous permet pas de quantifier précisément les réponses des différents sites où sont installées les stations. Toutefois l'amplitude maximale et la durée de ces enregistrements nous donnent une appréciation qualitative de cette réponse. Pour chaque séisme que nous allons commenter, nous avons fait tracer à la même échelle les sismogrammes des trois composantes de chaque station.

1-1 Séismes régionaux.

Nous disposons des sismogrammes de neuf séismes dont la distance épacentrale est supérieure à 130 km (voir chap. II). Nous en présentons les enregistrements pour deux d'entre eux (Fig. 4-1a et 4-1b). Le premier concerne un séisme de magnitude (Mb) égale à 5.3 (n°1), enregistré par quatre stations. Il apparaît immédiatement que l'amplitude maximale du sismogramme obtenu à la station AIA située sur le socle, est bien plus faible (2 à 4 fois) que celles des stations placées sur les sédiments. Remarquons que la station LAK présente la plus grande

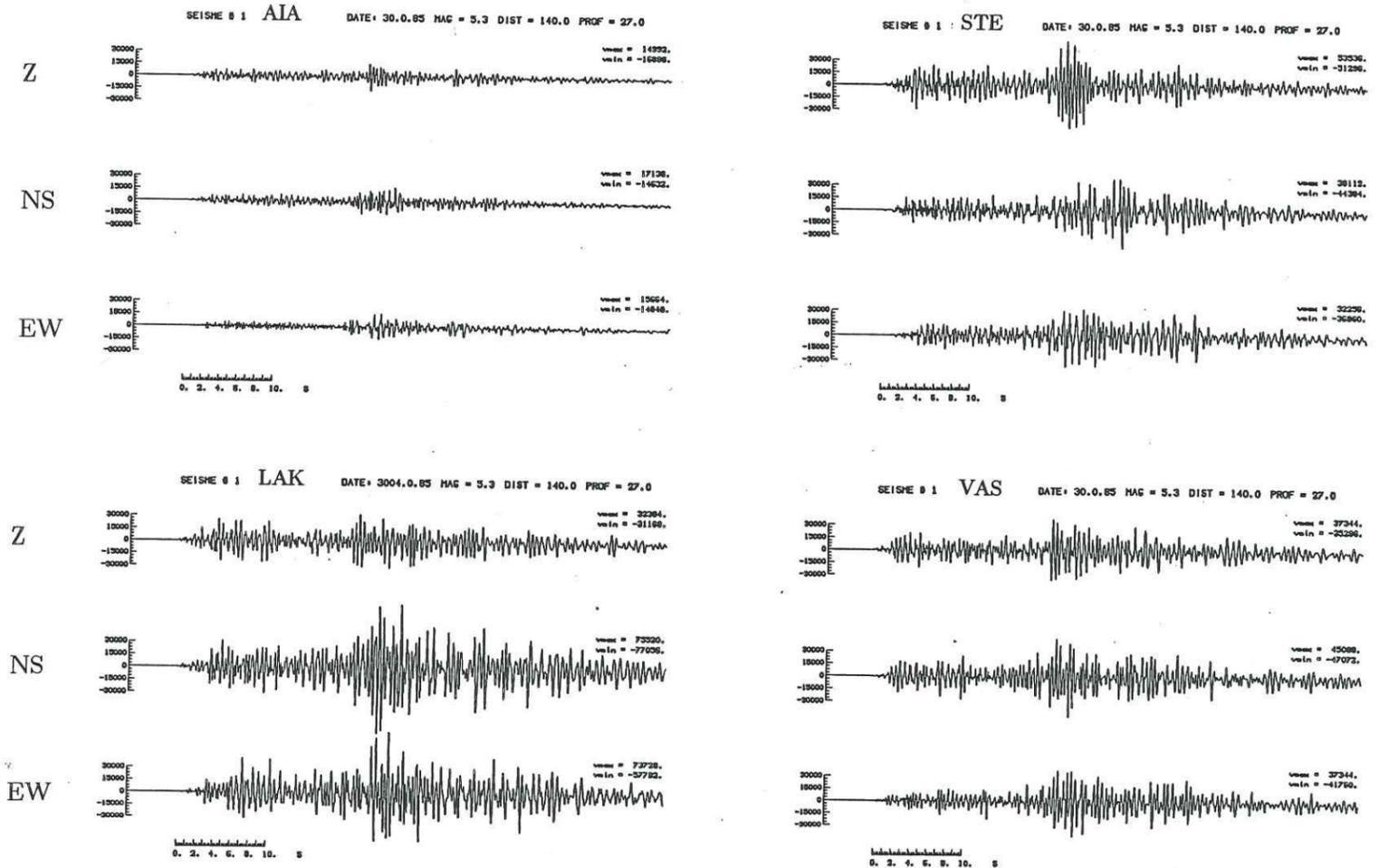


Fig. 4-1a. Sismogrammes du séisme régional n° 1.

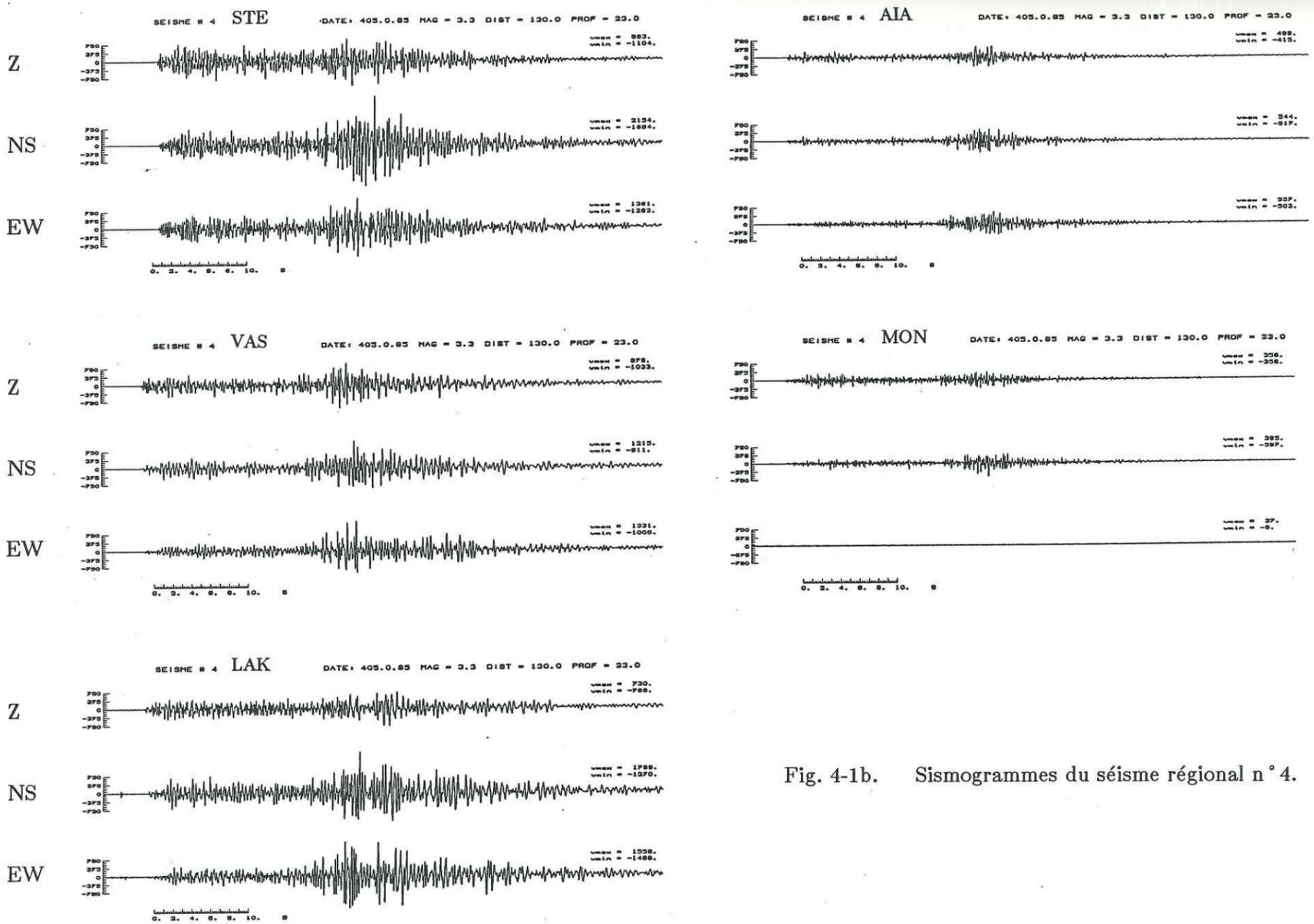


Fig. 4-1b. Sismogrammes du séisme régional n° 4.

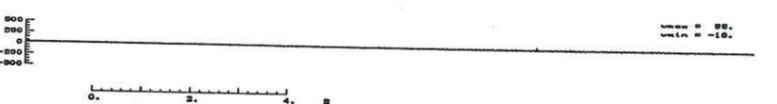
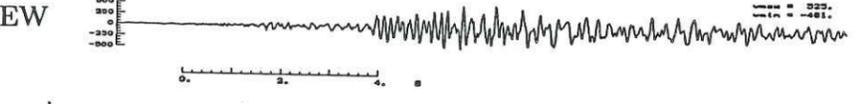
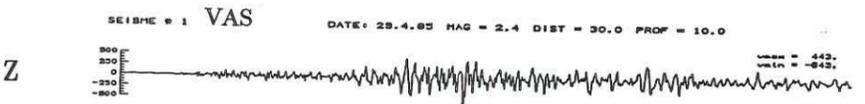
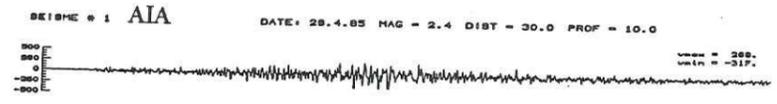
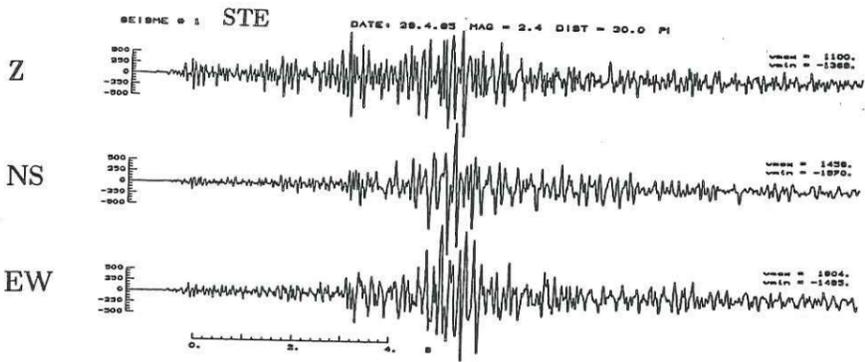


Fig. 4-2a. Sismogrammes du séisme local n° 1.

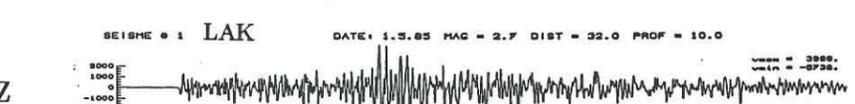
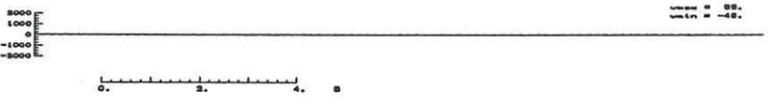
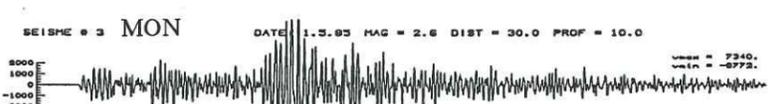
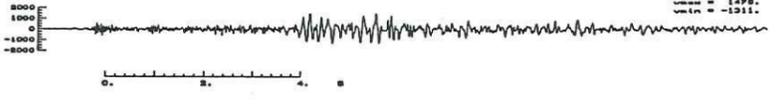


Fig. 4-2b. Sismogrammes du séisme local n° 3.

amplitude pour les composantes horizontales, et qu'il s'agit de STE pour la composante verticale.

En ce qui concerne les durées d'enregistrement, les stations réagissent de façon presque similaire, le mouvement du sol ayant été enregistré pendant environ 4 mn par chacune des stations. La deuxième série de sismogrammes (Fig. 4-1b) correspond au séisme n° 4, de même azimut que le précédent mais de magnitude $M_b = 3.3$. Celui-ci a été enregistré par les cinq stations. Nous pouvons faire les mêmes observations que pour l'événement n° 1, les stations placées dans la vallée ont des amplitudes plus grandes d'un facteur allant de 2 à 4, par rapport à la station AIA. Notons que la deuxième station MON placée sur la roche métamorphique altérée présente une amplitude comparable à AIA.

Tous les sismogrammes des séismes régionaux étudiés sont figurés dans l'annexe II. Les deux exemples que nous avons présenté ici sont représentatifs de tous les autres, ils illustrent bien l'existence d'amplifications sur les sédiments et la similarité de la réponse des deux stations sur les sites rocheux.

1-2 Séismes locaux.

De la même façon nous allons présenter les sismogrammes obtenus sur les cinq stations lors des deux séismes locaux n° 1 et 3 (Fig. 4-2a et 4-2b). Ces deux événements sont comparables en magnitude. Comme pour les séismes régionaux nous voyons que les stations situées sur les sédiments (STE, VAS, LAK) ont des amplitudes maximales plus élevées que la station AIA. Par contre, il est surprenant de voir que la station MON, située sur le socle, présente elle aussi une amplitude bien plus grande par rapport à AIA, et ceci d'un facteur supérieur à 4. Pour ces séismes on remarque que les amplitudes à la station VAS sont plus faibles qu'aux autres sites sédimentaires. Par ailleurs, les durées d'enregistrement ne diffèrent pas assez pour permettre des comparaisons. Nous ne pouvons présenter tous les sismogrammes de ces séismes, car pour une grande majorité des erreurs de numérisation (chap. 2, §4-3) se sont produites avec persistance lors de la recopie sur bande 1/4 de pouce. Nous avons, dans ces cas, uniquement extrait l'onde *S*. D'une manière générale nous observerons toujours ces particularités, quel que soit l'azimut des séismes et leur magnitude l'amplification maximale sera observée à la station MON. La plus faible amplification de VAS sera elle aussi toujours présente, mais dans des proportions plus variables.

2 Rapports spectraux.

Dans les paragraphes qui vont suivre nous allons commenter pour chaque

station les rapports spectraux que nous avons calculé. Notre démarche est de voir si on peut isoler des amplifications de la station considérée par rapport à la station de référence, et ce dans des bandes de fréquence déterminées; lorsque nous parlerons d'amplification il s'agira donc toujours d'un effet relatif. Dans un deuxième temps, si cela est possible, nous essayerons d'évaluer les variations de ces amplifications en fonction des caractéristiques des séismes concernés: magnitude, azimut, distance épacentrale.

2-1 Séismes régionaux.

Les Figures 4-3a à 4-6a représentent les rapports obtenus aux différentes stations, pour les séismes n° 1 à 6. En effet, les épicentres de ces événements sont très regroupés (Fig. 2-6), ils présentent donc des azimuts et des distances épacentrales presque constantes, leur magnitude par contre varie de 3.3 à 5.3. On a tracé en trait épaissi le rapport moyen. Nous comparerons ensuite ce rapport moyen aux rapports issus des séismes n° 7 et 8 (Fig. 4-3b à 4-6b), situés un peu plus à l'ouest, et au n° 9 qui est localisé à l'est du réseau.

Stefani (STE) (Fig. 4-3a et 4-3b)

La composante verticale ne montre pas de pic d'amplification à une fréquence donnée. Et ceci est vrai pour tous les séismes régionaux. Le niveau moyen oscille entre 2 et 4, ceci n'est pas significatif compte tenu de la dispersion et de l'incertitude des rapports.

Les résultats de la composante NS sont plus instructifs. Les rapports des séismes n° 1 à 6 (Fig. 4-3a) sont assez cohérents, car ils présentent leurs maximums aux mêmes fréquences. On discerne une amplification moyenne de 5 autour de 3 Hz, suivie par deux autres à 8 et 14 Hz. Remarquons que les valeurs maximales atteignent 7. La comparaison avec les séismes n° 7 à 9 (Fig. 4-3b) montre une plus grande dispersion, bien que les rapports soient de niveaux comparables, leurs fréquences ne sont pas corrélées.

C'est sur la composante EW que les rapports sont les plus cohérents. Jusqu'à 10 Hz, 2 pics sont clairement définis par l'ensemble des données. Le rapport est maximal vers 2 Hz (de l'ordre de 6), et un autre pic apparaît à 7 Hz. L'accord avec les séismes n° 7 et 8 est cette fois-ci très bon, mais en totale opposition avec le n° 9 où un effet très net survient à 5 Hz.

Les rapports spectraux montrent qu'il existe pour cette station des amplifications par rapport à la station de référence, qui peuvent être d'un facteur 7. Pour les mouvements horizontaux, les fréquences auxquelles apparaissent ces effets sont assez bien définies. Notons qu'elles sont légèrement plus élevées sur la

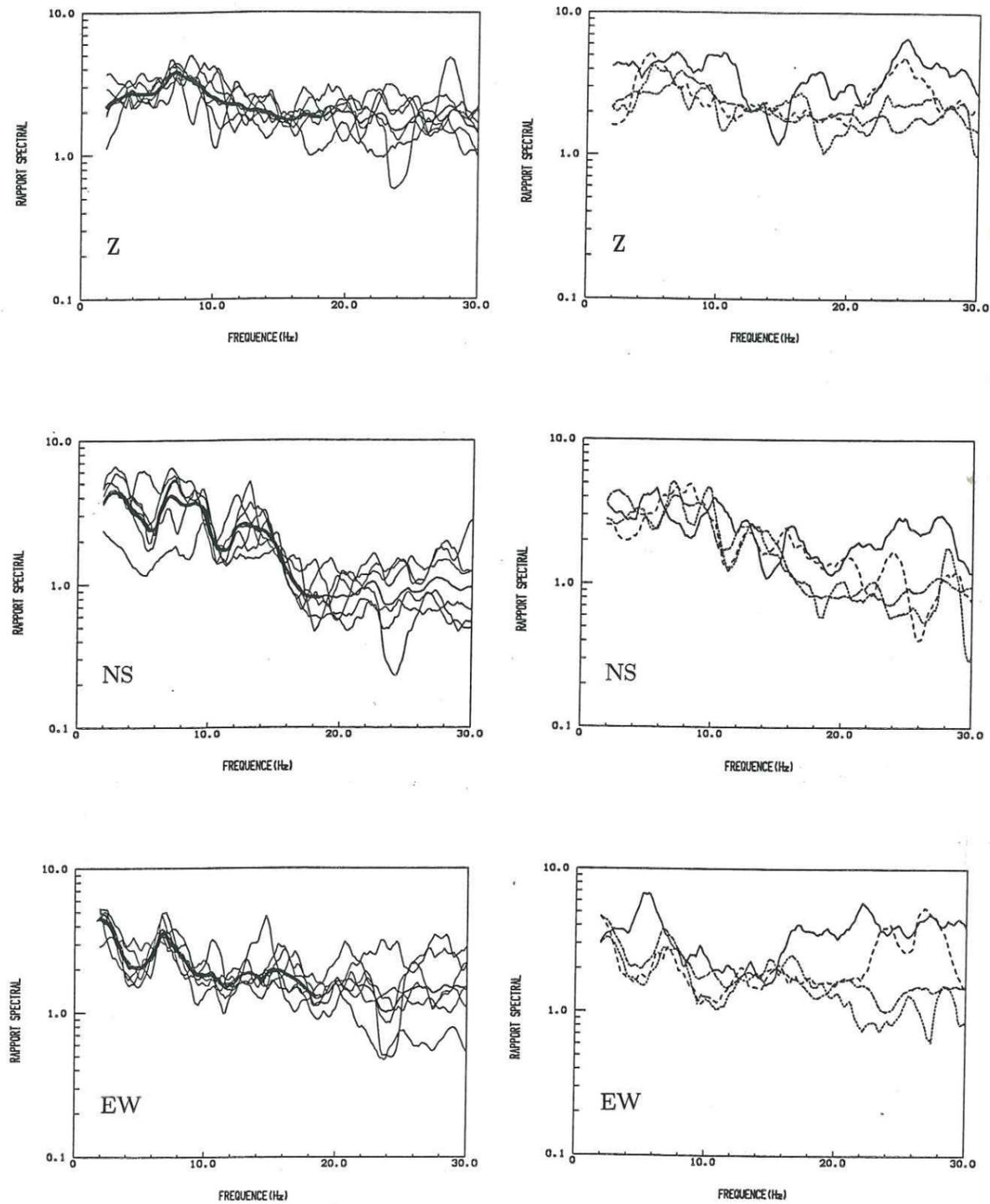


Fig. 4-3. Rapports spectraux obtenus à la station STE pour les séismes régionaux.
 (a) : séismes n° 1 à 6. (en trait épaisi la moyenne).
 (b) : - - - : moyenne des rapports de (a), --- : séisme n° 7,
 - - - - : séisme n° 8, — : séisme n° 9.

