



**HAL**  
open science

**Géométrie et cinématique de la subduction égéenne :  
structure en vitesse et en atténuation sous le  
Péloponnèse**

Christophe Martin

► **To cite this version:**

Christophe Martin. Géométrie et cinématique de la subduction égéenne : structure en vitesse et en atténuation sous le Péloponnèse. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1988. Français. NNT : . tel-00709860

**HAL Id: tel-00709860**

**<https://theses.hal.science/tel-00709860>**

Submitted on 19 Jun 2012

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

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



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

par

**Christophe MARTIN**

SUJET

**GEOMETRIE ET CINEMATIQUE  
DE LA SUBDUCTION EGEENNE  
STRUCTURE EN VITESSE ET EN ATTENUATION  
SOUS LE PELOPONNESE**

Soutenue le 30 Novembre 1988 devant la Commission d'Examen

<b>MM. G. PERRIER</b>	Président - Rapporteur
<b>G. WITTLINGER</b>	Rapporteur
<b>D. HATZFELD</b>	Directeur de thèse
<b>J.L. PLANTET</b>	Examineur
<b>D. SOREL</b>	Examineur

**Univ. J. Fourier - O.S.U.G.**  
**MAISON DES GEOSCIENCES**  
**DOCUMENTATION**  
**B.P. 53**  
**F. 38041 GRENOBLE CEDEX**  
**Tél. 04 78 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

par

**Christophe MARTIN**

SUJET

**GEOMETRIE ET CINEMATIQUE  
DE LA SUBDUCTION EGEEENNE  
STRUCTURE EN VITESSE ET EN ATTENUATION  
SOUS LE PELOPONNESE**

Soutenu le 30 Novembre 1988 devant la Commission d'Examen

<b>MM. G. PERRIER</b>	Président - Rapporteur
<b>G. WITTLINGER</b>	Rapporteur
<b>D. HATZFELD</b>	Directeur de thèse
<b>J.L. PLANTET</b>	Examineur
<b>D. SOREL</b>	Examineur

10013498





## AVANT - PROPOS

C'est avec plaisir, et isolé au milieu du Pacifique que je tiens à remercier les nombreuses personnes et amis, avec lesquels j'ai passé ces deux années de thèse et sans lesquels, mon travail n'aurait pu aboutir.

Je suis en effet très reconnaissant à mes camarades du laboratoire et à mon directeur de thèse, de m'avoir apporté une aide précieuse pour terminer dans les temps. Si cette thèse reste pour moi un bon souvenir, je voudrais tout de même lancer un grand bravo à l'Armée Française, à l'Education Nationale et aux divers ministres qui se sont succédés à leur tête : comprendront - ils un jour la nécessité qu'ont les étudiants de troisième cycle de bénéficier d'un report d'incorporation jusqu'à la fin de leurs études ?

Cette brève incartade politique étant close, je tiens à remercier tout particulièrement Guy Perrier, qui a profondément contribué à mon goût pour la sismologie, qui m'a soutenu et m'a apporté sa confiance depuis mon entrée en DEUG.

J'exprime toute ma reconnaissance envers Denis Hatzfeld, qui m'a appris à appréhender les données réelles avec une grande rigueur et m'a permis de m'exprimer tant au laboratoire que sur le terrain, sans compter les heures durant lesquelles nous avons travaillé ensemble.

Merci également à M. Wittlinger d'avoir effectué le rapport de cette thèse, à M. Plantet et M. Sorel de l'avoir examinée.

Merci aussi à Lily qui a bien voulu assurer les corrections et la mise en page définitive.

Je tiens également à témoigner mon amitié envers l'ensemble du personnel du Lgit, aux savants fous de l'équipe Sismalp pour leurs conseils et talents tennistiques, aux charmantes dames Mme Lily et Mme Popo, aux membres de l'équipe Sirisq, même si qui s'y frotte s'y risque, sans oublier les tectonophysiciens.

Que dire des "Macashwoaloo" bientôt éparpillés dans le monde... Qu'ils sachent combien il m'a été agréable de partager leurs dures journées de labeur, et encore plus leurs soirées d'"ivresse".

Enfin, un grand merci à ma famille et à "Bonbon la Mirgue" pour leur soutien moral et affectueux, ainsi que leur aide précieuse.

Que les dieux des cocotiers soient avec vous.



SOMMAIRE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES SCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 F. 38041 B.P. 53  
 GRENoble CEDEX  
 Tél. 04 76 62 44 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail: plabou@unif-grenoble.fr

INTRODUCTION ..... 5  
 I Contexte géodynamique ..... 9  
 1. Morphologie du domaine égéen ..... 9  
 2. Contexte géodynamique ..... 10  
 3. Unités structurales des Hellénides et géologie ..... 11  
 4. Evolution tectonique ..... 12  
 5. Principaux modèles cinématiques ..... 16  
 II Structure profonde ..... 24  
 1. Structure de vitesse ..... 24  
 2. Gravimétrie ..... 26  
 3. Atténuation des ondes sismiques ..... 27

CHAPITRE II GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DE LA SUBDUCTION EGEENNE ..... 31

I Introduction ..... 33  
 II Répartition de la sismicité ..... 36  
 1. Les travaux antérieurs ..... 36  
 2. Un nouveau catalogue de données ..... 40  
 3. Critères de sélection ..... 42  
 4. Distribution de la sismicité en carte ..... 44  
 4.1 Caractéristiques du plongement ..... 52  
 4.2 Comparaison avec les travaux antérieurs ..... 53  
 4.3 Lacunes de sismicité ..... 53  
 4.4 Distribution des séismes les mieux localisés ..... 55  
 III Etude de la sismicité en coupe. Comparaison avec certains modèles ..... 58  
 1. Rappels sur les modèles ..... 58  
 2. Coupes liées au modèle de Papazachos et Comninakis ..... 59  
 2.1 Pour l'ensemble des séismes sélectionnés ..... 59  
 2.2 Pour les séismes des trois premières classes ..... 62  
 3. Coupes liées au modèle de McKenzie ..... 63  
 4. Coupes liées au modèle de Le Pichon et Angelier ..... 68  
 IV Discussion ..... 72  
 1. Géométrie de la subduction ..... 72  
 1.1 Morphologie de la subduction déduite de l'analyse des catalogues ISC de 1963 à 1984 ..... 72  
 1.2 Comparaison avec d'autres modèles ..... 73  
 1.3 Conclusion ..... 73  
 2. Mécanismes au foyer et vecteurs glissement ..... 74

CHAPITRE III INVERSION TRIDIMENSIONNELLE DE LA STRUCTURE EN VITESSE SOUS LE PELOPONNESE 81

Introduction ..... 83  
 I Le problème inverse: rappels théoriques ..... 85  
 1. Théorie ..... 85  
 2. Problème couplé hypocentre-vitesse ..... 87  
 3. Solution ..... 88  
 3.1 Solution générale ..... 88  
 3.2 Séparation des paramètres hypocentraux et des paramètres de vitesse ..... 89  
 4. Inversion progressive. Contrôle de la solution ..... 89  
 4.1. Matrice de Résolution ..... 90



4.2. Matrice de covariance .....	90
4.3. Influence et choix du facteur de pondération .....	95
5. Processus et programmes .....	96
6. Appréciation des résultats .....	98
II L'expérimentation sismologique de 1986. Les données .....	99
1. Le réseau .....	99
2. Appareillage .....	99
3. Les données .....	99
4. Localisation .....	102
5. Rapport $\frac{V_p}{V_s}$ .....	102
6. Description des données .....	102
6.1 Répartition de la sismicité .....	102
6.2 Influence de la sismicité sur l'approche de l'inversion .....	103
6.3 Les résidus .....	106
6.4 Sélection des événements retenus pour l'inversion .....	107
III Les inversions .....	111
1. Le modèle de vitesse initial .....	111
1.1 Choix du modèle de vitesse .....	111
1.2 Discrétisation .....	112
1.3 Utilisation des ondes S .....	113
2. Inversion à partir des ondes directes Pg .....	113
2.1 Sélection des événements .....	113
2.2 Relocalisation .....	115
2.3 Solutions à une dimension .....	117
2.4 Solutions à trois dimensions .....	118
2.5 Conclusions sur les inversions des temps d'arrivée des ondes Pg .....	125
3. Inversion à partir des ondes réfractées .....	135
3.1 Sélection .....	135
3.2 Solution à une dimension .....	139
3.3 Solutions à trois dimensions .....	139
3.4 Conclusions sur les inversions des temps d'arrivée des ondes Pn .....	142
3.5 Comparaison des résultats obtenus par inversion des ondes Pg et inversion des ondes Pn .....	143
1 Modèles de vitesse à une dimension .....	143
2 Modèles de vitesse à trois dimensions .....	144
4. Inversion à partir des séismes intermédiaires .....	157
4.1 Sismicité subcrustale .....	157
4.2 Solutions à une dimension .....	160
4.3 Solutions à trois dimensions .....	161
4.3.1 Résultats .....	161
4.3.2 Tests de fiabilité de la solution .....	161
IV Interprétation .....	169
1. Remarques générales sur l'inversion et rappels des résultats .....	169
1.1 Stabilité de la solution .....	169
1.2 Influence de la discrétisation .....	171
1.3 Relocalisation avec des modèles 1D ou des modèles 3D .....	171
1.4 Intérêt des inversions séparées .....	171
2. Interprétation des anomalies de vitesse .....	172
2.1 Corrélation avec la géologie .....	172
2.2 Corrélation avec la sismicité .....	174

2.3 Corrélation avec la gravimétrie .....	175
2.4 Résumé .....	177

CHAPITRE IV REGIONALISATION DE L'ATTENUATION SOUS LE PELOPONNESE .....

I Introduction .....	185
II Interprétation des ondes de la coda .....	185
1. Volume échantillonné et similitude des codas .....	188
2. Propriétés des ondes de la coda .....	191
3. Modèles de génération de la coda .....	191
III Acquisition des données .....	193
1. Le réseau .....	193
2. L'appareillage .....	193
3. Traitement en laboratoire .....	195
4. Les données .....	195
IV Analyse des données .....	197
1. Calcul de $Q_c$ .....	199
2. Calcul de la décroissance .....	200
2.1 Méthodes spectrales .....	200
2.2 Méthodes temporelles .....	201
3. Tests sur les méthodes .....	205
4. Tests sur la cohérence du calcul de Q .....	205
4.1. Comparaison de Q sur des doublets .....	210
4.2. Résultats pour des séismes communs à plusieurs stations .....	210
5. Premiers résultats .....	210
6. Considérations régionales .....	210
V Régionalisation .....	211
1. Méthode .....	211
1.1 Tests sur la méthode .....	214
2. Régionalisation avec l'ensemble des séismes .....	215
2.1. Elimination des valeurs de Q anormales .....	215
3. Régionalisation en fonction de la surface échantillonnée .....	216
3.1 Distance épacentrale inférieure à 100 km .....	216
3.2 Distance épacentrale inférieure à 50 km .....	216
3.3 Distance épacentrale supérieure à 100 km .....	216
4. Normalisation liée à l'influence de la surface des ellipses .....	217
5. Normalisation liée à la proximité du centre de la maille au trajet direct .....	218
6. Régionalisation avec tous les séismes et les deux pondérations .....	219
7. Hypothèse sur l'origine des ondes de la coda .....	219
8. Régionalisation en fonction de la fréquence .....	220
9. Evolution de quelques paramètres statistiques .....	221
10. Dépendance de $Q_c$ en fonction de la fréquence .....	221
VI Interprétation .....	223

CONCLUSION GENERALE .....

BIBLIOGRAPHIE .....



22  
23  
24  
25  
26  
27  
28  
29  
30  
31  
32  
33  
34  
35  
36  
37  
38  
39  
40  
41  
42  
43  
44  
45  
46  
47  
48  
49  
50  
51  
52  
53  
54  
55  
56  
57  
58  
59  
60  
61  
62  
63  
64  
65  
66  
67  
68  
69  
70  
71  
72  
73  
74  
75  
76  
77  
78  
79  
80  
81  
82  
83  
84  
85  
86  
87  
88  
89  
90  
91  
92  
93  
94  
95  
96  
97  
98  
99  
100

## I - INTRODUCTION

Les régions de la Méditerranée orientale (Albanie, Grèce centrale, Péloponnèse, Mer Egée, Turquie) (Fig. 1) sont le lieu de la convergence entre les plaques lithosphériques africaine et eurasiatique ; le rapprochement estimé entre les deux continents est d'environ 1000 kilomètres pour les 70 derniers millions d'années (Biju-Duval et al., 1977). Le domaine égéen, regroupant toutes ces régions, est l'une des zones les plus sismiques d'Europe (Fig. 2). Sa situation géographique et tectonique, entre les deux grandes plaques Afrique et Europe en a fait une région très étudiée pour les problèmes que posent ses évolutions cinématique et dynamique.

La tectonique de ce domaine est très complexe. Le long de l'arc égéen, constituant le front de collision des domaines africain et européen avec subduction de la lithosphère africaine, le régime tectonique est compressif (McKenzie, 1972, 1978 ; Mercier et al., 1972 ; Le Pichon et Angelier, 1979). Le domaine interne est soumis à une forte déformation et le régime dominant y est extensif (Mercier et al., 1976, 1979, 1981 ; Angelier, 1978, 1979 ; Lybéris, 1984).

Les travaux effectués sur le domaine égéen depuis une vingtaine d'années, ont contribué à une bonne connaissance de sa géologie (Aubouin, 1977 ; Thiebault, 1982), de son évolution tectonique (Dercourt, 1970 ; Aubouin, 1973, 1977 ; Bonneau, 1982) et des mouvements Afrique-Europe (Smith, 1971 ; Dewey et al., 1973 ; Biju-Duval, 1976 ; Patriat, 1982 ; Dercourt, 1986).

L'existence de différents modèles de l'évolution récente du domaine égéen (McKenzie, 1972, 1978 ; Tapponnier, 1977 ; Makris, 1978 ; Le Pichon et Angelier, 1979) montre cependant que la cinématique demeure mal contrôlée. Cette diversité de modèles peut être en partie attribuée aux mauvaises connaissances de la morphologie de la subduction et du déplacement relatif sur le plan de subduction.

La structure profonde du domaine égéen est mal connue. Les travaux de référence sont ceux de Calcagnile et Scarpa (1985) à l'échelle européenne ; de Makris (1973, 1976, 1978), Delibasis (1982), Panagiotopoulos (1985) et Spakman et al. (1988) pour le domaine égéen.

Le but de ce mémoire est (1) de définir avec une bonne précision la géométrie de la subduction et d'étudier sa compatibilité avec les différents modèles cinématiques, (2) de déterminer la structure tridimensionnelle de vitesse sous le Péloponnèse et (3) d'effectuer une régionalisation de l'atténuation des ondes sismiques.



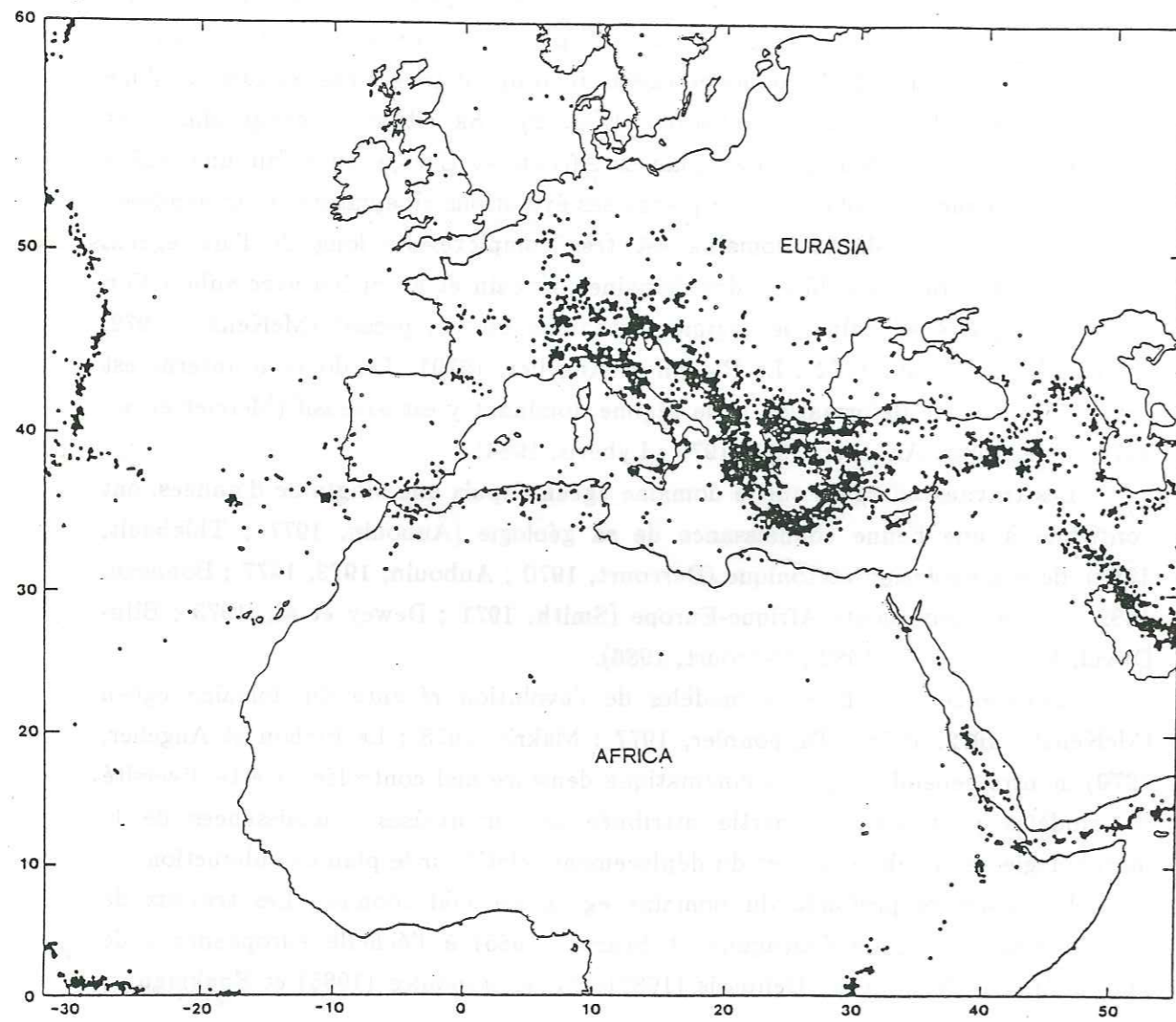


Figure 1 : Carte des épicentres issus des catalogues USGS de 1961 à 1983  
(D'après Jackson et McKenzie (1988)).

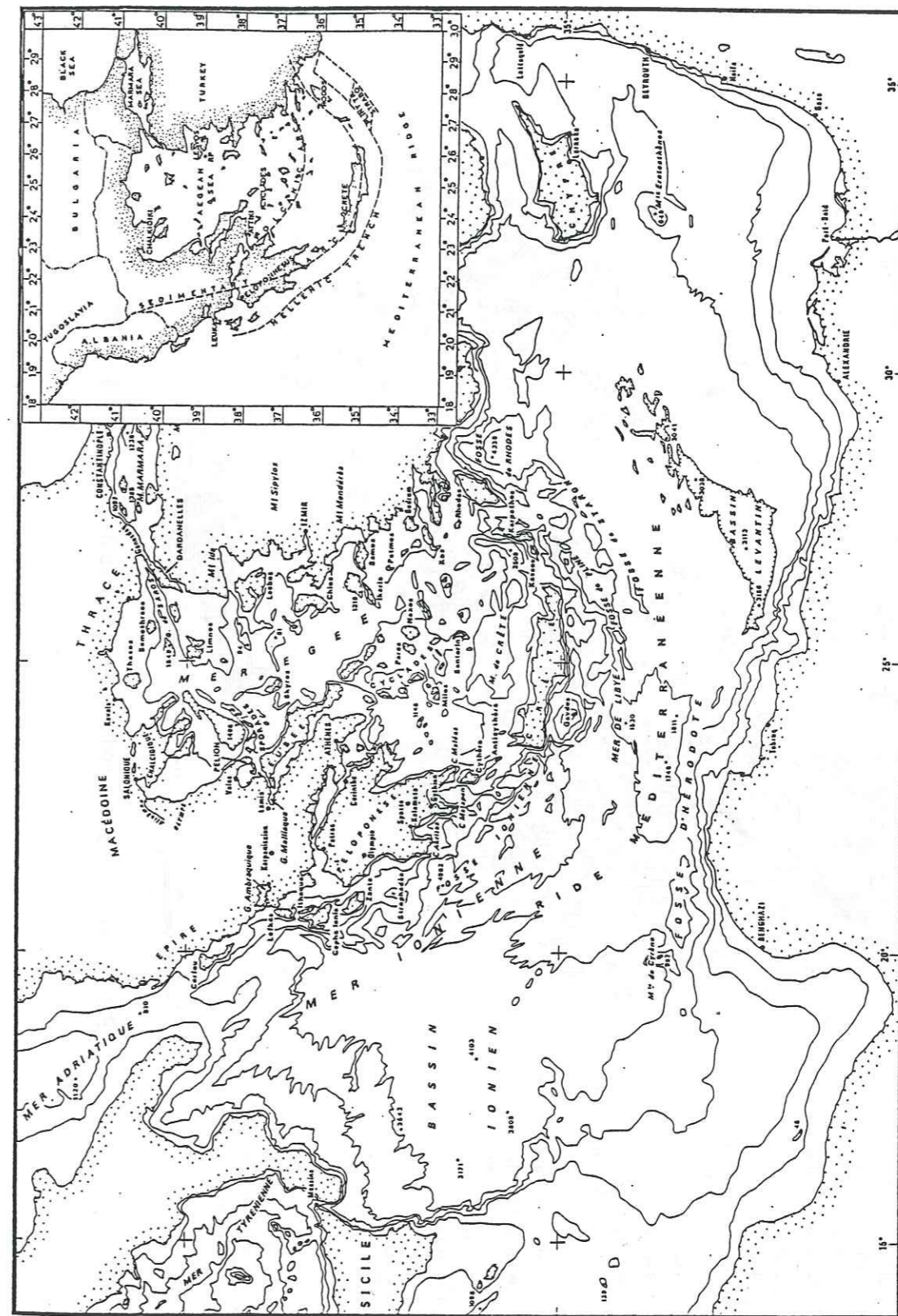


Figure 2 : Carte bathymétrique de la Méditerranée orientale et carte morphologique schématique du domaine égéen.



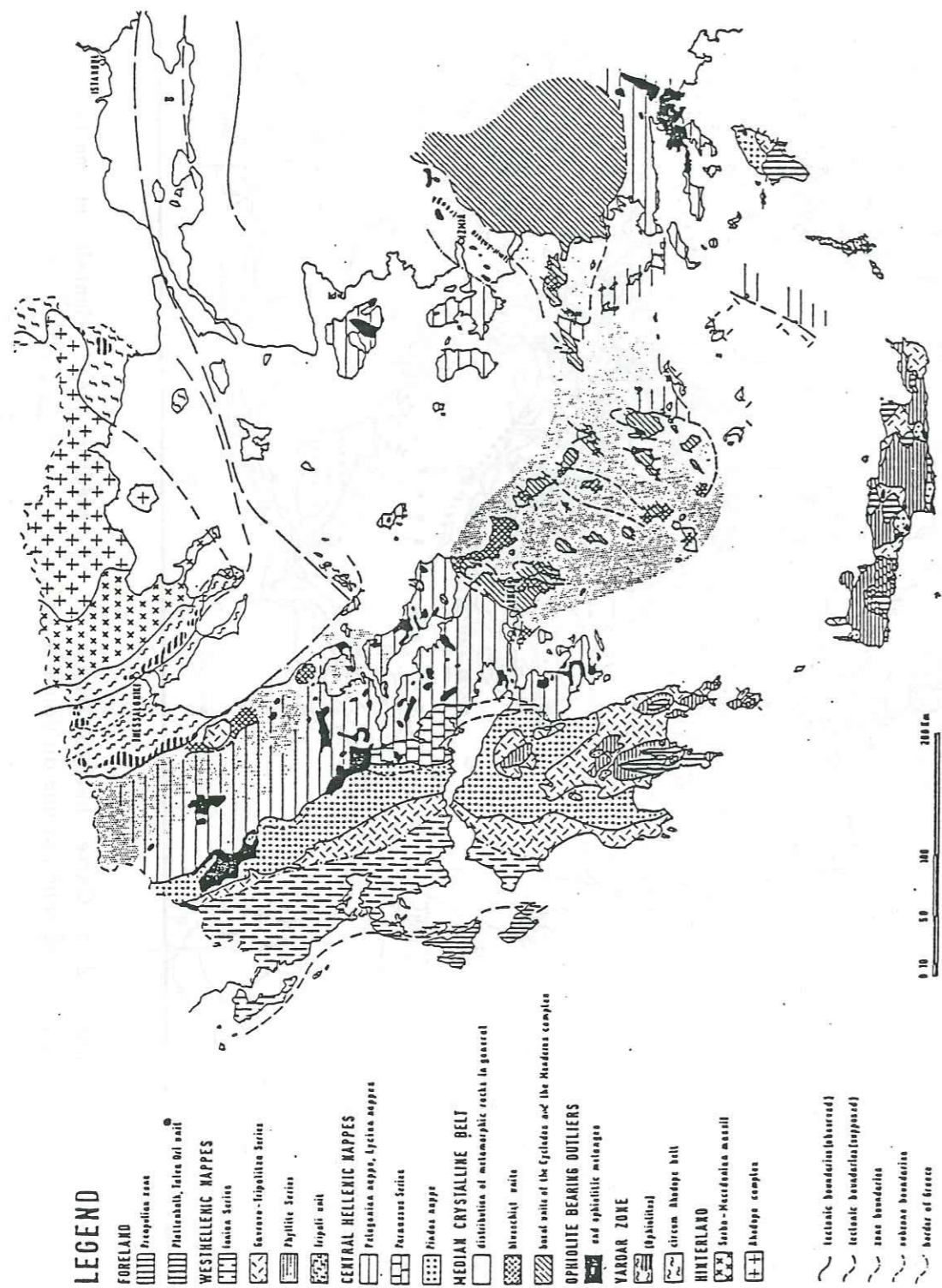


Fig 3 : Schéma structural des Hellénides. (D'après Jacobshagen et al. (1978)).

## I Contexte géodynamique.

### 1. Morphologie du domaine égéen

La chaîne des Hellénides forme l'ossature majeure du domaine égéen. Dans la partie occidentale, cette chaîne est orientée NNW-SSW ; au sud du Péloponnèse, elle se courbe nettement en une direction EW. La morphologie des Hellénides est mouvementée. La chaîne est constituée de nombreux sommets dépassant 2500 m d'altitude en Grèce centrale, et atteignant 1500 m dans le Péloponnèse et la Crète, séparant souvent de vastes plaines et vallées.

La figure 2 représente les principales unités morphologiques du domaine égéen. On les définit du Nord au Sud de la façon suivante :

1. La mer Egée englobant le fossé nord égéen, est limité au Nord par la transversale Nord-Anatolienne et au Sud par l'arc volcanique. Ce bassin est caractérisé par une bathymétrie de l'ordre de 1500 m, et surtout par une faible activité sismique, notamment au delà de 40 kilomètres de profondeur.

2. L'arc volcanique calcoalcalin des Cyclades d'âge plioquaternaire sépare le domaine nord égéen de la mer de Crète dont la profondeur maximale est d'environ 2000 m.

3. L'arc sédimentaire externe relie la chaîne des Hellénides aux Taurides à l'Est. Il est matérialisé par la chaîne hellénique s'étendant de la Grèce centrale à l'île de Rhodes à l'est.

4. La fosse hellénique est constituée d'une succession de bassins profonds (jusqu'à -5000 m). On différencie d'Ouest en Est la fosse ionienne s'étendant des îles ioniennes au Sud de la Crète, et un système de fosses parallèles, Pline et Strabos dans la partie orientale.

5. Enfin, la ride méditerranéenne constitue un bombement sous marin qui s'étend du bassin ionien à l'Ouest au bassin levantin à l'Est sur plus de 1000 kilomètres.

Ce domaine est assimilé à un arc insulaire dont il possède toutes les caractéristiques morphologiques (bombement sous-marin externe, fosses, arc volcanique et bassin interne). Des données géophysiques confortent cette hypothèse: la sismicité très active le long de toute la marge externe, une anomalie à l'air libre négative dans le domaine externe et positive dans le domaine interne, une anomalie



de Bouguer positive en mer Egée (+170 mGal), un flux de chaleur élevé (2.1 hfu) sous la mer Egée, et faible (0.7 hfu) au Sud (Morelli, 1975).

## 2. Contexte géodynamique.

Depuis une vingtaine d'années, les progrès accomplis sur la compréhension du déplacement des continents, avec notamment la théorie des plaques, ont permis aux géophysiciens de reconstituer l'évolution des étapes conduisant à l'état actuel des structures, et de schématiser cette évolution par des modèles dont la rhéologie est contrôlée par les lois de la mécanique.

Les Hellénides, support montagneux de l'arc égéen, constituent une chaîne de montagnes d'âge alpin dont l'évolution à l'échelle géologique est liée à la fermeture de la Téthys et à l'ouverture de l'Océan Atlantique.

Il est possible de reconstituer le mouvement relatif des plaques Afrique et Europe par rapport à la plaque Amérique du Nord, à partir des bandes d'anomalies magnétiques observées dans l'Océan Atlantique (Pitman et Talwani, 1972 ; Le Pichon et al., 1977 ; Savostin et al., 1986). On peut de ce fait en déduire le mouvement relatif Afrique-Europe.

Les premières reconstitutions de l'évolution du système Afrique-Europe proposaient trois phases de mouvements bien déterminées : du Lias supérieur (-180 Ma) au Crétacé supérieur (-81 Ma), le mouvement s'est effectué suivant un grand coulissage sénestre de 1 950 km (Dewey et al., 1973) à 2 230 km (Biju-Duval et al., 1976). Lors d'une seconde étape, entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen (-50 Ma), le coulissage aurait changé de sens, passant de sénestre à dextre sur une distance de 850 km selon Dewey et al. (1973), de 380 km selon Biju Duval et al. (1976). Enfin, à partir de l'Eocène jusqu'à la période actuelle, le mouvement est orienté Nord-Sud, traduisant la convergence (300 km) des plaques lithosphériques africaine et européenne.

Tapponnier (1977) et Patriat (1982) pensaient que la seconde étape n'avait jamais eu lieu. Les travaux plus récents de Savostin (1986) leur donnent raison : l'interprétation du déplacement dextre de la fin du Crétacé reposait en fait sur une anomalie mal identifiée entre Amérique et Eurasie.

Dans l'état actuel des connaissances, il y aurait donc eu deux étapes majeures : un coulissage sénestre de -180 Ma à -83 Ma avec une forte composante compressive à l'Est à partir de -110 Ma, puis une compression généralisée à l'Est de Gibraltar à partir du Crétacé inférieur. La convergence s'effectue alors dans un contexte

tectonique de collision et d'interactions continentales (Tapponnier, 1977). Le raccourcissement estimé est de 200 km à l'Est de Gibraltar et de 1500 km au niveau de l'Arabie (Patriat, 1982). La limite entre Afrique et Europe est cependant compliquée, en raison de la complexité du rapprochement des deux continents liée à l'existence des promontoires ibérique et apulien.

Dans ce contexte géodynamique général, le domaine égéen actuel, déformable, se situe entre les deux plaques lithosphériques rigides africaine et européenne.

## 3. Unités structurales des Hellénides et géologie.

La chaîne hellénique est constituée d'une succession de nappes charriées vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Les chevauchements, de vergence Ouest, sont orientés NNW-SSE. Cette structure en nappes résulte du très fort raccourcissement lié à la convergence Afrique-Europe et à la collision des masses continentales depuis le Crétacé supérieur (Aubouin, 1977).