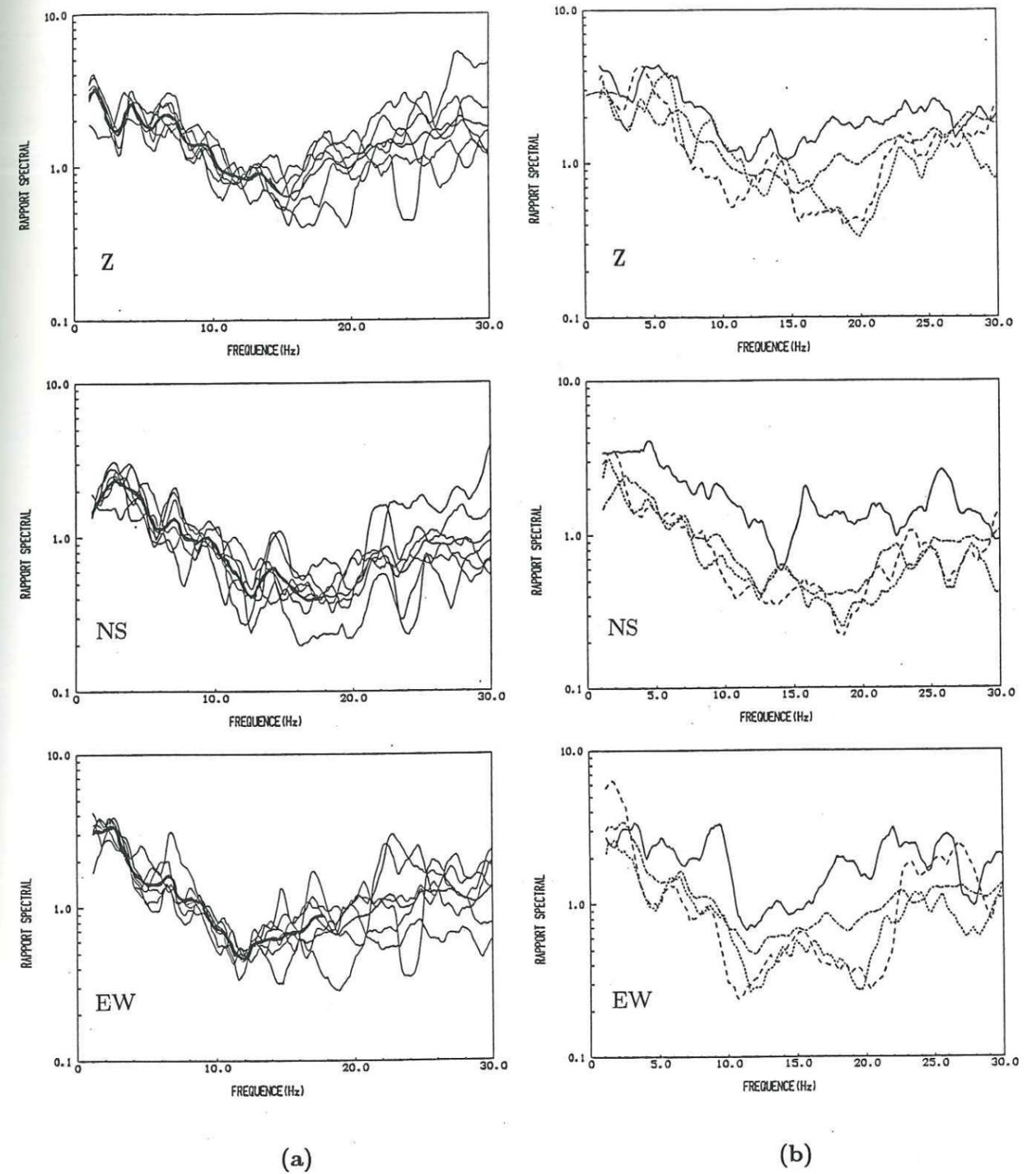


Fig. 4-4. Rapports spectraux obtenus à la station VAS pour les séismes régionaux.
 (a) : séismes n° 1 à 6. (en trait épaisi la moyenne).
 (b) : - - - : moyenne des rapports de (a), --- : séisme n° 7,
 - - - - : séisme n° 8, — : séisme n° 9.

composante NS (3 et 8 Hz), que pour la composante EW (2 et 7 Hz). De plus nous remarquons que la différence de magnitude des séismes étudiés ne se traduit pas par des effets différents. Il faut également noter l'importante différence de réponse entre les événements situés au sud des stations et celui localisé à l'est (Fig. 4-3b). D'autre part, l'importante dispersion des résultats après 15 Hz illustre bien la variabilité des rapports spectraux lorsque le rapport signal/bruit est faible.

Vassilika (VAS) (Fig. 4-4a et 4-4b)

Pour ce site, les rapports spectraux sont moins élevés que pour STE. Cependant la corrélation entre les séismes n° 1 à 6 est bonne (Fig. 4-4a). On observe sur la composante verticale un rapport moyen de 4 autour de 2 Hz.

De même que sur les signaux temporels, nous n'observons pas de grandes amplitudes sur les composantes horizontales. On remarquera toutefois que le rapport maximal (≈ 3), est atteint vers 2 Hz pour la composante EW, puis décroît de façon significative jusqu'à 0.4 vers 10 Hz. Pour la composante NS, le maximum survient à 3 Hz, cependant l'étalonnage des stations a montré que nous ne pouvions être sûr de la réponse de cette composante. En ce qui concerne les événements n° 7 et 8 (Fig. 4-4b), les amplitudes des rapports sont comparables à celles de la séquence de Volos (n° 1 à 6), et excepté la composante verticale il y a une bonne corrélation entre les variations fréquentielles des rapports des huit premiers séismes. Comparativement, les rapports du séisme n° 9, situé à l'est, présentent comme pour STE des valeurs plus importantes.

Pour cette station, les rapports spectraux montrent des amplifications maximales de l'ordre de 3. Ceci reflète la faible différence d'amplitude des signaux en temps entre VAS et AIA la station de référence. A l'inverse de STE, nous n'avons pas remarqué d'oscillations bien corrélées pour l'ensemble des séismes situés au sud. Cependant une forme générale ressort de tous les rapports de la composante EW: les valeurs sont maximales à basse fréquence, puis décroissent régulièrement d'un facteur de 2 jusqu'à 15 Hz.

Laka (LAK) (Fig. 4-5a)

Cette station possède moins de résultats que les autres, car il s'est avéré impossible d'en démoduler les bandes magnétiques à partir du 5 mai. Seuls les séismes n° 1, 3, 4 et 5 ont pu être analysés. Ceux-ci, on le rappelle, font partie de la séquence de Volos et sont localisés à des endroits très voisins.

Pour la composante verticale, la corrélation entre les rapports est bonne de 1 à 10 Hz, les rapports s'écartant de la forme générale d'un facteur inférieur à 2. Les valeurs maximales, de 2 à 3.5, sont atteintes aux fréquences de 2 et 8 Hz.

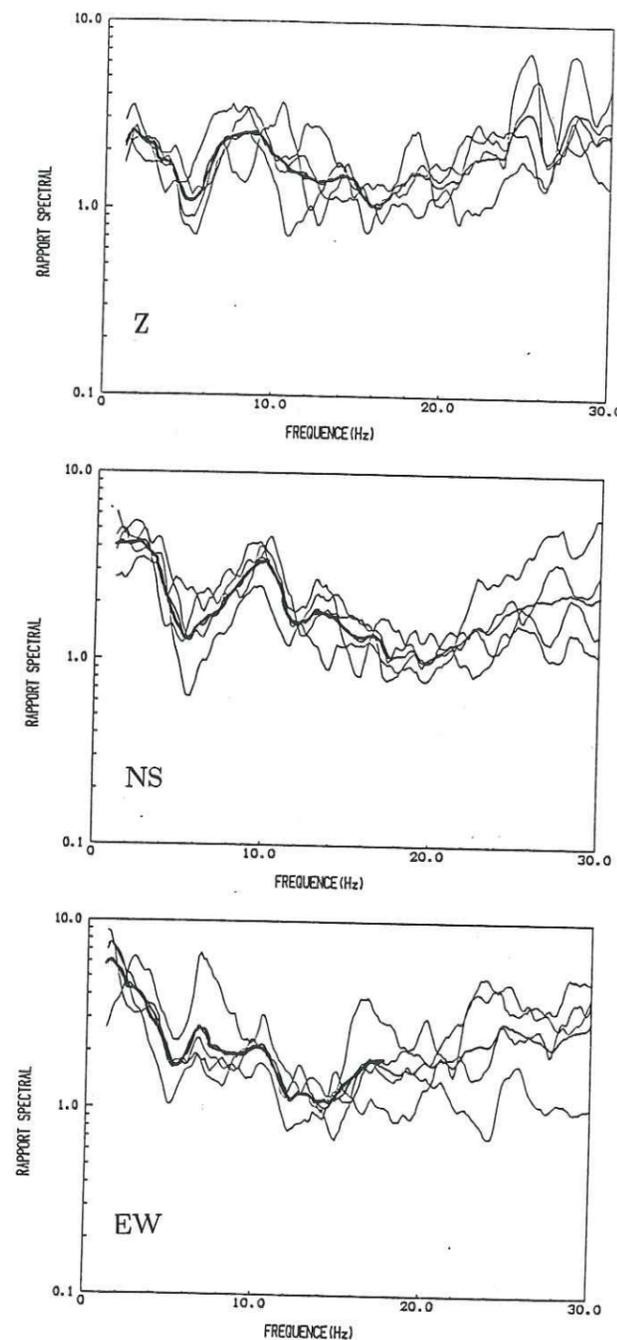


Fig. 4-5. Rapports spectraux obtenus à la station LAK pour les séismes régionaux n° 1, 3, 4, 5. (en trait épais la moyenne).

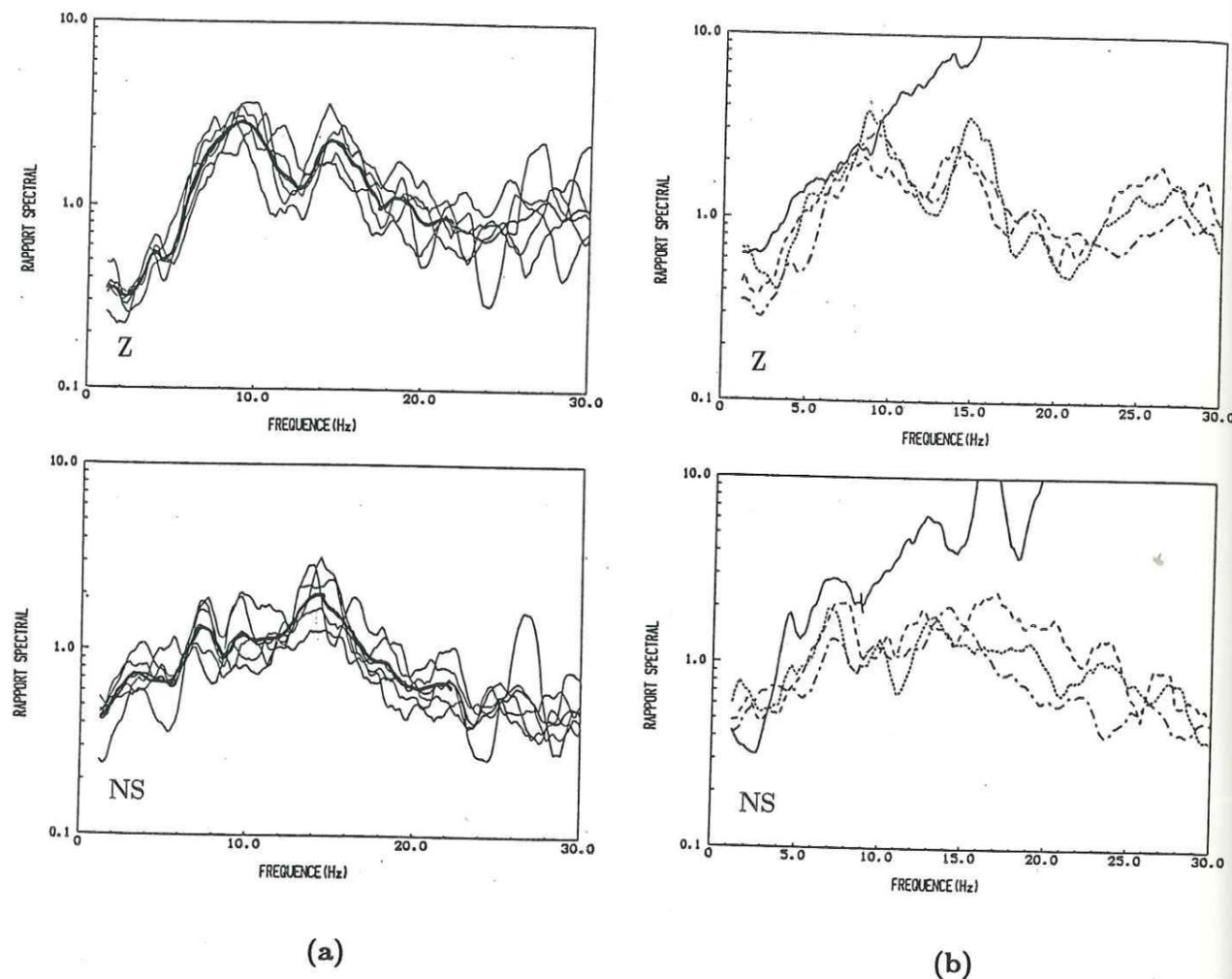


Fig. 4-6. Rapports spectraux obtenus à la station MON pour les séismes régionaux.
 (a) : séismes n° 1 à 6. (en trait épais la moyenne).
 (b) : —: moyenne des rapports de (a), ---: séisme n° 7,
 -----: séisme n° 8, —: séisme n° 9.

Pour la composante NS, on a de même que précédemment un bon accord entre les différents résultats. Les rapports présentent deux pics bien définis: à 2-3 Hz où le rapport moyen est de 4, et à 10 Hz où il atteint 3.

C'est pour la composante EW que les rapports sont les plus importants, mais cette fois l'accord entre les quatre événements n'est pas parfait. Le séisme n° 1 montre un rapport de 6.5 à 3 et 7 Hz, alors que les autres atteignent leur maximum (≈ 8) à 1-2 Hz.

Les rapports obtenus à cette station montrent nettement l'existence d'effets d'amplification par rapport à AIA. Les valeurs maximales sont dans quelques cas supérieures à 8 pour la composante EW, et à 5 pour la composante NS. Ces résultats sont sensiblement différents de ceux obtenus aux stations STE et VAS, mais ne sont pas établies sur le même set de données.

Monastere (MON) (Fig. 4-6a et 4-6b)

Cette station est particulière, car placée non pas sur des sédiments mais sur une roche métamorphique altérée. Hélas, une panne pour le moins malvenue nous prive de la composante EW.

Les rapports issus de la composante verticale font preuve d'un bel ensemble (Fig. 4-6a): les plus grandes variations par rapport à la valeur moyenne sont inférieures à 2. On observe une déamplification de 0.3 à basse fréquence (2-3 Hz). Suivent deux effets bien marqués à 10 et 15 Hz, où le rapport atteint la valeur de 2.5-3. La comparaison de ces rapports n° 1 à 6, avec les n° 7, 8 et 9 (Fig. 4-6b) montre un bon accord. Les séismes n° 7 et 8 suivent parfaitement les deux pics mis en évidence par le premier groupe de séismes. Le rapport calculé à partir du n° 9 s'accorde très bien jusqu'à 10 Hz. A partir de cette fréquence le rapport signal/bruit devient très faible (≈ 1), et donc le rapport sans valeur.

Pour la composante NS, la dispersion des résultats est plus importante. On notera l'augmentation progressive du rapport qui passe de 0.5 à 2-2.5 entre 2 et 15 Hz.

En conclusion, les rapports calculés à partir des séismes régionaux montrent l'existence d'amplifications pouvant atteindre un facteur de 8, nous résumons les observations faites dans ces paragraphes dans la table 4-1.

En ce qui concerne les séismes localisés au sud (n° 1 à 8), ces amplifications apparaissent à des fréquences bien déterminées pour les stations STE et LAK. Pour les stations MON et VAS, les valeurs des rapports sont plus faibles, mais le fait que ces rapports varient d'un facteur 10 entre minima et maxima est également une

information importante puisqu'il s'agit de mesures relatives. Notons que nous n'avons pas observé de différences reliées à la magnitude des séismes.

Les rapports calculés à partir du séisme n° 9 montrent, de façon générale, des valeurs plus importantes que pour ceux issus des séismes n° 1 à 8. De plus, concernant la station STE les pics d'amplification ne surviennent pas aux mêmes fréquences. Remarquons cependant que les variations large bande (2-15 Hz) de ces rapports sont comparables à celles des séismes n° 1 à 8.

2-2 Séismes locaux.

Les effets mis en évidence lors de l'étude précédente sont-ils liés au caractère régional des séismes utilisés? Dans cette région très sismique, l'important est de savoir si ces amplifications seront présentes dans le cas de séismes locaux.

D'un point de vue théorique, l'utilisation de séismes locaux risque de nous placer dans des conditions qui ne satisfont plus aux hypothèses de la méthode des rapports spectraux. En effet, dans le cas des événements régionaux nous pouvons assimiler le front d'onde à un plan, alors que pour les séismes locaux il sera encore sphérique. De même, l'angle d'incidence du front d'onde sous la vallée sera en théorie plus important pour les locaux que pour les régionaux. Ceci compte tenu des hétérogénéités locales va donc fausser l'hypothèse qui postule qu'une même onde incidente arrive sur la station de référence et sur les sédiments de la vallée. Enfin, nous pouvons noter que dans le cas de séismes locaux, les différences observées entre les stations peuvent être liées aux mécanismes de rupture et donc aux phénomènes de polarisation d'ondes s'y rattachant.

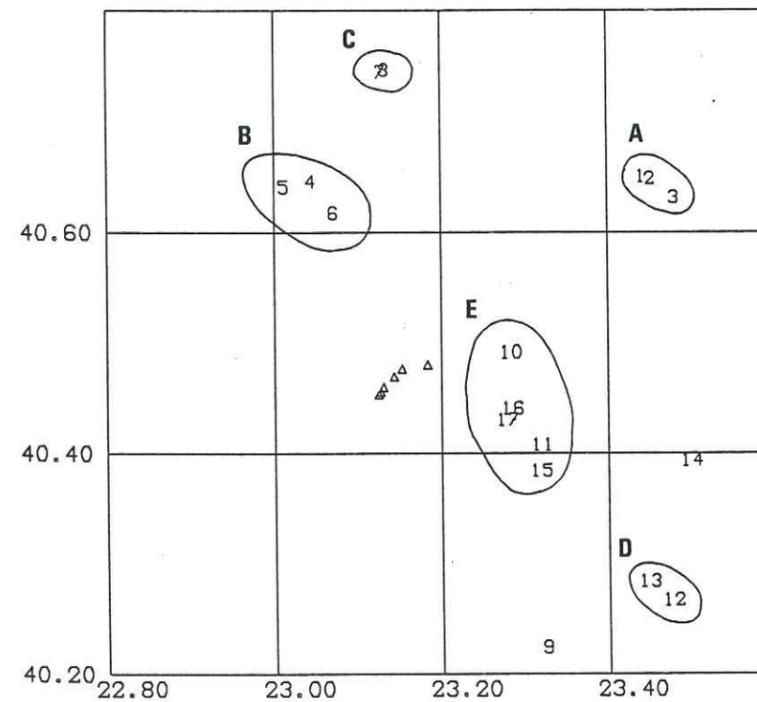


Fig. 4-7. Localisation des séismes locaux et regroupements utilisés dans l'étude séparée des rapports spectraux.

Nous disposons de 17 séismes locaux (Fig. 4-7), enregistrés par au moins quatre stations. Leur distribution nous permet une meilleure couverture azimutale que pour les régionaux. La magnitude (MI) de ces événements varie de 1.6 à 2.6. Remarquons que le contenu spectral de ces séismes proches est plus élevé à 15 Hz que pour les régionaux (Fig. 3-3b), ce qui nous donne un meilleur rapport signal/bruit. La Figure (4-9a) montre les rapports obtenus avec les 17 séismes pour la station STE; on voit que la dispersion des rapports est apparemment plus importante que pour les régionaux. Nous avons voulu vérifier ce fait en calculant la déviation standard géométrique par rapport à la moyenne de nos rapports.

Soit:

$R_i(f)$: le rapport du i ème séisme en une station donnée.

la moyenne géométrique des rapports sur n séismes s'écrit:

$$\overline{R(f)} = \exp \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln [R_i(f)] \right]$$

et la déviation standard géométrique:

$$\sigma(f) = \exp \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\ln [R_i(f)] - \ln [\overline{R(f)}])^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

Nous avons représenté sur la Figure 4-8 les déviations standard de la stations STE pour les séismes régionaux et locaux. Il apparaît que dans la bande de fréquence 2-20 Hz qui nous intéresse, la déviation sur les séismes régionaux (≈ 1.4) est très légèrement plus faible que pour les locaux (≈ 1.7). Notons que cette déviation est la plus faible lorsqu'on ne considère que les séismes régionaux n° 1 à 6, dont les rapports sont bien corrélés.

La dispersion des rapports locaux (Fig. 4-7) n'est donc pas beaucoup plus importante que celle de tous les rapports régionaux, elle ne le paraît qu'à cause du plus grand nombre de séismes analysés. Cette caractéristique reste valable pour toutes les stations. A certaines fréquences, nous observons simultanément des effets antagonistes d'amplification et de déamplification. Ceci impliquerait que statistiquement nous ne pouvons interpréter que les variations large bande de nos rapports, cependant pour la séquence de Volos l'accord entre les rapports était bien meilleur. Nous avons donc voulu savoir si en regroupant les séismes locaux selon leurs azimuts et leurs distances épacentrales de telles corrélations apparaissaient.

Nous allons, pour chaque station, présenter globalement ces rapports puis les séparer en tenant compte de l'azimut et de la distance épacentrale des séismes. Pour ceci nous avons formé plusieurs groupes (Fig. 4-8): les groupes A,B,C,D isolent les

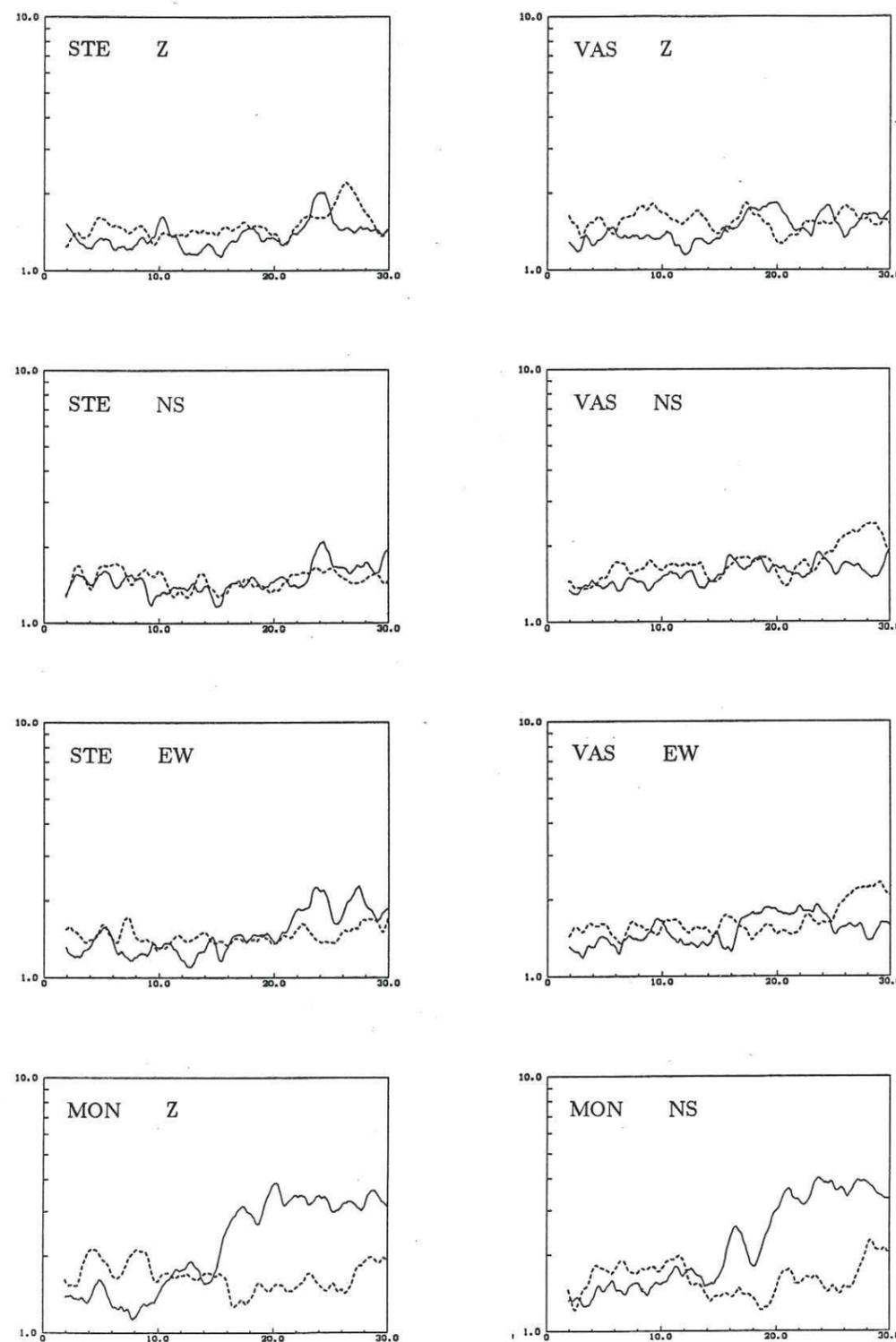


Fig. 4-8. Déviation standard des rapports spectraux relativement à la moyenne, pour les stations STE, VAS, MON. (Traité continu pour les séismes régionaux et traité interrompu pour les séismes locaux).

séismes qui ont un même azimuth. Le groupe E est constitué des séismes les plus proches du réseau.

Stefani (STE) (Fig. 4-9a, 4-9b et 4-9c)

En ce qui concerne les composantes verticales et NS, la dispersion des rapports est trop importante pour permettre d'associer telle bande de fréquence à une amplification. On remarque cependant que les valeurs maximales sont supérieures à celles des séismes régionaux. Pour la composante verticale les rapports atteignent 8 entre 6 et 8 Hz. Pour l'horizontale NS, ils dépassent légèrement 10 entre 5 et 7 Hz. Les résultats de la composante EW sont plus cohérents. Il apparaît clairement que l'effet maximal survient vers 1-2 Hz, il atteint une valeur de 15 pour certains séismes. Vers 6 Hz il est possible de distinguer une deuxième amplification moins bien marquée et de moindre amplitude.

Lorsqu'on regarde les rapports des groupes de séismes ayant un azimuth comparables (A,B,C,D) (Fig. 4-9d) nous remarquons qu'à l'exception du groupe C, les rapports issus de séismes d'un même groupe ne montrent pas un très bon accord sur les fréquences d'amplifications, on ne retrouve dans ces figures que la forme générale observée sur l'ensemble des rapports. Ceci tend à montrer que pour cette station la dispersion n'est pas liée uniquement à la distribution azimuthale, bien que le faible nombre de séismes dans chaque groupe (2 ou 3) peut fausser cette observation.

Par contre, l'accord entre les rapports des séismes n° 7 et 8 (groupe C) est parfait. Ces deux événements sont en fait très particuliers puisqu'ils constituent un doublet sismique, c.à.d. que leurs sismogrammes sont identiques (Fig. 4-9e). Il est donc naturel que les deux rapports s'y référant soient semblables. Ce résultat montre par ailleurs la reproductibilité des effets enregistrés.

Nous résumons sur le tableau 4-2 les observations faites sur les moyennes des différents groupes (Fig. 4-9b). Notons qu'à l'intérieur des groupes les amplitudes des rapports sont variables et qu'il n'est pas possible non plus de relier directement ces valeurs moyennes aux différents azimuths des séismes considérés. Notons que ces variations ne sont pas reliées aux magnitudes des séismes étudiés.

Pour les événements les plus proches (E), les rapports montrent une plus grande dispersion (Fig. 4-9c). Nous pensons que cette dispersion peut être due aux influences que nous évoquions au début: hétérogénéités locales, effets de champ proche et de polarisation. Par ailleurs, il faut noter que les valeurs maximales des rapports sont plus élevées que ceux des groupes précédents.

Ces observations montrent que lors de séismes locaux, il y a des amplifications du mouvement du sol de la station STE relativement à AIA la station

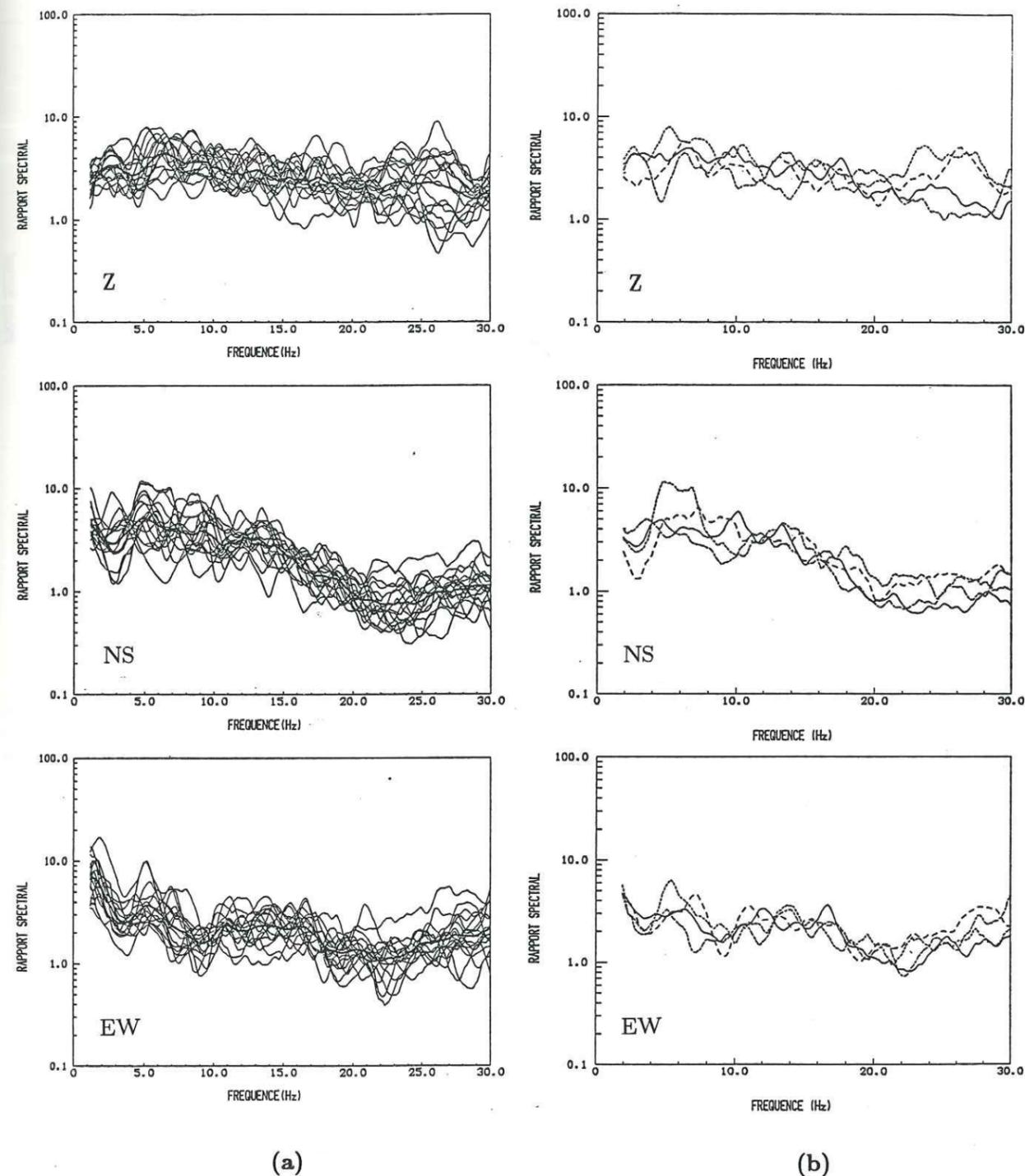
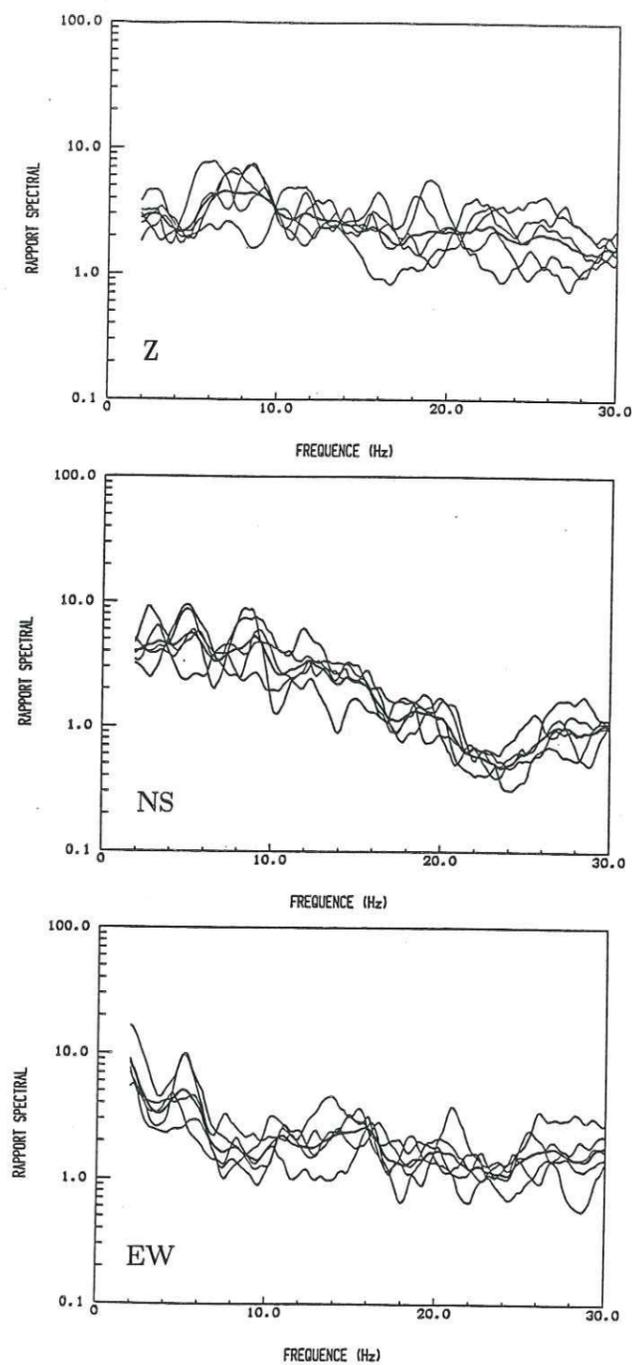


Fig. 4-9. Rapports spectraux des séismes locaux obtenus à la station STE.
 (a) : séismes n° 1 à 17 (en trait épais: la moyenne).
 (b) : moyenne des groupes de séismes A, B, C, D (Fig. 4-7), A:—, B:—, C:—, D:—.



(c)

Fig. 4-9c. Rapports spectraux des séismes du groupe E.

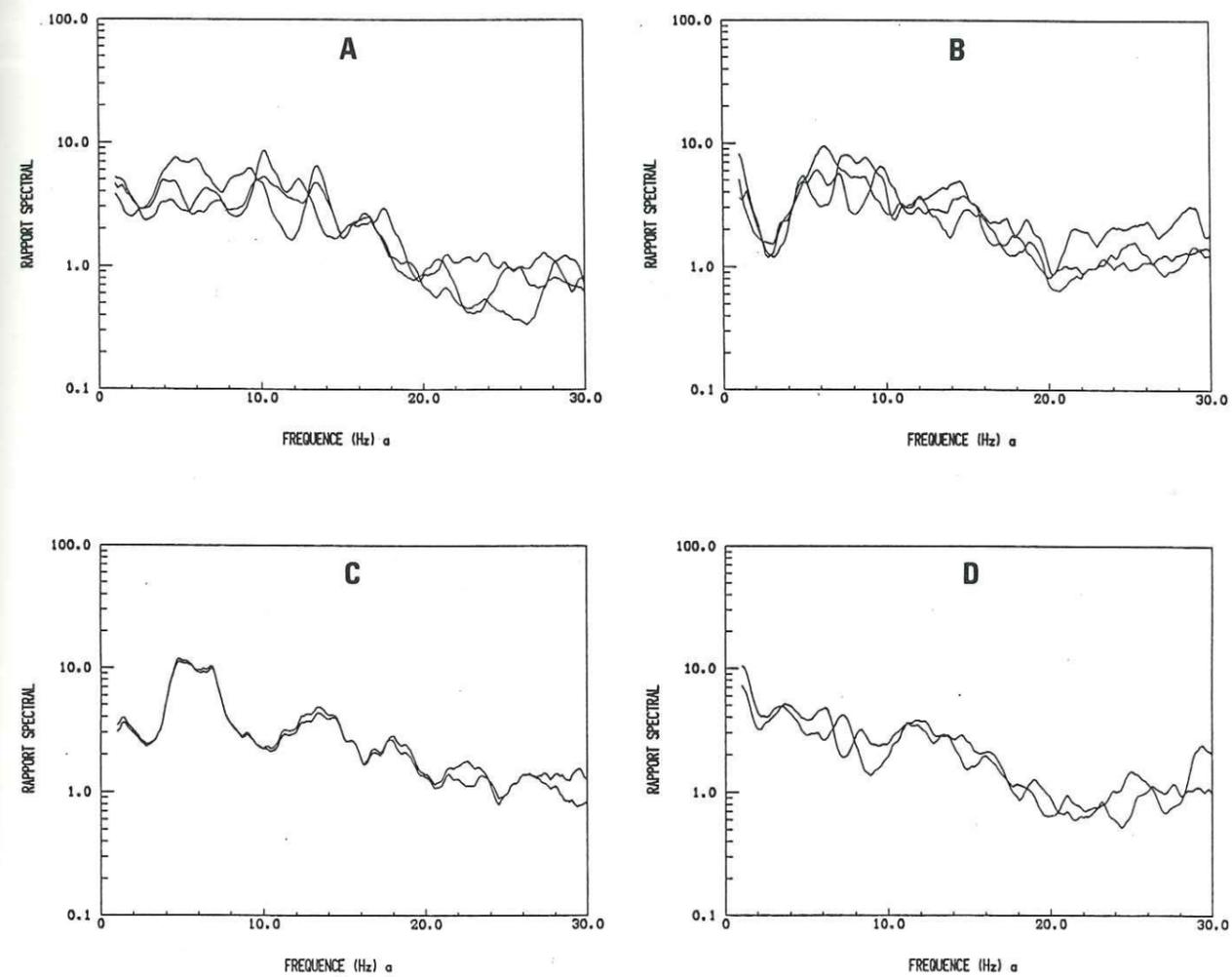


Fig. 4-9d. Rapports spectraux obtenus à la station STE (composante NS) pour les séismes des groupes A, B, C, D.

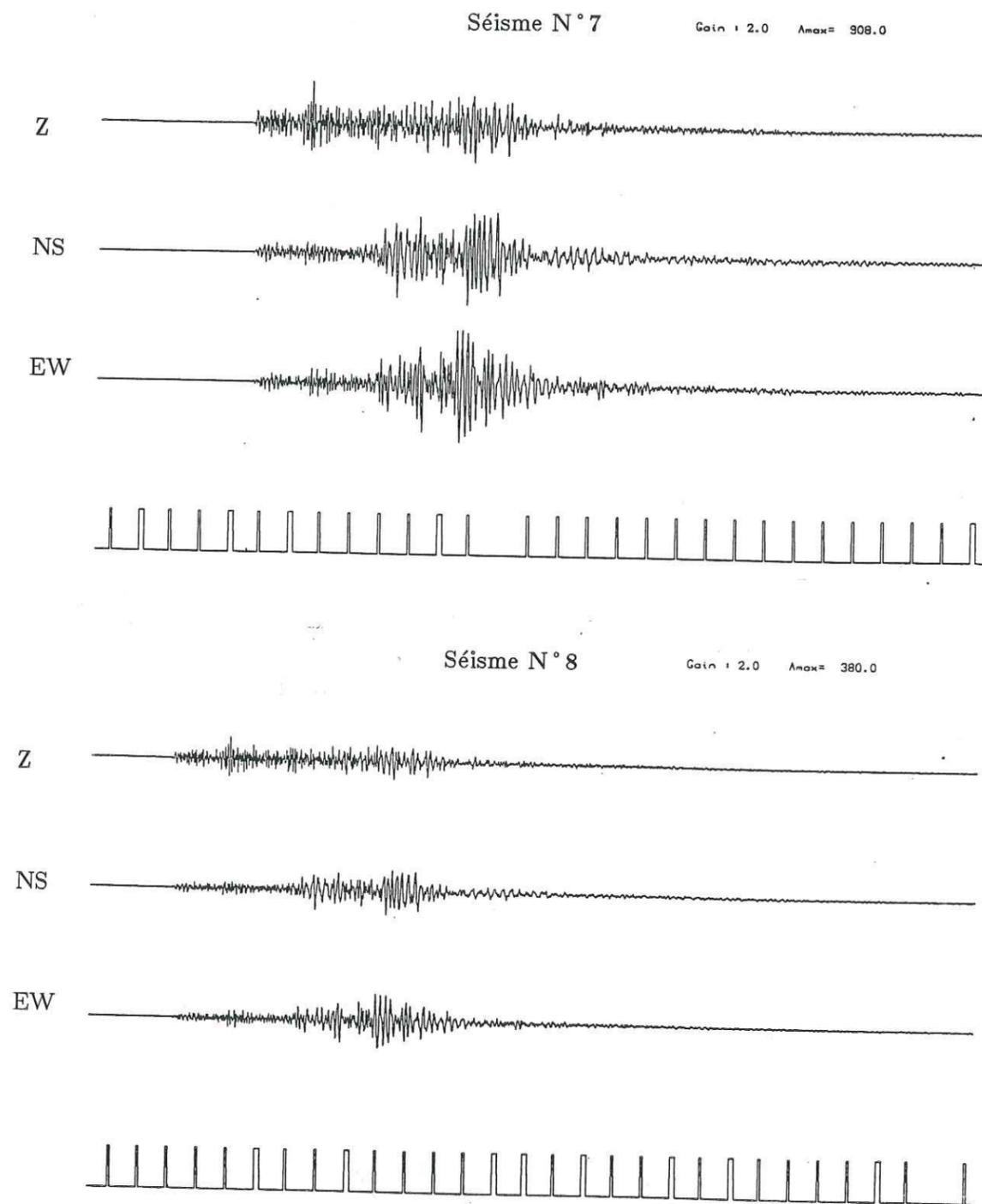


Fig. 4-9e. Sismogrammes des séismes n° 7 et 8 pour la station STE.

de référence. Ces amplifications peuvent atteindre des valeurs de 15 (groupe E, comp. EW). La dispersion des fréquences d'amplifications ne peut pas, avec ces données, être liée directement à l'azimut des séismes étudiés. Cette dispersion augmente sensiblement lorsqu'on isole les séismes dont la distance épacentrale est inférieure à 15 km.

Il ressort cependant une nette amplification à basse fréquence ($\approx 1-2$ Hz) pour la composante EW, que l'on avait déjà noté lors des séismes régionaux. Un autre résultat important est la variation large bande de ces rapports: celle-ci présente une forme similaire à celle des régionaux, avec une amplitude moyenne plus élevée d'un facteur 1.5 environ

Vassilika (VAS) (Fig. 4-10a, 4-10b et 4-10c)

Pour cette station, nous n'observons pas non plus de pics d'amplification à des fréquences précises (Fig. 4-10a). Le fait remarquable est la forme générale des rapports sur la composante EW: une amplification d'un facteur 10 à basse fréquence qui chute brusquement à 2 vers 4-5 Hz. Cette observation est à rapprocher des résultats de séismes régionaux, où l'on observe la même forme avec une amplitude plus faible d'un facteur 2.

La dispersion des rapports est légèrement plus forte que pour STE, ce qui est confirmé par l'analyse séparée des rapports (Fig. 4-10b). On s'aperçoit que les valeurs moyennes varient selon les groupes, à partir de 8 Hz pour la composante verticale et 10 Hz pour la composante EW.

Pour les séismes très proches, la cohérence est meilleure que pour STE. Spécialement pour la composante verticale, où l'on retrouve l'effet à 6 Hz. Notons que pour la composante EW, l'amplification à 2 Hz atteint un facteur 8 (Fig. 4-10c).

Ces observations sont résumées dans la table 4-3, rappelons que les résultats de l'horizontale NS sont sujets à caution (Chap. 2, § 3-1).

Laka (LAK) (Fig. 4-11a et 4-11b)

Pour des raisons déjà énoncées, seulement neuf séismes locaux ont été enregistrés par cette station. Il s'agit des n° 1 à 3 et 9 à 14, qui correspondent aux groupes A, D et E. En regardant le tracé de tous les rapports des séismes locaux (Fig. 4-11a), on s'aperçoit qu'il n'est pas possible de discerner une amplification particulière dans une bande de fréquence donnée.

Pour les séismes des groupes A et D (Fig. 4-10b) les rapports de la composante NS ne se rapprochent pas des résultats obtenus avec les séismes régionaux, où l'on distinguait nettement deux pics à 3 et 10 Hz. La composante EW présente, à 2 Hz, une amplification d'un facteur 10 par rapport à AIA.

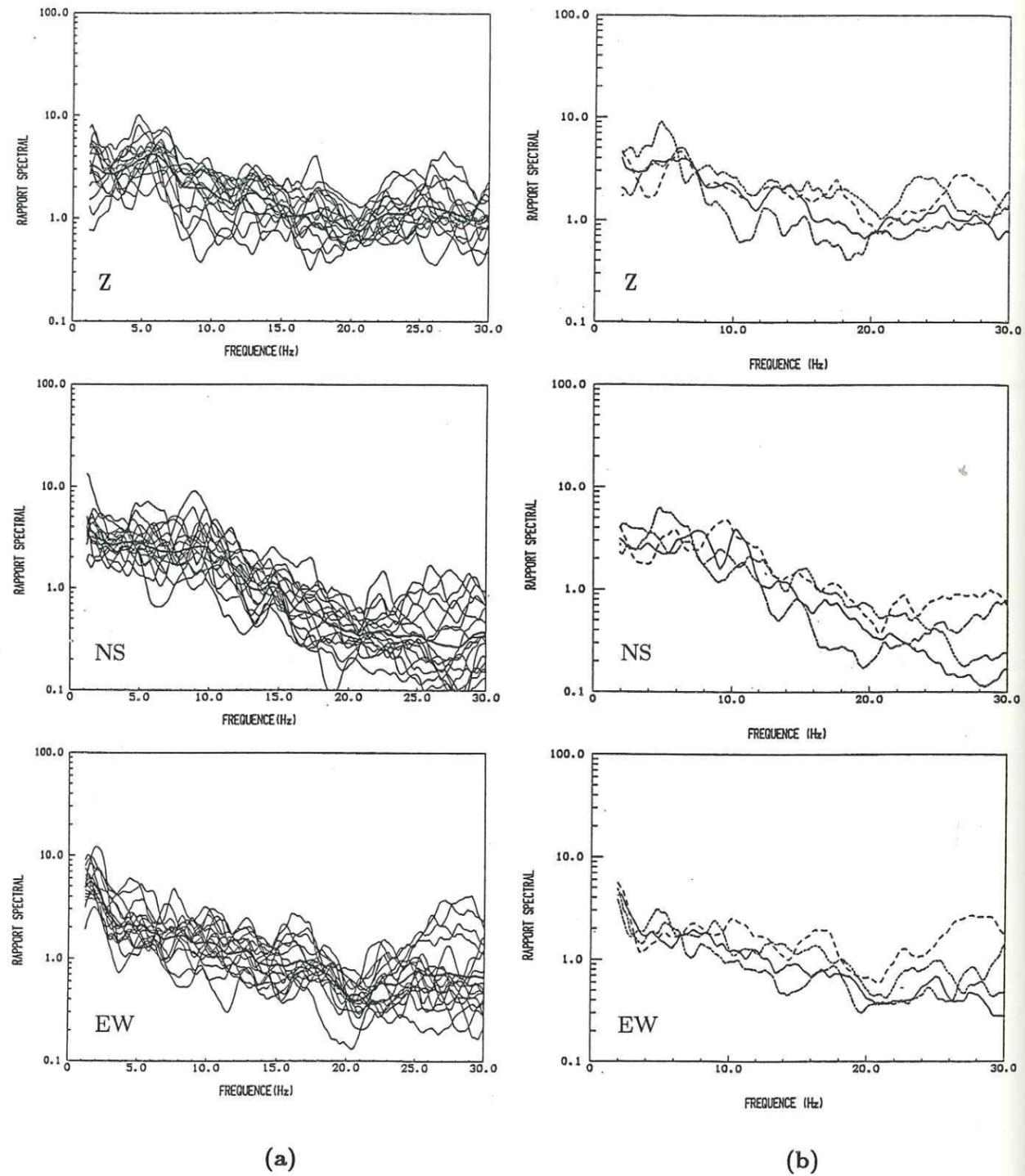


Fig. 4-10. Rapports spectraux des séismes locaux obtenus à la station VAS.
 (a) : séismes n° 1 à 17 (en trait épaissi: la moyenne),
 (b) : moyennes des groupes de séismes A, B, C, D (Fig. 4-7), le figuré est identique à celui de la Figure 4-9b.
 (c) : séismes du groupe E.