Les différentes séries qui constituent les Hellénides sont regroupées en zones isopiques, chacune d'elles étant caractérisée par des mêmes conditions de dépôt (Fig. 3). Ces zones isopiques sont elles-mêmes groupées en deux ensembles : les zones internes affectées par une tectonique anté-cénozoïque, et les zones externes affectées par une tectonique post-éocène (Brunn, 1956).

### 3.1 Les zones externes.

Ces zones constituaient une plateforme unique au Trias-Lias, qui s'est différenciée au Dogger avec l'apparition du bassin ionien (Brunn, 1956 ; Aubouin, 1959 ; Dercourt, 1970 ; Lybérès, 1984). Trois zones isopiques majeures constituent ces zones externes :

a. la zone préapulienne correspond aux formations de l'avant pays de l'Apulie. Elle constitue une série à sédimentation carbonatée jusqu'au Miocène, puis argileuse. Ces roches sédimentaires couvrent l'essentiel des îles ioniennes de Céphalonie et de Zante, et une partie de l'île de Leukas (Aubouin, 1973).

b. la zone ionienne est à sédimentation calcaire néritique jusqu'au Lias supérieur, puis pélagique jusqu'à l'Eocène, puis flysch oligocène à miocène moyen. Elle constitue un vaste sillon sédimentaire s'étendant en Epire, dans l'île de Leukas et dans le Péloponnèse occidental. Cette zone chevauche la zone préapulienne et devient métamorphique dans l'arc égéen méridional (Aubouin, 1959, 1973).



c. la zone de Gavrovo-Tripolitza est constituée de calcaires caractéristiques d'une ride récifale, recouverts d'un flysch datant de l'Oligocène supérieur. On retrouve ces unités en Grèce centrale et dans le Péloponnèse. Cette zone a été charriée vers l'Ouest, au Sud du golfe de Corinthe (Dercourt, 1970 ; Aubouin et al., 1976 ; Fleury, 1980).

d. la zone du Pinde est très étendue en Grèce centrale et dans le Péloponnèse. Elle est formée de sédiments pélagiques jusqu'au Crétacé supérieur, puis d'un flysch. Cette zone a été charriée vers l'Ouest et recouvre largement la zone de Gavrovo.

e. la zone du Parnasse est composée de carbonates néritiques déposés du Trias au Crétacé supérieur et de calcaires pélagiques, puis d'un flysch. Elle a subi quatre phases d'émersion durant sa formation (Aubouin, 1977). Elle est d'une étendue limitée et n'existe pas dans le Péloponnèse.

f. la zone béotienne est une zone de transition entre zones internes et zones externes, et est essentiellement constituée de flysch.

### 3.2 Les zones internes.

Les zones internes sont beaucoup plus complexes que les zones externes. On distingue trois ensembles majeurs.

a. la zone pélagonienne est constituée de séries néritiques du Trias au Malm, puis d'une série carbonatée discordante à partir du Crétacé moyen. Cette zone est très étendue et caractérisée par la présence d'ophiolites mises en place au Jurassique supérieur.

b. la zone du Vardar contient des ophiolites dont proviendraient celles charriées sur la zone pélagonienne au Jurassique supérieur. Elle est divisée en trois unités (Mercier et al., 1975), correspondant à deux sillons et une ride. Ces unités sont charriées vers le Sud-Ouest et contiennent des roches volcano-sédimentaires.

c. Le massif Serbo-macédonien et le massif de Rhodope sont des massifs hercyniens essentiellement cristallophylliens et constituent la terminaison de la chaîne hellénique.

## 4. Evolution tectonique.

Les principales synthèses de l'évolution tectonique des Hellénides, liées au concept de la tectonique des plaques sont celles de Dercourt (1970), d'Aubouin (1973, 1977), de Mercier et al. (1975), de Bonneau (1982). Nous rappelons brièvement les principales phases de cette évolution :

a. A la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, une première phase tectonique affecte les zones internes (Mercier, 1966). Cette étape marque la fin de la subduction téthysienne (Aubouin, 1973) ; elle est caractérisée par le charriage, au dessus des unités continentales pélagoniennes, des ophiolites provenant de la zone du Vardar.

b. C'est au Tertiaire qu'a lieu la formation de la chaîne hellénique. La période tectonique la plus intense s'est déroulée de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur. C'est la phase au cours de laquelle a eu lieu la mise en nappes des Hellénides, dans un contexte de collision continentale (Aubouin, 1973, et d'autres auteurs). Les nappes les plus externes sont charriées au cours du Miocène moyen : la zone ionienne a ainsi été charriée vers l'Ouest, au dessus de la zone préapulienne, ceci continue, pendant le Pliocène, en ce qui concerne le Péloponnèse Nord avec le blocage de la subduction.

c. Le début du Miocène supérieur constitue une zone de transition entre les phases de mise en nappes et une phase durant laquelle le régime tectonique ne subit pas de grandes modifications jusqu'aujourd'hui. Cette dernière période (-13 -10 Ma à la période actuelle) est appelée néotectonique (Angelier, 1973). C'est lors de cette phase que s'individualise l'arc externe, lieu de la convergence entre les deux plaques lithosphériques africaine et eurasiatique, et le domaine égéen interne où une tectonique distensive importante forme un bassin d'arrière-arc.

### 4.1 Néotectonique.

La néotectonique, du miocène supérieur à la période actuelle est dominée par une extension généralisée du domaine égéen bien que des épisodes de tectonique compressive d'ampleur restreinte aient été déterminés par Mercier et al., (1976), Angelier (1978), Mercier et al. (1979).

Deux domaines caractérisés par des régimes tectoniques fondamentalement différents sont nettement individualisés :

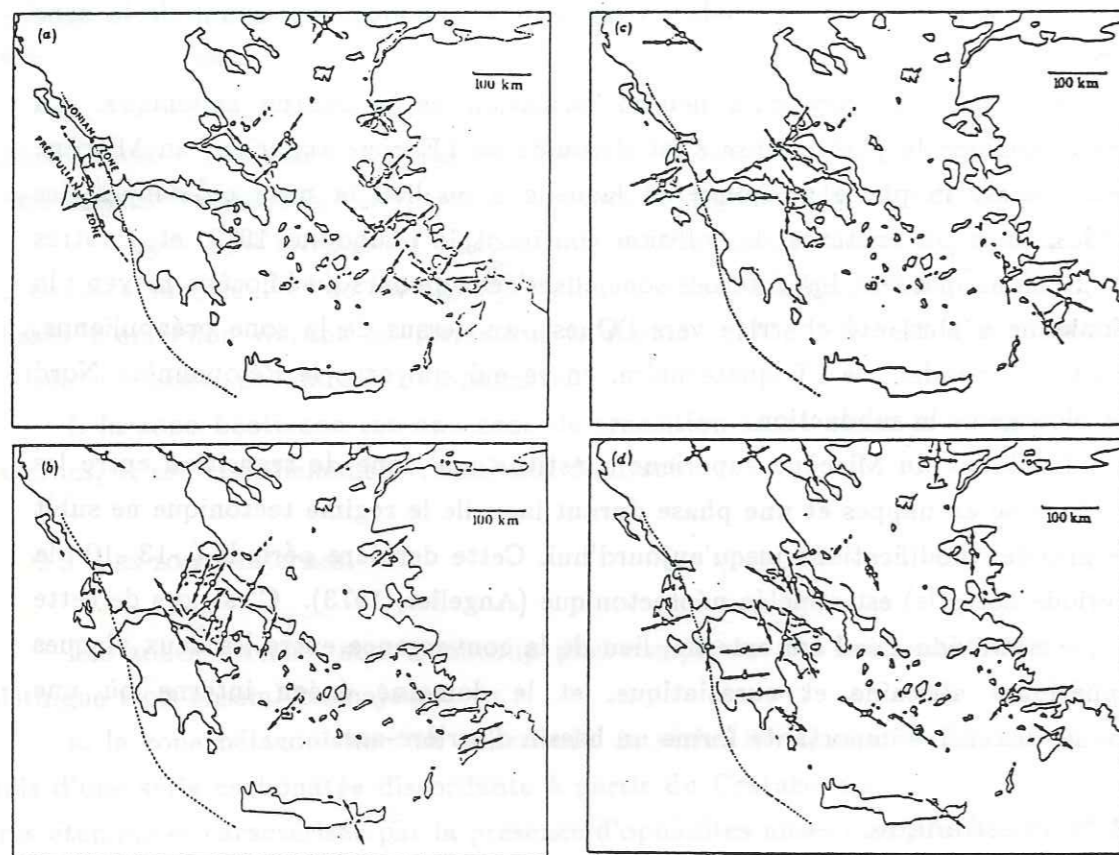
- le domaine égéen externe, limité à la région des îles ioniennes et au Nord-Ouest du Péloponnèse est soumis à un régime compressif depuis le Pliocène (Sorel, 1976).

- le domaine égéen interne déformable est soumis à un régime général extensif depuis le Miocène supérieur.

Le lecteur intéressé pourra trouver dans Mercier (1981) et Mercier et al. (1988), une description de l'évolution de ces épisodes tectoniques (Fig. 4).

Le schéma temporel des déformations varie donc selon la région considérée et sa situation par rapport au front de convergence.





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  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  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.

Fig 4 : Reconstitution des épisodes tectoniques du domaine égéen, du Miocène supérieur à l'actuel.  
(D'après Mercier (1981)).

Au niveau des îles ioniennes et du Péloponnèse nord-occidental, l'analyse des déformations a montré que le régime compressif actuel a débuté vers la limite Miocène-Pliocène, probablement simultanément à la création de la marge active (Mercier et al., 1976, 1979). Sorel (1976) et Angelier (1978) supposent que la tectonique compressive observée dans cette partie de l'arc est liée à la fin de la subduction océanique à ce niveau.

Durant cette même période, le domaine égéen interne est soumis à deux phases compressives dont les directions sont perpendiculaires (Fig 4) (Mercier, 1981).

Au Pliocène, le domaine égéen interne est largement dominé par l'extension. C'est durant cette période que se mettent en place les grands grabens subsidants du golfe de Corinthe et plusieurs bassins sédimentaires (Laconie, Messénie). Ce régime a cependant été interrompu par de courtes phases compressives au Pliocène inférieur et au Pléistocène inférieur (Mercier et al., 1976 ; Angelier, 1979).

Cette néotectonique, mise en place depuis le Miocène supérieur se poursuit dans l'arc égéen jusqu'à nos jours.

#### 4.2 Le régime actuel.

Le régime actuel est bien contrôlé par l'analyse des mécanismes au foyer (McKenzie, 1972, 1978 ; Ritsema, 1974 ; Papazachos, 1984 ; Lyon-Caen, 1988 ; Pedotti, 1988), ou les mesures de contraintes in-situ (Paquin et al., 1984).

La partie sans doute la plus simple à étudier, car la mieux définie sismiquement se situe le long des fosses helléniques: le régime compressif est matérialisé par de nombreuses failles inverses. La tectonique, dans la partie convexe de cette zone est gouvernée par la subduction (Le Pichon et Angelier, 1979 ; McKenzie, 1978). Toutefois, les mécanismes au foyer calculés et les déformations engendrées ne sont pas de même type le long des différentes fosses et se décomposent en deux unités tectoniques distinctes. Ainsi, au niveau de la fosse ionienne, la tectonique semble uniquement gouvernée par la subduction, alors qu'au niveau des fosses sud orientales de Plinie et Strabon, le mouvement comporte une composante de décrochement sénestre non négligeable (McKenzie, 1978) se traduisant par l'existence de failles en échelons à décrochement sénestre. La région ionienne, des îles ioniennes au Péloponnèse nord-occidental, est soumise à un régime tectonique compressif s'atténuant au Sud au niveau de la latitude du Magne (Mercier et al., 1972, 1976 ; Sorel, 1976 ; Lybérès, 1984). Pedotti (1988) a clairement montré dans son étude sismotectonique du Péloponnèse que la bordure compressive,



associée au blocage de la subduction s'étendait jusqu'à 200 km à l'Est de la fosse ionienne.

Dans le domaine plus interne, où les déformations sont plus complexes, le régime extensif domine. On observe cependant de fortes variations d'orientation des contraintes principales d'Ouest en Est. A l'Est de la bordure compressive du Péloponnèse occidental, l'extension est N-S, du golfe de Corinthe jusqu'au centre du Péloponnèse, puis est orientée NW-SE à E-W jusqu'à la Crète (Pedotti, 1988). Cette variation de la direction d'extension entre le Péloponnèse et la Crète est très nette au niveau du seuil de Cythère où Lyon-Caen et al. (1988) ont montré que cette zone était gouvernée par une extension EW, en contraste avec l'extension générale NS du domaine égéen.

En Crète, la direction d'extension varie de NE-SW à l'Ouest, à NW-SE à l'Est, alors qu'au niveau de Karpathos et Rhodes l'extension est de nouveau EW.

Ces directions montrent que l'arc égéen externe méridional est soumis à une extension radiale.

## 5. Principaux modèles cinématiques.

L'originalité de l'arc égéen consiste en la courbure de ses unités structurales d'Ouest en Est. On admet généralement que celle-ci s'est effectuée de manière tectonique, mais les mécanismes impliqués ne sont pas clairs.

Depuis une quinzaine d'années, le nombre croissant des données géologiques et paléomagnétiques corrélées à la répartition de la sismicité et aux mécanismes au foyer ont permis d'élaborer différentes reconstitutions cinématiques du système de convergence Afrique-Europe au niveau du domaine égéen. Ces modèles doivent intégrer la grande déformation continentale que subit le domaine égéen interne situé entre les deux grandes plaques rigides, et la subduction liée à la convergence Afrique-Europe.

Les modèles cinématiques proposés jusqu'alors sont liés à l'existence supposée de trois mécanismes moteurs qui sont :

a - Des forces horizontales externes engendrées par des mouvements horizontaux de plaques ou microplaques lithosphériques (McKenzie, 1970, 1972, 1978 ; Dewey et Sengör, 1979).

b - Des forces internes liées à un étalement gravitaire de la lithosphère (Makris, 1977 ; Le Pichon et Angelier, 1979 ; Berckemer, 1978 ; Mercier, 1981).

c - Des forces horizontales dans l'asthénosphère affectant la lithosphère sus-jacente (Papazachos, 1986 ; Makris, 1978 ; McKenzie, 1978).

d - Des forces liées au retrait du slab (Le Pichon, 1979).

Nous présentons ci-dessous une brève revue de ces modèles.

### 5.1. Modèle de microplaques rigides McKenzie (1978) (Fig. 5)

Ce modèle est fondé sur la théorie de la tectonique des plaques et repose sur l'étude des mécanismes aux foyers, la structure thermique du domaine et des images satellitaires Landsat. McKenzie (1978) propose que les déplacements relatifs de cinq plaques et microplaques soient responsables de l'activité sismique du domaine égéen. La plaque arabique, en collision avec la plaque eurasiatique expulse la microplaque turque vers l'Ouest, qui elle-même déplace la microplaque égéenne vers le Sud-Ouest. L'extension en surface, qui se traduit par un amincissement de moitié de l'épaisseur crustale et un flux de chaleur élevé, serait gouvernée par des courants de convection à la base de la lithosphère. La subduction compense l'extension par absorption de lithosphère méditerranéenne au niveau de l'arc hellénique.

Les valeurs du taux de convergence trouvée par McKenzie (1978) de 7 cm/an et par Jackson et McKenzie (1988) de 10 cm/an dont 7 cm proviennent de l'extension égéenne, sont très supérieures à celles de Le Pichon et Angelier (1979). En supposant un taux constant, l'âge du début de subduction serait d'environ 5 Ma.

Ce modèle explique la plupart des mécanismes au foyer au nord, au niveau de la faille nord-anatolienne et au sud au niveau de l'arc hellénique où elle décrit les directions de déplacements et où les déformations sont peu importantes. Les déformations intraplaques ne pouvant être expliquées par les contraintes horizontales agissant aux limites de plaque, McKenzie (1978) introduit dans son modèle des forces agissant à la base de la lithosphère pour les expliquer.

Jackson et McKenzie (1988), comparant les taux de déformation déduits des tenseurs du moment sismique aux taux de déformation déduits des rotations entre plaques autour des pôles eulériens, estiment qu'au niveau de la fosse hellénique active, 10 % seulement de la déformation de la croûte supérieure est cassante et donc sismique, le reste s'effectuant par fluage.

### 5.2. Modèle en rotation Le Pichon et Angelier (1979) (Fig. 6)

La reconstitution cinématique de ces auteurs est basée sur une analyse des mécanismes au foyer établis par McKenzie (1972, 1978) et Ritsema (1974). Ils observent que les vecteurs glissement des mécanismes situés le long de l'arc externe



ont un azimut de plus en plus faible d'ouest en est. En supposant une plaque rigide (ici, le domaine égéen) dont la limite est matérialisée par le fossé hellénique, la variation azimutale de la projection horizontale des vecteurs glissement observés le long de l'arc externe peut correspondre à une rotation autour d'un pôle eulérien. Ils estiment ainsi que le pôle de rotation se situe dans l'Adriatique sud vers  $40^{\circ}$  N  $18^{\circ}$  E.

La profondeur maximale de la plaque plongeante et le plongement de celle-ci déterminés par la distribution de la sismicité intermédiaire amènent ces auteurs à penser que la convergence Afrique-arc hellénique peut être modélisée par une rotation rigide antihoraire de  $30^{\circ}$  de la plaque africaine autour du pôle prédéfini. Ce modèle implique une longueur de plaque subduite d'environ 280 km au niveau du Péloponnèse et de 500 km à l'extrémité orientale (Fig 6a).

Ces auteurs estiment un taux de subduction de  $2.3^{\circ}$ /Ma impliquant pour leur modèle un taux de 1 cm/an à l'extrémité occidentale et de 4 cm/an à l'est, sous Rhodes. En supposant ce taux constant, le début de la subduction remonterait à 13.5 Ma.

Par composition avec le déplacement Afrique-Europe, le déplacement de l'arc hellénique par rapport à l'Europe correspond à une rotation d'environ  $30^{\circ}$  autour d'un pôle situé en  $40.7^{\circ}$  N- $20.7^{\circ}$  E. Ils supposent ainsi que la subduction et l'extension du domaine égéen sont étroitement liées (Le Pichon et Angelier, 1981). La vitesse de déplacement de l'Egée vers l'Afrique étant de 4 cm/an, la vitesse de convergence Afrique-Europe de 1 cm/an, le seul mouvement possible résulte en un déplacement vers le sud, responsable de l'extension. Le mécanisme serait lié à une force gravitationnelle due à un "appel au vide" du matériel égéen par suite du retrait du slab (Le Pichon, 1979). On peut noter que ce modèle s'accorde bien avec l'extension générale post-miocène.

### 5.3. Modèle de Papazachos et Comninakis (1986) (Fig. 7 et Chapitre I Fig. 1-1).

Ces auteurs déterminent, par analyse de leur catalogue de sismicité, une géométrie symétrique en forme d'amphithéâtre du plan de Benioff (1972, 1980). A partir des mécanismes aux foyers, de la répartition hypocentrale de la sismicité, ces auteurs proposent un modèle faisant appel à des forces convectives sous la lithosphère égéenne.

Ils supposent que les lithosphères méditerranéenne et égéenne sont séparées par une région à faible facteur de qualité Q, où s'exercent des courants de

convection. Des forces horizontales à la base de la lithosphère causent l'extension, fragilisent le domaine et permettent l'ascension de matériel mantellique.

### 5.4. Autres modèles.

Makris (1976, 1978) propose un modèle thermique dans lequel un dôme thermique de matériel mantellique léger serait responsable d'une élévation de la lithosphère égéenne de plusieurs kilomètres, qui s'étendrait alors par étalement gravitaire.

Brunn (1976) propose un modèle à déformation continue consistant en une contrainte EW agissant depuis l'Eocène, entraînant une éjection radiale du matériel orogénique.

Tapponnier (1977) propose un modèle de plaque déformable à comportement rigide plastique faisant intervenir un double poinçonnement de l'Eurasie par la plaque arabe à l'Est et apulienne à l'Ouest. Les déformations de la plaque eurasiatique s'effectuent le long des lignes de glissement. Il explique l'extension par l'existence de forces horizontales dans la lithosphère dues au poinçonnement.

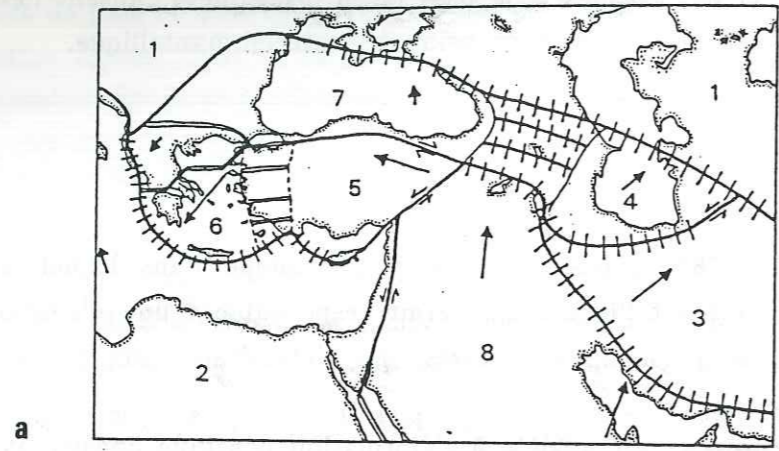
### 5.5. Les apports du paléomagnétisme.

La plupart des modèles précédemment exposés ne tiennent pas compte des données paléomagnétiques, les premiers travaux effectués dans ce domaine datant de 1982 (Laj et al., 1982). Ces travaux et ceux de Kissel et al. (1987) apportent des éléments de réflexion nouveaux et permettent de considérer la déformation rotationnelle le long de l'arc.

En interprétant les données obtenues sur 260 sites, ces auteurs proposent une double rotation depuis le Miocène (Fig. 8). Durant le Miocène moyen, deux rotations de sens opposés (horaire à l'Ouest, antihoraire à l'Est) affectent l'arc, initialisent sa courbure et donnent l'orientation actuelle des structures à l'Est. Au Pliocène, une seconde rotation horaire affecte uniquement la partie occidentale de l'arc.

Cette hypothèse d'une double rotation est compatible avec les données géologiques, indiquant l'existence de deux systèmes orogéniques distincts : l'arc ionien-lycien et l'actuel arc hellénique. Ces auteurs proposent une interprétation différente pour chacune des rotations. La rotation Miocène est interprétée en terme de déformation continue comme Tapponnier (1977), Brunn (1976), mais l'âge de





a



b

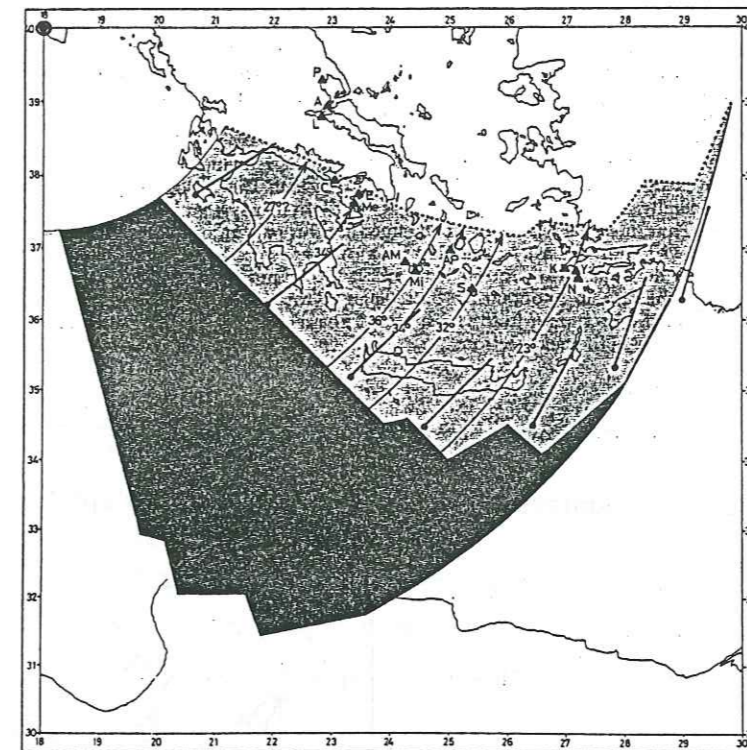
Figure 5 a: Modèle à petites plaques rigides déduit de la répartition de la sismicité et des mécanismes au foyer. (D'après Mc Kenzie, 1972)

Plaques eurasiatique(1), africaine(2). Petites plaques iranienne(3), sud-caspique(4), turque(5), égéenne(6), Mer Noire(7), arabique(8).

Le double trait indique les limites de plaques en extension, le trait barbelé les limites en compression et le trait simple les failles transformantes.

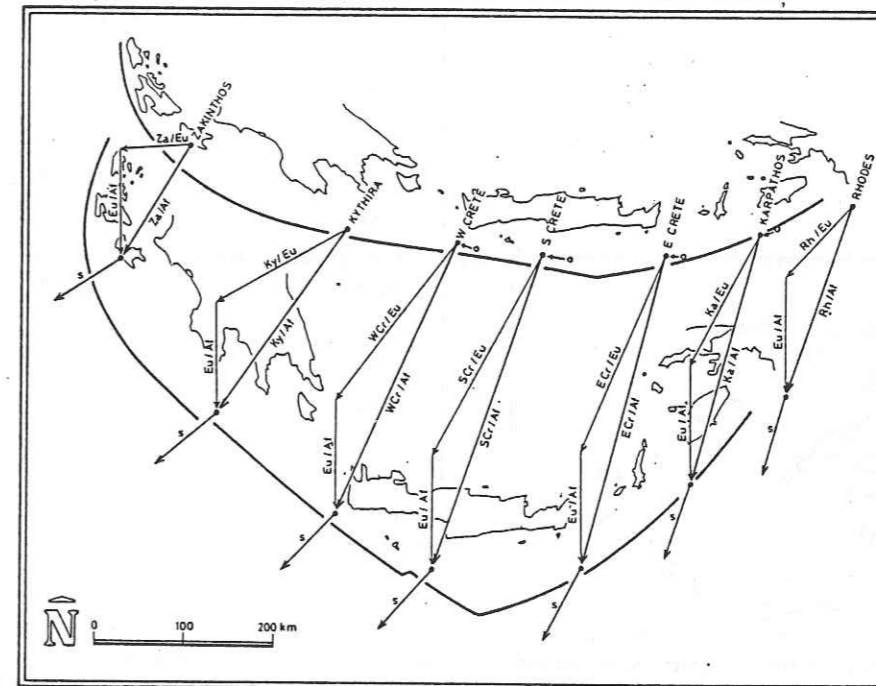
b: Résumé des déformations dans le domaine égéen. (D'après Mc Kenzie, 1978)

Ligne avec demi-cercles: chevauchement; ligne barbelée: faille normale; grande flèche: mouvement entre Egée et Afrique.



a

Calculated extent of sinking slab for a 30° rotation around the 40°N 18°E pole (filled circle). Dark grey pattern indicates the equivalent amount of oceanic lithosphere. Average dips of the slab used for computation are indicated on arc of small circles. P = Porphyryon—Thebe—Zileria volcanoes; A = Achilleion; L = Likhades—Agios Ioannis; C = Crommyonia—Isthmus; E = Aegina; Me = Methana—Poros; AM = Antimilos; Mi = Milos; AP = Antiparos; S = Santorini = Thira; K = Kos; Y = Yali; N = Nisiros;



b

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 6 a: Carte représentant l'étendue et le mouvement de la plaque plongeante correspondant à une rotation autour d'un pôle 40°N 18°E. (D'après Le Pichon et al., 1979).

b: Reconstitution du mouvement de l'arc hellénique depuis 13 m.a. (D'après Angelier et al., 1982).



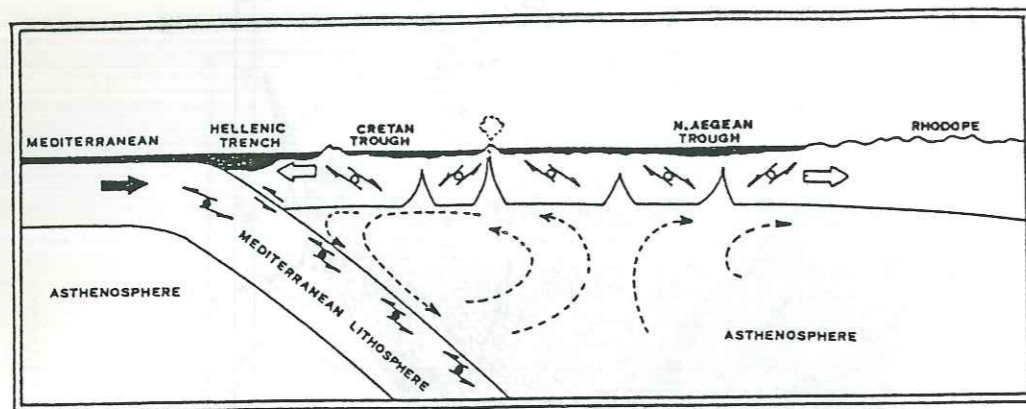
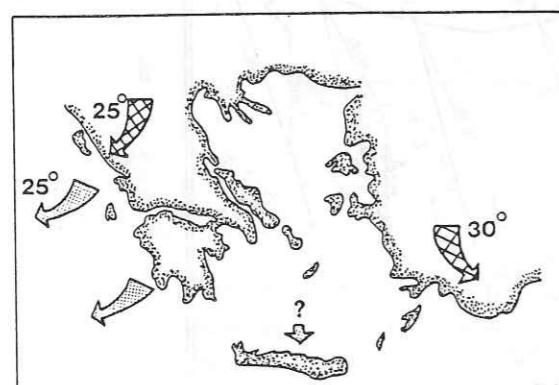
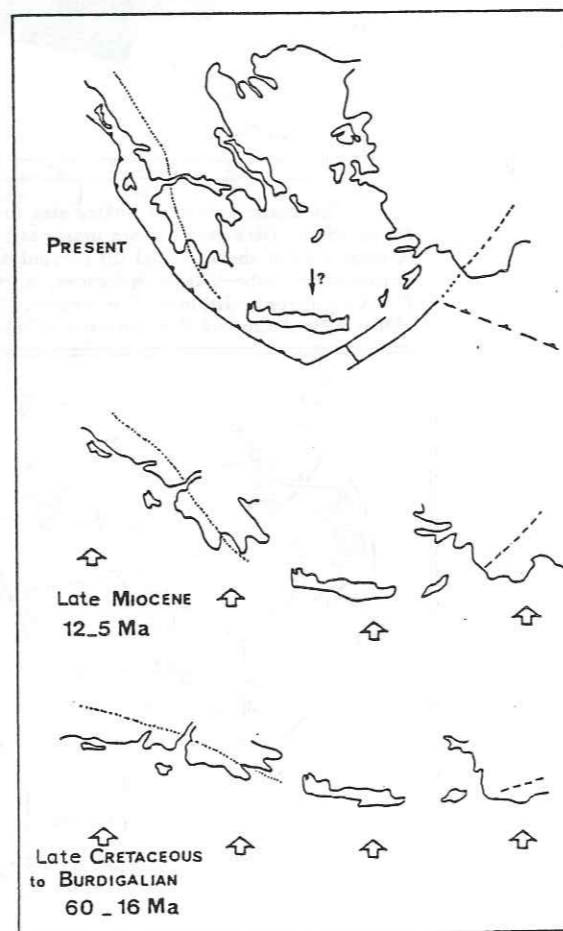


Figure 7 : Modèle géodynamique pour la région égéenne. (D'après Papazachos et Comninakis, 1978).