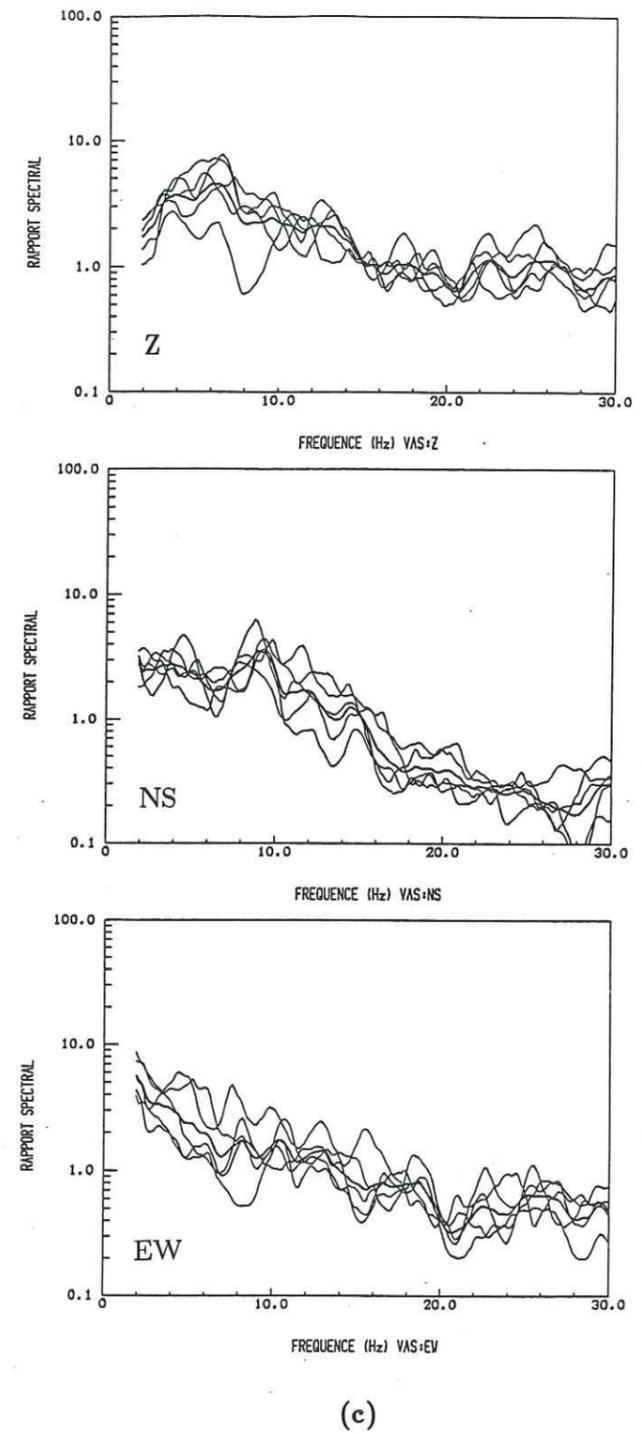


Fig. 4-10c. Rapports spectraux des séismes du groupe E.

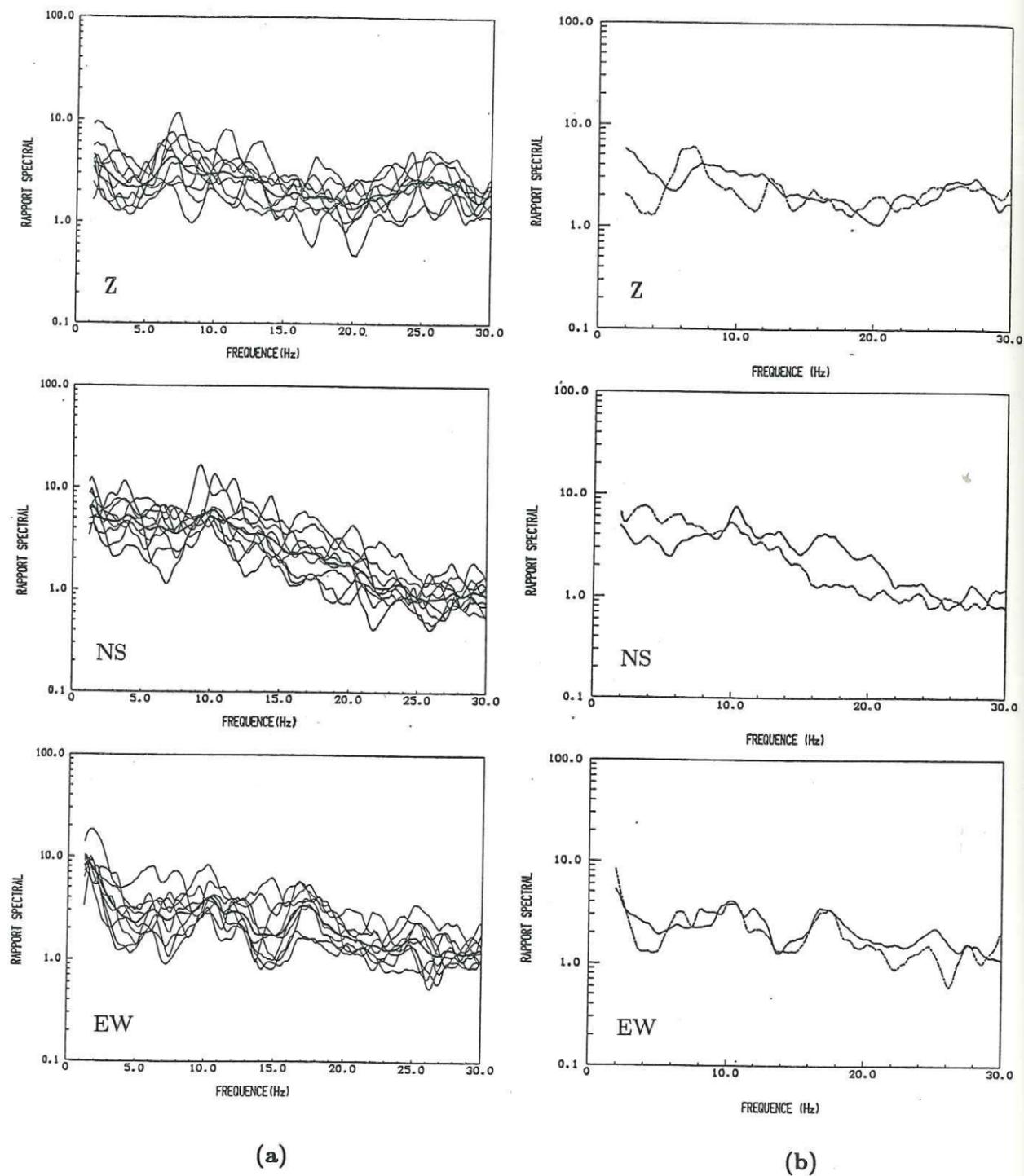


Fig. 4-11. Rapports spectraux des séismes locaux obtenus à la station LAK.
 (a) : séismes n° 1 à 3 et 9 à 14 (en trait épais : la moyenne),
 (b) : moyenne des groupes de séismes A, D (Fig. 4-7),

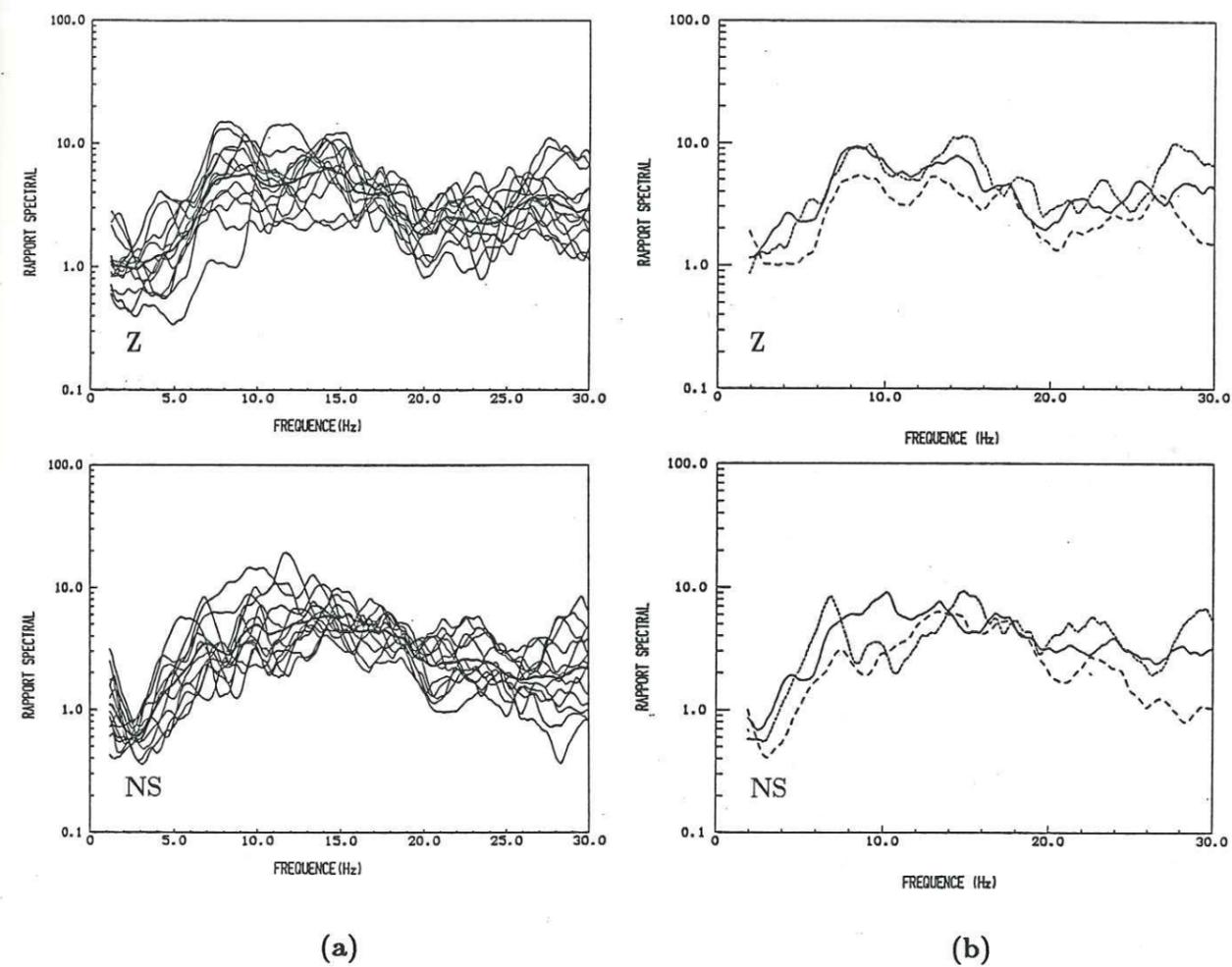


Fig. 4-12. Rapports spectraux des séismes locaux obtenus à la station MON.
 (a) : séismes n° 1 à 17 (en trait épais : la moyenne),
 (b) : moyenne des groupes de séismes A, B, C, D (Fig. 4-7), le figuré est identiques à celui de la Figure 4-9b.

Ces rapports spectraux ont comme pour STE et VAS des valeurs maximales supérieures à ceux des régionaux. Pour la composante EW la forme générale décrite par ces rapports est comparable à celle obtenue pour les régionaux, alors que pour la composante NS on ne remarque plus la décroissance entre 4 et 6 Hz.

Monastere (MON) (Fig. 4-12a et 4-12b)

La Figure 4-12a nous montre les rapports correspondant aux séismes locaux. Les séismes n° 9, 11, 12 et 13 n'ont pas été analysés, soit que le bruit de fond était trop important, soit qu'ils n'ont pas été enregistrés. Les effets mis en évidence atteignent des valeurs supérieures à 10. La bande de fréquence concernée par ces effets est large: entre 8 et 15 Hz pour les composantes verticale et horizontale.

Lorsque l'on élimine les séismes très proches du groupe E (Fig. 4-12b), les formes sont mieux définies et de plus sont comparables aux résultats des événements régionaux. A ceci près que l'amplification est cette fois d'un facteur 10. Pour la composante verticale on remarque deux oscillations à 8 et 15 Hz, sur l'horizontale NS le maximum (≈ 10) est atteint à 15 Hz. D'autre part notons qu'à basse fréquence (≈ 1 Hz) les rapports sont légèrement amplifiés, et que les rapports du groupe B sont sensiblement inférieurs à la moyenne.

2-3 Conclusion sur l'analyse de données.

Cette étude a pour but de mettre en évidence des amplifications du mouvement du sol dans une vallée sédimentaire lors de séismes. Vu le contexte sismotectonique de la région dans laquelle nous avons collecté nos données, il est particulièrement important de connaître ces effets lors de séismes locaux. Nous disposons des enregistrements de 9 séismes régionaux ($\Delta \geq 130$ km) et de 17 séismes locaux ($\Delta \leq 45$ km). La couverture azimutale est faible, particulièrement pour les événements régionaux. Cette situation fixe déjà une limite à notre interprétation, car nous ne pourrions donner de valeur statistique à nos résultats. De plus, les séismes régionaux étant tous (sauf un) localisés au sud et les locaux au nord et à l'est du réseau, nous perdons l'occasion de comparer les effets de séismes proches et régionaux ayant un même azimut.

Nous avons utilisé la méthode des rapports spectraux, qui sous certaines hypothèses, permet de définir la fonction de transfert de la vallée sédimentaire pour un site donné. Ces hypothèses sont importantes car elles conditionnent la validité des résultats que nous allons obtenir. On a donc montré l'influence du bruit de fond,

et vérifié que, dans la bande de fréquence de 1 à 15 Hz, nos signaux possédaient un rapport signal/bruit suffisant. Une autre hypothèse importante concerne la station de référence par rapport à laquelle nous allons calculer les rapports spectraux. Pour isoler la fonction de transfert en un site, nous postulons que le champ d'onde incident sur les sédiments est le même que celui sur la station de référence. Or dans le cas de séismes très proches ($\Delta \leq 15$ km), les phénomènes liés aux hétérogénéités locales ainsi qu'à la polarisation des ondes font que cette hypothèse peut être faussée.

Nous retenons que les rapports spectraux calculés avec les séismes régionaux situés au sud du réseau montrent de façon générale un bon accord. Les amplitudes des effets liés à une bande de fréquence sont rassemblés sur le tableau 4-1. Deux résultats principaux, qui s'appliquent aux stations situées sur les sédiments, peuvent être notés:

- pour la composante NS, il apparaît une amplification à 3 Hz, suivie d'une autre moins bien marquée vers 9 Hz. Pour la composante EW une nette amplification à 1-2 Hz.

- d'autre part, lorsque l'on compare ces rapports avec ceux du seul séisme qui possède un azimut différent, nous remarquons que les amplifications ne surviennent pas aux mêmes fréquences et qu'elles sont d'amplitudes différentes.

- les variations large-bande des rapports montrent des différences entre les stations, notamment pour VAS où ces rapports chutent brusquement après 3 Hz.

L'observation des rapports spectraux calculés avec les séismes proches a mis en évidence plusieurs points.

L'effet le plus marqué concerne la station MON. Les rapports y sont les plus cohérents et la forme générale bien définie. L'amplification par rapport à AIA atteint des valeurs supérieures à 10. Un autre effet ressort nettement, il apparaît pour les stations situées dans la vallée: la composante EW présente une amplification à 2 Hz, d'un facteur égal à 10. Ce résultat pourrait signifier une déamplification à la station de référence, cependant l'examen des amplitudes spectrales de AIA ne révèle pas de pics particuliers à cette fréquence (Fig. 4-13). Notons qu'aux fréquences ≤ 2 Hz nous nous trouvons à la limite de fiabilité de nos sismomètres. Et que l'on ne peut donc accorder trop de confiance aux variations observées entre 1 et 2 Hz. Néanmoins les valeurs maximales observées à 2 Hz, nous semblent caractéristiques de la réponse de la vallée.

Nous avons également constaté que, pour une station donnée, nous ne pouvons préciser de fréquences auxquelles surviennent de façon répétitive des pics

Station	Z	NS	EW
STE Rmax f(Hz)	/	5 ; 4-5 ; 4 3 ; 8 ; 14	6 ; 3 1-2 ; 7
VAS Rmax f(Hz)	4 2	/	4 2
LAK Rmax f(Hz)	/	4 ; 3 3 ; 10	8 1-2
MON Rmax f(Hz)	3 ; 2 10 ; 15	2 14	/

Groupe	Z	NS	EW
A Rmax f(Hz)	/	/	5 2-3
B Rmax f(Hz)	7 6	5 ; 5 1-2 ; 6-8	6 ; 5 2-3 ; 7
C Rmax f(Hz)	/	10 5-7	10 ; 6 2 ; 6
D Rmax f(Hz)	4 3	8-10 1-2	4 ; 3 2 ; 6
E Rmax f(Hz)	7 7-8	/	15 2

TABLE 4-2

SEISMES LOCAUX (Groupes A, B, C, D)

Station	Z	NS	EW
STE Rmax f(Hz)	/	/	7 2
VAS Rmax f(Hz)	5-6 6	/	10 2
LAK Rmax f(Hz)	6 10	6 10	10 2
MON Rmax f(Hz)	10 ; 10 8 ; 15	10 15	/

TABLE 4-1

Groupe	Z	NS	EW
A Rmax f(Hz)	5 ; 3-5 2 ; 5-7	5 ; 5 ; 5 2 ; 7-8 ; 11	5 2
B Rmax f(Hz)	5 ; 5 2 ; 6	4 6	7-10 2
C Rmax f(Hz)	10 5	7 5-6	7-10 2
D Rmax f(Hz)	5 6	/	4 2
E Rmax f(Hz)	6 6	/	8 2

TABLE 4-3

d'amplification.

Afin d'évaluer s'il en est de même lorsque l'azimut des séismes varie, nous avons isolé les rapports en quatre groupes. Notons que cette séparation est effectuée sur un échantillon réduit, chaque groupe étant formé de 3 voir 2 séismes. Cette dernière remarque limite donc l'interprétation que nous avons menée. La séparation selon l'azimut n'améliore pas de façon notable l'accord entre les rapports.

De même que pour les séismes régionaux, nous avons remarqué des différences significatives entre les variations large-bande des rapports des stations situées sur les sédiments. Ces variations ont une forme comparable à celles des séismes régionaux, bien que les rapports ont dans l'ensemble des valeurs plus grandes d'un facteur 1.5 et que, pour MON, la différence entre locaux et régionaux est d'un facteur 3.

3 Relation des effets de site avec la structure de la vallée.

Les rapports spectraux montrent qu'il existe, lors de séismes, des amplifications du mouvement du sol aux stations STE, VAS, LAK, MON relativement à la station AIA. Dans le cas de sites sédimentaires il est bien connu que de telles amplifications sont liées aux caractéristiques géométriques et mécaniques des couches sédimentaires sur lesquelles ils sont situés. Nous allons donc dans ce paragraphe, essayer d'interpréter les résultats de l'analyse spectrale en tenant compte de la structure du site étudié.

3-1 Un modèle pour les sites sédimentaires.

Pour interpréter les résultats concernant les stations situées dans la vallée, nous allons dans un premier temps estimer les rapports spectraux déduits de la fonction de transfert théorique en un site donné. Nous voulons ainsi nous donner une référence par rapport à laquelle nous pourrions comparer les résultats expérimentaux, et également montrer d'une façon figurée les influences des paramètres géométriques et mécaniques de la vallée sur le mouvement du sol. Il existe dès le départ un biais sur l'estimation de cette référence, biais qui provient de notre connaissance approximative des épaisseurs et vitesses des couches sédimentaires de cette vallée. Le problème est donc posé: comment évaluer cette fonction de transfert.

Le cas d'un empilement de couches planes peut être résolu à l'aide de la méthode de Thomson-Haskell (Aki et Richards, 1980) ou de Kennett (1983). Cependant cette modélisation ne permet pas de prendre en compte l'influence des

conditions locales telles que la topographie, la forme de la vallée. Comme nous l'avons déjà signalé dans l'introduction, de nombreux auteurs ont mis au point des outils permettant d'estimer de telles influences. Celles-ci pouvant avoir des effets très importants sur le mouvement du sol, il nous faut donc savoir si nous devons les intégrer dans le calcul de la fonction de transfert.

Dans notre cas les reliefs topographiques sont faibles, nous n'avons donc pas à craindre de tels effets. Ensuite, il est raisonnable de rester dans l'hypothèse d'un comportement linéaire des sols. Celui-ci a notamment été vérifié par King et Tucker (1984), pour une gamme d'accélération de 10^{-4} à 0.25 g. Considérons maintenant les effets dus aux hétérogénéités latérales. Ceux-ci ont déjà été mis en évidence de façon expérimentale et théorique (voir chap I). L'étude menée par Bard (1983), montre que l'existence de tels effets est liée à la seule géométrie de la vallée. Et notamment au facteur de forme h/l (hauteur de sédiments / $\frac{1}{2}$ largeur de la vallée).

Le site qui nous intéresse est large d'environ 4 km, et l'épaisseur maximale de sédiments est de 200 m., ce qui mène à un facteur de forme égal à 0.1. Dans le cas d'une vallée sédimentaire de forme sinusoïdale, présentant un contraste de densité de 1.65, et un contraste de vitesse de 5, l'existence de résonance 2D paraît acquise lorsque h/l est supérieur à 0.3, si l'on ne considère pas d'atténuation. Ceci ne prouve pas qu'il n'y aura pas de résonance bidimensionnelle dans notre site, qui présente un contraste de vitesse maximal de 4 (table 2-1), mais que ceux-ci ne seront pas prépondérants. Enfin, nous ne connaissons la structure de la vallée que d'une manière imparfaite; il est donc préférable de ne pas ajouter d'autres variables en utilisant un modèle trop sophistiqué.