Schematic map showing the geographical extension and the timing of the two rotational phases documented by the paleomagnetic studies. While rotations of opposite sense occur in the Middle Miocene at the two terminations of the arc, the Plio-Quaternary rotation only affects its western part. Dotted symbols—Middle Miocene rotation; shaded symbols—Plio-Quaternary rotation.



Evolution of the curvature of the Aegean arc during the Cenozoic. The large white arrows illustrate the northward drift of Aegea since at least Early Paleocene to Middle Miocene times. The dotted line represents the Pindus overthrust and the dashed line, the front of the Lycian nappes. These two lines are drawn as a visual support for the paleo-orientation of the structures at the two terminations of the arc. The original arc was almost rectilinear and trending E-W.

Figure 8 : Mouvements et rotations de l'arc hellénique depuis le Tertiaire. (D'après Kissel et Laj, 1988).

l'acquisition de la courbure est plus récent que celui proposé pour ces modèles. La rotation Pliocène-Quaternaire est-elle mieux décrite par le mouvement d'une plaque semi-rigide autour d'un pôle situé dans l'Adriatique comme l'ont proposé Le Pichon et Angelier (1979) ? A la différence de ces derniers, Kissel et Laj (1987) datent le début de la rotation à la limite Miocène Pliocène (5.5 Ma) et montrent que la rotation affecte les régions de Corfou et d'Épire situées plus au nord.

### 5.6. Age de la subduction.

Le Pichon et Angelier (1979) à partir de l'âge du matériel volcanique le plus ancien déterminé à 2,7 Ma, de la profondeur actuelle de la plaque plongeante, et en supposant que la limite de la plaque plongeante se trouvait à la verticale de l'arc volcanique à cette époque, trouvent que la rotation correspondante serait de 24° au lieu des 30° du modèle, ce qui implique une rotation de 2,2° pour les derniers 2,7 Ma. En supposant ce taux de rotation constant depuis l'origine de la rotation, ils proposent donc un âge de début de subduction de 13,5 Ma correspondant à une rotation totale de 30°.

Cet âge est très controversé, notamment par les résultats paléomagnétiques de Laj et al. (1982) qui montrent que la partie occidentale, les îles ioniennes et le Péloponnèse ont subi leur rotation durant les 6 derniers millions d'années.

Mercier (1981) propose une origine maximale de 7 Ma, Jackson et McKenzie (1988) de 5 Ma, s'accordant mieux avec les résultats paléomagnétiques.

Plus récemment, les résultats de Spakman (1988), à partir d'une étude tomographique basée sur 500 000 temps de première arrivée des bulletins ISC, montrent une zone à plus forte vitesse ayant la forme de la subduction jusqu'à 600 kilomètres de profondeur, donnant un âge du début de subduction de 40 Ma à 26 Ma.



## II Structure profonde.

L'essentiel de notre travail concerne l'étude de la structure profonde sous le Péloponnèse. Nous présentons dans ce chapitre l'état actuel de la structure profonde du domaine égéen, basé sur différentes données géophysiques.

### 1. La structure de vitesse.

Différentes approches permettent d'étudier la structure de vitesse, selon la nature des données et des méthodes que l'on utilise. Dans le domaine égéen, plusieurs profils sismiques ont été réalisés depuis les années 70. Il s'agit de grands profils de sismique réfraction (réalisés de 1971 à 1974), et de profils de sismique réflexion surtout réalisés le long de l'arc hellénique et en mer Egée.

#### 1.1 Sismique réfraction.

L'analyse des temps de trajet des ondes réfractées permet de déterminer la vitesse dans les différentes couches de la croûte, la vitesse sous le Moho et la profondeur de ce dernier. Makris (1977, 1978) a proposé un modèle de vitesse pour trois profils de sismique réfraction (Fig. 9). Au niveau du Péloponnèse, l'épaisseur maximale de croûte est de 46 km. Cette épaisseur varie brusquement à l'Ouest du Péloponnèse de 46 km à 26 km en moins de 10 km de distance à l'Est de la baie de Kiparissia, alors qu'elle s'amointrit beaucoup plus progressivement à l'Est. Papazachos et Comninakis (1978), en se basant sur des mesures de sismique réfraction et réflexion, la dispersion des ondes de surface et des données gravimétriques, proposent une épaisseur moyenne de la croûte de 22 km en Méditerranée orientale.

Le modèle de vitesse de la croûte qui explique le mieux les données est un modèle à gradient de 0.025 km/s par km, la vitesse des ondes P augmentant de 6 km/s à 5 km de profondeur à 7 km/s à 40 km de profondeur. Selon Makris (1977), il n'y aurait aucune interface bien marquée dans la croûte.

Pour le manteau supérieur, Makris (1978) trouve une vitesse de 7.8 km/s à 8

km/s et un contraste de vitesse croûte inférieure-manteau supérieur de 0.7 km/s à 1 km/s. Enfin, cet auteur identifie sur plusieurs traces des arrivées tardives attribuées à des réflexions sur un réflecteur subcrustal. Pour les expliquer, il propose l'existence d'une couche à moindre vitesse entre 35 et 65 km de profondeur surmontant le réflecteur subcrustal, à partir duquel la vitesse des ondes P pourrait être de 8.5 km/s.

#### 1.2 Sismique réflexion.

Les travaux de sismique réflexion permettent de déterminer la bathymétrie et l'éventuelle présence de réflecteurs crustaux.

De nombreuses campagnes menées par le laboratoire de géodynamique sous marine de Villefranche-sur-Mer ont permis de déterminer la structure de la ride méditerranéenne et des fossés helléniques, et d'en étudier la tectonique (Le Quellec, 1979 ; Le Pichon et al., 1982 ; Le Cleac'h, 1984). La structure sous la mer Egée a également été étudiée (Martin, 1987).

#### 1.3 Résultats issus des anomalies de propagation des ondes sismiques.

##### a. Le manteau supérieur.

Agarwal (1976) utilise 1 000 télé-séismes enregistrés par le réseau permanent grec, et trouve que les arrivées présentent un délai moyen de + 2 secondes. Il suggère que sous le domaine égéen, le manteau supérieur est chaud et en expansion, et donc que la vitesse et la densité sont plus faibles que la normale.

Gregersen (1977) a étudié les anomalies de propagation de séismes turcs et grecs enregistrés sur les côtes du Groenland. Malgré une forte dispersion des données, il suggère que le manteau est hétérogène sous l'Egée. Il trouve d'autre part que les séismes situés entre Karpathos et Rhodes engendrent systématiquement des résidus négatifs que l'auteur suppose liés à l'existence d'une plaque plongeante à forte vitesse.

Jacoby et al. (1978) ont étudié la structure de vitesse dans le manteau à partir des résidus des temps de trajet d'ondes P issues de télé-séismes. Ils interprètent également les variations latérales de vitesse en terme de propriétés tectoniques. Les résidus de temps de trajet qu'ils calculent sont compatibles avec la présence d'une plaque plongeante à forte vitesse, surmontée par un manteau supérieur à faible vitesse.

Cette anomalie de vitesse dans le manteau supérieur a encore été confirmée par Papadopoulos (1988) dans l'arc hellénique occidental.



Cette anomalie de vitesse dans le manteau semble donc bien déterminée. Ce résultat est à prendre en considération, car il est probable que les séismes localisés sur la plaque africaine, se situent en réalité plus au Nord, au niveau des fossés voire au delà.

#### b. Inversions de temps d'arrivées.

Au niveau régional, Christodoulou et Hatzfeld (1988) ont réalisé une inversion des temps d'arrivée de télé-séismes enregistrés par le réseau permanent grec.

Spakman (1988) a effectué une inversion d'un demi million de temps d'arrivée de séismes grecs et des régions avoisinantes. Les résultats qu'il obtient au delà de 40 km de profondeur montrent clairement la présence d'une plaque plongeante à forte vitesse, jusqu'à 200 km de profondeur. Cette plaque semble se poursuivre plus profondément, mais la faible résolution des blocs des couches profondes ne permet pas de l'affirmer.

## 2. Gravimétrie.

Selon Makris (1984), le champ de gravité dans la chaîne hellénique est contrôlé par deux phénomènes tectoniques majeurs. L'un lié aux charriages du Tertiaire, l'autre propre au domaine égéen interne.

En Grèce occidentale, où les reliefs sont élevés et les chaînes de montagnes sont en position allochtone, l'anomalie de Bouguer est négative et de direction NNW-SSE.

La seconde structure gravimétrique majeure est celle de la mer Egée où l'anomalie est positive depuis les côtes (160 mGal en mer de Crète). La Crète montre également des anomalies positives entre 40 et 80 mGal. Cet auteur souligne la très bonne corrélation entre la structure en nappes, les accidents majeurs et les anomalies gravimétriques dans les zones internes ; cette corrélation est beaucoup moins nette dans les zones externes, soumises à un régime tectonique compressif.

La morphologie des fortes anomalies en Grèce occidentale se corréle bien avec les trois zones tectoniques suivantes : au niveau des îles de Corfou et de Paxos dans le Nord, de Levkas et de Céphalonie et enfin dans les îles de Zante, des Strophadès et dans le Péloponnèse Nord-occidental.

En corrélant les mesures gravimétriques à la géologie et la tectonique, l'auteur apporte les remarques suivantes :

- si la zone préapulienne a été décollée de son substratum, son étendue est très réduite.

- la zone ionienne et la zone de Gavrovo ont été décollées de leur substratum

et ont été charriées au delà de la limite Est de la zone préapulienne. Le décollement majeur a dû s'effectuer sur le niveau d'évaporites et d'anhydrites des zones ioniennes et de Gavrovo. Enfin, les zones où la tectonique est complexe (Zante et Céphalonie) semblent se prolonger à l'Est au niveau des grabens des golfes de Patras, Corinthe et Saronique.

## 3. Atténuation des ondes sismiques.

Delibasis (1982) a été le premier à travailler sur l'atténuation des ondes sismiques dans le manteau supérieur.

Hashida et al. (1988) ont calculé l'atténuation tridimensionnelle sous les régions égéennes par une technique d'inversion des intensités sismiques. Ils trouvent que les régions où le facteur de qualité est faible, correspondent aux régions sismiquement actives, aux zones de grabens et aux régions volcaniques, alors que les régions où l'atténuation est plus faible, correspondent aux zones de séismes intermédiaires.

## Résumé et perspectives

Il apparaît dans cette présentation du domaine égéen, qu'une connaissance précise de la géométrie de subduction est d'un intérêt primordial pour l'étude de la cinématique de ce domaine.

Nous proposons dans le chapitre suivant (1) une étude de la répartition en cartes et coupes de séismes bien localisés, afin de définir une géométrie de subduction précise et de tester les modèles, (2) une analyse des vecteurs glissements des séismes situés le long de l'arc afin d'étudier la cinématique.

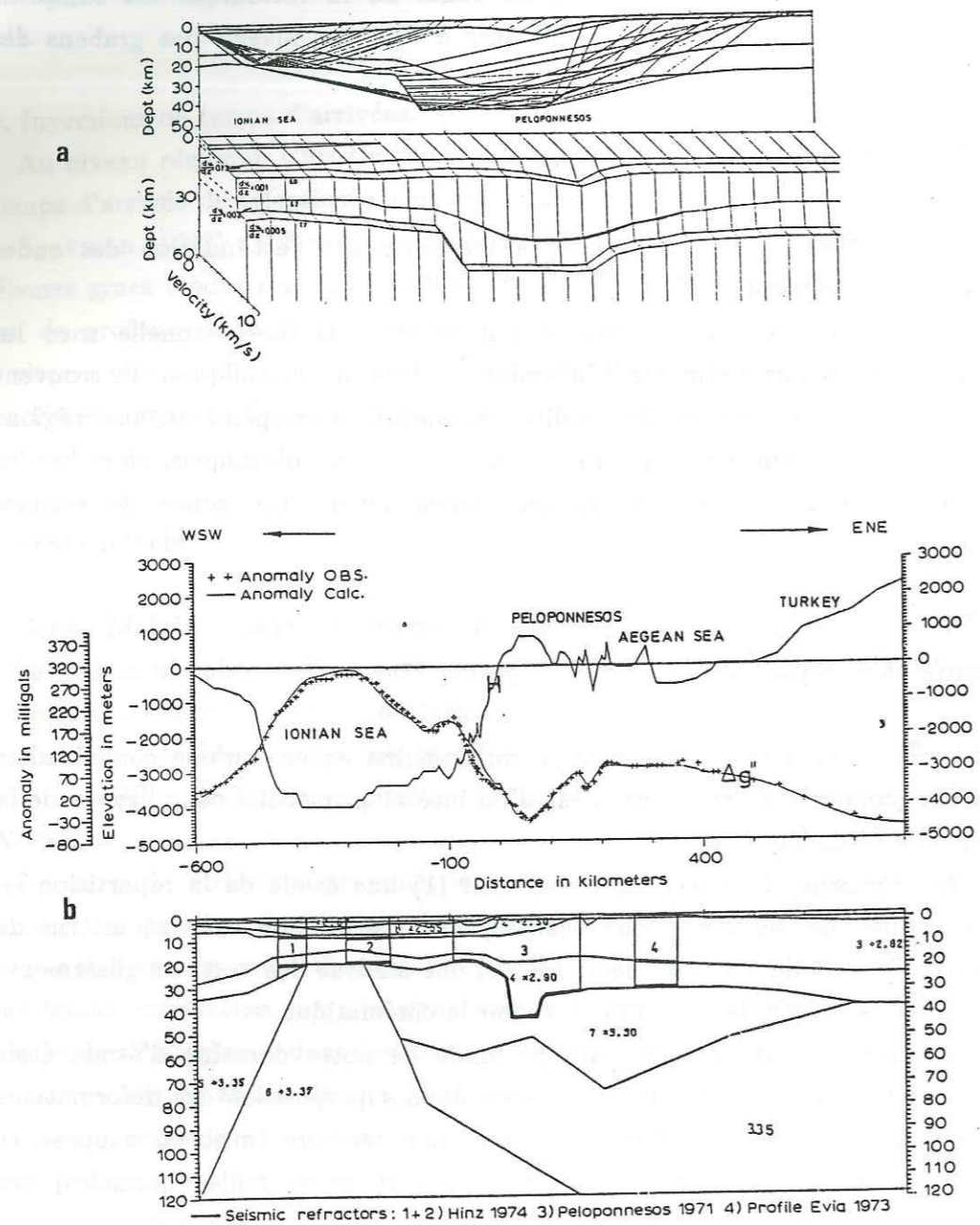
Nous avons vu que la structure profonde de notre domaine d'étude était complexe. Cette complexité résulte d'une part de la superposition des déformations de deux régimes tectoniques différents [compression tertiaire (mise en nappes), et extension générale post-Miocène (formation des grabens et failles normales), et d'autre part de la présence de la subduction.

Nous étudierons cette structure suivant deux approches :

- l'une en effectuant une inversion à trois dimensions des temps de trajets de séismes locaux, afin de déterminer la structure en vitesse (chapitre III).

- l'autre en effectuant une régionalisation du facteur de qualité de ces mêmes séismes, afin de déterminer la structure en atténuation (chapitre IV).





density model between the Malta shelf and Turkey. Heavy lines indicate the seismically obtained sections. Lateral variations of density in the upper mantle were introduced in order to adjust the computed to the observed gravity Bouguer values.  $H$  = topography,  $\Delta g''$  = Bouguer gravity anomaly.

Fig 9 : Modèle de la structure à deux dimensions sous le domaine égéen, obtenu à partir de données sismiques et gravimétriques.

a: Profil sismique WSW-ENE et structure de vitesse.

b: Anomalie gravimétrique et structure de densité.

(D'après Makris (1976)).

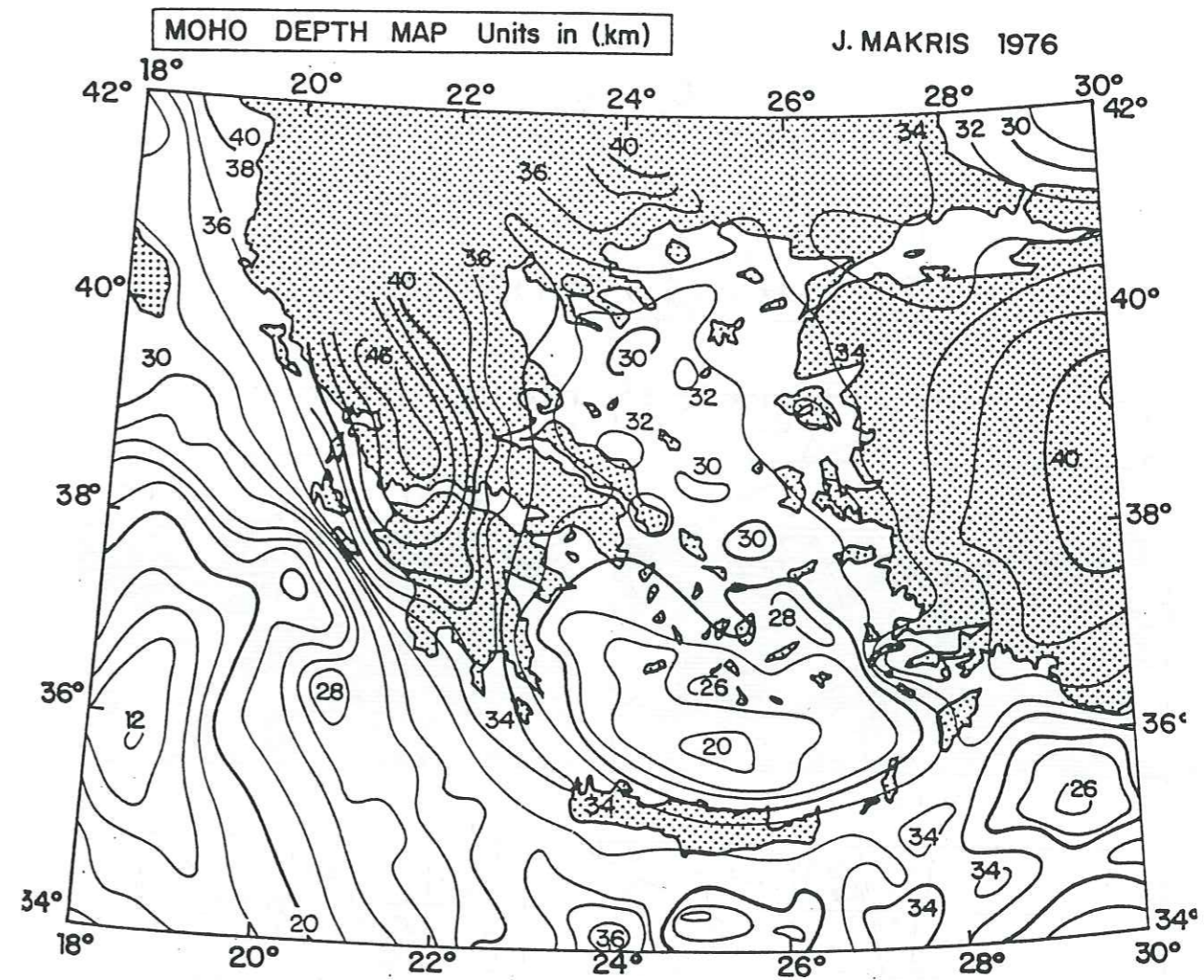
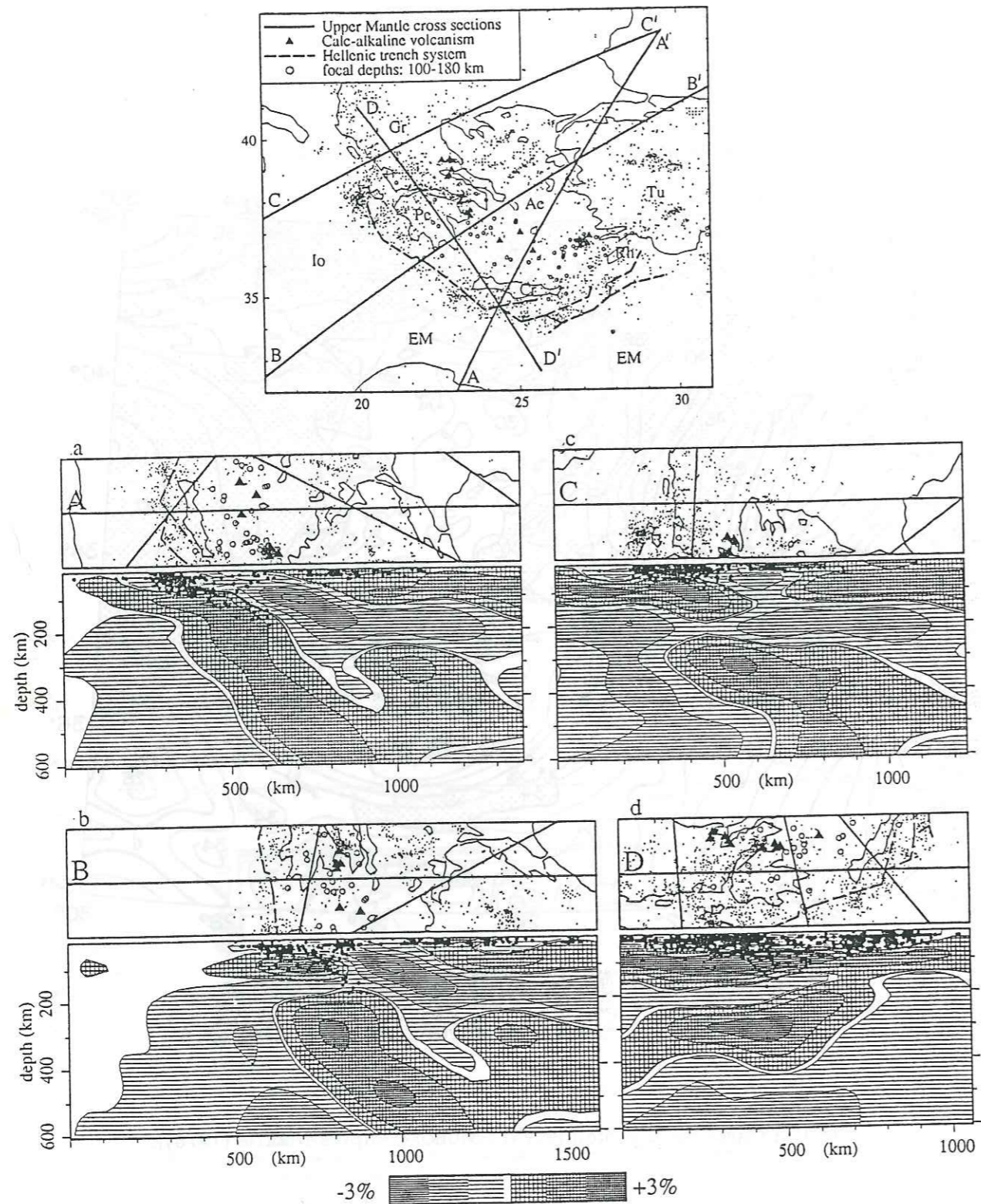


Fig 10 : Carte de la profondeur du Moho. (D'après Makris (1976)).



## II - GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DE LA SUBDUCTION EGEEENNE



Tomographic images of the Aegean/Eastern Mediterranean Upper Mantle in cross section. For the locations of the sections in map view see Fig. 1. 2a-d show the inferred structure in sections AA', BB', CC', DD', respectively. The upper panels in a-d display a small location map for orientation. For the explanation of symbols and lines see key in Fig. 1. The lower panels display the inferred P-wave velocity heterogeneity. The contouring is made in percentages of the ambient Jeffreys-Bullen Upper Mantle velocity (see legend). Cross(horizontal) hatching indicates positive(negative) anomalies. Regions with poor spatial resolution are not contoured (large white areas). The interval -0.1%/+0.1% is also indicated in white. The horizontal and depth axes are in km, without vertical exaggeration. Black symbols indicate the projection of hypocenters with  $M > 4$  that are located within 100 km from the plane. The width of the location map is 3 degrees.

Fig 11 : Tomographie de la structure de vitesse sous le domaine égéen.  
(D'après Spakman et al. (1988)).



## I Introduction

Tous les chercheurs ayant travaillé sur le domaine égéen sont actuellement d'accord sur le fait que l'arc hellénique constitue le front de convergence entre les plaques lithosphériques africaine et eurasiatique, avec subduction de la plaque Afrique sous la plaque Egée. Les avis sont cependant très partagés quant à la morphologie de la plaque plongeante et aux mécanismes moteurs qui la régissent.

Dans toute zone de subduction, les séismes intermédiaires et profonds définissent la plaque plongeante (Oliver et Isacks, 1967). Un des moyens les plus aisés pour définir une telle zone consiste à étudier la représentation spatiale de la sismicité sur une durée aussi grande que possible.

En ce qui concerne l'arc égéen, on se heurte au problème de l'hétérogénéité des données et à leur mauvaise précision (Makropoulos et Burton, 1981). Les divergences d'opinions sur la géométrie de la zone de subduction égéenne proviennent en partie de la faible précision sur les solutions hypocentrales que fournissent les agences sismologiques, notamment avant la création de l'I.S.C. (International Seismological Center) en 1963. Certains auteurs ont étudié la répartition de la sismicité de ce siècle, sans jamais sélectionner les événements en fonction de la qualité de leur localisation. Les dimensions de la zone de subduction sont relativement faibles : la longueur de plaque plongeante est d'environ 290 km (Richter et Strobach, 1978) et la profondeur maximale des séismes de 180 km.

Comninakis et Papazachos (1972, 1980) ont proposé une forme d'amphithéâtre symétrique pour la plaque plongeante (Fig. 1-1), alors que Makropoulos et Burton (1984) suggèrent un approfondissement de l'activité sismique dans la région orientale (Fig. 1-2).

Cependant, si l'on désire obtenir une image réaliste de la géométrie de la subduction, il faut se fixer un seuil minimal de précision sur les paramètres hypocentaux.

Dans ce chapitre, notre but est de constituer une base de données suffisamment fiable à partir des localisations calculées par l'I.S.C. et de déterminer les caractéristiques tectoniques profondes du domaine égéen par analyse de la sismicité en carte et sur des coupes adaptées aux différents modèles dynamiques et cinématiques proposés durant les quinze dernières années.



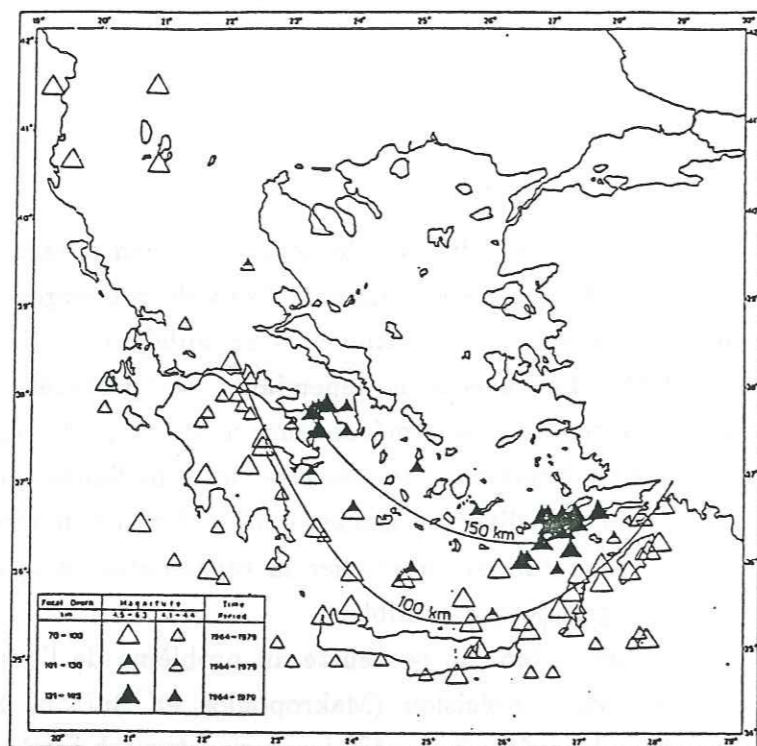


Figure 1-1 : Carte des séismes intermédiaires enregistrés par un minimum de 26 stations. Géométrie de la zone de subduction. (D'après Papazachos et Comninakis, 1980).

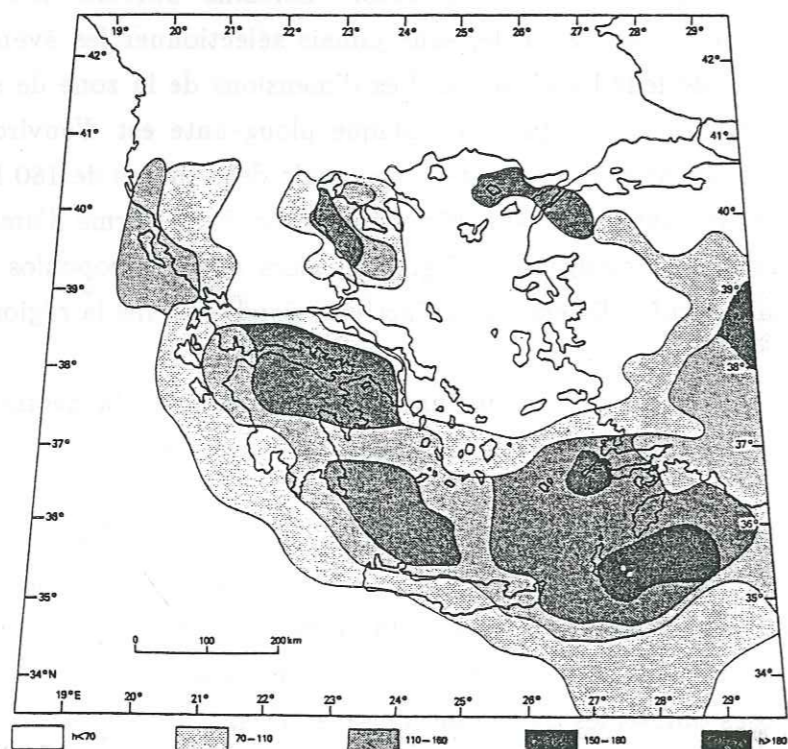


Figure 1-2 : Carte de la zonation isobathe obtenue par analyse de coupes transversales à partir du catalogue de Makropoulos et Burton, 1981. (D'après Makropoulos et Burton, 1984).

Les cartes de sismicité sont représentatives de l'activité sismique d'une région pour une période donnée. Elles constituent un moyen rapide et visuel pour représenter les informations contenues dans les bulletins sismologiques: on peut ainsi dessiner des cartes de magnitudes, de profondeurs, etc.

Les coupes sont utiles pour représenter la distribution des séismes en profondeur, mais ne constituent qu'un outil de travail pour calculer les plongements ou la longueur de plaque suivant une direction particulière.

La répartition de la sismicité nous donne la géométrie ou la morphologie de la zone de subduction. Les mécanismes au foyer et donc les vecteurs glissement donnent la cinématique le long de cette discontinuité. Nous examinerons donc les vecteurs glissement disponibles dans la littérature (McKenzie, 1972, 1978 ; Ritsema, 1974 ; Dziewonski, 1980-88), afin de mieux contraindre cette cinématique.



## II Répartition de la sismicité.

### 1. Les travaux antérieurs.

Depuis Gutenberg et Richter (1954), qui les premiers ont montré que la sismicité définissait bien la fosse hellénique et ont suggéré la présence d'une plaque plongeante au niveau de l'arc égéen, de nombreux auteurs ont constitué leur propre catalogue, d'une part pour étudier la distribution de la sismicité et surtout pour étudier le risque sismique par analyse statistique des données.

D'un point de vue historique, les déterminations hypocentrales antérieures à 1900 reposent sur des informations d'origine macrosismique telles que l'étendue de dégâts, les témoignages de la population. Les localisations déterminées à partir de tels renseignements présentent un intérêt, essentiellement dans le cadre d'études sur le risque sismique, mais elles ne sont pas suffisamment précises pour être utilisées dans le cadre de notre étude.