Nous allons donc calculer en chaque station, la réponse prédite par un modèle unidimensionnel. Le logiciel dont nous nous servons utilise la méthode de Kennett, il a été mis au point par J-C. Gariel (I.R.I.G.M.). Les paramètres que nous devons fournir sont: les vitesses des ondes P et S , l'épaisseur et la densité des couches considérées, l'atténuation anélastique des ondes P et S , enfin, le type d'onde incident (P ou S) et l'angle d'incidence.

A l'aide des données de sismique réfraction, ont été déterminées les vitesses et les épaisseurs des couches présentes à l'aplomb de chaque station (voir chap. II). La vitesse des ondes S est calculée à partir du rapport $V_p/V_s = 1.72$ (Christodoulou, 1986). La densité de ces couches correspond aux valeurs standard habituelles et seront précisées dans le texte. Ensuite, nous calculons, pour chaque site, la réponse sans atténuation ($Q = \infty$) et avec atténuation. Nous verrons qu'en fait ce paramètre affecte peu la réponse si $Q \geq 30$, ce qui est vraisemblable tout au

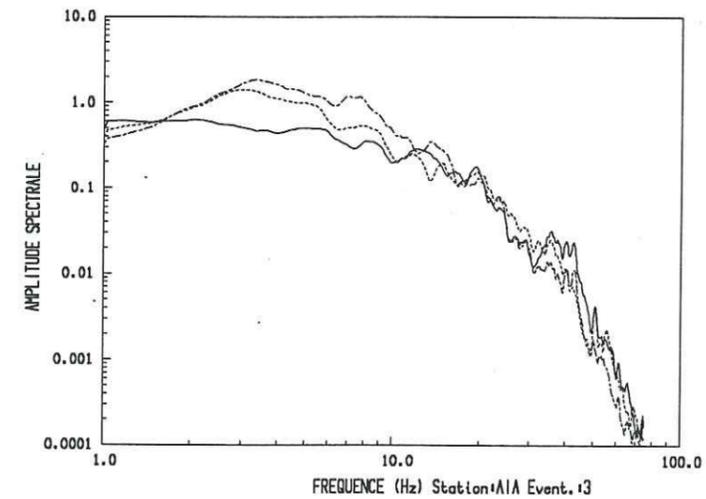


Fig. 4-13. Exemple de spectre d'amplitude enregistré à la station de référence AIA.

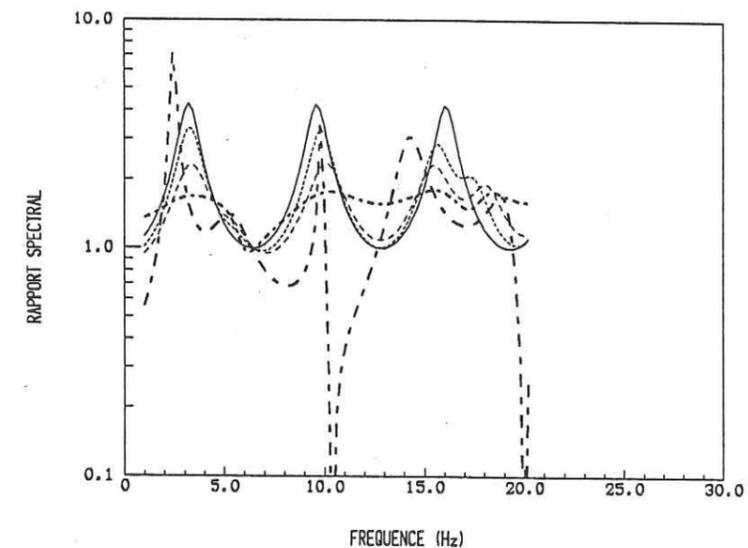


Fig. 4-14. Evolution de la réponse théorique en fonction de l'angle d'incidence. (0° à 30° : traits fins, 35° et 40° : traits épais.)

moins pour les sédiments néogènes et jurassiques. Le champ d'onde incident sera une onde S , puisque nous avons calculé nos rapports sur cette phase.

Reste donc le problème de l'angle d'incidence. En ce qui concerne la composante horizontale transverse (onde SH), l'augmentation de cet angle n'aura pour effet que de diminuer les pics d'amplification jusqu'à l'élimination complète de toute résonance ($i = 90^\circ$). Par contre son influence sur la composante horizontale longitudinale (projection de l'onde SV) est importante. Nous montrons (Fig. 4-14) l'évolution de la fonction de transfert de cette composante, pour un modèle à deux couches, lorsque l'angle de l'onde S incidente varie. Il apparaît que de 0° à 30° (traits fins) l'amplitude de la réponse décroît mais que les fréquences sont inchangées. A partir de 35° (traits épaissis), les conversions à l'interface de l'onde S en onde P se manifestent, en modifiant de façon importante cette réponse. Il nous faut donc savoir dans quel domaine se trouve l'angle d'incidence des séismes que nous avons analysés.

Ce problème n'est pas simple car dans l'absolu, il aurait fallu disposer d'un sismomètre sous les sédiments de la vallée! Nous assimilons donc l'angle d'incidence sur les sédiments à celui observé à notre station de référence. La roche métamorphique sous cette station est saine, nous pensons donc qu'il n'y aura pas de gradient de vitesse susceptible de 'redresser' le rai. Nous avons, pour chaque séisme, évalué l'angle d'incidence en faisant tracer le mouvement de la particule sur les premières arrivées des ondes P . Les Figures 4-15a et 4-15b montrent les résultats obtenus pour les séismes régionaux et locaux. Sous le mouvement de la particule sont figurés les signaux utilisés. Notons que préalablement, nous avons effectué une rotation des composantes horizontales dans la direction de propagation. De plus, pour éliminer l'effet de petites hétérogénéités nous avons calculé le mouvement après filtrage du signal dans la bande 1-5 Hz (McLaughlin et al, 1983). Les deux résultats, brut et filtré sont tous les deux figurés. Pour les séismes régionaux (Fig. 4-15a), l'incidence varie entre 0° et 10° avec une incertitude de $10-15^\circ$. Pour les séismes proches, l'angle varie de 5° à 15° lorsque $\Delta \geq 20$ km, alors qu'il est plus élevé ($\approx 35^\circ$) pour les séismes très proches (n° 10, 11, 16 et 17).

Ces résultats montrent que pour les séismes dont la distance épacentale est supérieure à 20 km, l'effet de l'angle d'incidence sera de modifier l'amplitude de la fonction de transfert, sans cependant déplacer les fréquences de résonance. Nous faisons donc le choix de considérer dans nos modèles, une onde S verticalement incidente.

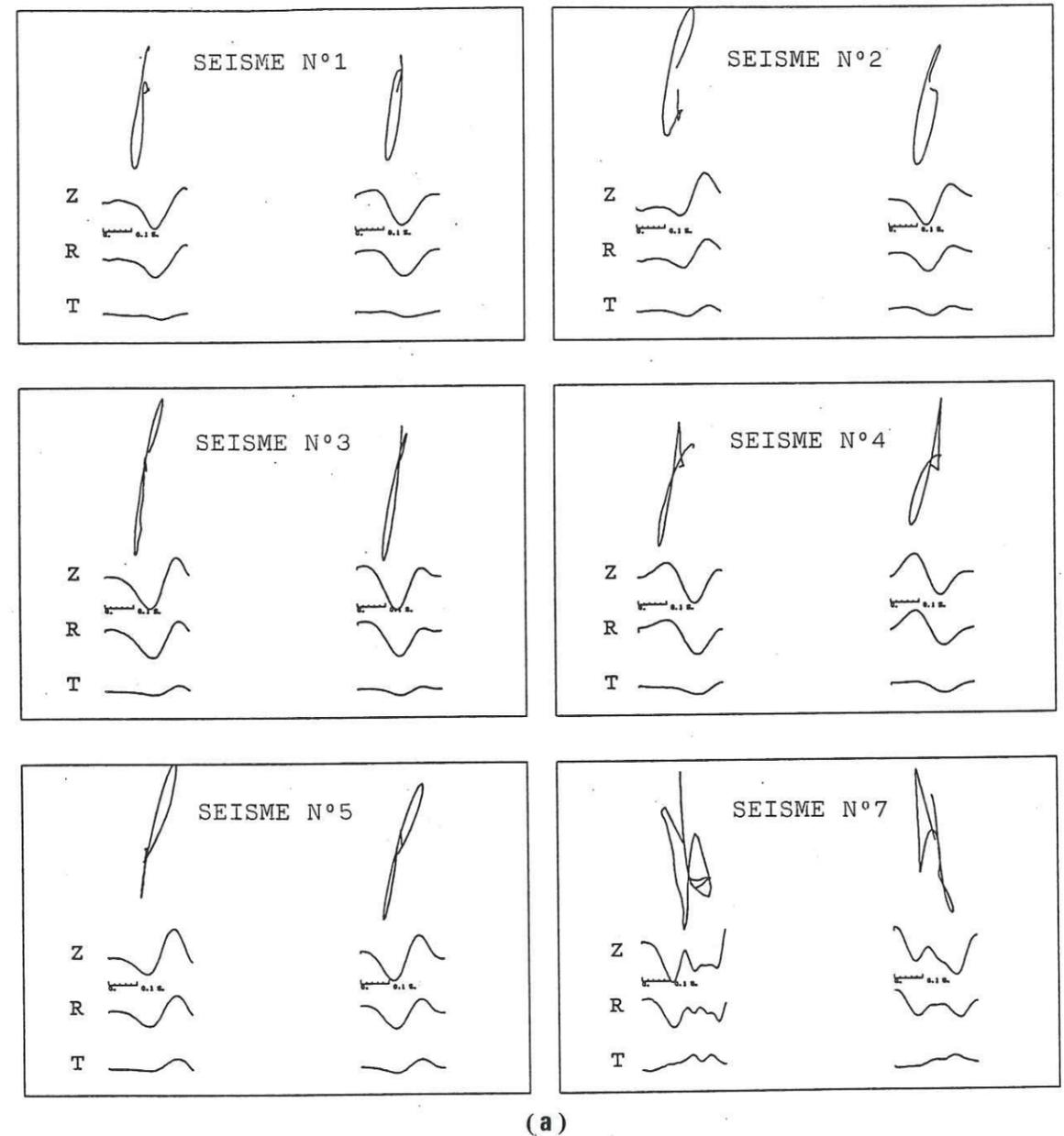
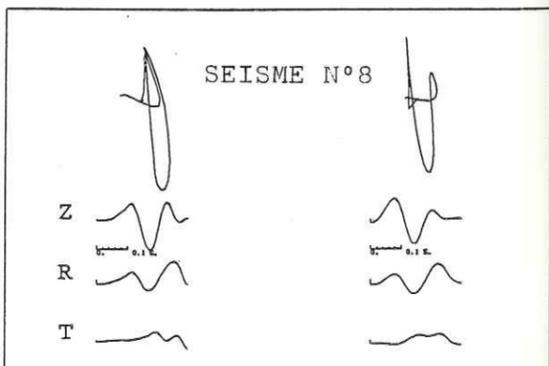
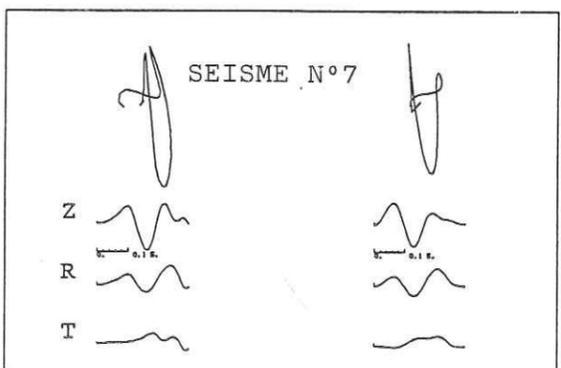
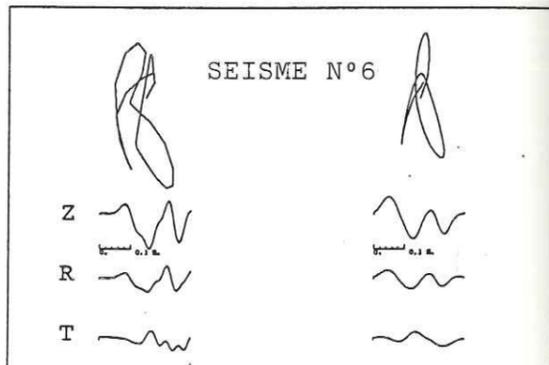
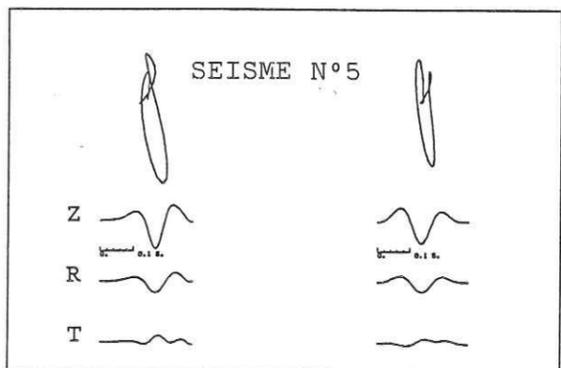
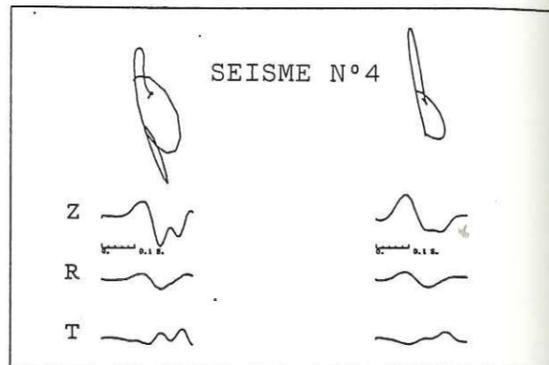
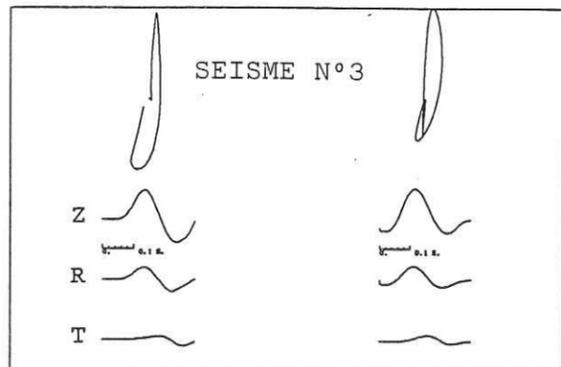
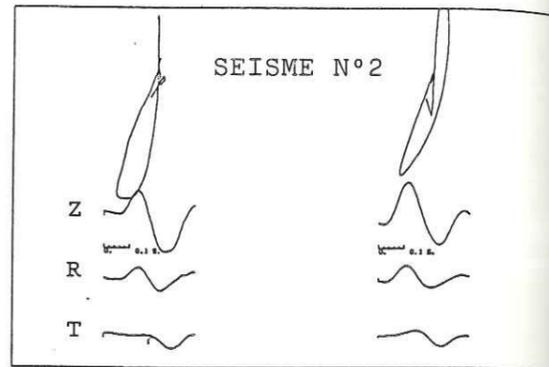
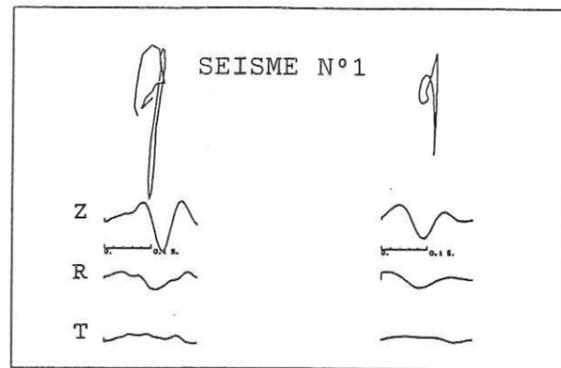
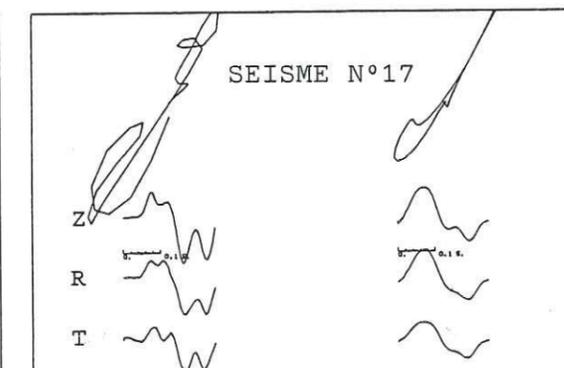
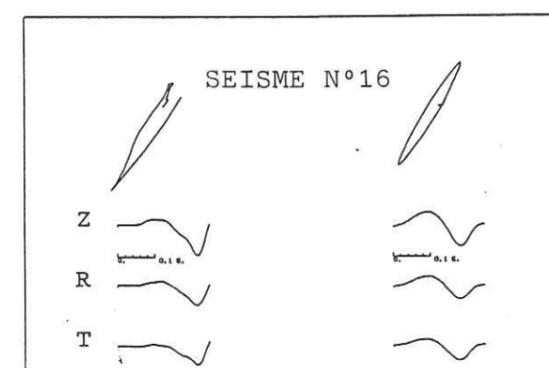
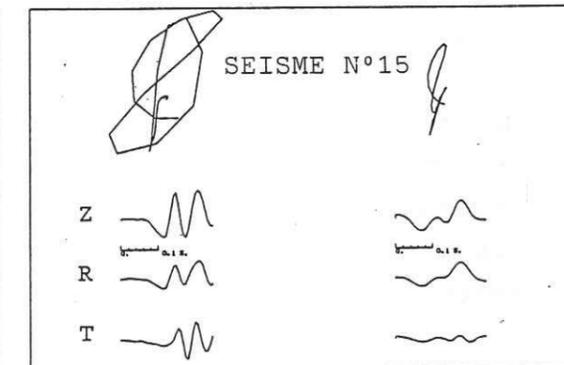
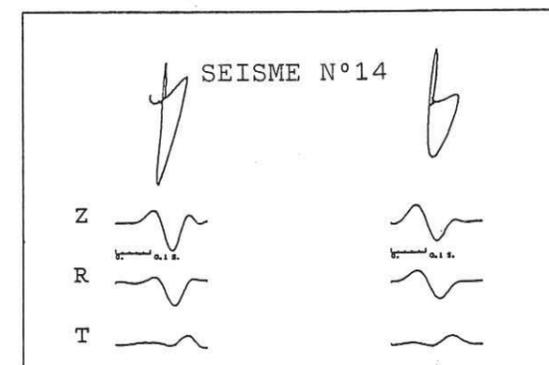
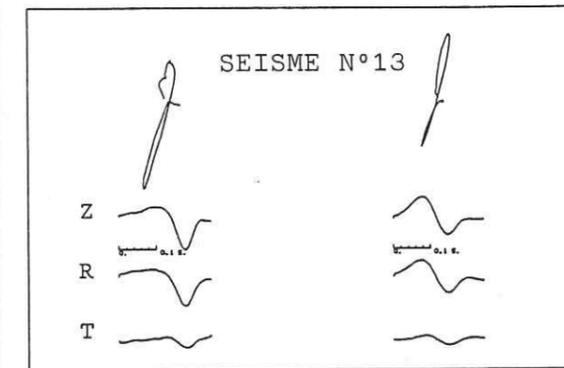
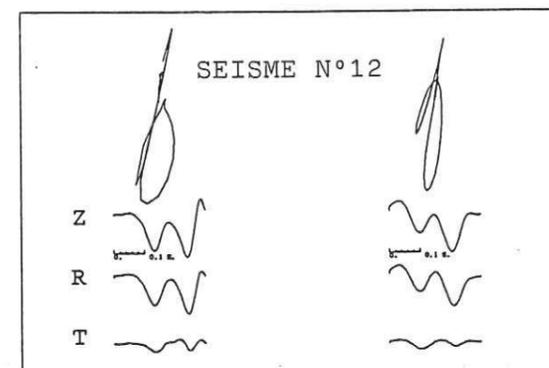
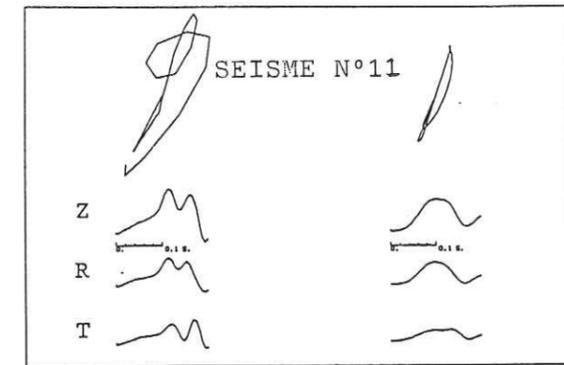
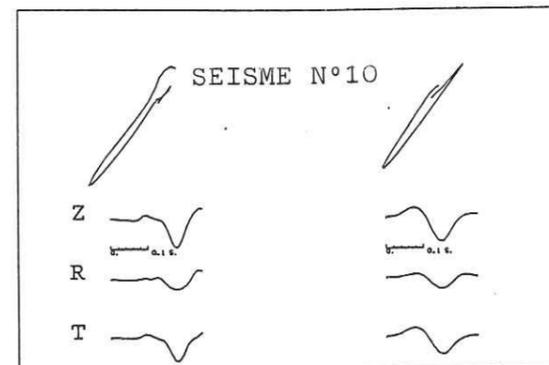


Fig. 4-15. Mouvement de la particule tracé à partir du premier mouvement enregistré à AIA, après rotation des composantes horizontales. Z : composante verticale, R : composante radiale, T : composante transversale. Pour chaque séisme le signal brut est figuré à gauche et le signal filtré est à droite. Au dessus de chaque signal se trouve le mouvement de la particule correspondant. (a : séismes régionaux, b : séismes locaux).



(b)

Fig. 4-15. (Suite).



(b)

Fig. 4-15. (Suite).

3-2 Stefani

Cette station est située sur des sédiments Néogène, eux-mêmes surmontant une couche de calcaire jurassique. Nous calculons donc la fonction de transfert avec le modèle suivant:

couche 1: $V_p = 1.33 \text{ km/s}$ $h = 80 \text{ m}$
 1/2 espace: $V_p = 4.2 \text{ km/s}$

Sur la Figure 4-16 nous montrons le rapport spectral correspondant aux mouvements horizontaux. Il est calculé de deux façons: la première (en trait plein) ne considère pas d'atténuation, la deuxième affecte à la couche superficielle un facteur $Q = 50$ (trait pointillé). Le mode de résonance fondamental f_0 apparaît à 2.4 Hz. Les modes harmoniques suivent la progression géométrique: $f_n = (2n + 1) f_0$. Ce qui nous donne $f_1 = 7.2 \text{ Hz}$ et $f_2 = 12 \text{ Hz}$. Comparons maintenant ces valeurs avec les rapports spectraux expérimentaux.

Pour les séismes régionaux situés au sud (Fig. 4-3a), l'azimut de ces séismes ($\approx 180^\circ$) fait que nous devrions théoriquement observer sur la composante NS l'effet 'plan' de l'onde SV, et sur la composante EW l'effet 'antiplan' de l'onde SH. Sur la composante NS, trois pics sont mis en évidence. Ils surviennent à des fréquences de 3, 8 et 13 Hz. Ces valeurs s'accordent remarquablement bien avec la réponse prédite de notre modèle. L'amplitude de ces pics expérimentaux varie entre 4 et 7, alors que le modèle donne une valeur maximale de 4. Pour la composante EW, nos résultats montrent l'existence de deux pics à 1-2 Hz et 7 Hz. On a donc encore une fois un bon accord avec le modèle, bien que celui-ci prédise des fréquences légèrement plus élevées.

Quand aux rapports issus des séismes locaux, nous avons vu (§ 2-3) qu'il était difficile de discerner des pics d'amplification, excepté pour la composante EW à 2 Hz. Lorsque nous regardons ces rapports de façon séparée (tableau 4-1), il est cependant intéressant de noter que nous retrouvons des fréquences d'amplification voisines de celles prédites.

Si l'on s'intéresse à la forme générale de l'ensemble des rapports, nous avons noté la décroissance de l'amplitude lorsque la fréquence augmente; ce phénomène est visible sur le modèle quand on considère une atténuation dans la couche supérieure.

3-3 Vassilika

Pour cette station il est plus difficile de préciser quelle est la structure à l'aplomb du site. En effet, nous avons vu que les sédiments néogènes présentent des

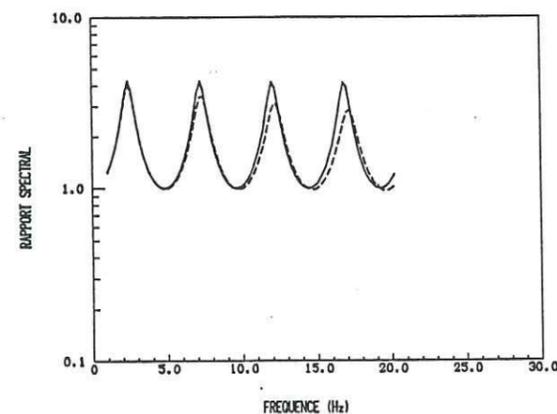


Fig. 4-16. Rapport spectral théorique de la station STE, pour un modèle à couches planes, homogènes et selon une incidence nulle.

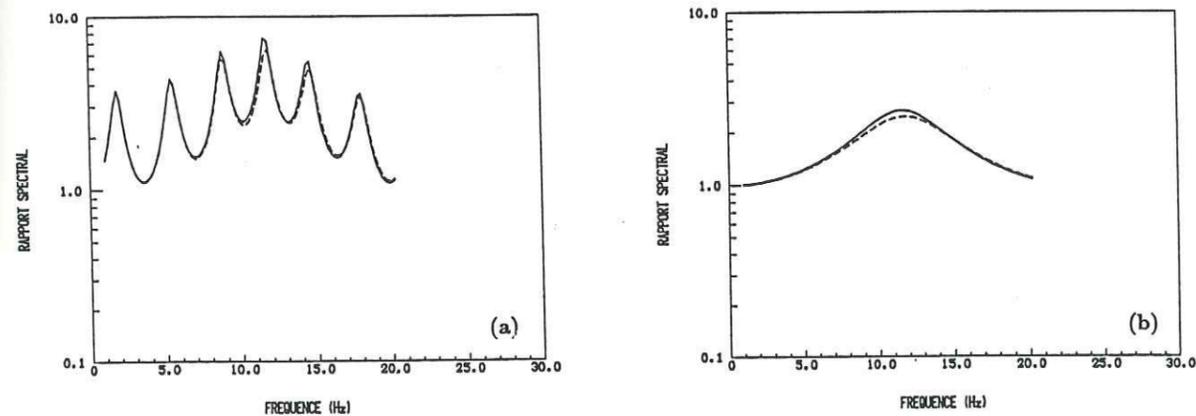


Fig. 4-17. Rapport spectral théorique de la station VAS, pour un modèle à couches planes, homogènes et selon une incidence nulle.
 (a) : modèle à trois couches, (b) : modèle à deux couches.

variations latérales de faciès (voir chap. II), qui se traduisent par une augmentation de la vitesse de propagation des ondes, du sud au nord de la vallée (de 1.33 à 2.6 pour les ondes P). Nous montrons sur la Figure 4-17a les rapports estimés à partir du modèle suivant:

couche 1: $V_p = 0.8$ km/s $h = 10$ m
 couche 2: $V_p = 2.0$ km/s $h = 100$ m
 1/2 espace: $V_p = 4.2$ km/s

La présence de la première couche a pour conséquence l'augmentation de l'amplitude avec la fréquence. Ceci est montré sur la Figure 4-17b, qui représente la réponse calculée avec seulement les deux premières couches. Lorsque nous comparons les rapports observés avec ce modèle, il est clair que, contrairement à STE, ce calcul ne représente pas les effets observés. En fait, ce résultat n'est pas vraiment surprenant si l'on considère les incertitudes entachant notre modèle. Nous avons alors essayé de faire varier la vitesse de la deuxième couche, entre les valeurs limites que nous avons précisé. Dans tous les cas, seuls restent corrélés les pics à 3Hz pour la composante NS et à 2Hz pour la composante EW. Nous ne remarquons pas non plus l'effet supposé de la couche superficielle. Une dernière remarque sur les amplitudes observées à basse fréquence, celles-ci sont supérieures à celles que prédit notre modèle.

Pour cette station, il semble donc que la réponse soit fortement influencée par des hétérogénéités latérales, que nous ne considérons pas ici. Une autre explication serait de considérer pour la couche superficielle une vitesse plus faible ou une plus grande épaisseur; la fréquence fondamentale serait alors moins élevée, cet effet combiné à celui de l'atténuation pourrait alors servir d'interprétation à la décroissance rapide observée sur les rapports expérimentaux.

3-4 Laka

Les observations pour cette station (tableau 4-1) mettent en évidence des pics à 2-3 et 10 Hz pour la composante NS et à 2 Hz pour l'horizontale EW. La structure établie pour cette station est la suivante:

couche 1 : $V_p = 0.8$ km/s $h = 10$ m
 couche 2 : $V_p = 2.6$ km/s $h = 150$ m
 1/2 espace : $V_p = 5.5$ km/s

Nous montrons (Fig. 4-18a) la réponse d'une telle structure. Une nouvelle fois, on ne retrouve pas l'effet de la couche superficielle (Fig. 4-18b) dans nos

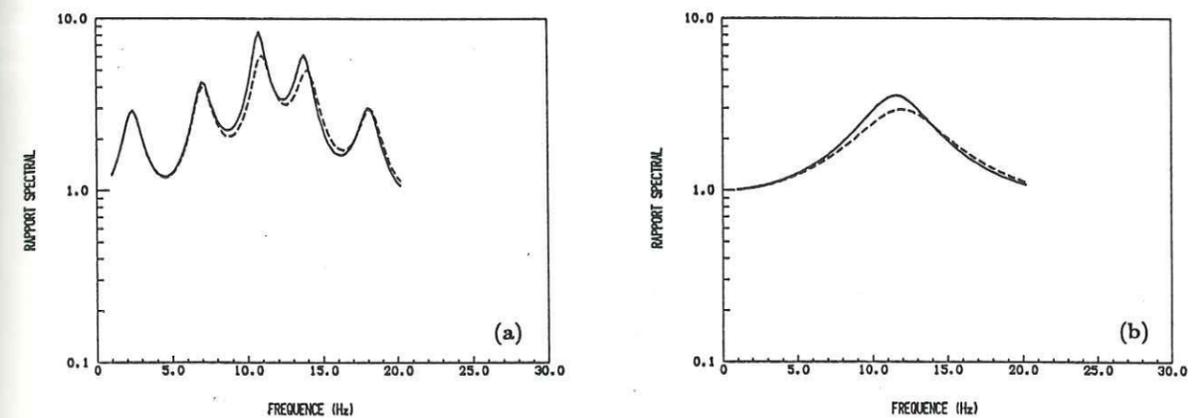


Fig. 4-18. Rapport spectral théorique de la station LAK, pour un modèle à couches planes, homogènes et selon une incidence nulle.
 (a) : modèle à trois couches, (b) : modèle à deux couches.

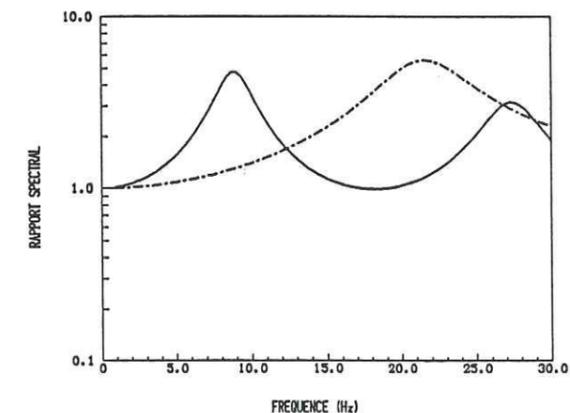


Fig. 4-19. Rapport spectral théorique de la station MON, pour un modèle à couches planes, homogènes et selon une incidence nulle (voir texte).

observations, mais la remarque que nous faisons à ce sujet pour VAS est également applicable ici. Par contre, les fréquences des amplifications pour la composante NS sont les mêmes que celles des modes fondamental et deuxième harmonique. De même que pour VAS, nous notons que les amplifications atteintes lors de séismes locaux sont supérieures à celles qui sont prédites, notamment pour la composante EW, où la différence atteint 100 %.

3-5 Monastere

Pour cette station, les rapports spectraux observés lors de séismes régionaux ne montrent pas d'amplification par rapport à AIA, mais nous notons cependant une augmentation régulière de 0.3 à 3 entre 2 et 10 Hz. Pour les séismes proches, la même forme est observée mais les rapports atteignent des valeurs supérieures à 10. Nous avons déjà rappelé à plusieurs reprises que cette station est située sur une roche métamorphique altérée. Ce genre de roche ultrabasique s'altère facilement en pays chaud, cette altération pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. La vitesse de propagation des ondes P dans cette roche, quand elle est saine, est de l'ordre de 6 km/s. Dans notre cas les profils sismiques l'ont évaluée à 5.5 km/s. Par contre, lorsqu'elle est altérée, la vitesse peut descendre jusqu'à 1.5, voir 1 km/s. A titre indicatif, nous avons calculé à l'aide de notre programme la réponse d'une structure qui représente grossièrement ces variations:

couche 1:	$V_p = 1.5$ km/s	$h = 10$ m	$Q_s = 20$
couche 2:	$V_p = 3.0$ km/s	$h = 10$ m	$Q_s = 30$
1/2 espace:	$V_p = 5.5$ km/s		

La fonction de transfert obtenue (Fig. 4-19, trait continu) montre une importante amplification (≈ 5) entre 8 et 10 Hz. La réponse d'un modèle avec 5 couches simulant un gradient de vitesse, montre un décalage de la fréquence résonance mais une amplification plus importante (Fig. 4-19, trait pointillé). Il est donc clair que les importantes valeurs des rapports spectraux peuvent être liées directement à l'altération de la roche. Enfin, la modélisation de ce gradient de vitesse par une formulation analytique (sans interfaces) mène à des conclusions identiques (Bard et Tucker, 1985).

En conclusion, nous avons estimé, à l'aide d'un modèle unidimensionnel, les effets théoriques du remplissage sédimentaire sur le mouvement du sol aux différents sites de la vallée. Il est clair que ce modèle ne représente pas tous les effets

observés et ce n'était pas notre objectif; de nombreuses approximations ont été faites sur les caractéristiques géométriques et mécaniques des sédiments, ainsi que sur le champ d'ondes incident, de même nous n'avons pas considéré les failles présentes dans la vallée (Fig. 2-3). C'est pourquoi, compte tenu des incertitudes que nous avons, d'une part sur les résultats expérimentaux et d'autre part sur ces calculs théoriques, l'interprétation relative de ces résultats se trouve limitée. Plusieurs points sont cependant ressortis:

- les oscillations des rapports spectraux que nous avons observées, sont le reflet de résonances dans les couches sédimentaires. Dans un cas précis (station STE, composantes horizontales), ces variations sont corrélées pour plusieurs séismes et sont bien retrouvées par le modèle utilisé.

- la forme générale des rapports spectraux semble pouvoir s'interpréter comme résultant des contrastes d'impédance entre les couches sédimentaires, ainsi que de l'atténuation anélastique et, pour les stations VAS et LAK par l'influence de la couche alluvionnaire.

- nous remarquons aussi que les valeurs des rapports théoriques sont inférieures à celles des rapports observés, et notamment en ce qui concerne les séismes locaux. Cependant, ces amplitudes théoriques sont proportionnelles au contraste d'impédance des milieux de propagation, paramètres que nous connaissons mal, aussi cette différence pourrait être due à une mauvaise estimation de ces caractéristiques.

- en ce qui concerne la station MON, nous avons montré que les amplifications peuvent être reliées à l'altération de la roche.

4 Discussion

Les précédents résultats montrent des amplifications du mouvement du sol pour les sites sédimentaires et rocheux. Nous savons que ces effets sont liés aux caractéristiques géométriques de la vallée, aux propriétés mécaniques des sédiments, ainsi qu'à la nature du champ d'ondes incident. Il était donc d'un grand intérêt d'essayer de comprendre l'influence de ces paramètres, et si possible, de répondre aux questions suivantes: la réponse d'un site varie-t-elle selon que l'on considère des séismes locaux ou régionaux? Peut-on distinguer des effets liés à l'azimut, à l'amplitude du mouvement? Enfin, quelle est la variation spatiale de la réponse sismique de la vallée?

Nous avons constaté que la forme générale (variation large-bande) des rapports était identique pour les séismes régionaux et locaux, mais que leurs amplitudes étaient différentes d'un facteur qui pouvait atteindre 3. Autre remarque,

les fréquences de résonance étaient assez bien corrélées pour les séismes régionaux situés au sud, alors qu'elles ne l'étaient pas sur l'ensemble des séismes proches. Ces différences peuvent être imputées à plusieurs facteurs. Les fronts d'ondes incidents ne sont pas semblables, quasiment plans pour les régionaux, ils sont encore sphériques pour les séismes proches, de plus les rapports de ces derniers prennent en compte des hétérogénéités locales qui vont avoir un effet dispersif sur les résultats; nous avons également montré l'influence de l'angle d'incidence sur la réponse de la vallée, et ceci s'applique donc aux séismes très proches du réseau. Enfin, une explication à ces phénomènes aurait pu être donnée par l'influence des différents azimuts des séismes considérés.

L'étude des rapports selon l'azimut s'est heurtée à la mauvaise couverture azimutale des séismes que nous avons analysés. Les séismes régionaux tous situés au sud à l'exception d'un situé à l'est, et les séismes locaux sont eux, hasard malencontreux, essentiellement localisés au nord et à l'est du réseau. Ainsi le regroupement des rapports des séismes locaux ayant même azimut est trop mal échantillonné pour mettre en évidence des fréquences de résonance liées à celui-ci, ou tout au moins cet effet est dans notre cas caché par l'influence des hétérogénéités locales qui seraient ici prépondérantes. A l'opposé de Tucker et King (1984), nous ne pouvons cependant affirmer que les réponses restent invariantes en fonction de l'azimut.

Il faut en effet remarquer que cette vallée se situe à la limite ouest d'un important massif cristallin (Fig. 2-2); cette limite est un accident structural majeur de cette région comme en témoignent d'une part les différentes natures de socle que nous trouvons au sud de la vallée (roches acides, granodiorites) et au nord (site de MON, roches basiques, péridotites, gabbros), et d'autre part la présence d'ophiolites le long de cet accident. Ce contexte géologique particulier pourrait être associé aux différences d'amplitudes observées entre les rapports des séismes régionaux, qui sont situés au sud, et ceux des locaux, situés dans leur quasi-totalité à l'est de cette limite. Ces différences seraient la conséquence de la variation latérale de la nature du substratum, et donc de la variation du contraste d'impédance entre sédiments et socle. Cette hypothèse est par ailleurs appuyée par les rapport calculés avec le séisme régional localisé à l'est, qui montre lui aussi un niveau supérieur à ceux des séismes situés au sud.

En ce qui concerne la variation spatiale de la réponse de la vallée, les sites montrent des différences sensibles. Notamment pour VAS, située au centre de la vallée, où les rapports sont les moins élevés et la décroissance du rapport la plus rapide. Tous les sites sédimentaires montrent une amplification maximale vers 2 Hz; nous avons par ailleurs vérifié que cet effet ne provenait pas d'une déamplification à

AIA, la station de référence. Une fois encore, notre connaissance de la structure de la vallée, qui est complexe, est trop limitée pour nous permettre d'associer de façon directe telle observation à telle caractéristique géométrique ou rhéologique du sous-sol. Remarquons enfin la similitude des rapports obtenus à partir de séismes présentant des amplitudes maximales de vitesse différentes d'un facteur de 100 (séismes régionaux n° 1 et 6). Ceci confirme notre hypothèse de comportement linéaire des sols pour les séismes enregistrés.

V CONCLUSION

Ce travail a été consacré à la mise en évidence de l'existence et de l'importance des amplifications du mouvement du sol lors de séismes, pour des sites sédimentaires et rocheux. Nous avons pour ce faire utilisé la méthode des rapports spectraux.

Cette méthode a été largement utilisée lors d'études précédentes ayant comme objectifs d'évaluer les effets de sites. Pour la plupart, celles-ci ont vérifié ou conclu que les rapports spectraux donnent une bonne image des influences des conditions locales sur la réponse sismique. Rogers et al. (1984) ont mené une étude statistique comparant les rapports spectraux obtenus, en des sites identiques, à partir d'enregistrements d'explosions nucléaires et du séisme de San Fernando de 1971 ($M_l = 6.8$). Les résultats montrent que la méthode des rapports spectraux permet de retrouver des réponses similaires (avec une dispersion inférieure à 2) pour des sources sismiques aussi différentes et des déformations variant de 10^{-5} pour les essais nucléaires à 10^{-3} pour le séisme de San Fernando.

Les résultats expérimentaux de King et Tucker (1984) sur la réponse de vallée sédimentaire, ont montré que cette réponse était fortement fonction de la fréquence et de la position du site dans la vallée, et faiblement liée à l'azimut et à

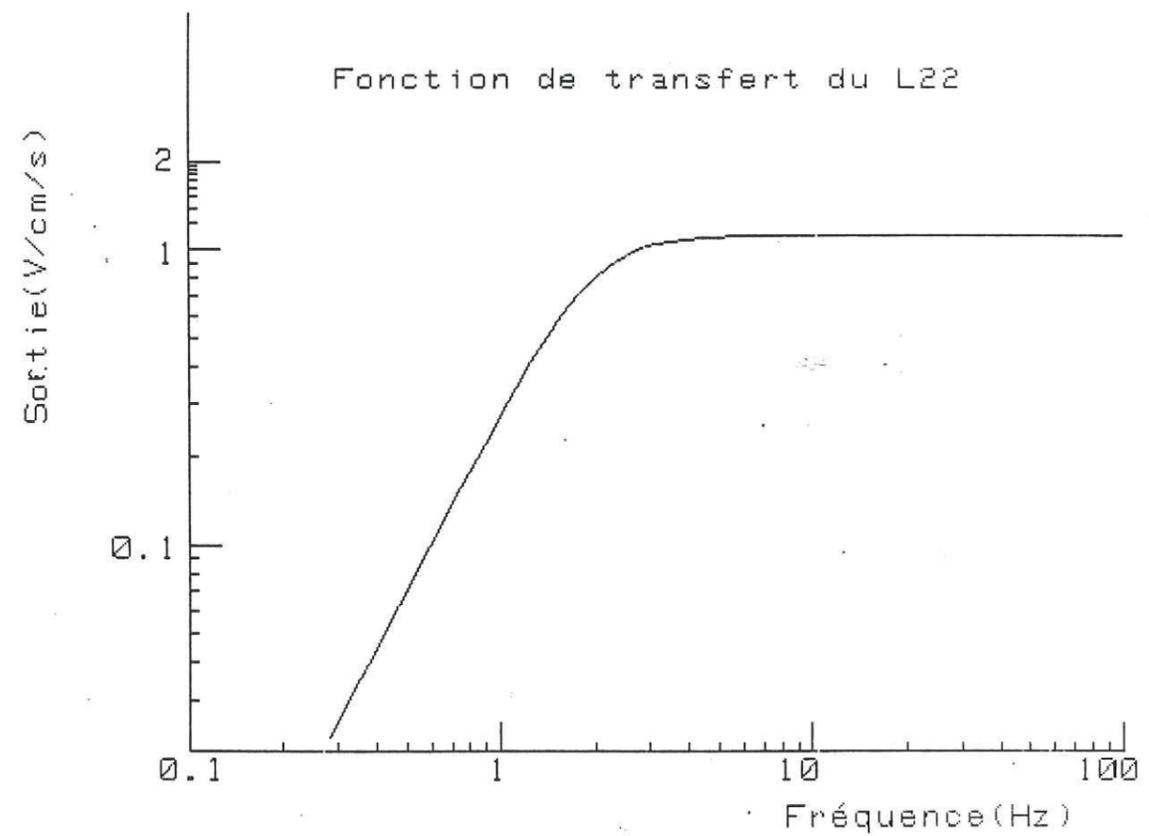
l'angle d'incidence des séismes proches et lointains analysés. La structure de cette vallée étant assez bien connue, une comparaison théorie-observation (Bard et Tucker, 1988) a permis de vérifier le bien-fondé des effets bidimensionnels révélés par des approches théoriques (p.e. Trifunac, 1971; Bard et Bouchon, 1980a, b; Bard, 1983), et par de nombreuses observations (p.e. Poceski, 1969).

Dans ce travail, nous avons tout d'abord porté une attention toute particulière au rapport signal/bruit, celui-ci conditionne en effet la validité des rapports calculés; nous n'avons donc considéré que les résultats présentant un rapport signal/bruit supérieur à 10. Nous avons observé des amplifications par rapport à un site de référence qui, dans certains cas, sont supérieures à 10, pour les sites sédimentaires comme pour celui situé sur une roche métamorphique altérée. Pour ce dernier site, nos résultats s'accordent avec les études consacrées aux amplifications du mouvement sur des sites rocheux (Bard et Tucker, 1985; Tucker et al., 1984). La présence de ces effets souligne toute l'importance du choix de la station de référence.

Au cours de cette étude, nous avons également observé, pour un site donné, d'importantes différences sur la détermination des fréquences et des amplitudes de résonance, pour certains séismes. Il semble donc que dans notre cas, et contrairement aux études que nous avons citées, d'autres paramètres aient influencé de façon importante la réponse observée. Nous avons associé ces variations aux hétérogénéités locales résultant de la structure particulièrement complexe de la vallée.