Depuis le début du vingtième siècle, les localisations des séismes sont gérées par des agences sismologiques (ISS 1917-1963 ; ISC 1963-actuel ; USGS) et les données peuvent être obtenues en consultant les bulletins de ces agences, ou en consultant les données d'observatoires nationaux comme l'Observatoire d'Athènes.

Au cours du temps, la qualité des localisations s'est beaucoup améliorée, notamment en raison du matériel électronique utilisé, de plus en plus performant, et de l'augmentation de la densité des réseaux mondiaux ou régionaux.

Les catalogues constitués pour l'ensemble du siècle présentent donc des localisations de différentes qualités, l'évolution de la précision des données ayant suivie celle des progrès techniques. La plupart de ces catalogues sont constitués de localisations issues de diverses agences n'utilisant ni les mêmes récepteurs, ni les mêmes tables de temps de propagation, ni les mêmes corrections horaires, ce qui pose un problème d'homogénéité des données, et conduit à des interprétations fort différentes.

Nous présentons ci-dessous un bref historique des travaux effectués sur la répartition de la sismicité subcrustale et intermédiaire, et de leurs implications sur la géométrie de la zone de subduction.

- Caputo et al. (1970) ont sélectionné 60 séismes intermédiaires issus du catalogue de Rothé (1969) dont les sources sont essentiellement d'origines

macrosismiques et donc peu précises ( $\pm 100$  km) ; en projetant ces séismes répartis dans l'ensemble du domaine égéen sur un unique plan de coupe orienté NNE-SSW, ils en déduisent l'existence de la subduction pentée de  $35^\circ$  vers le NNE.

- Beuzart (1972) a constitué un catalogue à partir de données issues des catalogues de Gutenberg et Richter (1954) pour la période de 1904 à 1953, de Rothé (1969) de 1954 à 1963, des bulletins ISC de 1964 à 1967 et de l'USCGS de 1968 à 1971. La précision sur la position hypocentrale varie de  $0.1^\circ$  à  $5^\circ$ , cet auteur n'ayant effectué aucune sélection sur les données. Une série de coupes centrées sur le point de coordonnées  $38^\circ$  N- $25^\circ$  E montre une zone de subduction diffuse sans variations de pendage d'Ouest en Est.

- Comninakis et Papazachos (1972) proposent un catalogue couvrant la période de 1901 à 1971.

De 1901 à 1963, les localisations reposent sur des informations soit macrosismiques, soit instrumentales, soit sur les deux types d'informations. La précision affichée sur les épicentres est meilleure que 30 km et les profondeurs ne sont spécifiées que pour les séismes intermédiaires ( $z \geq 70$  km). De 1963 à 1971, les localisations proviennent des bulletins ISC. La précision sur la profondeur est du même ordre de grandeur que précédemment ( $\leq 30$  km), mais parfois plus mauvaise.

Afin de conserver une précision identique sur les localisations, ils sélectionnent les événements dont la magnitude est supérieure à une magnitude donnée pour une période donnée. Ils ne retiennent ainsi que les événements pour lesquels:  $M \geq 6$  de 1901 à 1910;  $M \geq 5.4$  de 1911 à 1949;  $M \geq 5$  de 1950 à 1963 et  $M \geq 4.5$  de 1964 à 1971.

Papazachos et Comninakis concluent à l'existence d'un plan de Benioff en forme d'amphithéâtre (Fig. 1-1).

Dans une étape ultérieure, Comninakis et Papazachos (1980) confirment leur résultat en n'utilisant que les séismes des bulletins ISC de 1964 à 1977 et des bulletins NEIS de 1978 à 1979. Ils ne conservent que les séismes dont la profondeur est supérieure à 70 km, la magnitude supérieure à 4, le critère de sélection reposant sur le nombre de stations d'enregistrement (un minimum de 26 stations est requis). La précision affichée est celle fournie par les erreurs standards données par l'ISC: l'erreur moyenne sur les trois coordonnées hypocentrales est inférieure à 10 km.

Notons que Panagiotopoulos et al. (1984), à partir de ces mêmes données complétées jusqu'à l'année 1984, en utilisant le même critère du minimum de 26 stations, confirment l'hypothèse de la forme d'amphithéâtre de la subduction en réalisant des coupes perpendiculaires au fossé. Papadopoulos et al. (1985), à partir du catalogue de Papazachos et Comninakis (1982), déterminent le plongement de la plaque subduite comme variant de  $36^\circ$  sous le Péloponnèse, à  $25^\circ$  du Péloponnèse à l'Est de la Crète et  $42^\circ$  à l'Est du domaine. Etaient-ils inspirés par la



remarquable géométrie du célèbre théâtre antique d'Epidaure, pour suggérer que cette variation de pendage était une conséquence de la forme d'amphithéâtre de la subduction?

- Galanopoulos (1977) sélectionne les séismes de magnitude supérieure à 5.5 sur la période 1902-1976 à partir de multiples sources de données, mais sans faire aucune autre sélection, la précision pouvant varier du kilomètre à la centaine de kilomètres. Il observe une distribution complexe en profondeur, avec notamment des séismes dont la profondeur est supérieure à 90 km au niveau des îles ioniennes, au Sud de la Crète et au Sud de Rhodes.

- Richter et Strobach (1978) ont utilisé le catalogue de Karnick (1969) de 1901 à 1955, celui de Rothé (1969) de 1953 à 1965 et les bulletins ISC de 1964 à 1973, en ne conservant que les événements dont la profondeur était supérieure à 40 km, mais sans faire aucune sélection. La précision est encore inférieure à celle du catalogue précédent. Ils observent cependant un plan de Benioff bien déterminé aux deux extrémités de l'arc, incliné de  $32^\circ$ , un fort regroupement des séismes intermédiaires au Sud de l'île de Kos, mais une grande dispersion de la sismicité entre le Péloponnèse et la Crète orientale. Cette répartition leur suggère que la plaque africaine s'est déchirée en divers endroits devant son incapacité mécanique de se déformer en un cône.

- Enfin, Makropoulos et Burton (1981) ont constitué un catalogue couvrant la période de 1901 à 1978. Leurs données proviennent d'informations d'origines macrosismiques de 1901 à 1912, de la British Association for the Advancement of Science de 1913 à 1917, des bulletins ISS de 1918 à 1963 et des bulletins ISC de 1964 à 1976.

L'originalité de ce catalogue consiste en une relocalisation par la méthode JED (Joined Epicenter Determination) des événements de 1917 à 1963 à partir des temps de première arrivée des catalogues ISS. Dans un premier temps, les corrections de stations sont calculées à partir de séismes supposés bien déterminés (Master event), contrôlés par de nombreuses données instrumentales et macrosismiques, puis l'ensemble des événements est relocalisé en tenant compte des corrections calculées. Le domaine égéen est subdivisé en deux régions (arc externe et domaine interne); pour chacune d'elles, 13 "Master event" sont choisis à raison d'un tous les deux ans pour conserver une certaine homogénéité des caractéristiques instrumentales; 605 séismes sont ainsi relocalisés.

Les variations de localisation par rapport aux déterminations ISS sont grandes. Elles sont de 165 km pour la période 1917-1927 et de 72 km pour la période 1927 à 1937, puis diminuent progressivement pour atteindre 17 km de 1957-1963.

Ils n'effectuent aucune sélection sur les séismes des bulletins ISC de 1964 à

1978, mais pensent cependant présenter un catalogue homogène de 1957 à 1978 d'une précision de 15 km. Il est difficile d'apprécier la qualité des localisations de ces auteurs car nous ne connaissons ni la position initiale des séismes relocalisés, par rapport au séisme majeur, ni le nombre de stations les ayant enregistrés. Quoiqu'il en soit, les relocalisations de 1917 à 1956 n'apparaissent pas comme des données fiables.

A partir d'une analyse de leur catalogue de 1981, Makropoulos et Burton (1984) n'observent pas une augmentation régulière de la profondeur des foyers du fossé vers l'intérieur de l'arc, et ne croient pas à l'existence d'une zone de Benioff simple. La répartition qu'ils obtiennent est plus complexe (Fig. 1-2), notamment au Sud-Est où aucune subduction n'est claire et où la zone sismique la plus profonde du domaine égéen (200 km) est située au Sud de Rhodes.

On est en droit de douter de la validité de cette zone (Makropoulos et Burton, 1984 fig 5a, 5b); deux séismes seulement lui permettant de la définir. Par ailleurs, nous pensons que la carte des zones isoprofondeur (Fig 1-2) ne reflète pas exactement la distribution spatiale des séismes intermédiaires, car elle est issue d'une interpolation de courbes tracées de manière subjective, ajustant les séismes les plus profonds sur de nombreuses coupes centrées sur le point de coordonnées  $39^\circ$  N- $26^\circ$  E (cf 1984 fig 5).

Il ressort de ces différentes études que la géométrie de la subduction hellénique est probablement complexe, et que la répartition de la sismicité est différente en fonction des diverses sources de données utilisées. Les catalogues antérieurs à 1964, montrent des différences sensibles de localisations qui expliquent en partie la diversité des répartitions proposées (Cominakis et Papazachos, 1980). Mais la critique essentielle que l'on peut formuler à l'égard de ces catalogues est l'absence de sélection des localisations par des critères de précision directement appréhendables dans les catalogues des agences, comme un nombre minimal de récepteurs, une répartition azimutale minimale de ces derniers, la prise en compte de phases pP pour déterminer la profondeur.



## 2. Un nouveau catalogue de données.

Afin d'étudier la répartition de la sismicité et voir ses implications tectoniques, il est nécessaire de disposer d'une base de données la plus longue possible pour être représentative des phénomènes géodynamiques et la plus fiable, car ce sont la précision et la fiabilité des données qui conditionnent la validité des interprétations.

Aussi, la diversité des répartitions obtenues par les auteurs précités montre la nécessité de sélectionner les données sur des critères de qualité objectifs.

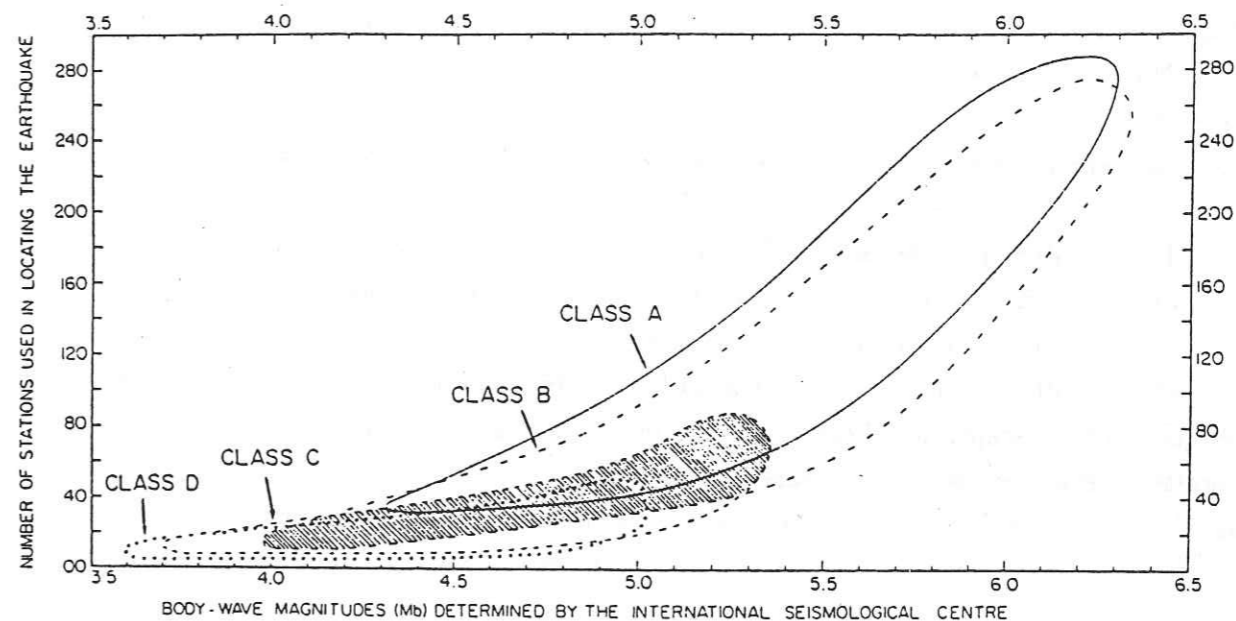
Jusqu'à présent, les critères de sélection adoptés reposent essentiellement sur la magnitude et le nombre de lectures. Il est vrai que les mauvaises localisations concernent souvent des séismes de faible magnitude, pour lesquels on ne dispose que de peu d'informations instrumentales. Barazangi et Isacks (1979) ont montré, dans l'étude de la distribution de la sismicité du Pérou à partir des bulletins ISC, que ces critères n'étaient pas les plus judicieux : en ne conservant que les séismes dont la magnitude et le nombre de lectures sont supérieurs à des seuils fixés, on garde certes une majorité d'événements bien localisés, mais on élimine de bonnes localisations tout en conservant certaines plus douteuses (Fig. 1-3). Ces auteurs utilisent des critères de sélection plus rigoureux comme :

- Le nombre et la distribution azimutale des stations régionales et lointaines ayant enregistré le séisme ; ce qui permet d'apprécier la qualité de la détermination de l'épicentre.

- Le nombre et la distribution des stations locales ainsi que le nombre de phases pP, qui assurent un bon contrôle de la profondeur.

L'ISC procède à une révision des paramètres hypocentaux fournis par les diverses agences ou observatoires sismologiques, en utilisant un programme basé sur la méthode de réduction uniforme, variante de celle des moindres carrés Jeffreys (1961). Les calculs sont basés sur les tables sismiques de Jeffreys et Bullen (1940) et n'utilisent que les phases P, Pg, Pn et pP.

L'ISC, qui détermine les paramètres des séismes deux ans après leur occurrence, intègre le maximum de données disponibles. Il est, après 1965, le plus complet et le plus précis des catalogues internationaux. C'est la raison pour laquelle nous avons choisi de travailler sur ces données couvrant la période de 1964 à 1984.



A plot showing the body-wave magnitudes ( $M_b$ ) for the four grades of events versus the number of stations used in locating the events. The envelopes of the data are shown. An important feature of this plot is the overlap (hatched area) in the envelopes of the good-quality (A + B) and the poor-quality (C + D) data.

Figure 1-3 : Répartition des quatre classes de sismicité en fonction de la magnitude des séismes et du nombre de lecture. La surface hachurée est commune aux quatre classes de qualité différente. (D'après Barazangi et Isacks, 1979).



### 3. Critères de sélection

La distribution spatiale des séismes nous permettra de déterminer la forme de la subduction et ses conséquences tectoniques. Le degré de confiance sera d'autant plus grand que les localisations hypocentrales seront plus précises.

Les bulletins ISC contiennent un certain nombre de solutions hypocentrales mal résolues, et la précision est très variable (1 km à 100 km) selon le nombre de phases utilisées, la qualité des lectures, la répartition azimutale des récepteurs.

Nous nous sommes inspirés des critères de sélection établis par Barazangi et Isacks (1979) pour constituer une base de données fiable, afin d'avoir une meilleure contrainte sur la profondeur et une estimation de l'erreur sur la localisation.

Le domaine d'étude est situé entre 20° E et 29° E en longitude, 34° N et 41° N en latitude et couvre l'ensemble du domaine égéen. Ne nous intéressant qu'à la structure profonde, nous avons conservé les événements pour lesquels la profondeur était supérieure ou égale à 40 km. Afin d'opérer une première sélection d'événements susceptibles d'être bien localisés, nous gardons ceux pour lesquels la magnitude est supérieure ou égale à 3.5, le nombre de stations d'enregistrement supérieur ou égal à 15, les erreurs standards fournies par l'ISC pour chacun des paramètres hypocentaux inférieures à 15 km. 1076 séismes sont ainsi répertoriés.

Par ailleurs d'autres critères sont directement appréhendables à partir des catalogues. Ce sont (1) le nombre et la répartition azimutale des stations proches ( $\Delta < 4^\circ$ ) et téléseismiques ( $\Delta > 30^\circ$ ), qui permettent de contraindre la position épacentrale en limitant les variations latérales, (2) le nombre et la répartition azimutale des stations locales ( $\Delta < 2^\circ$ ) ainsi que le nombre de phases pP qui permet de mieux calculer la profondeur en limitant les variations verticales. La quantité pP - P varie peu en fonction de la distance épacentrale et permet de ce fait une détermination de la profondeur fiable, même si l'on ne connaît pas avec précision la distance épacentrale.

Les bulletins ISC fournissent, pour chaque observation, le résidu par rapport aux tables des P. Nous avons fixé des valeurs extrêmes de ces derniers en fonction des distances épacentrales ; nous ne considérons comme valables que les observations pour lesquelles le résidu est inférieur à 0.6 s pour les stations locales, inférieur à 1 s pour les stations proches et inférieur à 3 s pour les stations téléseismiques.

Les différents critères que nous avons adoptés sont résumés dans le tableau 1.

TABLEAU 1

CLASSES	C1	C2	C3	C4	C5
Stations locales au moins dans 3 quadrants	+	+			
Stations locales au moins dans 2 quadrants			+		
Stations proches au moins dans 2 quadrants				+	+
Stations lointaines au moins dans 2 quadrants	+	+	+	+	
Localisation avec au moins 4 phases pP	+				

Les séismes sont ainsi répertoriés en cinq classes fonctions de la qualité de la localisation.

La classe 1 représente les séismes :

- enregistrés au minimum par cinq stations locales couvrant au minimum 3 quadrants d'azimut.
- pour lesquels le rapport  $\frac{\Delta}{z}$  de la distance épacentrale de la station la plus proche sur la profondeur est inférieur ou égal à 1.5.
- enregistrés au minimum par quatre stations lointaines couvrant au minimum deux quadrants d'azimut.
- pour lesquels au moins quatre phases pP ont pu servir à la détermination de profondeur.

Pour cette classe, la précision sur les trois paramètres hypocentaux est inférieure à trois kilomètres.

La classe 2 diffère de la précédente par l'absence de phases pP. La précision sur la profondeur, bien contrôlée par les stations proches reste probablement inférieure à cinq kilomètres.

La classe 3 représente les séismes :

- enregistrés au minimum par cinq stations locales couvrant au minimum 2



quadrants d'azimut.

- pour lesquels le rapport  $\frac{\Delta}{z}$  de la distance épacentrale de la station la plus proche sur la profondeur est inférieur ou égal à 2.

- enregistrés au minimum par deux stations lointaines couvrant au minimum deux quadrants d'azimut.

La précision de cette classe est inférieure à 10 km.

La classe 4 est constitué de séismes:

- enregistrés ou non par des stations locales réparties dans au moins un quadrant.

- enregistrés par un minimum de 5 stations proches réparties dans au moins deux quadrants.

- enregistrés au minimum par deux stations lointaines réparties dans au moins deux quadrants.

La classe 5 est constitué de séismes:

- enregistrés ou non par des stations locales réparties dans au moins un quadrant.

- enregistrés par un minimum de 5 stations proches réparties dans au moins deux quadrants.

- enregistrés ou non par des stations lointaines réparties dans un quadrant.

Les données des classes 1, 2 et 3 apparaissent comme sûres, alors que les données des classes 4 et 5 sont moins bonnes, même si la précision affichée par les bulletins ISC est inférieure à 15 km.

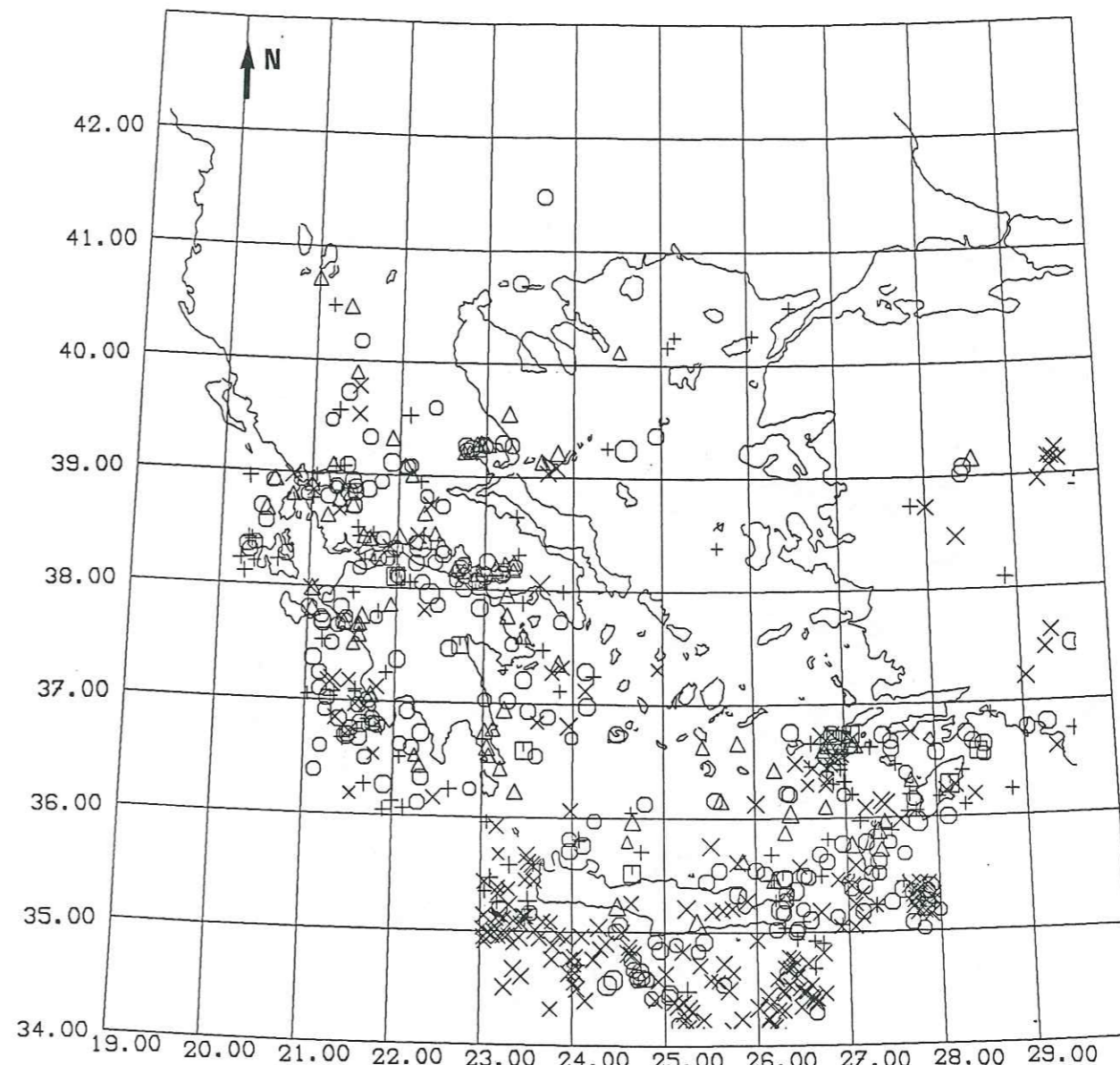
Sur 1076 séismes initialement répertoriés, 706 d'entre eux ont été sélectionnés (Fig. 1-4a,b) dont 10, 88, 230, 133 et 245 appartiennent respectivement aux classes 1, 2, 3, 4 et 5. 102 séismes de 1971 à 1984 ont une magnitude comprise entre 3.5 et 4; 544 séismes ont une magnitude comprise entre 4 et 5 et seulement 34 d'entre eux ont une magnitude supérieure à 5. 304 ont une profondeur supérieure ou égale à 60 km (Fig. 1-5a,b) et 89 supérieure ou égale à 100 km (Fig 1-6a,b).

Ces figures montrent clairement que la sismicité définit l'arc hellénique des îles ioniennes à l'Ouest de la Turquie, que l'activité est intense et caractéristique d'une zone en mouvement.

#### 4. Distribution de la sismicité en carte

Sur la figure 1-7, nous avons cartographié à la main les contours des épacentres des séismes sélectionnés en représentant des zones centrées respectivement sur les isoprotondeurs 75 km (185 séismes  $60\text{km} < z \leq 87\text{km}$ ), 100 km (53 séismes  $87\text{km} < z \leq 112\text{km}$ ), 125 km (20 séismes  $112\text{km} < z \leq 137\text{km}$ ), 150 km (39

### 706 Séismes ISC selectionnes



0. 50. Km

□ Classe 1

△ Classe 2 + Classe 4

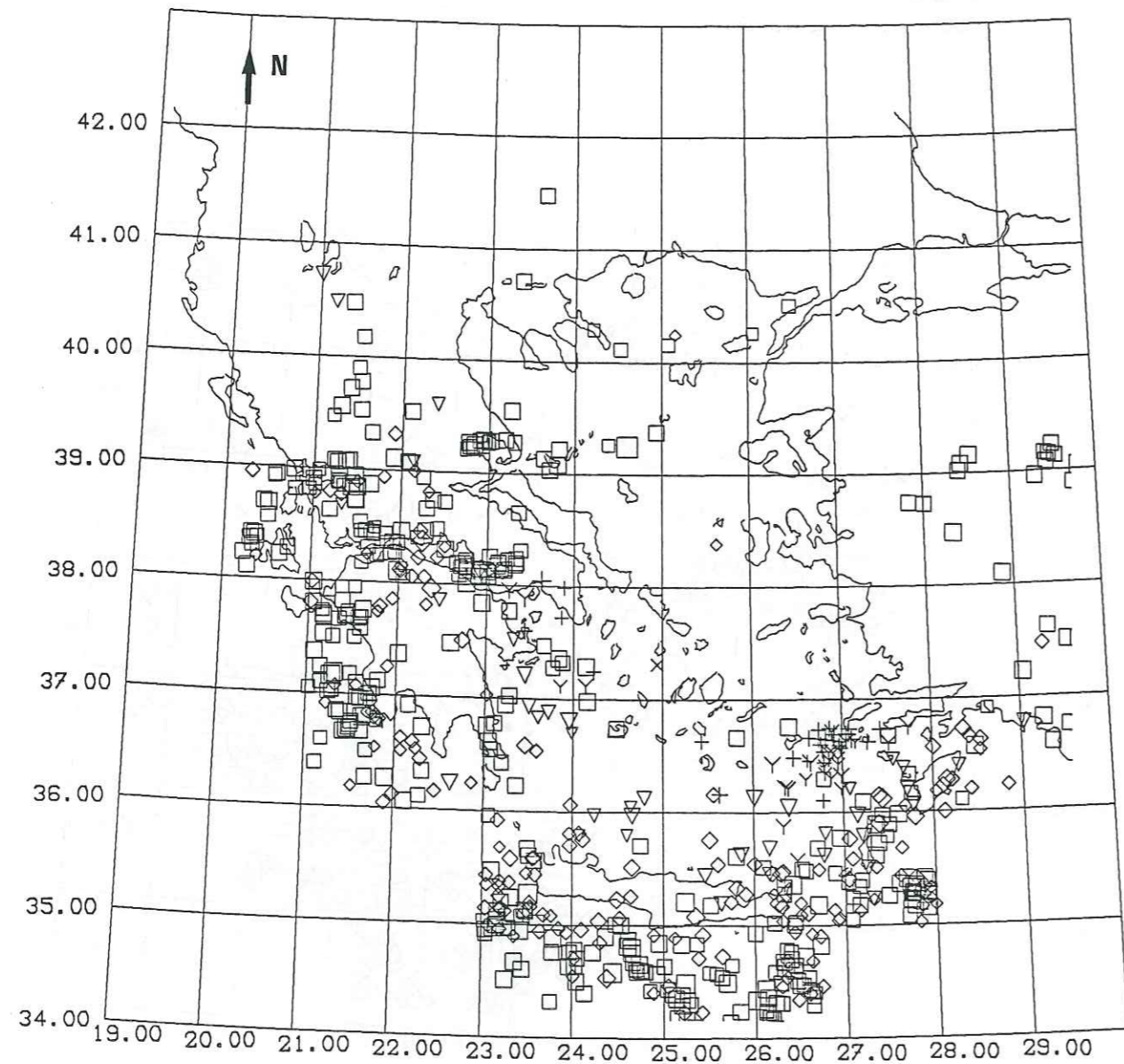
○ Classe 3 × Classe 5

Figure 1-4 : 706 séismes ( $z \geq 40$  km) sélectionnés localisés par l'ISC entre 1964 et 1984.

a: représentation en fonction de la qualité des localisations; les symboles indiquent le numéro de la classe correspondante.



706 Seismes ISC selectionnes

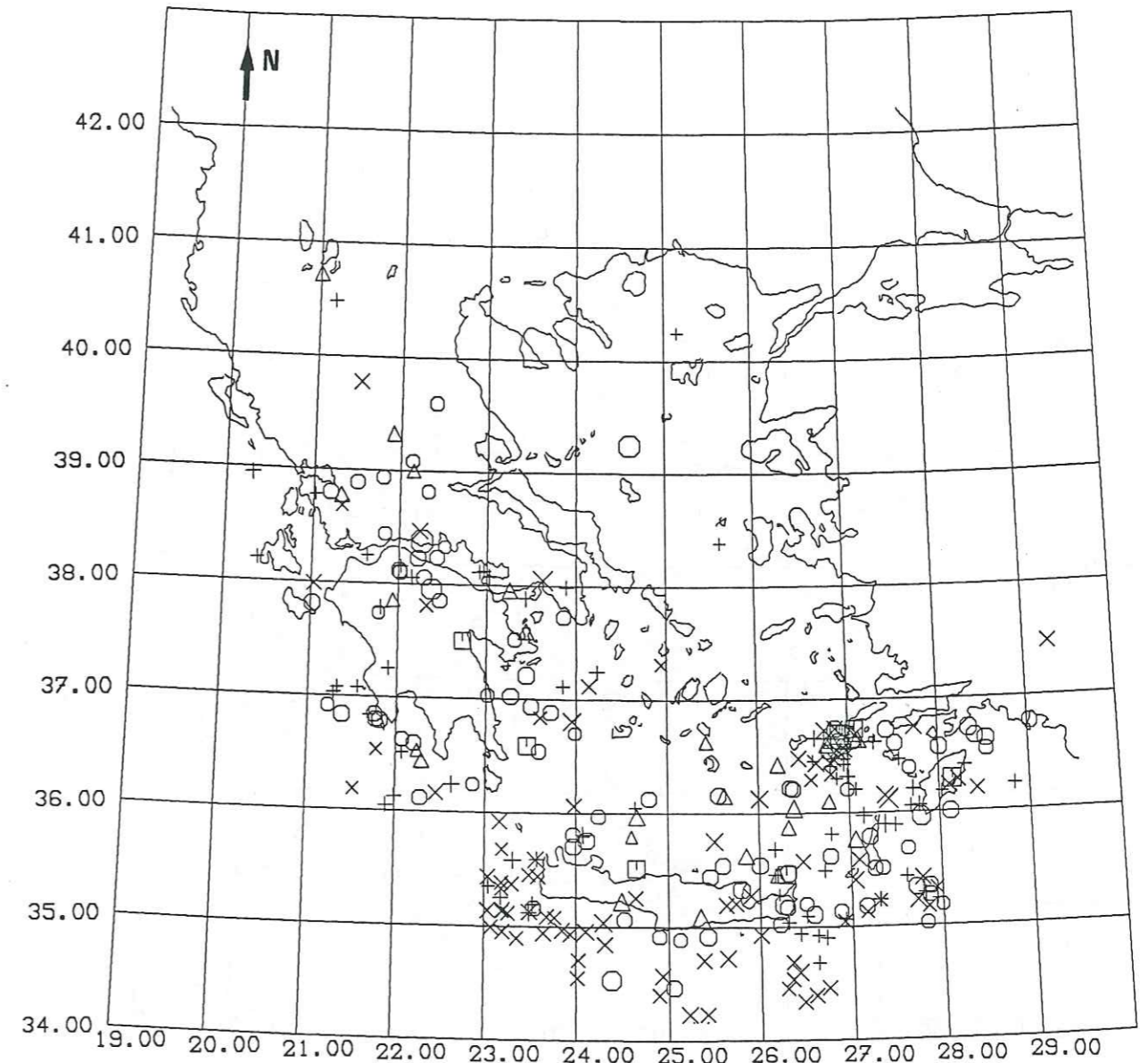


0. 50. Km

- |                 |                  |
|-----------------|------------------|
| □ 30. <Z ≤ 60.  | Y 120. <Z ≤ 150. |
| ◇ 60. <Z ≤ 90.  | + 150. <Z ≤ 180. |
| ▽ 90. <Z ≤ 120. | X 180. <Z        |

Figure 1-4 b: répartition de la sismicité en fonction de la profondeur des foyers. (Z en km)

304 Seismes ISC ≥ 60 Km



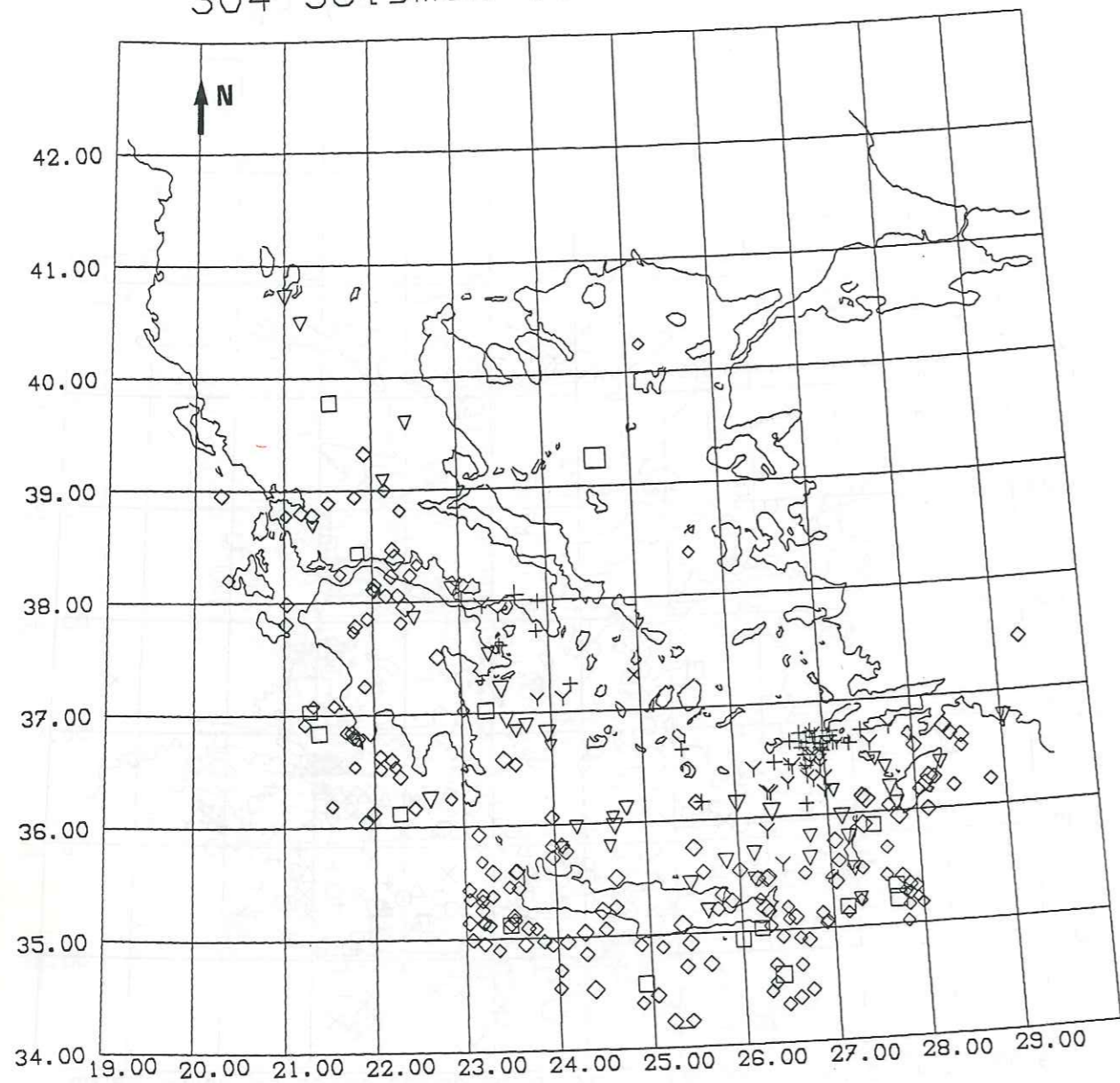
0. 50. Km

- |   |          |   |          |
|---|----------|---|----------|
| □ | Classe 1 |   |          |
| △ | Classe 2 | + | Classe 4 |
| ○ | Classe 3 | X | Classe 5 |

Figure 1-5 : 304 séismes issus de notre sélection ont une profondeur supérieure ou égale à 60 km. a: représentation en fonction de la qualité.



304 Seismes ISC  $\geq 60$  Km

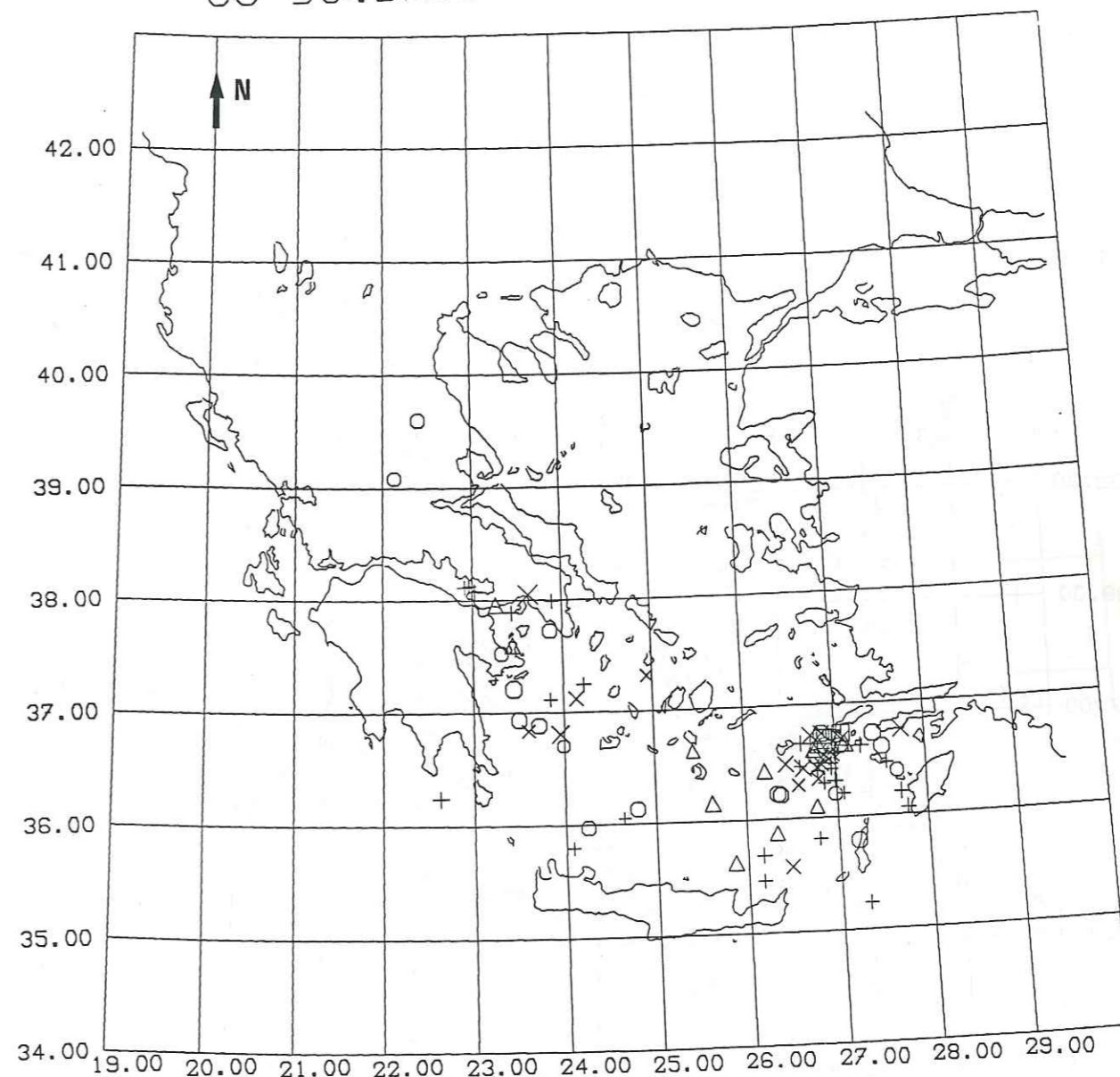


0. 50. Km

- |                |                 |
|----------------|-----------------|
| □ 30. <Z≤ 60.  | Y 120. <Z≤ 150. |
| ◇ 60. <Z≤ 90.  | + 150. <Z≤ 180. |
| ▽ 90. <Z≤ 120. | X 180. <Z       |

Figure 1-5 b: représentation en fonction de la profondeur. (Z en km)

89 seismes ISC  $\geq 100$  Km



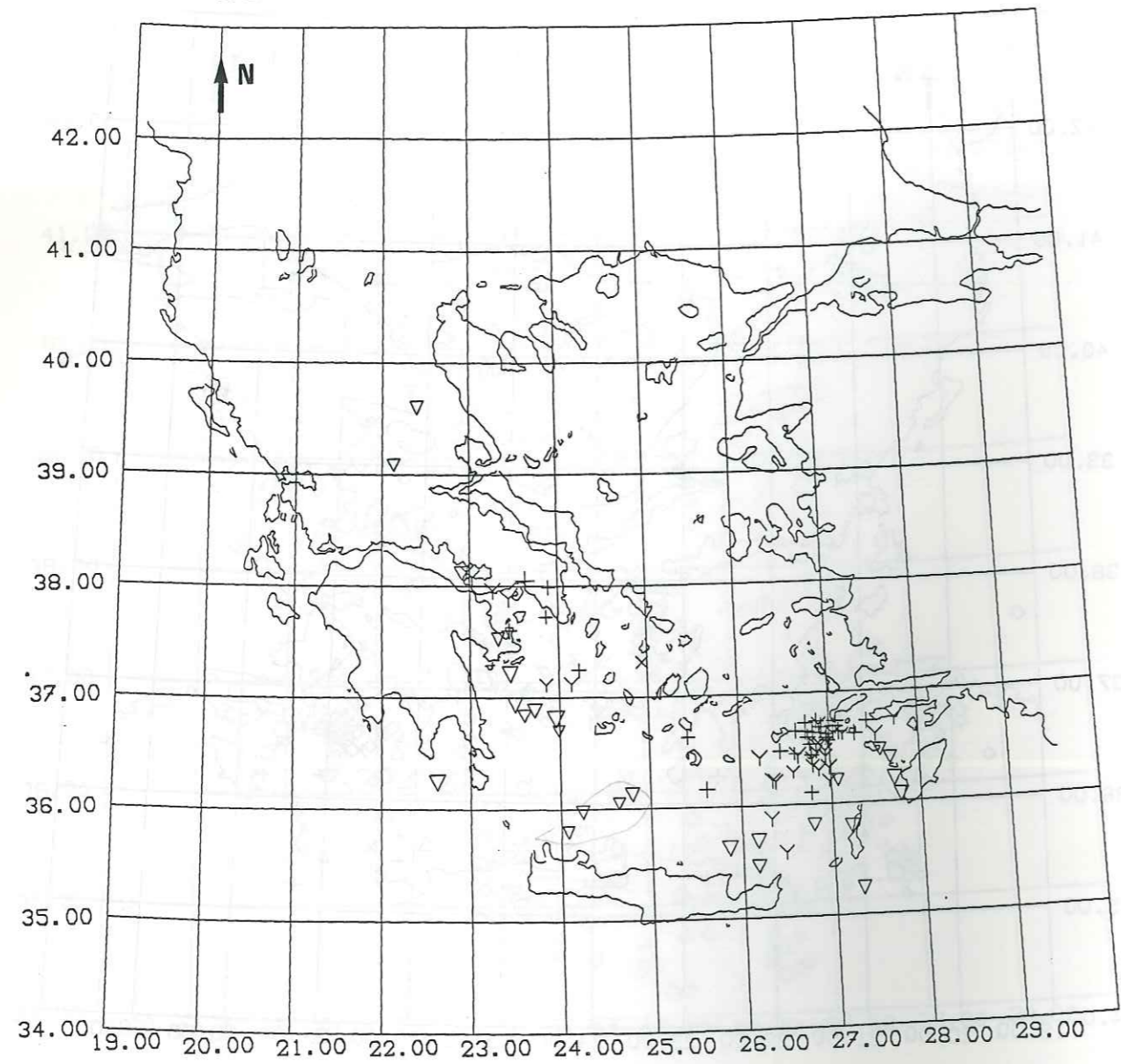
0. 50. Km

- |   |          |
|---|----------|
| □ | Classe 1 |
| △ | Classe 2 |
| ○ | Classe 3 |
| + | Classe 4 |
| X | Classe 5 |

Figure 1-6 : 89 séismes issus de notre sélection ont une profondeur supérieure ou égale à 100 km.  
a: représentation en fonction de la qualité.



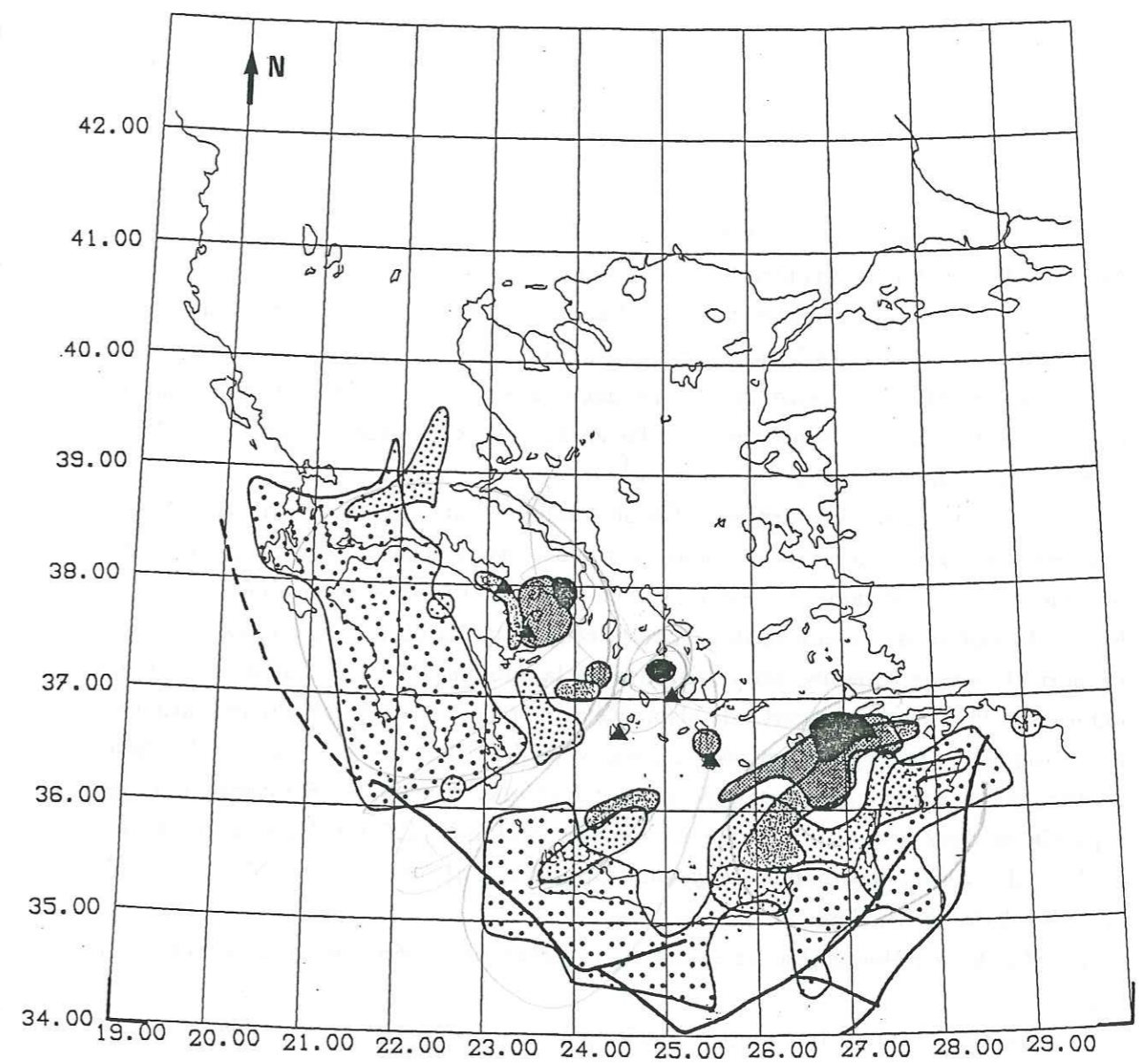
89 seismes ISC  $\geq 100$  Km



0. 50. Km

- $\nabla$  90.  $<Z \leq 120.$
- $\Upsilon$  120.  $<Z \leq 150.$
- $+$  150.  $<Z \leq 180.$
- $\times$  180.  $<Z$

Figure 1-6 b: représentation en fonction de la profondeur. (Z en km)



0. 50. Km

- $\cdot\cdot\cdot\cdot$   $60 < Z \leq 87.5$
- $\cdot\cdot\cdot\cdot$   $87.5 < Z \leq 112.5$
- $\cdot\cdot\cdot\cdot$   $112.5 < Z \leq 137.5$  (Z en km)
- $\cdot\cdot\cdot\cdot$   $137.5 < Z \leq 162.5$
- $\cdot\cdot\cdot\cdot$   $162.5 < Z \leq 187.5$

Figure 1-7 : Zones de même profondeur d'après la distribution épacentrale des 706 séismes sélectionnés.

Le trait épais matérialise les fossés, les triangles le volcanisme.



séismes  $137\text{ km} < z \leq 162\text{ km}$ ), 175 km (7 séismes  $162\text{ km} < z \leq 187\text{ km}$ ).

Il est clair que la zone centrée sur 75 km est parallèle à la fosse hellénique, avec cependant une lacune de sismicité au voisinage d'Anticythère. Pour les zones plus profondes, la cartographie est plus délicate en raison du nombre restreint des séismes supérieurs à 100 km et de leur concentration au Sud-Est du domaine égéen. La zone centrée sur 100 km reste parallèle aux fossés mais demeure plus clairsemée. Au delà de 100 km, la sismicité est regroupée en essais répartis le long de l'arc, avec une plus grande concentration à l'Est (13 séismes, dont la profondeur est supérieure à 100 km, constituent l'essai au Sud de Kos).

On constate sur cette carte une nette augmentation de la profondeur des foyers des fossés vers l'intérieur de l'arc, aux deux extrémités de l'arc. Cette disposition est mieux définie à l'Est qu'à l'Ouest.

Dans la partie occidentale, l'approfondissement des foyers débute très à l'intérieur du Péloponnèse; les zones profondes ne sont pas très bien contraintes puisque seule une dizaine de séismes supérieurs à 100 km les déterminent. Du Sud-Est du Péloponnèse au centre de la Crète, cette répartition n'est plus aussi claire et ne permet pas de conclure sur l'existence de la subduction. De l'Est de la Crète à l'Ouest de la Turquie, la carte de sismicité montre une très nette augmentation de la profondeur des hypocentres de la fosse vers l'intérieur de l'arc, les profondeurs maximales se situant au niveau de l'arc volcanique. La sismicité intermédiaire se répartit en deux zones : un essaim de séismes profonds (120-180 km) au Sud-Ouest de l'île de Kos et une bande de sismicité (60-120 km) orientée SW-NE de l'île de Kassos à l'île de Rhodes.

Du Sud-Est du Péloponnèse au centre de la Crète, cette répartition n'est plus aussi claire.

Ainsi, il apparaît que les séismes intermédiaires sont essentiellement regroupés au Sud-Est et au Nord-Ouest de l'arc, entre la chaîne hellénique et l'arc volcanique. Il existe cependant un séisme profond au Sud du Péloponnèse qui ne s'intègre pas dans ce schéma.

#### 4.1 Caractéristiques du plongement.

Notre distribution permet de clarifier la forme de la subduction et le plongement de la plaque subduite.

Il est clair, à l'Ouest sous le Péloponnèse, que le seul plongement envisageable à ce niveau de l'arc est un plongement vers le NE. On ne peut pas identifier un tel plongement plus au Nord, en Grèce centrale, ce qui laisse supposer un blocage de la subduction au Nord du Péloponnèse. Du Péloponnèse à la Crète orientale, la faible

sismicité de cette portion d'arc peut laisser supposer une discontinuité de la subduction ; rappelons toutefois que nous ne travaillons que sur une période de 20 ans, et que notre répartition peut ne pas refléter l'activité de cette zone à l'échelle géologique. Enfin pour la zone orientale, la mieux définie sismiquement, le plongement peut être orienté de manière variée: vers le NNE de la Crète orientale sous l'île de Kos, vers le NNW perpendiculaire aux fossés dans cette partie de l'arc hellénique.

Nous avons représenté l'image en trois dimensions de la subduction en interpolant les profondeurs des séismes des quatre premières classes (Fig 1-7b). Au Sud, la sismicité définit clairement l'arc hellénique. On distingue la subduction au Nord-Ouest et au Nord-Est ainsi que la discontinuité de profondeur séparant ces deux zones.

#### 4.2 Comparaison avec les travaux antérieurs.

Ces résultats en carte semblent confirmer l'existence d'un plan de Benioff au Sud-Est et au Nord-Ouest de l'arc, mais la répartition des séismes profonds n'est pas continue d'Ouest en Est .

Nous ne montrons aucune zone profonde, au Sud de Rhodes, au contraire de Makropoulos et Burton (1984) qui définissent à cet endroit la zone la plus profonde de 180 km à 200 km. On peut contester l'existence de cette zone en raison du faible nombre d'événements leur permettant de la déterminer. On ne retrouve pas non plus la large zone de 110 à 150 km de profondeur, qu'ils ont identifiée entre le Péloponnèse et le Nord de la Crète; nous observons au contraire une lacune de sismicité à ce niveau.

Enfin, nous n'avons aucun séisme dont la profondeur soit supérieure à 90 km tant au niveau des îles ioniennes qu'au Sud de la Crète.

#### 4.3 Lacunes de sismicité.

Une autre caractéristique de notre carte est l'existence d'une lacune de sismicité, orientée SW-NE entre le Sud Péloponnèse et la Crète occidentale. Cette lacune n'est pas un artéfact dû à notre sélection, car elle subsiste lorsqu'on utilise la totalité des séismes ISC non sélectionnés (Fig. 1-8), mais elle peut être liée à la courte durée sur laquelle nous travaillons. McKenzie (1978) a suggéré que cette lacune pouvait traduire une variation de la direction de subduction au cours de l'évolution du domaine égéen.

Wyss et Baer (1981), Ambraseys (1981), Papazachos et al. (1982) ont montré



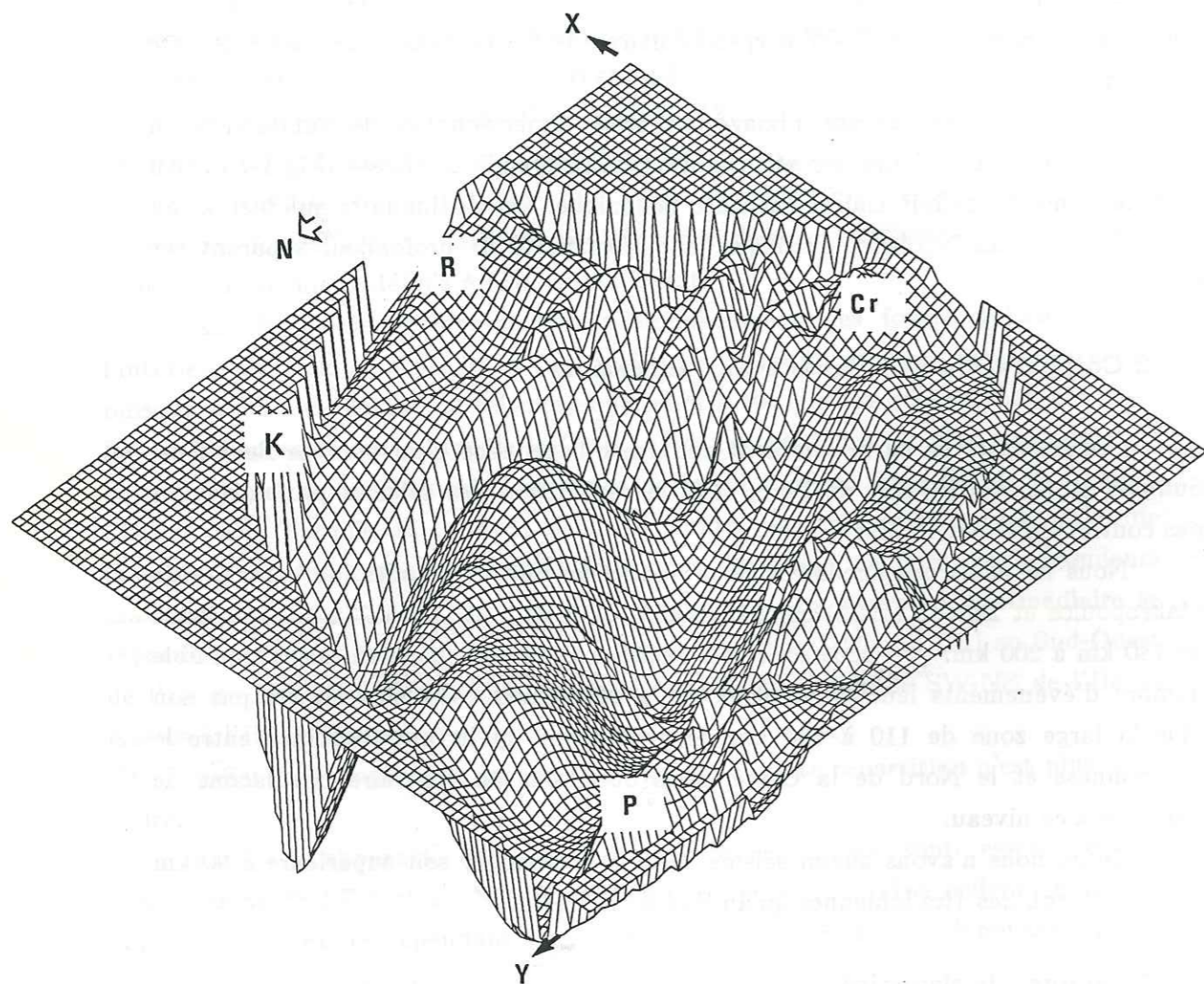


Figure 1-7 b: Interpolation 3D de la profondeur des séismes issus des quatre premières classes.  
P: Péloponnèse ; Cr: Crète ; K: Kos ; R: Rhodes.

que cette zone était caractérisée par une absence de séismes depuis deux siècles, et l'assimilent à une lacune de sismicité. Le problème reste de savoir si cette lacune laisse présager une recrudescence de l'activité sismique dans les années futures, ou si elle constitue une zone réellement non sismique.

Par ailleurs, au niveau du Péloponnèse, la sismicité est essentiellement concentrée à l'Ouest et au Nord, alors qu'elle est beaucoup plus diffuse au centre et au Sud ; cette même particularité a été observée par Pedotti (1988) et Hatzfeld et al. (1988) pour les séismes de la croûte. Enfin, au Nord de l'arc volcanique, le domaine égéen nord ne montre aucune sismicité intermédiaire.

#### 4.4 Distribution des séismes les mieux localisés.

Sur la figure 1-9, nous avons effectué le même travail en utilisant uniquement les 328 séismes des trois premières classes dont les localisations sont les plus fiables. La répartition globale est légèrement différente de la précédente. La bonne qualité des localisations nous permet d'affirmer les trois points suivants :

a. Il existe deux zones, situées aux extrémités de l'arc où l'on observe une augmentation de la profondeur, de la fosse à l'arc volcanique. C'est dans la partie orientale que l'on observe la zone profonde la plus vaste, au niveau de l'île de Kos.

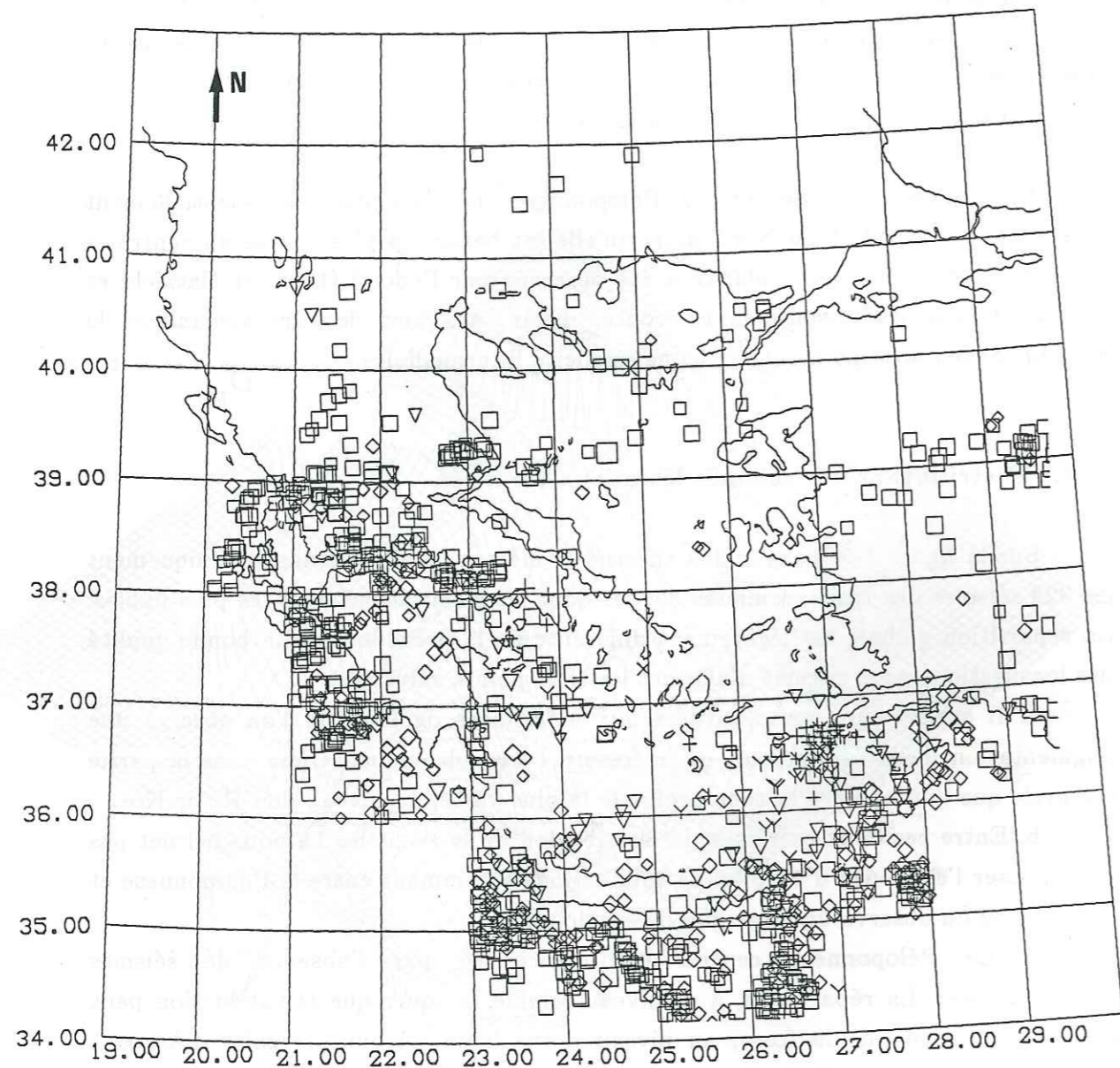
b. Entre ces deux extrêmes, la distribution de la sismicité ne nous permet pas de supposer l'existence d'un plan de subduction, notamment entre le Péloponnèse et la Crète où on observe un large gap de sismicité.

c. Le Péloponnèse central est caractérisé par l'absence de séismes intermédiaires. La répartition, à ce niveau semble indiquer que la subduction peut débuter assez loin de la fosse, au niveau d'une ligne joignant le golfe d'Argos à l'extrémité ouest du golfe de Corinthe.