Dans cette région très sismique, il apparaît donc que ce genre d'expérimentation apporte un élément important à toute étude de risque sismique, car c'est précisément pour les séismes locaux que les effets de sites observés sont différents et d'un ordre de grandeur supérieur à ceux prédit par un modèle simple. D'une manière prospective, nous pensons que la compréhension de ces phénomènes passe par l'acquisition de données permettant d'analyser séparément les influences de tel ou tel paramètre, comme par exemple de disposer d'une distribution spatiale de séismes dense et homogène pour étudier l'influence de l'azimut ou de la distance épacentrale sur la réponse d'une structure. Lorsque nous aurons dit qu'il faut également une bonne connaissance des paramètres géologiques et rhéologiques locaux, nous serons certainement passé du domaine du faisable à celui du possible.

Annexe I



Fonction de transfert du sismomètre utilisé dans l'expérimentation.

Annexe II

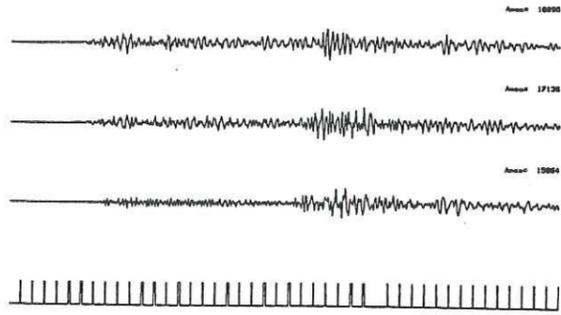
Sismogrammes des séismes régionaux

Légende :

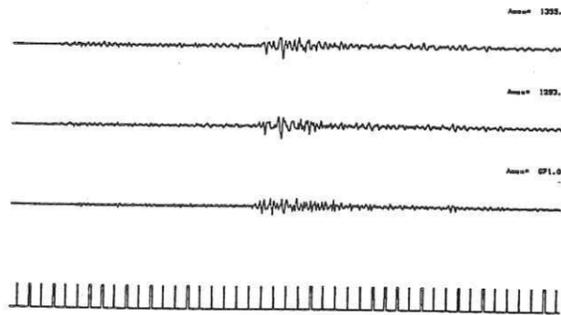
A : AIA
S : STE
V : VAS
L : LAK
M : MON

Exemple : S4u → 4° séisme régional enregistré à la station STE.

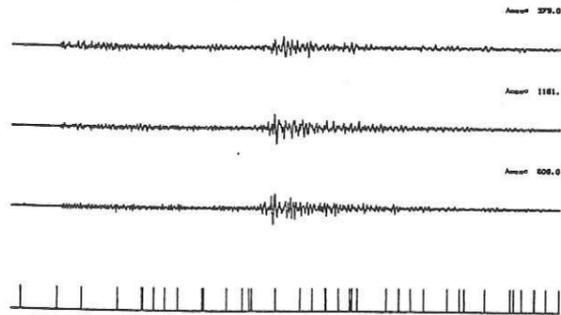
FICHER # A1u 1-6750
Gain = 0.50



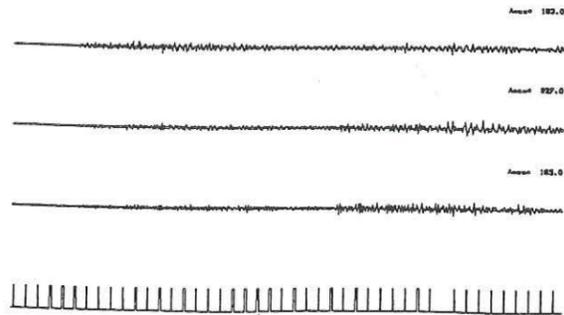
FICHER # A3u 226-6975
Gain = 0.50



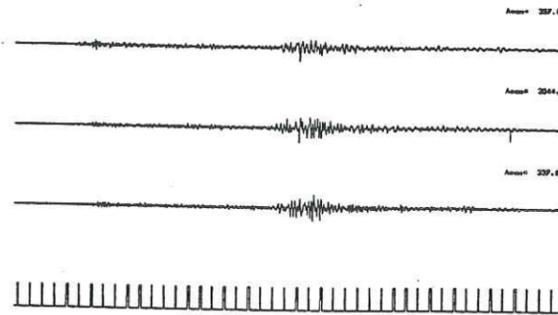
FICHER # A5u 1-6750
Gain = 1.00



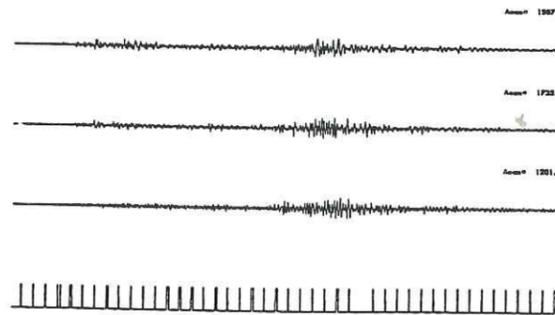
FICHER # A7u 1-6750
Gain = 2.00



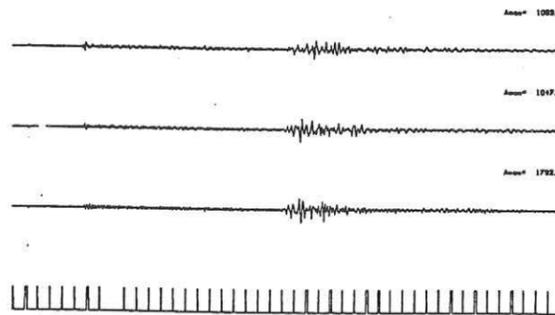
FICHER # A2u 1-6750
Gain = 2.00



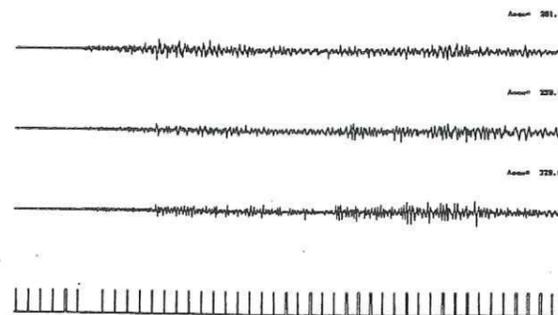
FICHER # A4u 1-6750
Gain = 1.00



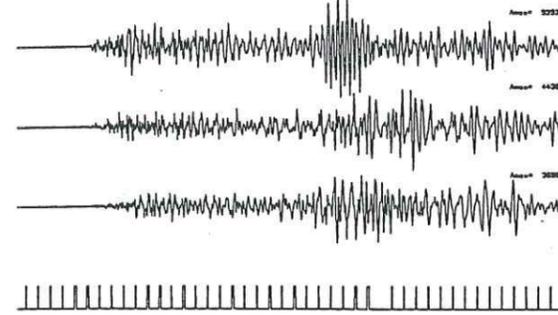
FICHER # A6u 1-6750
Gain = 2.00



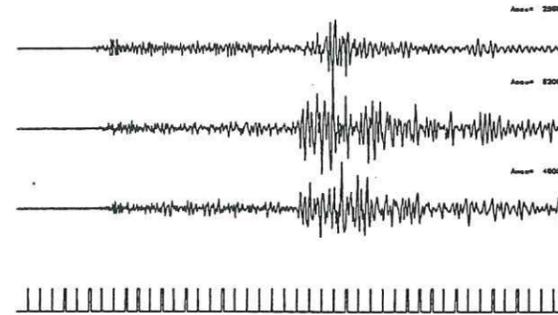
FICHER # A8u 1-6750
Gain = 2.00



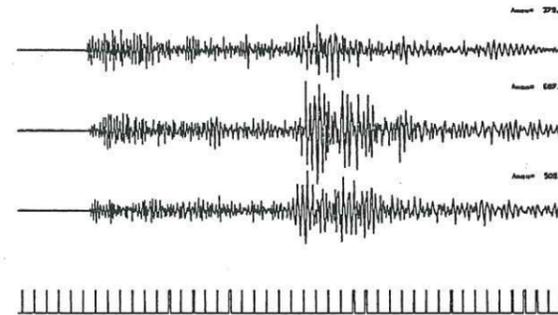
FICHER # S1u 1-6750
Gain = 0.50



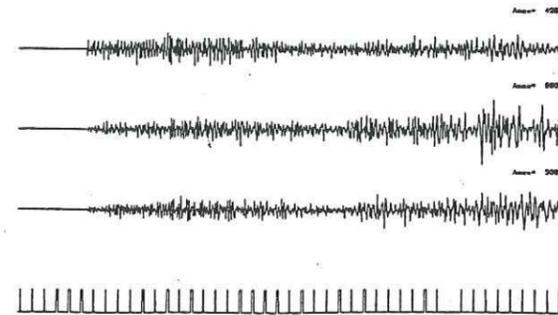
FICHER # S3 1-6750
Gain = 0.50



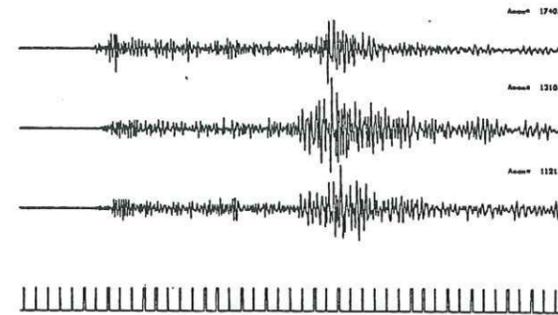
FICHER # S5new 1-6750
Gain = 0.50



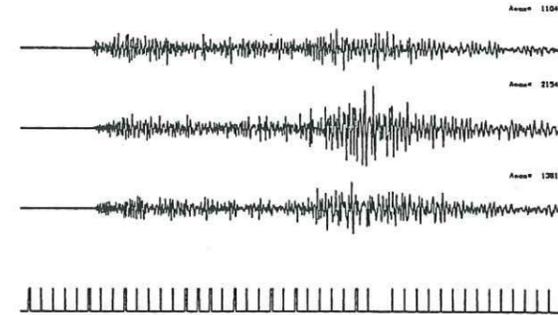
FICHER # S7 1-6750
Gain = 2.00



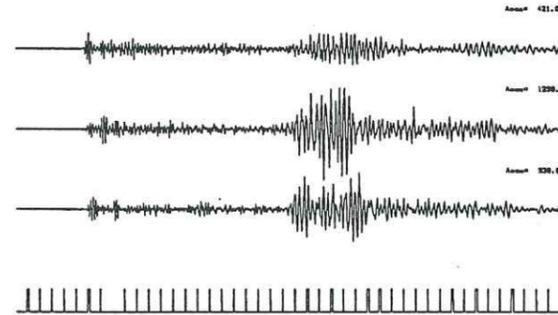
FICHER # S2 1-6750
Gain = 2.00



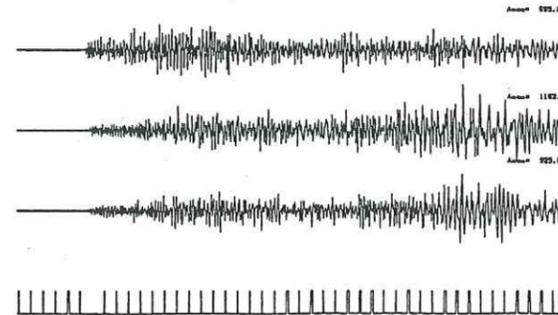
FICHER # S4 1-6750
Gain = 1.00



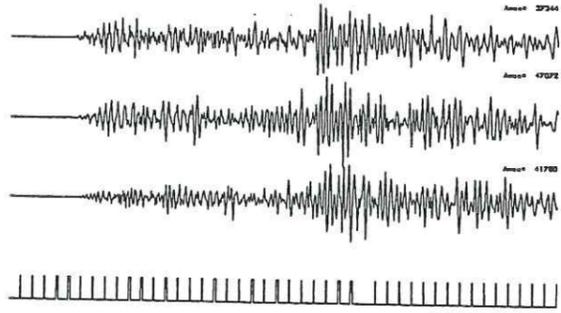
FICHER # S6 1-6750
Gain = 2.00



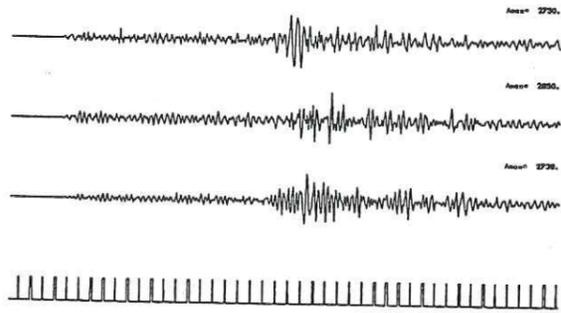
FICHER # S8 1-6750
Gain = 2.00



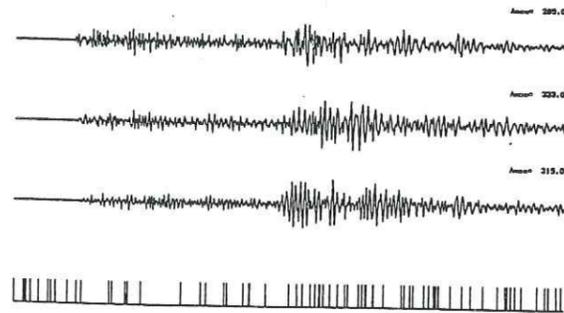
FICHER # V1u 1-6750



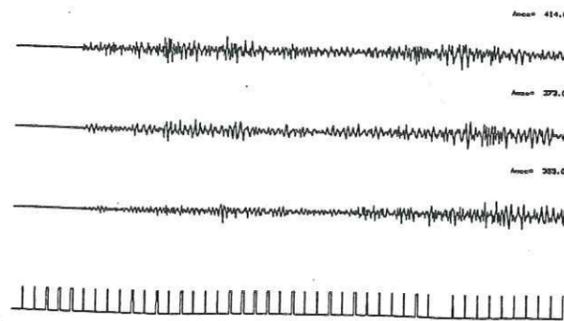
FICHER # V3u 1-6750



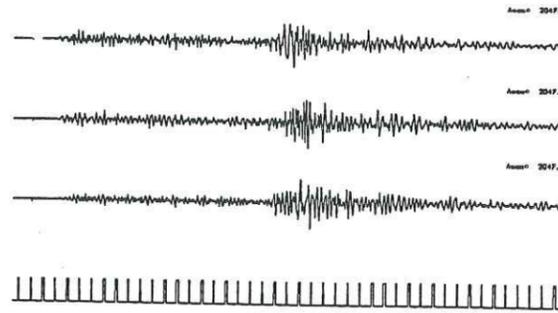
FICHER # V5u 1-6750



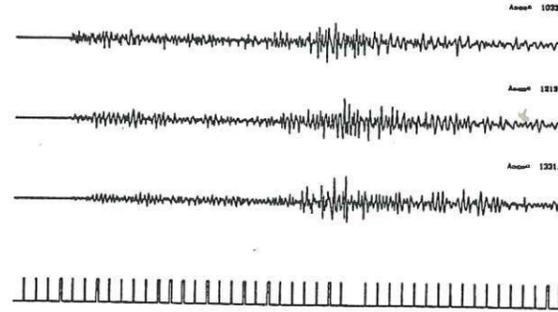
FICHER # V7u 1-6750



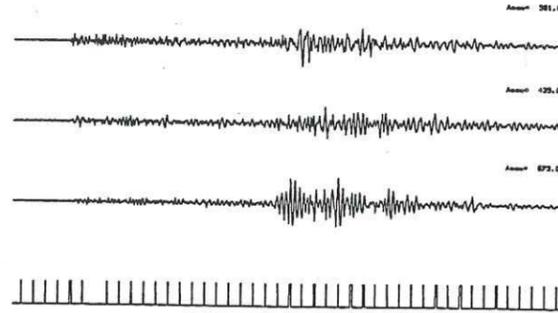
FICHER # V2u 1-6750



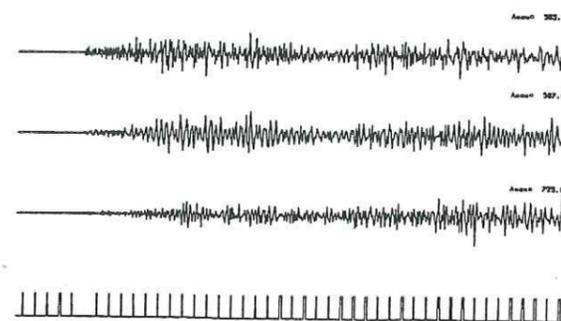
FICHER # V4u 1-6750



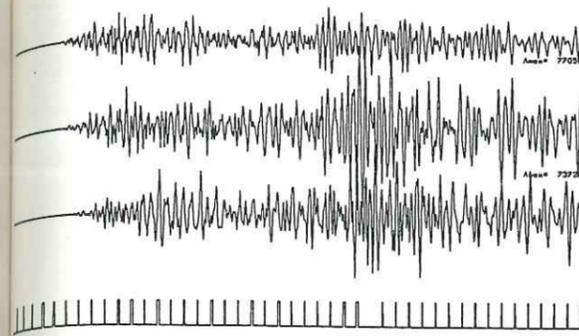
FICHER # V6u 1-6750



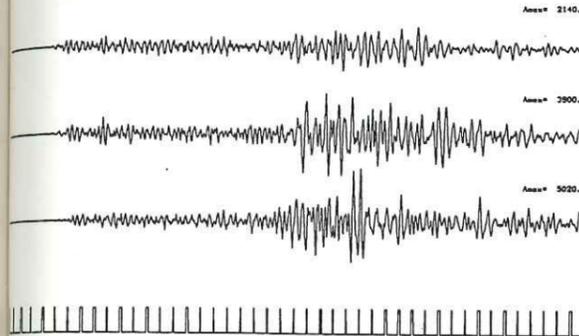
FICHER # V8u 1-6750



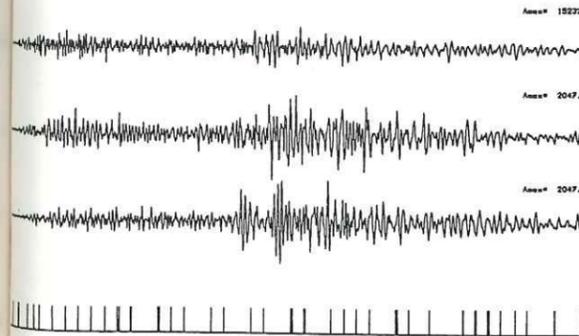
FICHER # L1u 1-6750



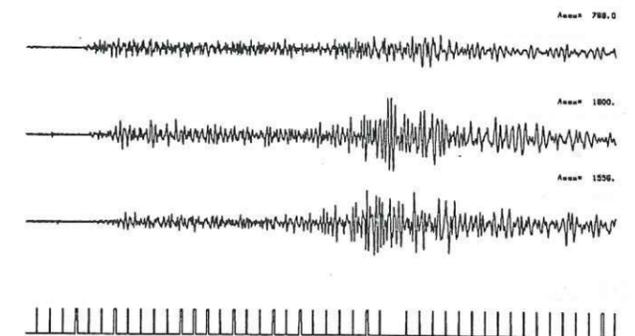
FICHER # L3u 1-6750



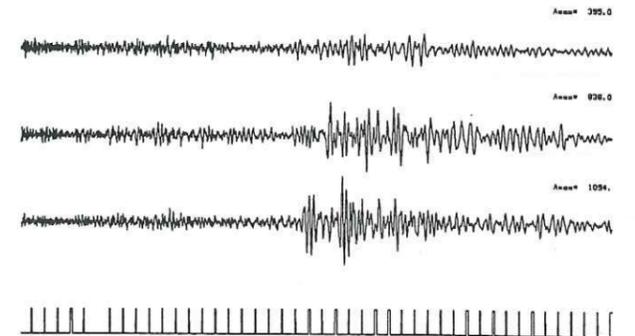
FICHER # L5u 1-6750



FICHER # L4u 1-6750



FICHER # L6u 4501-11250

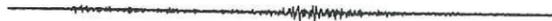


FICHER # M2U 1-6750
Gain: 2.00

Ampl: 130.0



Ampl: 220.0



Ampl: 37.0

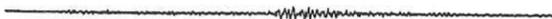


FICHER # M3U 1-6750
Gain: 0.50

Ampl: 203.0



Ampl: 204.0



Ampl: 202.0



FICHER # M4U 1-6750
Gain: 1.00

Ampl: 200.0



Ampl: 207.0



Ampl: 37.0



FICHER # M5U 1-6750
Gain: 1.00

Ampl: 137.0



Ampl: 139.0

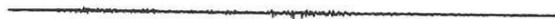


Ampl: 20.0



FICHER # M6U 1-6750
Gain: 2.00

Ampl: 0192.



Ampl: 23000



Ampl: 1344.



FICHER # M7U 1-6750
Gain: 2.00

Ampl: 103.0



Ampl: 143.0



Ampl: 37.0



FICHER # M8U 1-6750
Gain: 2.00

Ampl: 0192.



Ampl: 0192.



Ampl: 0192.