Par rapport à la répartition obtenue avec l'ensemble des séismes sélectionnés, la différence essentielle se situe à l'extrémité orientale de l'arc. Nous constatons en effet que la zone centrée autour de 100 km de profondeur est très restreinte. Elle ne subsiste qu'à l'Ouest et au Nord-Ouest de l'île de Karpathos, et entre Rhodes et Kos où elle n'est définie que par un séisme. L'approfondissement des événements se produit préférentiellement de la Crète à l'île de Kos, indiquant un plongement vers le NE. La connaissance de la répartition de la sismicité à ce niveau de l'arc est d'un intérêt primordial, car elle conditionne la géométrie de la subduction.



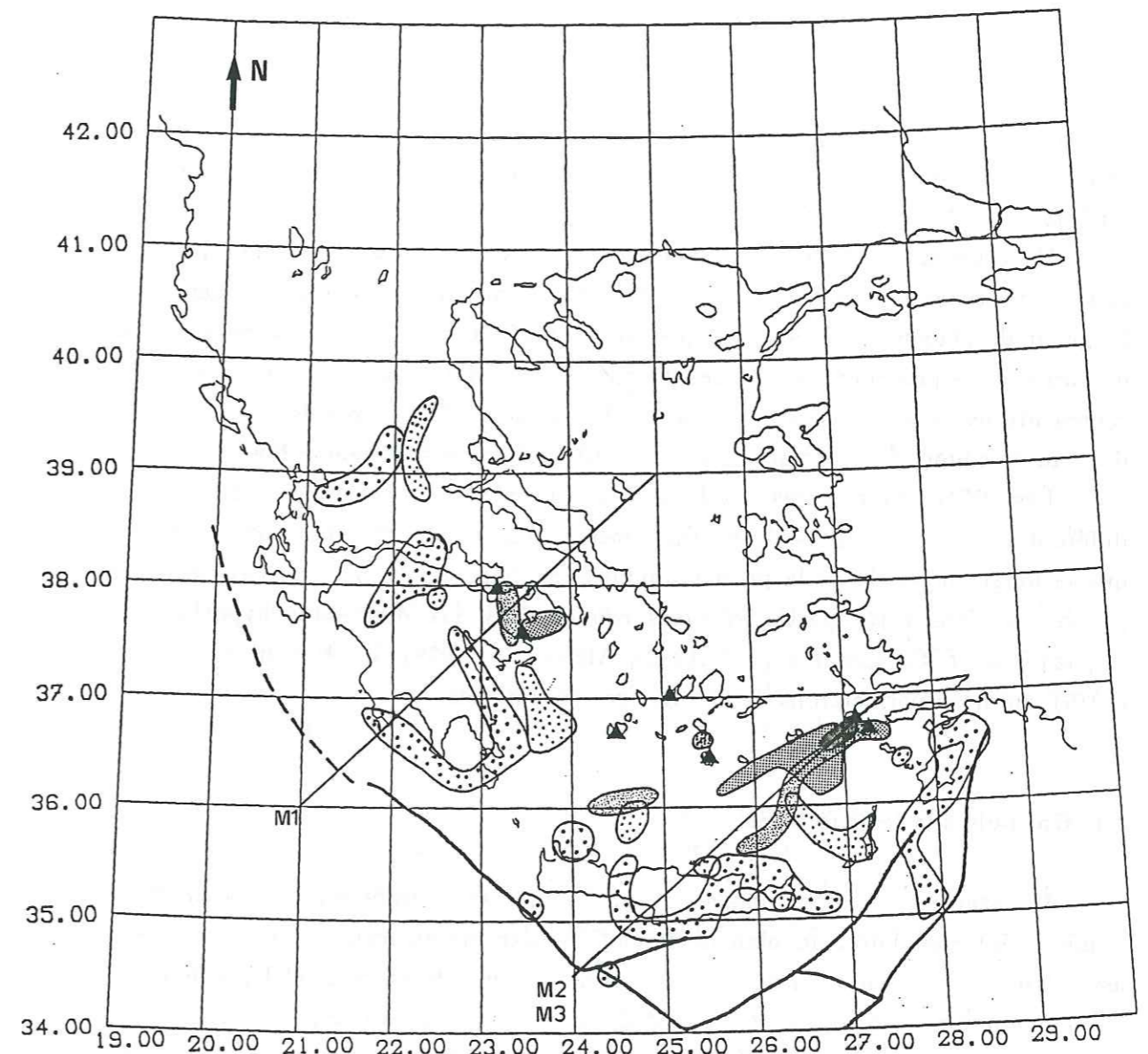
1076 seismes ISC  $\geq 40$  Km non tries



0. 50. Km

- |                 |                  |
|-----------------|------------------|
| □ 30. <Z ≤ 60.  | Y 120. <Z ≤ 150. |
| ◇ 60. <Z ≤ 90.  | + 150. <Z ≤ 180. |
| ▽ 90. <Z ≤ 120. | X 180. <Z        |

Figure 1-8 : 1076 séismes ( $z \geq 40$  km) localisés par l'ISC de 1964 à 1984. (Z en km)



0. 50. Km

- |  |                   |
|--|-------------------|
|  | 60 < Z ≤ 87.5     |
|  | 87.5 < Z ≤ 112.5  |
|  | 112.5 < Z ≤ 137.5 |
|  | 137.5 < Z ≤ 162.5 |
|  | 162.5 < Z ≤ 187.5 |

Figure 1-9 : Zones de même profondeur d'après la répartition épiscopentrale de 328 séismes issus des trois premières classes. (Z en km)



### III Etude de la sismicité en coupe. Comparaison avec certains modèles.

Les cartes (Fig. 1-7 et 1-9) montrent indiscutablement une augmentation, aux deux extrémités de l'arc hellénique, de la profondeur des foyers des fosses vers l'arc volcanique. Il subsiste cependant une ambiguïté quant à la direction du plongement à l'Est.

En estimant la forme et le pendage de la plaque plongeante sur différentes coupes effectuées le long de l'arc, il est possible de mesurer l'angle du plongement, la longueur de plaque, la distance du plan de Benioff au fossé. Nous tenons à préciser que les valeurs précédentes sont des valeurs lissées : d'une part la sismicité en coupe représente les séismes contenus dans une bande de 40 kilomètres de part et d'autre du plan de coupe; d'autre part, le plan de subduction est interpolé à l'œil.

Les différents modèles géodynamiques proposés supposent une cinématique différente. Il est donc possible de les tester en mesurant différents paramètres tels que la longueur totale de la plaque subduite, la longueur du plan de Benioff. Nous proposons, dans cette partie, diverses coupes liées aux différentes hypothèses de Papazachos et Comninakis (1972,1986), McKenzie (1978), Le Pichon et Angelier (1979), qui nous permettront de mesurer ces paramètres.

#### 1. Rappels sur les modèles.

Papazachos et Comninakis (1972, 1980, 1986) proposent à partir de la sismicité intermédiaire, un plan de Benioff symétrique en forme d'amphithéâtre et assimilent l'arc égéen à un arc de type péripacifique. Pour ce modèle, la longueur de plaque devrait être identique suivant des coupes radiales à l'arc.

Dans le modèle de McKenzie (1978), la subduction compense l'extension NNE-SSW ; la longueur de plaque prise depuis le fossé devrait donc être sensiblement la même le long de l'arc suivant cette direction.

Enfin, pour le modèle en rotation de Le Pichon et Angelier (1979), la longueur de la plaque depuis le fossé doit augmenter d'Ouest en Est proportionnellement à la distance du plan de coupe au pôle de rotation.

Pour chacune de ces hypothèses, nous effectuons des coupes en calculant d'une part la longueur depuis le fossé au point de brisure à partir duquel le plongement est bien marqué (l1), et d'autre part la longueur du plan de Benioff (l2). La longueur totale de plaque L est l'addition des deux longueurs l1 et l2 (Tableau 2).

#### 2. Coupes liées au modèle de Papazachos et Comninakis (Fig.1-10a,b, coupes c1 à c12).

##### 2.1 Pour l'ensemble des séismes sélectionnés.

Nous avons effectué plusieurs coupes convergentes vers un centre approximatif de l'arc volcanique de coordonnées 25° E-39° N. La direction azimutale varie de 135° à 270° et nous prenons en compte les séismes compris dans une bande de 40 km de part et d'autre de la coupe, de telle sorte que la sismicité soit en partie commune d'une coupe à l'autre. Nous pouvons cartographier des courbes isoprofondeurs en reportant en carte les distances des isoprofondeurs par rapport à l'origine de la coupe.

Les résultats en coupe et en carte (Fig. 1-10a,b) montrent que la subduction semble démarrer beaucoup plus loin de la fosse, dans la partie occidentale (>150km), alors qu'elle commence de plus en plus près de la fosse à l'Est, notamment au niveau de Rhodes (20-50 km).

A l'Ouest, les coupes c3, c4 et c5 mettent en évidence un plan de Benioff dont le plongement maximal est de l'ordre de 40° à 45° vers le NE. On constate sur la coupe c4 une première zone de séismes subcrustaux au NE de la fosse, suivie d'une lacune de sismicité de 60 kilomètres de largeur, et enfin le début du plongement de la plaque à 150 kilomètres de la fosse. Sur la coupe c6, on retrouve ce même type de répartition ; notons cependant que la sismicité au niveau de la fosse correspond aux séismes de l'Ouest de la Crète et que le plongement de la plaque subduite débute également à 150 km de la fosse. La subduction semble s'étager sur deux niveaux ; l'un où le plongement est très faible, l'autre où il est plus fort entre 100 km et 160 km de profondeur.

Sur les coupes c7 à c9, les séismes intermédiaires sont peu nombreux et ne permettent pas de contraindre la subduction. Cependant, s'il existe, le plongement est très faible (30°) par rapport à la zone ouest.

A l'Est, les coupes c10 à c12 montrent de nouveau une subduction mieux contrainte démarrant beaucoup plus près de la fosse avec un pendage variant de 40° pour la coupe c10 à 45° pour la coupe c12.

Les courbes isoprofondeurs résultant de l'interpolation des plans de subduction à différentes profondeurs ne montrent plus une forme amphithéâtrale, mais plutôt une forme de "boomerang" dont les branches forment un angle d'une centaine de degrés.



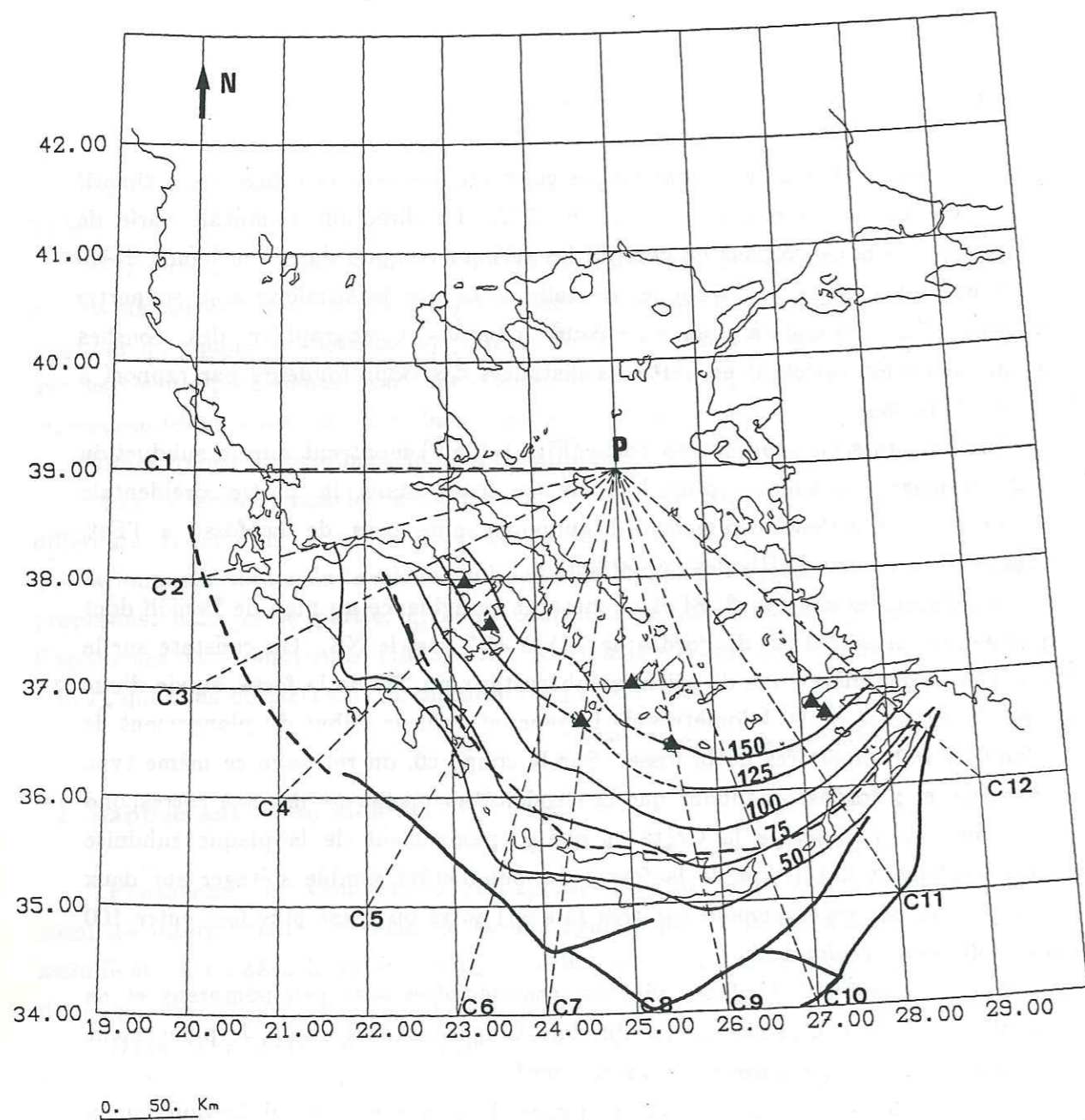
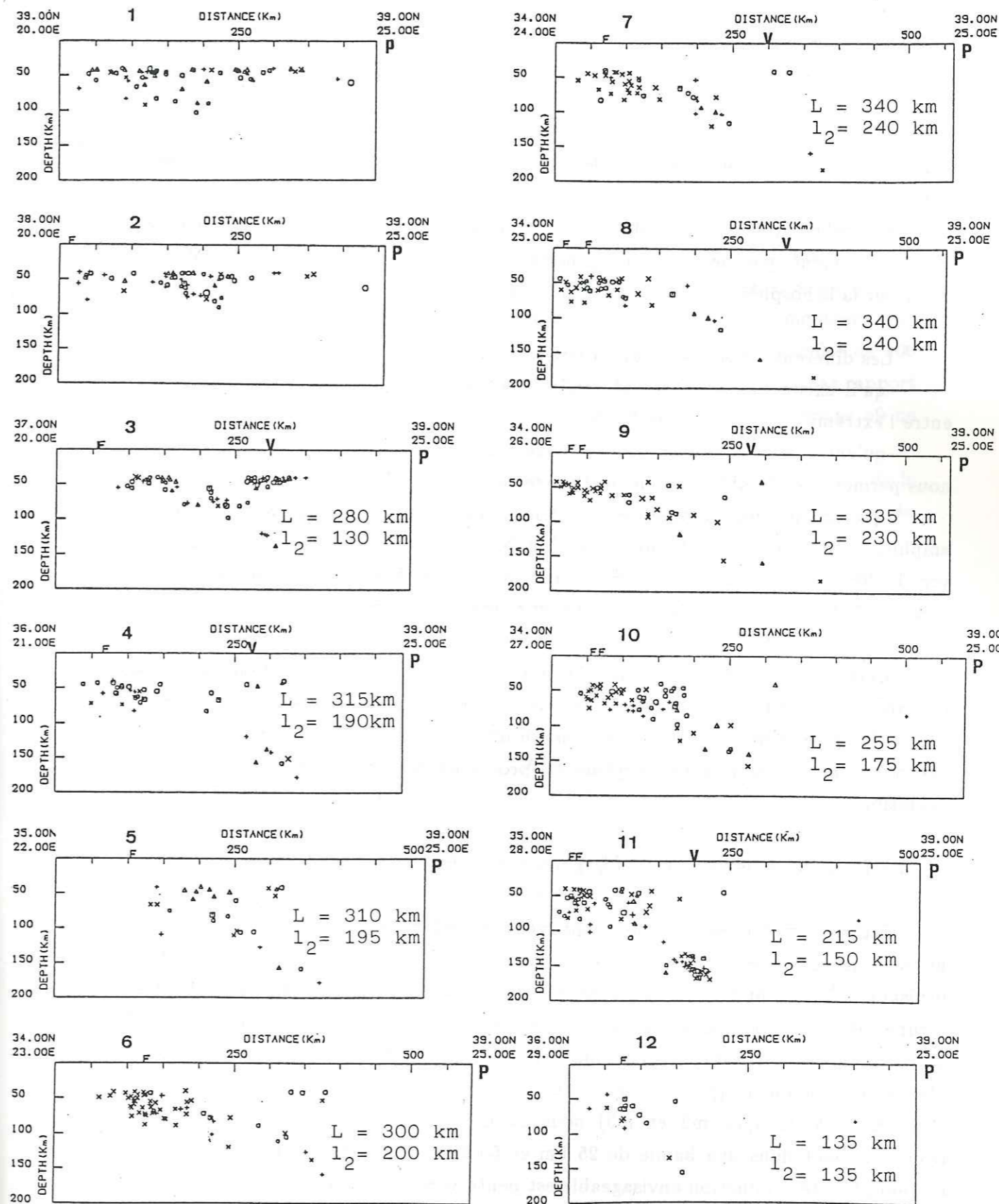


Figure 1-10 a : Localisation des coupes c1 à c12.

Les fosses sont indiqués par un trait épais, les isobathes par les courbes numérotées, le début de la subduction par un trait discontinu.



Les symboles représentent la classe des séismes. V = volcan, F = fossé.

Figure 1-10 b : Coupes c1 à c12.



L'évolution de la longueur de plaque le long de l'arc est intéressante. La longueur totale  $L$  varie de 300 km à l'Ouest au niveau du Péloponnèse à 340 km au niveau de la Crète et atteint seulement 200 km entre Karpathos et Rhodes. La longueur  $l_2$ , suit sensiblement la même évolution: elle augmente de 190 à 240 km du Péloponnèse à la Crète et diminue jusqu'à 150 km à l'Est, au niveau de Rhodes. Nous montrons donc que la géométrie de la subduction n'est pas symétrique dans le détail.

Par ailleurs, si l'on considère une géométrie symétrique en amphithéâtre, et un déplacement parallèle au plongement, il est mécaniquement impossible de déformer la lithosphère plane en un tronçon de cône.

Les différentes coupes et cartes montrent :

-qu'il existe une zone de subduction à l'Ouest sous le Péloponnèse et à l'Est entre l'extrémité orientale de la Crète et la Turquie.

-qu'entre le Péloponnèse et la Crète centrale, la sismicité instrumentale ne nous permet pas d'établir clairement l'existence de la subduction.

-que la plaque plongeante ne définit pas une géométrie symétrique en amphithéâtre, mais présente une direction NW-SE à l'Ouest avec un plongement vers le NE, une direction ENE-WSW entre la Crète et Rhodes avec un plongement vers le NNW, et une lacune de sismicité entre ces deux régions.

Cette répartition suggère qu'il peut exister deux subductions, l'une à l'ouest de l'arc égéen, l'autre à l'est ou encore que la zone de subduction unique au départ, a été déchirée au cours de son évolution, ou une discontinuité au centre du domaine égéen due par exemple à une rupture du processus de subduction au cours de son évolution.

## 2.2 Pour les séismes des trois premières classes.

La répartition épiscoprale étant variable selon la qualité des localisations utilisées (Fig. 1-7 et 1-9) nous avons effectué trois coupes (Fig. 1-9 et 1-11) en utilisant uniquement les séismes appartenant aux trois premières classes. A l'Ouest (coupe m1), ne sont représentés que les événements compris dans une bande de 50 km de part et d'autre du plan de coupe. Le plan de subduction est conforme à celui obtenu précédemment (pendage de  $45^\circ$ ).

A l'Est, (coupes m2 et m3) nous avons conservé les événements compris respectivement dans une bande de 25 km et 50 km de part et d'autre de la coupe. Le seul plan de subduction envisageable est penté vers le NE d'environ  $25^\circ$ .

## 3. Coupes liées au modèle de McKenzie (Fig. 1-12a,b coupes e1 à e9).

Nous avons réalisé neuf coupes orientées NE-SW, parallèles à la direction du mouvement de la plaque Egée calculée par McKenzie (1972,1978), considérant la sismicité comprise dans les 40 km de part et d'autre du plan de coupe.

Les coupes e3 et e4 mettent en évidence la subduction sous le Péloponnèse, dont le plongement est d'environ  $40^\circ$  vers le NE, et son démarrage à 120 km de la fosse. Les coupes e5 et e6 ne montrent aucune subduction évidente, alors que les coupes e7 et e8 la décrivent. Toutefois, ces deux dernières coupes montrent une forte dispersion de la sismicité impliquant une épaisseur de plaque subduite de 100 km qui paraît très improbable, ou une mauvaise orientation de la coupe par rapport à l'orientation de la ligne de plus grande pente. A l'extrémité est, la coupe e9 ne montre aucun plan privilégié.

Le plus fort plongement, observé sur la coupe e8, est de  $40^\circ$  et le début de la subduction s'effectue à une distance de la fosse comparable à celle obtenue au niveau du Péloponnèse.

La longueur de plaque  $L$  est beaucoup plus constante que dans le modèle précédent : elle est en moyenne de 300 km pour les coupes 3,4 et 5 et de 310 pour les coupes 7 et 8. La longueur  $l_2$  du plan de Benioff (200 km) présente cette même constance.

Les résultats sont proches de ceux obtenus pour les coupes radiales dans la partie occidentale, les coupes ayant des orientations similaires. L'angle entre les deux branches du "boomerang" est plus fort ( $130^\circ$ ) et les pendages des deux plans de subduction plus faibles et comparables ( $40^\circ$ ).

Dans la partie occidentale, la longueur  $L$  étant constante, le modèle de McKenzie est plausible. Il subsiste cependant un problème dans la partie orientale: d'une part, la sismicité est très diffuse ; d'autre part, McKenzie (1978) préconise que les failles transformantes de Pline et Strabos orientées SW-NE joignent des tronçons NW-SE où il y a absorption de matière. Or, nous n'observons pas de subduction claire à cet endroit (coupe e9).



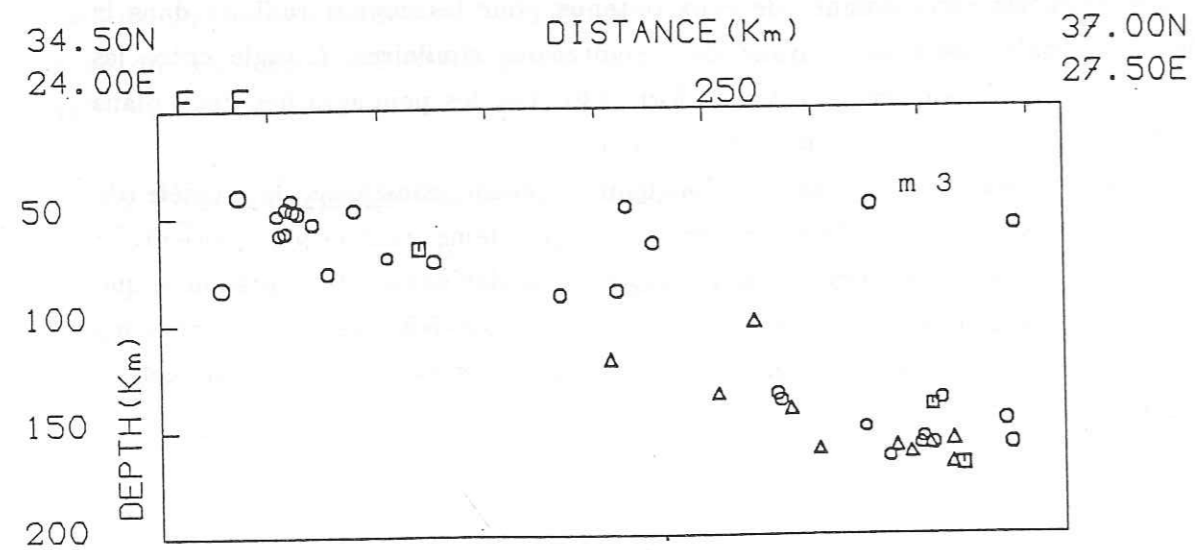
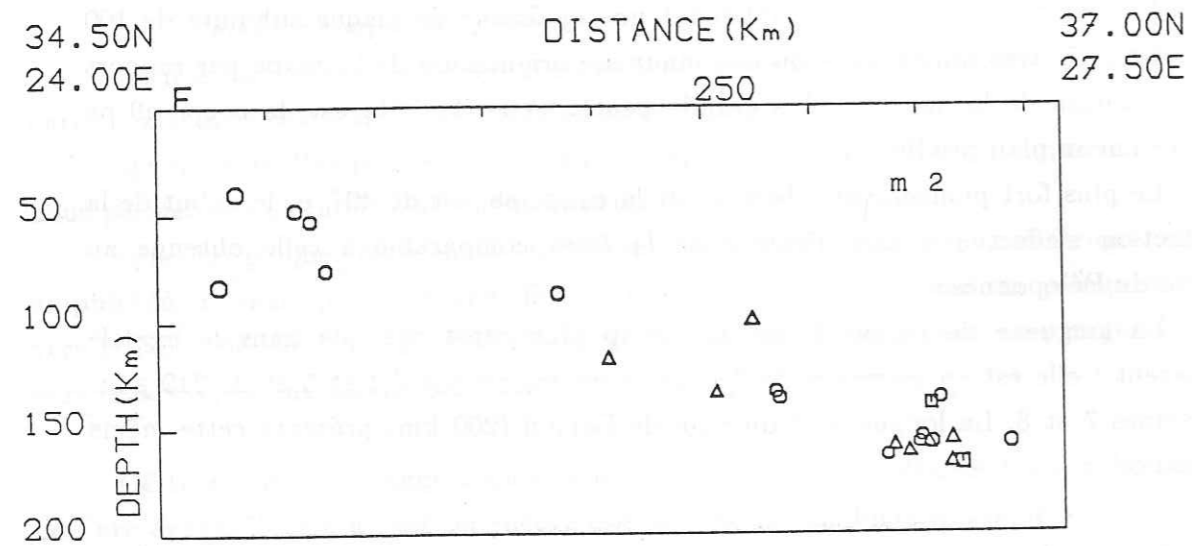
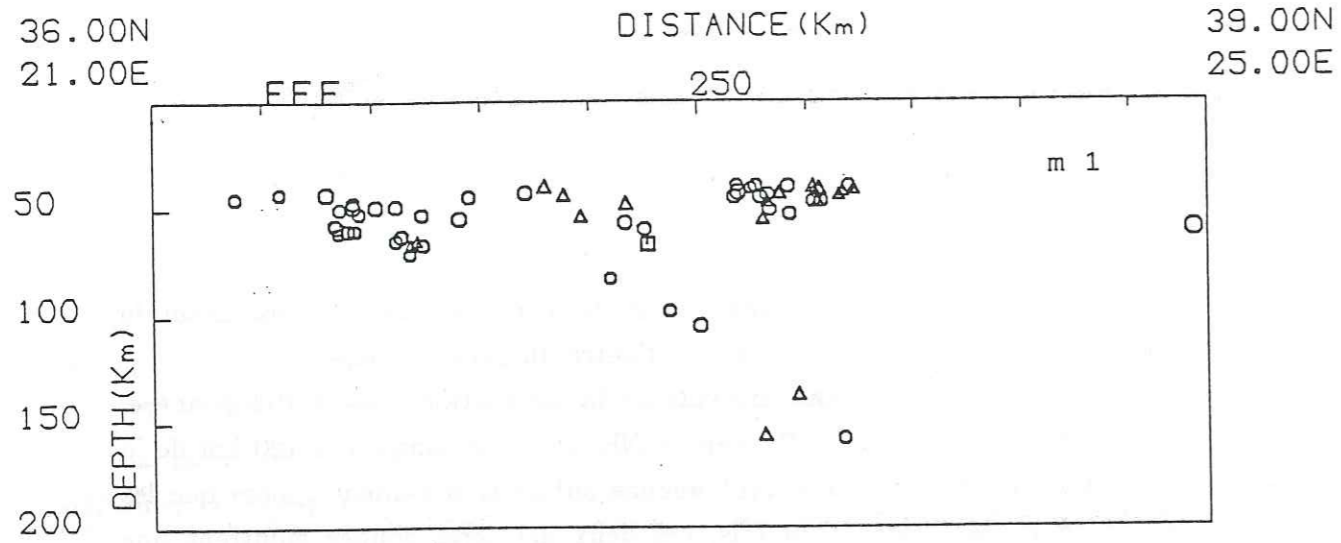


Figure 1-11 : Coupes m1 à m3. Séismes des trois premières classes.  
Les plans des coupes sont représentés en carte sur la figure 1-9.

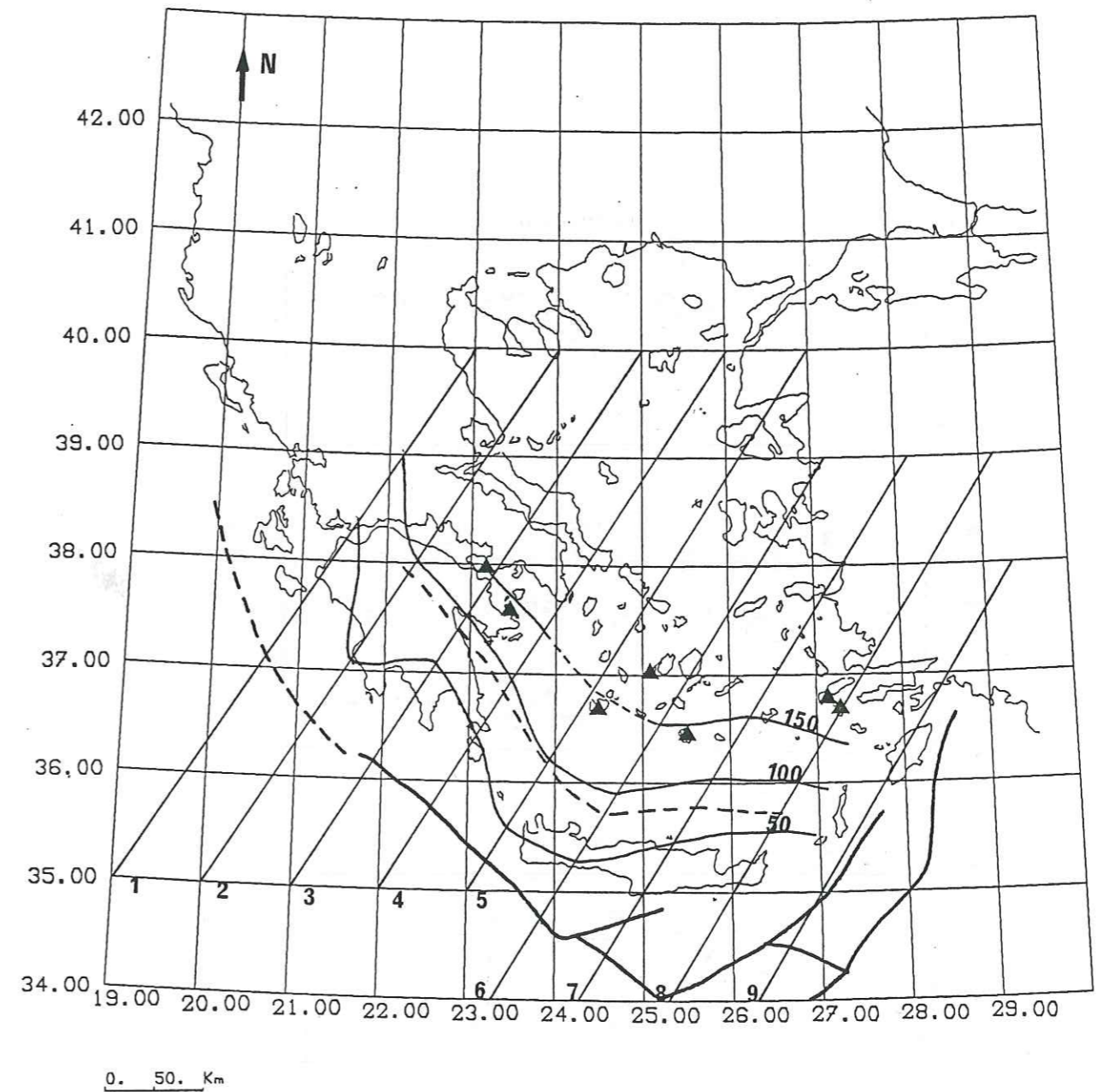


Figure 1-12 a : Coupes parallèles à la direction du mouvement relatif de la plaque Egée définie par McKenzie (1978).  
Isobathes 50 km, 100 km, 150 km déduites des coupes.  
Début de la subduction.



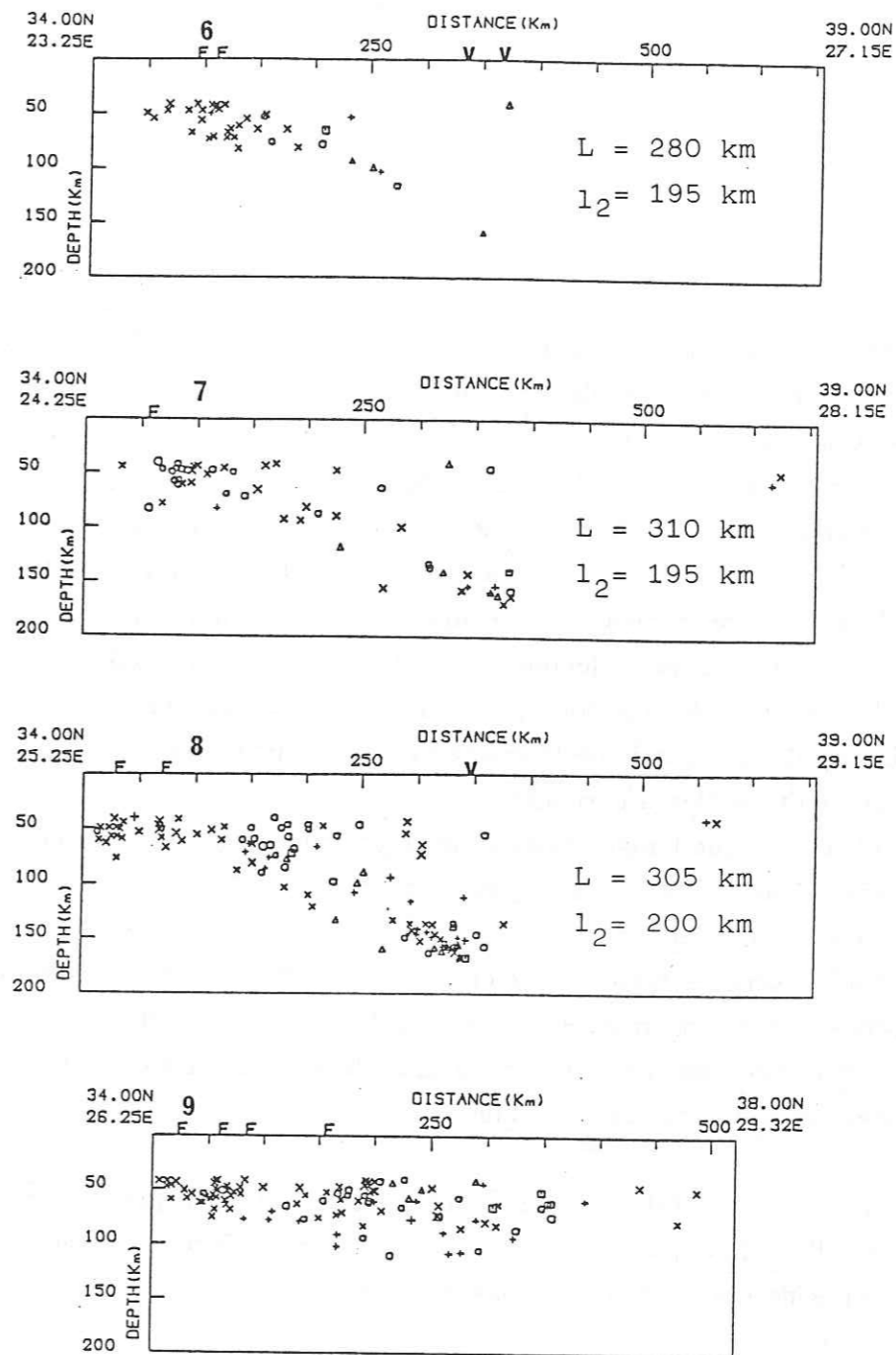
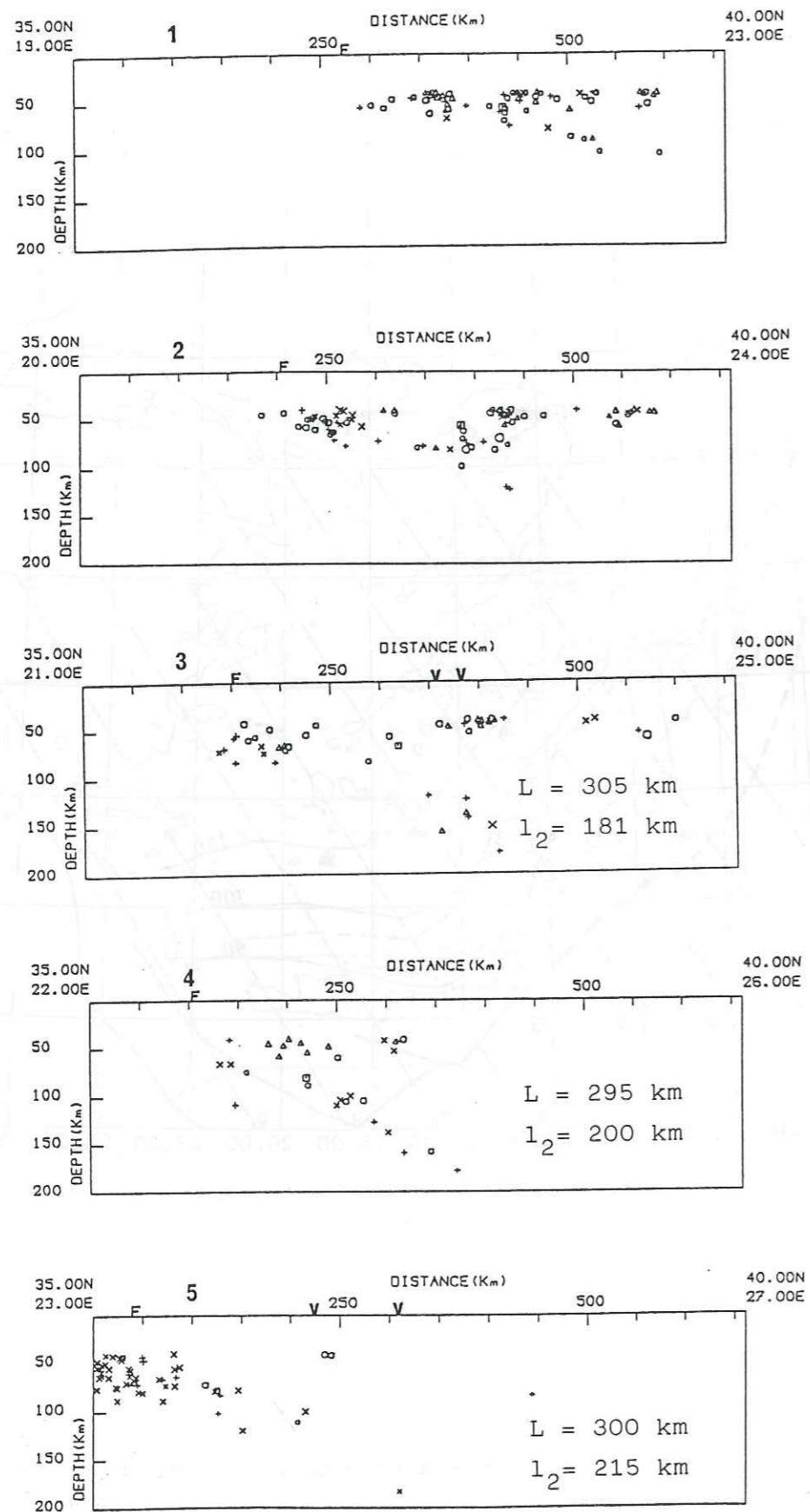


Figure 1-12 b : Coupes e1 à e9.  
 Les symboles représentent la classe des séismes. V = volcan, F = fossé.

Figure 1-12 b

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



**4. Coupes liées au modèle en rotation Le Pichon et Angelier (1979) (Fig. 1-13a,b).**

Nous avons effectué 15 coupes circulaires centrées sur un pôle de rotation situé  $18^\circ \text{ E}-40^\circ \text{ N}$  déterminé par Le Pichon et Angelier. La sismicité est comprise entre deux arcs de cercle espacés de 100 km et les coupes sont effectuées pour des rayons augmentant de 50 km en 50 km. Sur la figure 1-13a, seules les coupes impaires ont été représentées pour des raisons de clarté.

Les premières coupes r1 à r5 montrent que la sismicité est limitée à 100 kilomètres de profondeur au niveau de la Grèce centrale, et qu'il n'existe pas de plan de subduction à ce niveau. Les coupes r6 à r10 montrent des résultats comparables à ceux obtenus précédemment à l'Ouest, à savoir une subduction assez nette sous le Péloponnèse et une zone peu contrainte entre ce dernier et la Crète. Pour la partie orientale, à partir de la coupe c11, la sismicité est très diffuse et ne définit pas clairement un plan à part pour la coupe r12.

Ceci tient au fait que l'augmentation de la profondeur des foyers s'effectue de la fosse vers l'intérieur de l'arc et non pas du Sud vers la Turquie occidentale. La représentation n'est donc pas adaptée.

Nous avons repris les quatre dernières coupes r12 à r15 en considérant les séismes compris sur une largeur de 40 kilomètres (coupes r16 à r19) afin de vérifier que la dispersion n'était pas due à la trop grande largeur de la bande de sismicité prise en compte. Les résultats sont identiques.

Dans la partie occidentale de l'arc, la morphologie de la plaque plongeante est très similaire à celle définie par les autres types de coupes. Dans la partie orientale de l'arc, les coupes ne nous permettent pas d'établir de plan de subduction entre la Crète et la Turquie.

La longueur de plaque L calculée pour ce modèle est très différente de celle prévue par Le Pichon et Angelier (1979). Cette longueur augmente de 310 km pour la coupe r5 à 380 km pour les coupes r12 et r13, mais reste très inférieure à celle prévue par Le Pichon et Angelier (1979) (de 280 km au niveau du Péloponnèse à 500 km à l'extrémité orientale). Comme pour le modèle précédent, la longueur moyenne observée pour le plan de Benioff reste sensiblement constante (190 km). Il apparaît donc que la répartition de la sismicité intermédiaire et les longueurs de plaque impliquées ne confortent pas l'hypothèse du modèle en rotation.

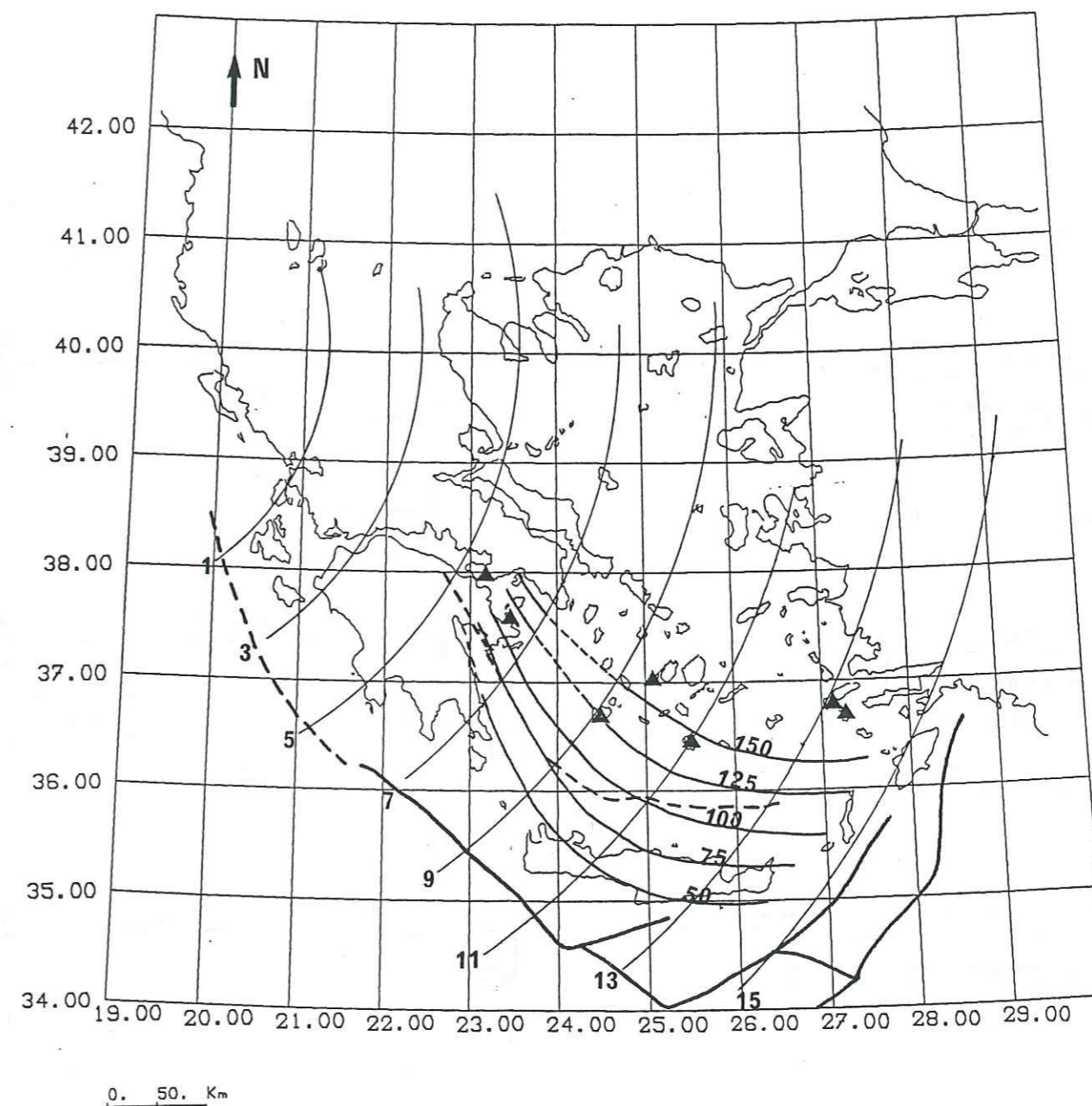


Figure 1-13 a : Plans de coupes suivant des arcs de cercles centrés sur le pôle de rotation défini par Le Pichon et Angelier. Coupes r1 à r15. Isobathes 50 km à 150 km déduites des coupes. Début de la subduction.



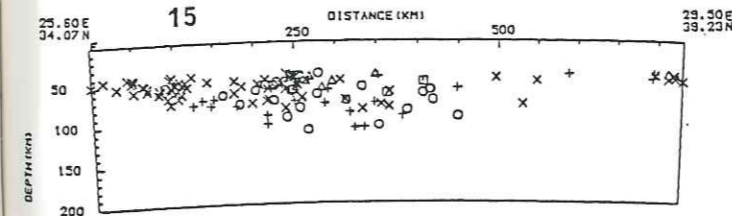
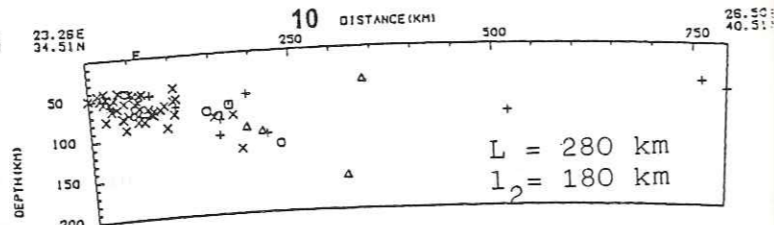
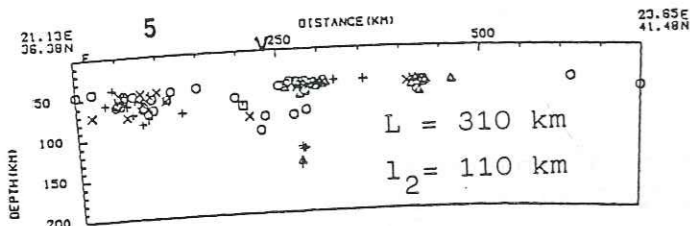
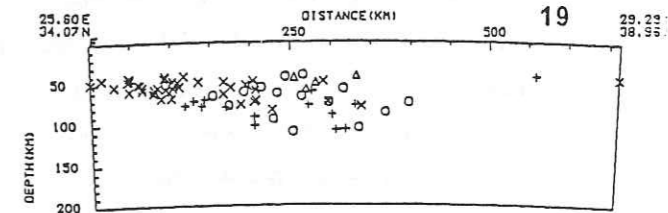
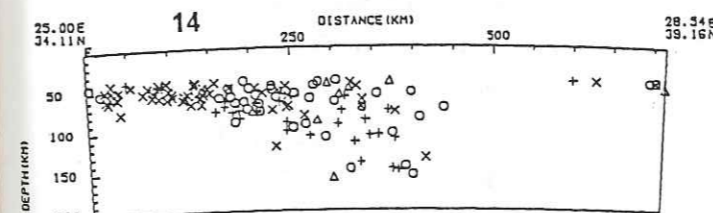
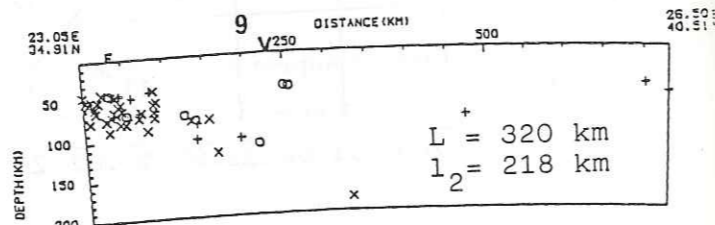
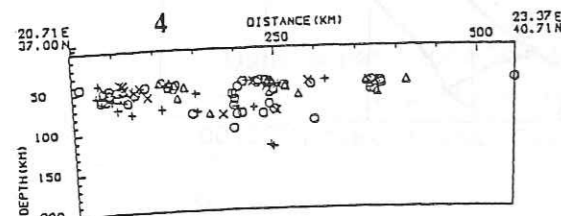
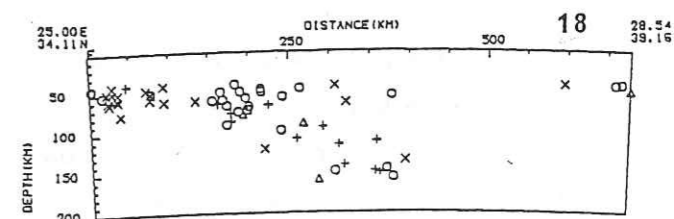
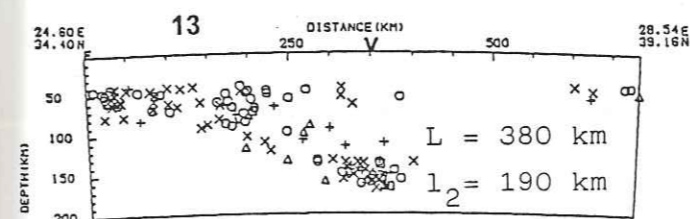
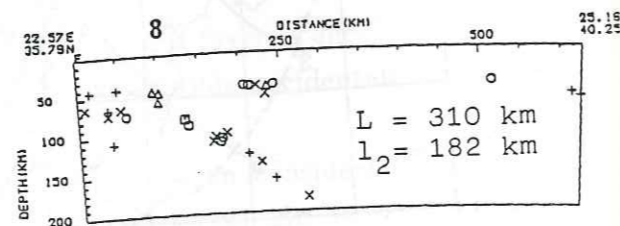
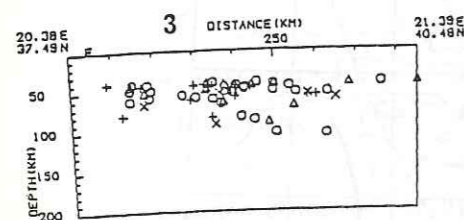
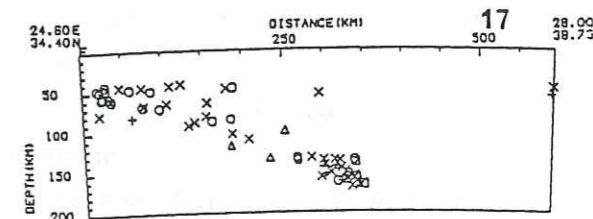
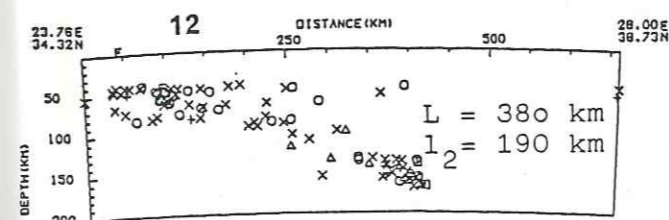
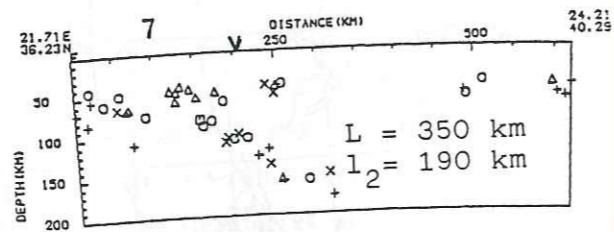
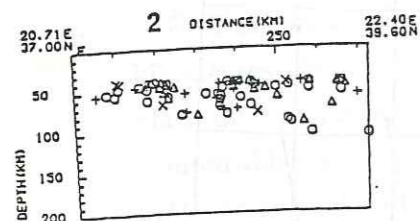
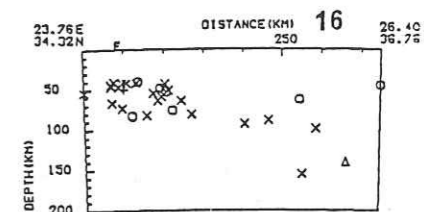
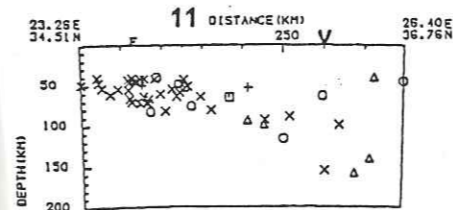
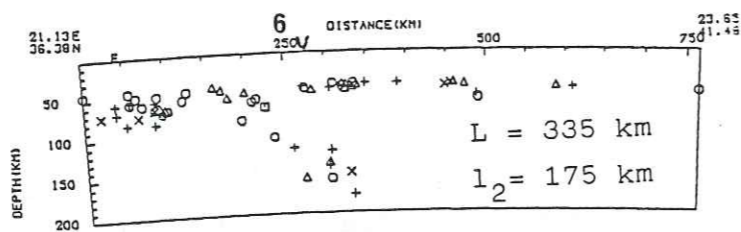
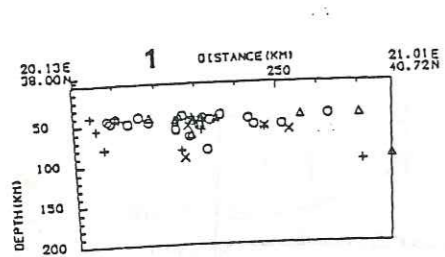


Figure 1-13 b : Coupes r1 à r19.  
 Les symboles représentent la classe des séismes. V = volcan, F = fossé.

Figure 1-13 b.



## IV Discussion.

### 1. Géométrie de la subduction

#### 1.1 Morphologie de la subduction déduite de l'analyse des catalogues ISC de 1964 à 1984.

La répartition de la sismicité que nous obtenons (Fig. 1-7 et 1-9) et les coupes associées permettent de clarifier la géométrie de la zone de subduction :

##### a. Sous le Péloponnèse.

Nous mettons clairement en évidence l'existence d'un plan de Benioff de direction NW-SE plongeant vers le NE à environ 40°; le début de la subduction s'effectue très à l'intérieur du Péloponnèse, au Sud du golfe d'Argolie, à plus de 150 km de distance de la fosse.

##### b. Entre le Péloponnèse et la Crète.

Entre le Péloponnèse et la Crète centrale, la morphologie de la subduction est mal définie en raison du faible nombre de séismes : aucun plan de subduction n'apparaît vraiment clairement.

##### c. Entre la Crète et la Turquie.

Nous montrons qu'il existe une ambiguïté quant à la direction et au plongement du plan de subduction, ambiguïté liée à la qualité des localisations utilisées. Avec l'ensemble des données sélectionnées, nous pouvons envisager soit un plongement orienté NNE de la Crète à l'île de Kos, soit un plongement NNW perpendiculaire au fossé, valable pour toute la partie orientale de l'arc hellénique. Ce dernier schéma est le plus plausible car il est difficile de concevoir, dans le cas d'un plongement vers le NNE (défini sur une bande de 40 km de largeur) que la subduction puisse être brusquement bloquée et reliée vers le SW à des paliers de sismicité de moins en moins profonds et parallèles à la plaque subduite. Lorsque nous n'utilisons que les séismes les mieux localisés, issus des trois premières classes, nous déterminons un plan de direction WNW-ESE penté vers le NNE.

##### d. Début de la subduction.

Nous constatons que le plan incliné matérialisant la plaque plongeante débute

à une distance éloignée des fosses (12=100 km) et à une profondeur variant de 60 km à 80 km.

##### e. Discontinuités le long de l'arc.

Sur une durée de 20 ans, cette zone n'apparaît pas sismiquement continue d'Ouest en Est. La faible sismicité entre Péloponnèse et Crète peut s'expliquer de différentes manières:

- Wyss et Baer (1981), Ambraseys(1981) l'interprètent comme une lacune de sismicité laissant présager une intense sismicité dans cette région, dans les années à venir.

- On peut également l'interpréter par une discontinuité des mécanismes moteurs de la subduction au cours de l'évolution du domaine.

- Soit en terme de déformation discontinue, devant l'incapacité mécanique de la lithosphère méditerranéenne à subduire uniformément le long de l'arc. Cette analyse se rapproche de celle de Richter et Strobach (1978) selon laquelle la complexité de la répartition des séismes indiquerait une fragmentation de la plaque subduite impliquant plusieurs étapes de subduction.

#### 1.2 Comparaison avec d'autres modèles.

Notre répartition diffère, sur certains points, de celles obtenues dans les précédentes études de la répartition de la sismicité.

- Dans la région orientale, notre répartition est très différente de celle obtenue par Makropoulos et Burton (1984). En effet, nous n'observons pas d'augmentation de la profondeur des séismes de la Crète sous Rhodes et en direction de la Turquie.

- Nous ne sommes pas certains qu'il y ait continuité entre les séismes subcrustaux et les séismes intermédiaires à ce niveau. Pour l'ensemble des séismes sélectionnés, nous observons, certes, une distribution relativement continue des foyers, mais cette continuité disparaît lorsqu'on n'utilise que les séismes les mieux contraints en profondeur. Dans cette hypothèse, la géométrie de la subduction n'est plus symétrique, et cela constitue un argument assez fort contre le modèle de Papazachos.

#### 1.3 Conclusion.

L'étude que nous avons menée, conduit aux conclusions suivantes :

- La profondeur des foyers augmente des fossés à l'arc volcanique,
- Le plan de Benioff débute loin des fossés tout le long de l'arc (>100 km),



- Le plongement s'effectue vers le NE sous le Péloponnèse et la ligne de plus grande pente est orientée vers le NW à l'Est,

- Le plan de subduction n'est pas symétrique.

- La longueur (L) constante de la plaque des fossés à l'arc volcanique, la longueur (l<sub>2</sub>) constante du plan de Benioff suivant une direction NE, le plongement vers le NE déterminé par les séismes les mieux localisés en profondeur sont des arguments en faveur de l'existence d'une subduction homogène vers le NNE le long de l'arc hellénique, et compatible avec la direction de rapprochement Afrique-Europe. Ces résultats semblent plutôt en faveur de l'hypothèse de McKenzie (1978). Pour pouvoir préciser, nous allons reprendre la distribution des vecteurs glissement le long de l'arc, qui étaient l'un des arguments forts du modèle de Le Pichon et Angelier (1979).

## V Mécanismes au foyer et vecteurs glissement.

Nous avons déterminé une géométrie probable de la zone de subduction par l'analyse de la sismicité. La cinématique, quant à elle, ne peut l'être que par le mouvement relatif le long de cette discontinuité.

Il est admis habituellement (i.e. Isacks et Molnar, 1971), que pour des profondeurs inférieures à 150 km, le vecteur glissement des mécanismes au foyer permet de remonter au déplacement. En revanche, pour des profondeurs supérieures à 150 km, il faut alors analyser la direction et le plongement de l'axe T pour connaître la cinématique de la subduction.

Deux auteurs ont tenté d'intégrer l'ensemble des mécanismes focaux connus dans l'arc égéen pour déduire, de l'analyse des vecteurs glissements, une cinématique d'une "plaque Egée". Il s'agit de McKenzie (1972 et 1978) et de Le Pichon et Angelier (1979). Il faut cependant garder à l'esprit que les mécanismes au foyer sont peu nombreux dans l'arc égéen. La magnitude des séismes n'étant que rarement supérieure à 5.5, il est difficile d'utiliser les enregistrements du réseau WWSSN. Par ailleurs, ces deux auteurs se sont toujours placés dans l'hypothèse de plaques rigides. On sait, d'après les observations de tectonique et de paléomagnétisme, que cela n'est pas complètement vrai dans le domaine égéen.