REFERENCES

- Agarwal, N. K., W. R. Jacoby & H. Berckhemer, 1979. Teleseismic P-wave travel-time residuals and deep structure of the Aegean region, *Tectonophysics*, **31**, 33-57.
- Aki, K. & P. G. Richards, 1980. Quantitative seismology, theory and methods, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Anderson, H. J. & J. A. Jackson, 1987. Active tectonics of the Adriatic region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 937-983.
- Angelier, J., 1973. Sur la néotectonique égéenne: failles anté-tyrrhéniennes et post-tyrrhéniennes dans l'île de Karpathos (Dodécanèse, Grèce), *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 105-108.
- Angelier, J., 1978. Tectonic evolution of the Hellenic arc since the late Miocene. *Tectonophysics*, **49**, 23-36.
- Angelier, J., 1979. Néotectonique de l'arc Egéen. *Soc. géol. du Nord*, n° 3, 418p.
- Angelier, J., N. Lybérès, X. Le Pichon, E. Barrier & P. Huchon, 1982. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, **86**, 159-196.
- Aubouin, J., 1973. Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques. L'exemple des Dinarides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, t. XV, 426-460.
- Aubouin, J., 1977. Présentation de la Géologie de la Grèce. In Réunion extraordinaire des sociétés géologiques de France en Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, t. XIX, 5-70.
- Bard, P. Y., 1983. Les effets de site d'origine structurale en sismologie. Modélisation et interprétation. Application au risque sismique, Thèse d'Etat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 99 pp.
- Bard, P. Y. & M. Bouchon, 1980a. The seismic response of sediment-filled valleys, Part 1. The case of incident *SH* waves, *Bull. seism. Soc. Am.* **70**, 1263-1286.
- Bard, P. Y. & M. Bouchon, 1980b. The seismic response of sediment-filled valleys, Part 2. The case of incident *P* and *SV* waves, *Bull. seism. Soc. Am.* **70**, 1921-1941.
- Bard, P. Y. & J. C. Gariel, 1986. The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients, *Bull. seism. Soc. Am.*, **76**, 343-366.
- Bard, P. Y. & B. Tucker, 1985. Underground and ridge site effects: a comparison of

- observation and theory. *Bull. seism. Soc. Am.*, **75**, 905-922.
- Bard, P. Y. & B. Tucker, 1988. Response of sediment-filled valleys: comparing theory with observations. Soumis à *Bull. seism. Soc. Am.*
- Bath, M., 1974. *Spectral analysis in seismology*, Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.
- Bath, M., 1982a. Seismic energy mapping applied to Sweden. *Tectonophysics*, **81**, 85-98.
- Bath, M., 1982b. Seismic energy mapping applied to Turkey. *Tectonophysics*, **82**, 69-87.
- Bath, M., 1983. The seismology in Greece. *Tectonophysics*, **98**, 165-208.
- Berckhemer, H., 1962. Die Ausdehnung der Bruchfläche im Erdbeben Herd und ihr Einfluss auf das seismische Wellen Spektrum. *Gerlands. Beitr. Geophys.* **71**, 5-26.
- Biju-Duval, B., J. Dercourt & X. Le Pichon, 1976. La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, **71**, 811-822.
- Bonneau, M., 1982. Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, t. 24, 229-242.
- Borcherdt, R. D. & J. F. Gibbs, 1976. Effect of local geological conditions in the region on ground motions and the intensives of the 1906 earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 467-500.
- Bousquet, B., J. J. Dufaure & P. Y. Péchoux, 1984. Connaître les séismes en Méditerranée: de la vision antique à la vision actuelle. In Tremblements de Terre, histoire et archéologie, actes des IVe rencontres d'Antibes, APDCA (éditeur) 320 pp.
- Brooks, M. & G. Ferentinos, 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, Western Greece, *Tectonophysics*, **101**, 25-54.
- Bulletin of the international seismological center, 1987. vol. 22, n° 4 et 5.
- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. XXI, fasc. 1, 57-65.
- Celebi, M., 1987. Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake. *Bull. seism. Soc. Am.*, **77**, 1147-1167.
- Chatelain, J. L., 1978. Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables: la région Hindu-Kush Pamir, Thèse 3e cycle, Université Scientifique et médicale de Grenoble, 219 pp.
- Christodoulou, A. A., 1986. Etude sismotectonique et inversion tridimensionnelle en Grèce du nord, Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 181 pp.
- Comninakis, P. E. & B. C. Papazachos, 1972. Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **83**, 1093-1101.
- Comninakis, P. E. & B. C. Papazachos, 1980. Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, **70**, T35-T47.
- Comninakis, P. E. & B. C. Papazachos, 1982. A catalogue of historical earthquakes in Greece and surrounding area, n° 5, 24 pp. Thessaloniki.
- Dercourt, J., 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, XII, 261-317.
- Dewey, J. F. & A. H. C. Sengör, 1979. Aegean and Surrounding Regions: Complex multiplate and continuous tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, part I, **90**, 84-92.
- Dewey, J. F., N. C. Pitman, W. B. F. Ryan & J. Bonnin, 1973. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3137-3180.
- Doutsos, T., N. Kontopoulos & D. Frydas, 1987. Neotectonic evolution of northwestern continental Greece, *Geol. Rdsch.*, **76-2**, 433-450.
- Drakopoulos, J. & N. Delibasis, 1982. The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. University of Athens, Seism. Lab., **2**, 72 pp.
- Drooger, C. W. & J. E. Meulenkaamp, 1973. Stratigraphic contributions to geodynamics in the Mediterranean area: Crete as a case history. *Bull. Soc. Géol. Grèce.*, **1**, X, 193-200.
- Ferentinos, G., M. Brooks & T. Doutsos, 1985. Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, Western Greece, *J. Struct. Geol.*, **7**, 713-717.
- Fieller, E. C., 1932. *Biometrika*, **24**, p. 248.
- Fréchet J., 1980. Sismogenèse et doublets sismiques. Thèse d'état, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 206 pp.

- Fytikas M. D. & Kolios N. P., 1979. Preliminary Heat Flow Map in Greece. In *Terrestrial Heat Flow in Europe*. V. Carmek & L. Ryback (Editors). Berlin, pp 197-205.
- Galanopoulos, A. G., 1977. On the difference in the seismic risk for normal and tall structures at the same site. Univ. Athens, Seismol. Lab., and Natl. Obs. Athens, Seismol. Inst., Rep., 33pp.
- Grange, F., 1983. Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. Thèse de 3e cycle, Université Scientifique et médicale de Grenoble, 180 pp.
- Griffiths, D. W. & Bollinger G. A., 1979. The effect of Appalachian mountain topography on seismic waves, *Bull. seism. Soc. Am.*, **69**, 1081-1105.
- Haskell, N. A., 1953. The dispersion of surface waves in multilayered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, **43**, 17-34.
- Haskell, N. A., 1960. Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, **65**, 4147-4150.
- Hatzfeld, D., A. A. Christodoulou, E. M. Scordilis, D. Panagiotopoulos & P. M. Hatzidimitriou, 1987. A microearthquake study of the mygdonian graben (northern Greece). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 379-396.
- Hinz, K., 1974. Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea, *Geol. Jb.*, **E2**, 33-65.
- Jackson J. A., Gagnepain J., Houseman G., King G. C. P., Papadimitriou P., Soufleris C. & Virieux J., 1982. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquake of February 1981. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **57**, 377-397.
- Jackson, J. A. & D. McKenzie, 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, **93**, 45-73.
- Jacobshagen, V., D. Richet & J. Makris, 1978. Alpidic development and structure of the Peloponnesus. In Closs, H., Roeder, D., and Schmidt, K., (editors). Alps, Appennines, Hellenides, p. 415-423.
- Jarrard, R. D., 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, **24**, 217-284.
- Jongsma D., 1974. Heat Flow in the Aegean Sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **37**, 337-346.
- Joyner, W. B. & A. T. F. Chen, 1975. Calculation of nonlinear ground response in earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **65**, 1315-1336.
- Joyner W. B., Warrick R. E. & Oliver A. A. III, 1976. Analysis of seismograms from a downhole array in sediments near San Francisco bay: *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 937-958.
- Joyner W. B., Warrick R. E., Formal Th. E., 1981. The effect of quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote lake, California, earthquake of 1979: *Bull. seism. Soc. Am.*, **71**, 987-998.
- Joyner, W. B. & D. M. Boore, 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **71**, 2011-2038.
- Karnik, V. & S. T. Algermissen, 1978. Seismic zoning in the assessment and mitigation of earthquake risk, UNESCO (Editor), 11-48.
- Kauffmann, G., 1976. Perm und Trias im ostlichen Mittelgriechenland und auf einigen agaischen Inseln. *Z. dt. geol. Ges.*, **127**, 387-398.
- Kelletat, D., G. Kowalczyk, B. Schroder & K. P. Winter, 1978. Neotectonics in the Peloponnesian crustal regions. In Closs, H., Roeder, D., and Schmidt, K., (editors). Alps, Appennines, Hellenides.
- Kennett, B. L. N., 1983. *Seismic wave propagation in stratified media*. Cambridge University press.
- Kerdraon, Y., 1985. Analyse spectrale, Mesure du facteur de qualité. Mémoire de D. E. A., Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 55 pp.
- King, J. C. P., Z. X. Ouyang, P. Papadimitriou, A. Deschamps, J. Gagnepain, G. Houseman, J. A. Jackson, C. Soufleris & J. Virieux, 1985. The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **80**, 677-693.
- King, J. L. & B. E. Tucker, 1984. Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley, *Bull. seism. Soc. Am.*, **74**, 137-151.
- Klein, F.W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE. U.S.G.S., Open file report, 78-694.
- Kockel F., H. Mollat & W. H. Walter. 1977. Geologischen karte der Khalkidiki und angrenzender Gebiete, 1: 100 000 (Nord Grienchenland), Bundesanstalt für Geowissenschaft und Rohstoffe, Hannover.
- Kockel, F., H. Mollat & H. W. Walter, 1971. Geologie das Serbomazedonoschen massivs und seines mesozoischen rahmen (Nordgriechenland). *Geol. Jb.*, **89**, 529-551.
- Kunt, M., 1986. *Traitement numérique des signaux*, Dunod, Paris.

- Laj., C., M. Jamet, D. Sorel & J. P. Valente, 1982. First paleomagnetic results from Miocene series of the Hellenic sedimentary arc. *Tectonophysics*, **86**, 45-67.
- Lallemant, S., N. Lybérís & F. Thiebault, 1983. Le décrochement nord-maniote: une structure transverse de l'arc Egéen externe en Péloponnèse méridional (Grèce). *C. r. Acad. Sci.*, **296**, 1545-1550.
- Le Cleac'h, A., 1984. L'extrémité orientale de l'arc hellénique externe: structure et évolution récente. Thèse de 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 235 pp.
- Le Pichon, X., J. C. Sibuet & J. Francheteau, 1977. The fit of the continents around the North Atlantic ocean. *Tectonophysics*, **38**, 169-210.
- Le Pichon, X. & J. Angelier, 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- Le Pichon, X. & J. Angelier, 1981. The Aegean Sea. *Philos. Trans. R. Soc. London.*, **300**, ser. A, 357-372.
- Le Pichon X., Lybérís N., Angelier J. & Renard V., 1982. Strain distribution over the east Mediterranean ridge: a synthesis incorporating new sea beam data. *Tectonophysics*, **86**, 243-274.
- Le Quellec, P., J. Mascle, H. Got, J. Vittori & L. Mirabile, 1979. Esquisse structurale de la marge continentale dans le Sud du Péloponnèse. *C. r. somm. Soc. géol. Fr.*, **2**, 76-79.
- Le Quellec, P., J. Mascle, H. Got & J. Vittori, 1980. Seismic structure of Southwestern Peloponnesus Continental Margin. *A. A. P. G. Bull.*, n° 2, v. 64, 242-263.
- Lee, W. H. & J. E. Lahr, 1975. HYPO71 a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of focal earthquakes. U. S. geol. Surv., Open File Rep., 75-331.
- Leydecker, G., 1975. Seismizitätsstudien im bereich des Peloponnes auf Grund von Präzisionsherdbestimmungen. Thesis Univ. Frankfurt, 77 pp.
- Leydecker G., Berckhemer H. & Delibassis N., 1978. A Study of seismicity in the Peloponnese Region by precise Hypocenter Determinations. in Alps, Appennines, Hellenides, Closs, Roeder and Schmidt ed., Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, .
- Lomnitz, C., 1974. *Global tectonics and earthquake risk*, Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.
- Lybérís N., Angelier J., Barrier E. & Lallemant S., 1982. Active Deformation of a segment of arc: the Strait of Kythira, Hellenic arc, Greece. *J. Struct. Geol.*, **4**, 299-311.
- Lybérís, N., S. Lallemant & F. Thiebault, 1983. La structure transverse Nord-Maniote et la déformation (depuis le Miocène supérieur) du Péloponnèse dans le cadre de l'arc égéen externe. *A. S. G. N.*, t. CIII, p 273.
- Lybérís, N., 1984. Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur. Thèse de Doctorat, Université de Paris 6, 367 pp.
- Lybérís N. & Lallemant S., 1985. La transition subduction collision le long de l'arc égéen externe. *C. r. Acad. Sci. Paris*, **300**, 885-890.
- Lyon-Caen, H., R. Armijo, J. Drakopoulos, J. Baskoutas, N. Delibasis, R. Gaulon, V. Kouskouna, J. Latousakis, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, D. Papanastasiou & G. Pedotti, 1988. The 1986 Kalamata (South Peloponnese) earthquake: detailed study of a normal fault and tectonic implications, soumis à *J. Geophys. Res.*, novembre 1987.
- Makris, J., 1976. A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. *Tectonophysics*, **36**, 339-346.
- Makris, J., 1977. Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamb. Geophys. Einz. R. A.*, **34**, 124pp.
- Makris, J., 1978. A geophysical study of Greece based on: Deep seismic soundings, gravity and magnetica. In Alps, Apennines, Hellenides. D. Roeder, K. Schmidt editors. 392-401.
- Makropoulos, K. C. & P. W. Burton, 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **65**, 741-762.
- Makropoulos, K. C. & P. W. Burton, 1984. Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*, **106**, 275-304.
- Martin, C., 1988. Thèse d'Université (in prep.), Université Fourier de Grenoble.
- Martin, L., 1987. Structure et évolution récente de la mer Egée. Apports d'une étude par sismique réflexion. Thèse d'Université, Paris VI, 305 pp.
- McKenzie, D. P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, **226**, 5242, 239-243.
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **30**, 109-185.

- McKenzie, D. P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **55**, 217-254.
- McLaughlin, K. L., L. R. Johnson & T. V. McEvelly, 1983. Two-dimensional array measurements of near-source ground accelerations. *Bull. seism. Soc. Am.*, **73**, 349-375.
- Mercier J. L., 1966. Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale. Thèse Paris and *Annls Geophys.*, Pays Helléniques, t. XX, 127-162.
- Mercier, J. L., B. Bousquet, N. Delibasis, I. Drakopoulos, B. Keraudren, F. Lemeille & D. Sorel, 1972. Déformations en compression dans le Quaternaire des rivages ioniens (Céphalonie, Grèce). Données néotectoniques et séismiques. *C. r. Acad. Sci. Paris*, t. 275, 2307-2310.
- Mercier J. L., Carey E., Philip H. & Sorel D., 1976. La néotectonique plio-quaternaire de l'arc égéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la sismicité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **18**, 159-176.
- Mercier, J. L., P. Vergely & J. Bebien, 1975. Les ophiolites helléniques "obductées" du Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan Téthysien ou d'une Mer Marginale Péri-européenne? *C. r. Som. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 108-112.
- Mercier, J. L., N. Delibassis, A. Gauthier, J. J. Jarrige, F. Leureille, H. Philip, M. Sebrier & D. Sorel, 1979. La néotectonique de l'arc égéen. *Rev. géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **21**, 67-92.
- Mercier, J. L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of South Peru - North Bolivia. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A300**, 337-355.
- Mercier, J. L., D. Sorel & K. Simeakis, 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from Pliocene to present. *Ann. Tecton.*, **1**, n° 1, 20-39.
- Modaressi, H., 1987. Modélisation numérique de la propagation des ondes dans les milieux poreux anélastiques. Thèse, Ecole Centrale de Paris.
- Modiano, T., 1980. Sismotectonique des Pyrénées occidentales. Etude détaillée du contenu spectral des ondes de volume dans la région focale, Thèse de 3ème cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 188 pp.
- Mohraz, B., 1976. A study of earthquake response spectra for different geological conditions, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 915-935.
- Newmark, N. M. & E. Rosenblueth, 1971. *Fundamentals of earthquake engineering*, Prentice-Hall Inc., New Jersey.
- Newmark, N. M. & W. S. Hall, 1982. *Earthquake spectra and design*. Earth. Engng. Res. Ins., Californie.
- Nicollin, F., 1986. Détermination des paramètres de la source par analyse spectrale des séismes proches, Mémoire de D. E. A., Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 66 pp.
- Papadopoulos, G. A., D. P. Kondopoulo, G. A. Leventakis & S. B. Pavlides, 1985. Seismotectonics of the Aegean region. *Tectonophysics*, **124**, 67-84.
- Panagiatopoulos, D. G., E. M. Scordilis, P. M. Hatzidimitriou, A. C. Rocca & B. C. Papazachos, 1984. Further evidence on the deep tectonics of the Aegean sea and eastern Mediterranean area. "19th Conference of the E. C. S., Moscou, October 1984", 1-19.
- Panagiatopoulos, D. G. & B. C. Papazachos, 1985. Travel times of P_n -waves in the Aegean and surrounding areas. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **80**, 165-176.
- Papazachos B. C. & P. E. Comninakis, 1971. Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc. *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.
- Papazachos B. C. & Comninakis P. E., 1978. Deep structure and tectonics of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, **46**, 285-296.
- Papazachos, B. C. & P. E. Comninakis, 1982. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980. University of Thessaloniki, Geophysical Laboratory., Publication n° 5, pp. 1-145.
- Papazachos, B. C. & P. G. Carydis, 1983 (editors). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence. University of Thessaloniki.
- Papazachos, B. C., P. E. Comninakis, E. E. Papadimitriou & E. M. Scordilis, 1984. Properties of the February-March 1981, Seismic Sequence in the Alkionides Gulf of Central Greece, *Annls Geophys.*, **2**, 537-544.
- Papazachos B. C., Kiratzi A. A., Hatzidimitriou P. M. & Karacostas B. G., 1986. Seismotectonic Properties of the Aegean Area that restrict valid Geodynamic Models. 2d Wegener Conference, Dionysos, Greece 14-16 May 1986.
- Pedotti, G. & D. Hatzfeld, 1987. Observed ground motion for earthquakes recorded across a valley. European Geophysical Society, XII General Assembly.
- Pitman, W. C. & M. Talwani, 1972. Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 619-646.

- Poceski, A., 1969. The ground effects of the Skopje July 26, 1963 earthquake. *Bull. seism. Soc. Am.*, **59**, 1-29.
- Richter, I. & K. Strobach, 1978. Benioff zones of the Aegean arc. In: H. Closs, D. Roeder, K. Schmidt (Editors), Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Comm. Geodyn., Sci. Rep. **38**, 410-414.
- Ritsema A. R., 1974. The earthquake mechanisms of the Balkan Region, Royal Netherl. Meteor. Inst., Scient. Rep., **74-4**, 1-36.
- Rogers A. M., Borchardt R. D., Covington P. A. & Perkins D. M., 1984. A comparative ground response study near Los Angeles using recording of Nevada nuclear test and the 1971 San Fernando earthquake: *Bull. seism. Soc. Am.*, **74**, 1925-1949.
- Sanchez-Sesma, F. J., 1983. Diffraction of elastic waves by three dimensional surface irregularities. *Bull. seism. Soc. Am.*, **73**, 1621-1636.
- Sanchez-Sesma, F. J., 1986. Site effects on strong ground motion, *Soil Dyn. & Earthq. Engrg.* sous presse.
- Savostin, L. A., J. C. Sibuet, L. P. Zonenshain, X. Le Pichon & M. S. Roulet, 1986. Kinematic evolution of the Thetys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the triassic. *Tectonophysics*, **123**, 1-35.
- Scordilis, E. M., G. F. Karakaisis, B. G. Karakostas, D. G. Panagiatopoulos, P. E. Comninakis & B. C. Papazachos, 1986. Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia island earthquake sequence of 1983, *Pageoph*, **123**, 387-397.
- Seed, H. B. & I. M. Idriss, 1982. *Ground motion and soil liquefaction during earthquakes*, Earthq. Engrg. Research Inst., Californie.
- Seed, H. B., R. Murarka, J. Lysmer & I. M. Idriss, 1976. Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site conditions for moderately strong earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 1323-1342.
- Shebalin, N. V., V. Karmik & D. Hatzrevski (Editors), 1974. Catalogue of earthquakes of the Balkan region. UNDP/UNESCO Survey of the seismicity of the Balkan region, *Proc. Sem. Seismic Zoning Maps (Skopje, 1975)*, **2**, 68-171.
- Sibson, R. H., 1984. Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5791-5799.
- Singh, S. K., E. Mena & R. Castro, 1988. Some aspects of the source characteristics and the ground motion amplification in and near Mexico City from the acceleration data of the September, 1985, Michoacan, Mexico earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, soumis.
- Smith, A. G., 1971. Alpine deformation and the oceanic areas of the Thetys Mediterranean Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 2039-2070.
- Smith, A. G. & N. H. Woodcock, 1982. Tectonic syntheses of the Alpine-Mediterranean region: a Review. In H. Berckhemer and K. Hsu, (Editors), *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. n° 7.
- Sorel D., 1976. Etude néotectonique dans l'arc égéen externe oriental. Les îles ioniennes de Kephallinia et Zakynthos et l'Elide occidentale. Thèse de 3° cycle. Univ. Paris-Sud, 205 pp.
- Spakman, W., M. J. R. Wortel & N. S. Vlaar, 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamical implications. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, n° 1, 60-63.
- Tapponnier P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 19, 437-460.
- Thiebault, F., 1982. Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. Géol. Nord*, publ. n° 6, 574p.
- Trifunac, M. D., 1971. Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident planes SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1755-1770.
- Trifunac, M. D., 1976a. Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion-dependance on earthquake magnitude, epicentral distance, and recording site conditions, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 189-219.
- Trifunac, M. D., 1976b. Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source-to-station distance, and recording site conditions, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 1343-1374.
- Trifunac, M. D., 1980. Effects of site geology on amplitudes of strong ground motion, *Proc. World Conf. Earthq. Engrg. 7th, Istanbul*, **2**, 145-152.
- Tucker, B. E. & J. L. King, 1984. Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties, *Bull. seism. Soc. Am.*, **74**, 153-165.
- Tucker, B. E., J. L. King, D. Hatzfeld & I. L. Nersesov, 1984. Observations of hard-rock site effects, *Bull. seism. Soc. Am.*, **74**, 121-136.
- Vijaya Raghava, M. S., G. Sawahar & T. V. Sherbakova, 1977. An ultrasonic profiling of same fresh and weathered granites of Hyderabad, India. *Geophys. Prospecting*, **25**, 768-779.

Wyss M. & Baer M., 1981. Earthquake hazard in the Hellenic arc, in *Earthquake Prediction*, Maurice Ewing Series, Am. Geophys. Union, 4, 153-172.

THESE de DOCTORAT d'U.J.F. de GRENOBLE
Specialité : Géophysique interne

**ETUDE SIMOTECTONIQUE DU PELOPONNESE
ET
REPONSE SISMIQUE D'UNE VALLEE
SEDIMENTAIRE EN GRECE DU NORD**

Auteur : Guy PEDOTTI

Etablissement : Institut de Recherche Interdisciplinaire de
Géologie et de Mécanique, Observatoire de Grenoble.

RESUME

1^o partie : Etude simotectonique du Péloponnèse.

Durant l'été 1986 nous avons installé un réseau sismologique de 46 stations couvrant l'ensemble du Péloponnèse. Sur plus de 1000 séismes, 750 sont localisés à 10 km près et 480 le sont à 5 km près, 100 solutions focales ont été déterminées.

La sismicité enregistrée est essentiellement crustale (95%). La croûte inférieure apparaît comme une zone sismique à l'ouest et devient asismique à l'est. Les mécanismes au foyer indiquent un champ de contrainte compressif orienté E-W dans la bordure occidentale. Immédiatement à l'est de cette zone, le régime devient extensif, d'orientation N-S au nord puis NW-SE à E-W dans le sud et le sud-ouest du Péloponnèse.

La sismicité intermédiaire définit la géométrie de la subduction de la plaque Afrique sous le Péloponnèse. Le plongement est orienté NE-SW selon un pendage de 10°, à 200 km des fosses ce pendage s'accroît brusquement (45°). Les mécanismes au foyer montrent une tectonique extensive orientée NE-SW, avec un pendage identique à celui de la plaque plongeante.

2^o partie : Réponse sismique d'une vallée sédimentaire.

Durant deux semaines, en mai 1985, cinq stations sismologiques ont été installées à travers une vallée située à 50 km de Thessalonique (Grèce). Les stations étaient placées sur les sédiments et sur les bords rocheux de la vallée. A partir de séismes locaux et régionaux, nous avons calculé les rapports des spectres de Fourier obtenus aux différents sites. Pour les sites sédimentaires, les rapports montrent des amplifications maximales de 8, pour un site rocheux elles atteignent 0. Les amplifications observées sont maximales lors de séismes locaux. Nous interprétons ces effets en fonction du contexte géologique local.

Mots-clés : Microsismicité, Subduction, Sismologie, Péloponnèse, Tectonique, Champ de contraintes, Effets de sites.