McKenzie moyenne l'ensemble des vecteurs glissement le long de l'arc égéen pour proposer une translation, vers le Sud-Est, de la plaque Egée. La vitesse relative Egée-Afrique, serait comprise entre 3.5 et 7 cm/an. Nous avons eu accès à toutes les

données utilisées par McKenzie, qui a lui-même déterminé les solutions focales, et utilisé certaines solutions de Wickens.

Le Pichon et Angelier utilisent principalement des solutions déterminées par Ritsema (1974), malheureusement il n'est pas possible de vérifier ces données qui sont réparties en 4 classes de qualité différentes. Le Pichon et Angelier conservent les 3 premières classes de Ritsema et y ajoutent 3 mécanismes de McKenzie. Ils régionalisent alors les vecteurs glissement et observent une rotation du vecteur moyen de 58° au voisinage des îles ioniennes à 17° au niveau de Rhodes. De cette variation de l'azimut du vecteur glissement, ils déduisent que la plaque Egée tourne autour d'un pôle situé à 40° N et 18° E.

Dans ce paragraphe, nous allons tenter de reprendre et préciser les données disponibles actuellement, il s'agit:

- Des deux premières classes de Ritsema, que nous ne pouvons vérifier.

- Des mécanismes de McKenzie

- Des mécanismes déterminés par Dziewonsky et al (1981-1988) par la méthode de l'inversion du tenseur centroïde des moments.

- De deux mécanismes déterminés par Lyon-Caen et al (1988) par modélisation des ondes de volume.

La profondeur des foyers est celle donnée par l'USGS ou l'ISC. Pour des séismes de magnitude supérieure à 5.5, elle peut être considérée comme relativement fiable (<10 km), par contre pour des magnitudes inférieures les erreurs, surtout pour la profondeur, peuvent atteindre 50 km.

Nous avons ainsi répertorié 53 solutions (tableau III) dont 25 correspondent à des séismes crustaux ( $z < 40$  km), 22 à des séismes subcrustaux ( $40 < z < 70$  km), et 6 à des séismes intermédiaires ( $z > 70$  km). Pour choisir entre le plan de faille et le plan auxiliaire, nous prendrons comme plan de faille celui se rapprochant des observations tectoniques en surface.

### a) Séismes crustaux

Si l'on parcourt d'Ouest en Est l'arc égéen, on constate une bonne cohérence de l'azimut du vecteur glissement dans les îles ioniennes, l'azimut moyen est de 40° pour les séismes n° 20, 30, 38, 47, 49, 50. Le séisme n° 9, localisé au centre du Péloponnèse, est différent ; mais il participe probablement à une tectonique différente (Pedotti, 1988). Au Sud du Péloponnèse, les séismes n° 2, 34, 35, 52 sont eux aussi très semblables, leur azimut moyen est de 35°. Par contre, le séisme de



Kalamata montre un mécanisme en faille normale avec un vecteur glissement orienté N 280°, ceci est très semblable au mécanisme n° 11, localisé lui aussi un peu en arrière de l'arc.

Au Sud de la Crète, on peut distinguer deux familles de mécanismes : à l'Ouest les séismes n° 31, 39, 44 ont un azimut moyen de 43° ; tandis que ceux localisés à l'Est n° 16, 17, 24, 28, 29 ont un azimut moyen de 10°. Un séisme, le 48 déterminé par Dziewonsky, a un azimut très différent, de 261°. Enfin plus à l'Est, on dispose de 2 mécanismes, l'un en faille normale le n° 45 avec un azimut de 331°, l'autre le n° 21 avec un azimut de 15°.

#### b) Séismes subcrustaux

Parcourant, de la même manière, l'arc égéen, on observe : dans la région des îles ioniennes, un premier groupe n° 5, 6, 18, 19 dont l'azimut moyen est de 68°. A l'Ouest de la Crète, un groupe constitué des séismes n° 1, 10, 12, 23, 32, 33, 36, 41 montre un azimut moyen de 40°. A l'Est de la Crète, les séismes n° 15, 44, 51 ont un azimut de 24°. Par contre, entre la Crète et Rhodes, les séismes n° 14 et 40, tous les 2 inverses, montrent un glissement orienté à 320°. Enfin, au Sud de Rhodes, 4 solutions n° 22, 25, 26, 27 ont un azimut moyen de 20°.

#### c) Séismes intermédiaires

On ne dispose, pour cette catégorie que de 6 séismes. Deux à l'Ouest du Péloponnèse, dont le plan focal n'est pas bien contraint, mais dont le vecteur glissement l'est, montrent un azimut de 16° et de 62°. Quatre séismes, dans la région de Rhodes, montrent un azimut moyen de 11°.

Les mécanismes étudiés sont très hétérogènes en qualité et obtenus par des méthodes différentes. Parcourant l'arc égéen d'Ouest en Est, il apparaît une variation de l'azimut du vecteur glissement. Dans le cas des séismes crustaux, il y a une certaine dispersion et cette variation n'apparaît pas continue. Par ailleurs, on observe 3 séismes en extension, localisés légèrement en arrière de l'arc. Dans le cas des séismes sub-crustaux, la variation de l'azimut avec la longitude apparaît plus clairement, passant de 68° à l'Ouest à 20° à l'Est, deux mécanismes localisés entre la Crète et Rhodes et inverses, ont un azimut très différent. Enfin les séismes intermédiaires, hormis le n° 8, ne montrent pas une telle variation d'azimut.

Il nous semble donc plausible que la sismicité intermédiaire est représentative de la cinématique Afrique-Europe alors que la sismicité superficielle est

représentative du mouvement Egée-Afrique, mais aussi de la déformation interne de l'Egée. On observe donc une très grande complexité dans le champ de déformation de la lithosphère égéenne. Cette observation est à rapprocher du champ de contrainte obtenu, à l'aide de la microsismicité, dans le Péloponnèse.

Si on rapproche ces données de l'hypothèse selon laquelle la plaque subduite peut se décomposer en deux segments, l'un "plat" de longueur comprise entre 150 et 200 km, l'autre penté à 45°, de longueur comprise entre 100 et 300 km, on peut alors proposer l'explication suivante.

La dynamique de la subduction égéenne est la superposition de deux phénomènes. L'un dû au rapprochement Europe-Afrique, dont l'image est la sismicité intermédiaire et dont la cinématique est approximativement NS. L'autre plus complexe, illustré par la sismicité superficielle et dont la cinématique n'est pas représentable en terme de plaque rigide.

Il serait souhaitable pour confirmer cette hypothèse de disposer de nouvelles localisations très précises décrivant la sismicité profonde le long de l'arc, et de nouvelles solutions focales de séismes crustaux, subcrustaux et intermédiaires. Les résultats de l'expérimentation menée durant l'été 1988 sur les parties centrale et orientale du domaine égéen seront en ce sens les bienvenus.



Numéro	Date et Localisation		Profondeur km	Magnitude	Azimut (°)	Auteur
	Jour	Lat(°) Lon(°)				
1	480724	34.40 24.50	60.0	6.4	20	R
2	580503	36.15 21.74	27.0	5.5	45	R
3	610523	36.60 28.30	72.0	6.3	0	M
4	620126	35.24 22.73	0.0	6.2	18	R
5	620410	37.79 20.11	40.0	6.3	56	R
6	620706	37.78 20.16	48.0	5.5	60	R
7	620828	37.80 22.90	100.0	6.3	16	M
8	640717	38.20 23.70	150.0	5.4	62	M
9	650405	37.70 21.80	34.0	5.7	34	M
10	650409	35.10 24.30	51.0	6.0	60	M
11	650427	35.70 23.50	14.0	5.5	277	L
12	650824	35.67 23.50	54.0	4.7	30	R
13	651128	36.30 27.50	89.0	5.8	28	M
14	660214	34.96 27.11	43.0	4.8	320	R
15	660509	34.31 26.44	43.0	4.7	20	R
16	660509	34.43 26.44	13.0	5.3	23	R
17	660509	34.50 26.40	20.0	5.5	25	M
18	660611	37.37 21.08	47.0	4.8	78	R
19	670514	37.70 21.17	48.0	4.8	80	R
20	680328	37.84 20.89	23.0	5.3	24	R
21	680530	35.49 27.96	21.0	5.3	15	M
22	680804	35.36 27.77	42.0	4.5	25	R
23	681225	34.99 24.31	58.0	5.0	25	R
24	690131	34.29 26.14	31.0	4.8	350	R
25	690416	35.23 27.72	58.0	5.1	355	R
26	690416	35.34 27.77	45.0	5.2	15	M
27	690515	35.28 27.73	46.0	4.8	43	R
28	690612	34.40 25.06	25.0	5.8	8	M
29	690612	34.43 25.04	22.0	5.8	5	R
30	690708	37.50 20.31	0.0	5.5	42	R
31	711217	34.96 23.97	33.0	4.7	55	R
32	720504	35.12 23.61	46.0	5.9	16	M
33	720504	35.12 23.61	46.0	5.9	66	R
34	730105	35.81 21.83	33.0	5.6	40	R
35	730105	35.81 21.84	33.0	5.3	46	M
36	730126	35.82 22.10	58.0	4.7	60	R
37	730406	34.43 25.25	16.0	5.1	30	R
38	730714	37.90 21.11	36.0	4.7	75	R
39	731129	35.18 23.80	26.0	5.7	49	M
40	750922	35.29 26.23	63.0	5.3	325	M
41	770818	35.27 24.08	45.3	5.5	48	D
42	771128	35.18 27.94	85.0	5.4	13	D
43	780307	34.19 25.45	42.0	5.4	6	D
44	790615	34.82 24.42	33.0	5.5	26	D
45	790723	35.29 26.75	15.0	5.2	331	D
46	790822	35.75 27.89	94.4	5.7	3	D
47	810624	37.84 20.45	22.0	5.1	8	D
48	810913	34.56 25.13	15.0	5.0	81	D
49	830117	38.13 20.38	10.1	6.9	60	D
50	830323	37.92 20.48	32.7	6.2	30	D
51	850927	34.05 26.94	43.8	5.6	46	D
52	860608	36.67 22.20	29.0	6.5	25	D
53	860913	37.10 22.19	5.0	5.8	280	L

Tableau 3 : Vecteurs glissement. D: Dziewonski; L: Lyon-Caen; M: McKenzie

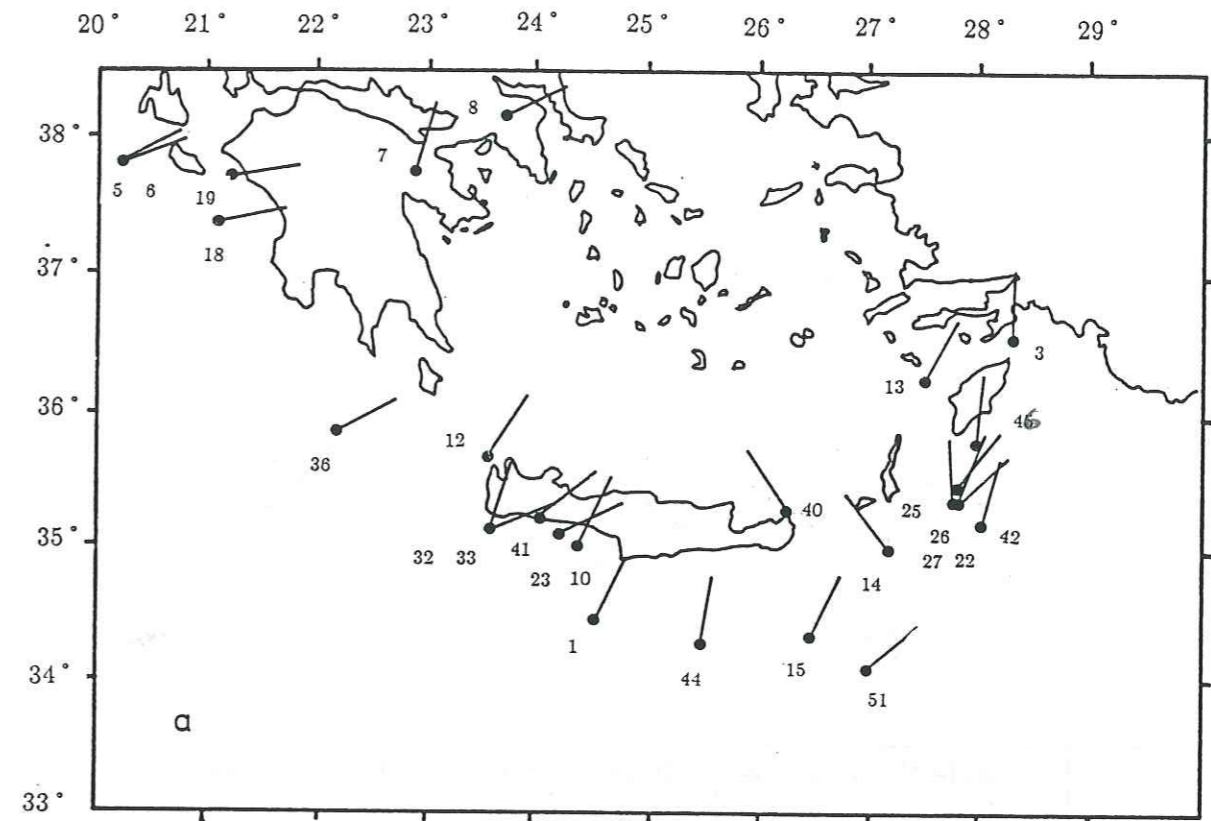
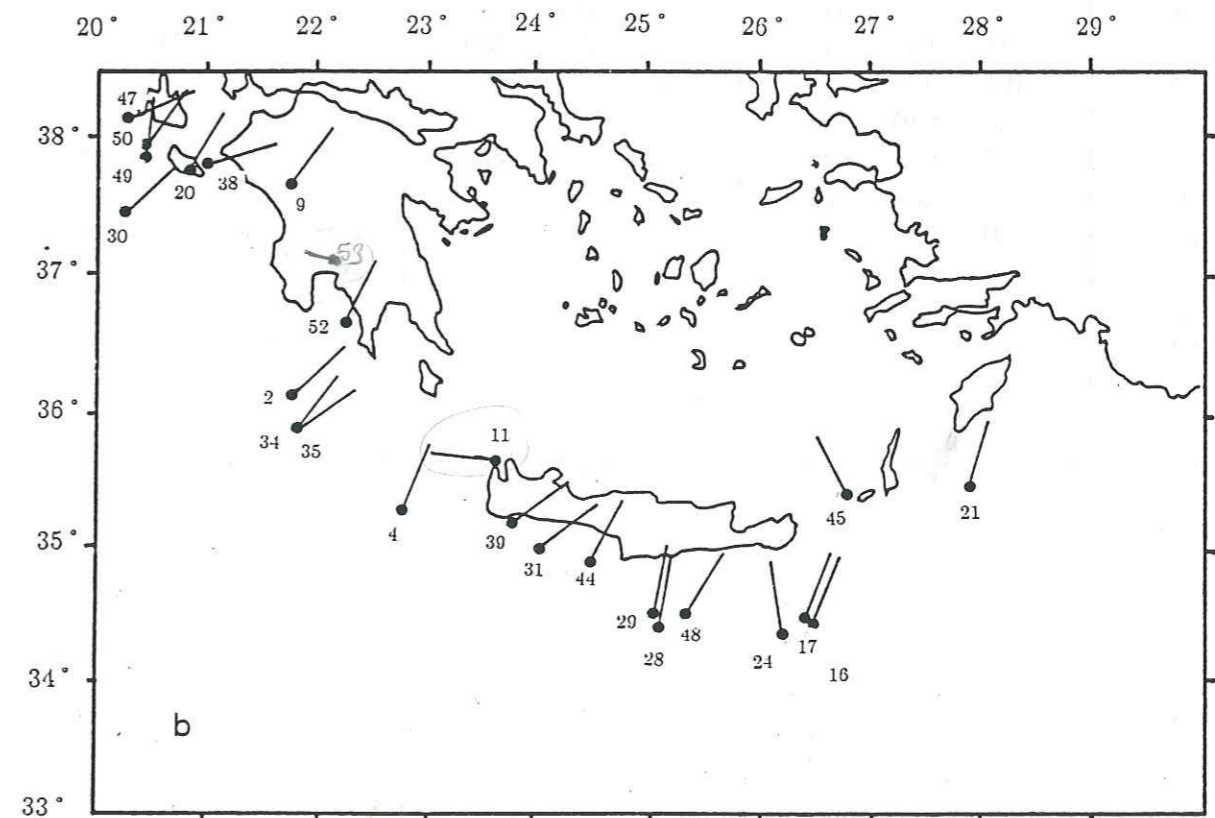
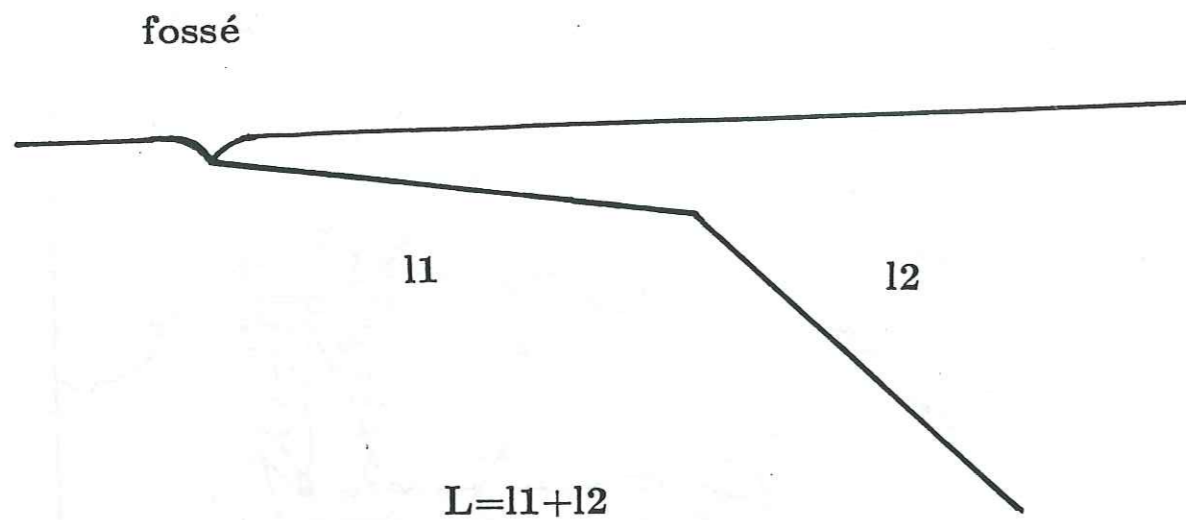


Figure 1-14 a : Projection horizontale des vecteurs glissement de séismes subcrustaux et intermédiaires.

b : Projection horizontale des vecteurs glissement de séismes crustaux. Les numéros correspondent aux séismes du tableau 3.







### III - INVERSION TRIDIMENSIONNELLE DE LA STRUCTURE EN VITESSE SOUS LE PELOPONNESE

N° Coupe	Modèle Papazachos			Modèle Mc Kenzie			Modèle Le Pichon		
	$l_1$	$l_2$ (km)	L	$l_1$	$l_2$ (km)	L	$l_1$	$l_2$ (km)	L
3	150	130	280	124	181	305			
4	125	190	315	95	200	295			
5	115	195	310	85	215	300	200	110	310
6	100	200	300	85	195	280	160	175	335
7	100	240	340	118	195	313	160	190	350
8	100	240	340	105	200	305	128	182	310
9	105	230	335				102	218	320
10	80	175	255				100	180	280
11	65	150	215				150	170	320
12	0	135	135				190	190	380
13							190	190	380

Tableau 2 : Longueurs de plaque. L: longueur totale; l1: longueur du niveau plat.  
l2: longueur du plan de Benioff.



## Introduction

La région que nous étudions dans cette partie, le Péloponnèse, constitue la partie occidentale du domaine égéen. Comme nous l'avons souligné précédemment, ce domaine, situé entre les plaques africaine et européenne rigides, est très déformable. Les déformations observées sont de deux types: les déformations de type mécanique, matérialisées par les grands chevauchements tertiaires, les plis et les failles, et les déformations d'origine thermique, se traduisant par du métamorphisme et du volcanisme.

Nous rappelons brièvement ici les principales propriétés tectoniques et structurales du Péloponnèse et des régions avoisinantes.

Depuis le Miocène supérieur, la tectonique globalement extensive affectant le Péloponnèse a favorisé la création de nombreux bassins subsidents dont les principaux sont ceux de Laconie, de Mégalopolis, de Messénie et d'Olympie.

Le régime tectonique de la région ionienne contraste avec la tendance d'extension générale. En effet, on observe pour cette zone une tectonique en compression et l'absence de phases extensives importantes (Mercier et al., 1979). Pedotti (1988) a montré, que dans la période actuelle, le secteur en compression s'étendait au Péloponnèse Nord-occidental et qu'un brusque changement de régime tectonique de compression E-W à extension N-S avait lieu de part et d'autre d'une ligne joignant la région de Patras à celle de Kiparissia. C'est également au Sud des îles ioniennes que s'effectue la transition collision-subduction.

Durant le Quaternaire, la région du golfe de Corinthe et le Nord-Est du Péloponnèse ont été affectés par de nombreuses failles normales indiquant une extension N-S. Cette extension N-S s'observe jusqu'au centre du Péloponnèse ; plus au Sud, les directions d'extension sont orientées NW-SE à E-W au niveau du seuil de Cythère (Lybérès, 1984).

Du point de vue structural, la chaîne hellénique a été affectée au Néogène, dans le Péloponnèse, par deux accidents transversaux de grande ampleur décalant les unités structurales sur plusieurs dizaines de kilomètres : la transversale d'Olympie interprétée comme un décrochement sénestre n'affecte que la partie occidentale des nappes externes. La transversale du Magne a une origine mal connue ; elle aurait joué en décrochement au Miocène supérieur, puis en faille



normale lors de la phase extensive Plio-Quaternaire (Lallemant et al., 1983).

Notons enfin que le Péloponnèse a subi depuis le Pliocène d'importants mouvements verticaux (Kelletat et al., 1978 ; LePichon et Angelier, 1981) : la partie orientale est subsidente alors que les régions occidentales et septentrionales ont subi des soulèvements de plusieurs mètres.

La complexité de ce domaine, tant du point de vue structural que du point de vue tectonique, suggère qu'il pourrait exister de fortes hétérogénéités de vitesse dans la lithosphère, liées aussi bien à la tectonique et au contexte structural dans la croûte, qu'à la subduction dans le manteau supérieur (cf. chapitre I). Actuellement, la connaissance de la structure de vitesse sous la partie occidentale du domaine égéen est très limitée. En effet, seuls les profils de sismique réfraction effectués de 1971 à 1974 ont permis d'établir la structure de vitesse en fonction de la profondeur (Makris, 1977, 1978). Les seules informations dont nous disposons pour effectuer notre inversion, sont celles issues d'inversions de temps d'arrivée effectuées au dessus d'autres zones de subduction (Roecker, 1981 ; Grasso, 1981 ; Cunningham et al., 1986 ; Spakman, 1988). Les résultats de ces inversions mettent en évidence une zone à forte vitesse dont la morphologie peut être assimilée à celle de la subduction (déterminée par la sismicité), surmontée d'un manteau caractérisé par une couche de vitesse anormalement faible.

Dans ce chapitre, nous proposons une inversion tridimensionnelle à partir de séismes locaux enregistrés par un réseau temporaire de sismographes répartis dans le Péloponnèse et les régions avoisinantes durant 7 semaines. Notre but est de déterminer les caractéristiques de la structure de vitesse sous ces régions, et notamment de mettre en évidence l'existence éventuelle d'hétérogénéités latérales tant dans la croûte que dans le manteau supérieur.

## I Le problème inverse: rappels théoriques.

Le problème, exposé de la façon la plus simple, revient à obtenir des informations sur l'intérieur de la terre, à partir des temps d'arrivée des ondes sismiques enregistrées en surface.

Pour localiser des séismes, on se fixe un modèle de vitesse de la terre, et on utilise les différences entre temps de trajet observés et temps de trajet calculés pour le modèle choisi. Mais ces différences sont composées de plusieurs erreurs cumulées:

- erreurs de lectures des temps d'arrivée.
- erreurs sur l'appréciation du modèle de vitesse initial.
- erreurs sur la discrétisation de la structure.
- erreurs sur la localisation.

De ce fait, la localisation des séismes dépend du degré de connaissance de la structure tridimensionnelle de vitesse de la terre.

Afin d'obtenir une information la plus précise possible de la structure étudiée à partir des temps de trajet des ondes P et S, nous devons déterminer simultanément, d'une part les paramètres des séismes locaux, c'est-à-dire temps origine, latitude, longitude, profondeur, et d'autre part les paramètres décrivant la structure de vitesse. Nous n'obtiendrons pas un modèle de vitesse final absolu et unique, mais une solution tridimensionnelle des variations de vitesse par rapport à un modèle initial fixé, la plus proche possible d'une solution exacte.

De manière générale, on cherchera à expliquer les résidus des temps de trajet:

- par des variations des paramètres hypocentaux.
- par des variations relatives de vitesse isotrope.

### 1. Théorie.

Le but de la méthode est de trouver une solution simultanée pour les quatre paramètres hypocentaux, pour les vitesses P et S, dans une structure tridimensionnelle, afin de minimiser les résidus des temps d'arrivée des ondes P et S : c'est le problème inverse couplé hypocentre-vitesse. Cette inversion couplée hypocentre-vitesse permet le calcul des meilleurs paramètres hypocentaux, et paramètres de vitesse, par minimisation optimale simultanée de tous les résidus de temps de trajet d'un grand nombre de séismes. La méthode que nous utilisons



(Roecker, 1981), est basée sur l'inversion par blocs proposée par Aki et Lee (1976).

Pour un événement donné  $i$ , enregistré à une certaine station  $j$ , le temps d'arrivée de l'onde sismique est fonction des quatre paramètres hypocentaux, et de la structure de vitesse discrétisée traversée par le rai sismique du foyer à la station soit :

$$T_{i,j} = F(t_i, x_i, y_i, z_i, m_1, m_2, \dots, m_k)$$

$$T_{i,j} = F(H_i, V(x, y, z)) \quad (1)$$

où  $T_{i,j}$  : temps d'arrivée observé

$t_i$  : temps origine

$x_i, y_i, z_i$  : coordonnées hypocentrales

$m_1, \dots, m_k$  : paramètres décrivant le modèle de vitesse.

$H_i$  : fonction décrivant les paramètres hypocentaux

$V(x, y, z)$  : fonction décrivant les paramètres du modèle de vitesse.

Ce temps d'arrivée constitue la seule quantité mesurable mais l'on peut par la théorie des rais, calculer un temps d'arrivée théorique en estimant les paramètres inconnus.

$$Tc_{i,j} = F(\bar{t}_i, \bar{x}_i, \bar{y}_i, \bar{z}_i, \bar{m}_1, \bar{m}_2, \dots, \bar{m}_k)$$

$$Tc_{i,j} = F(H_i, \bar{V}(x, y, z)) \quad (2)$$

où le  $\bar{x}$  représente un paramètre estimé.

On calcule ainsi un temps de trajet théorique pour chaque événement à une station donnée, et on le compare au temps de trajet observé.

La différence entre ces temps de trajet est donnée par :

$$Tres_{i,j} = Tobs_{i,j} - Tcal_{i,j} = F(DH_i, DV(x, y, z)) \quad (3)$$

où  $D$  est la différence entre les paramètres vrai et estimé, minimisée au sens des moindres carrés.

Afin d'exprimer ces différences, il est nécessaire de connaître la dépendance des divers paramètres sur le temps de trajet observé ; on peut le faire par résolution de

système linéaire d'équations développées en série de Taylor.

$$Tres_{i,j} = \sum_{l=1}^4 \frac{\delta F_{i,j}}{\delta h_l} * \Delta h_{li} + \sum_{k=1}^n \frac{\delta F_{i,j}}{\delta m_k} * \Delta m_k + \xi_{i,j} \quad (4)$$

où

$\frac{\delta F_{i,j}}{\delta h_l}$  : dérivées partielles du temps de trajet par rapport au  $l^{ieme}$  paramètre hypocentral.

$\frac{\delta F_{i,j}}{\delta m_k}$  : dérivées partielles du temps de trajet par rapport au  $k^{ieme}$  paramètre du modèle.

$\Delta h_{li}$  : ajustement du  $l^{ieme}$  paramètre hypocentral du séisme  $i$ .

$\Delta h_{li} = \bar{h}_{li} - h_{li}$

$\Delta m_k$  : ajustement du  $k^{ieme}$  paramètre du modèle.

$\Delta m_k = \bar{m}_k - m_k$

Pour un ensemble de  $N$  observations liées à un même événement, on aura  $N$  équations du type (4) pour ce séisme. Les résidus de temps de trajet sont alors minimisés au sens des moindres carrés, en effectuant des corrections ou ajustements à la solution initiale. Le problème inverse se formule alors : " Soit  $v$  un vecteur de données (temps de trajet observés), et  $f$  un modèle de propagation permettant de calculer des données théoriques (temps de trajet calculés) à partir d'un ensemble de paramètres  $p$ . Existe-t-il des valeurs  $\bar{p}$  des paramètres approchant "au mieux" les données  $v$  ?". L'approche "au mieux" se traduit par une minimisation par rapport à  $x$ , de la norme  $L_2$  (ou norme euclidienne (voir Grasso, 1981) du vecteur des résidus  $v-f(p)$ , c'est-à-dire de la quantité réelle  $(v-f(p))^T (v-f(p))$ .

## 2. Problème couplé hypocentre-vitesse.

En supposant que le modèle de vitesse de départ soit correct, on élimine les calculs relatifs aux paramètres du modèle et on se rapproche du cas classique de localisation dont les solutions sont obtenues par des programmes tels que HYPO71 (Lee et Lahr, 1975) ou HYPOINVERSE (Klein, 1978). En suivant cette approche, on peut avoir de fortes erreurs de localisations induites par un mauvais choix du modèle de vitesse ou par une mauvaise répartition des stations.

L'introduction des paramètres du modèle comme nouvelles inconnues nécessite de résoudre simultanément le système d'équations pour un grand nombre de séismes : c'est le problème inverse couplé hypocentre-vitesse.



En exprimant l'équation (4) sous forme matricielle, on obtient:

$$t = Ad + e \quad (5)$$

où

$t$  : vecteur des résidus des temps de trajet.

$A$  : matrice des dérivées partielles de  $F$  par rapport à chaque paramètre inconnu.

$d$  : vecteur des ajustements déterminé au sens des moindres carrés

$e$  : erreur gaussienne, représentant une partie des résidus inexpliqués par les ajustements des paramètres inconnus, c'est à dire les erreurs de linéarisation et de calcul. Le problème inverse se formule alors : " existe-t-il  $d$  tel que  $|t - A d|$  soit minimum ?".

$d$  est déterminé en minimisant  $|t - A d|^2$  et les variations du temps de trajet nécessaires pour réduire les résidus se traduisent par des corrections des paramètres initiaux. Pour un ensemble de  $S$  séismes enregistrés à  $R$  récepteurs, on aura  $m = R S$  équations à  $n = 4 S + k$  inconnues.

### 3. Solution.

#### 3.1 Solution générale.

Selon Wolberg (1977), on peut appliquer un critère de moindre carré pour obtenir la solution de tout système surdéterminé. Pour un système d'équations linéaires défini par l'équation (5), le moyen le plus simple pour inverser le problème est d'écrire les équations normales en multipliant par  $A^T$  :

$$(A^T A) d = A^T t \quad (\text{Levenberg, 1944})$$

Suivant Aki et al. (1976), on obtient la solution par inversion de la matrice symétrique  $A^T A$  si cette dernière est inversible.

Soit

$$\bar{t} = (A^T A)^{-1} A^T t \quad (6)$$

Cependant, la solution est souvent instable, la matrice  $A^T A$  ayant de faibles valeurs propres. Il est courant de faire appel à une formulation stochastique proposée par Franklin (1970). Cette formulation introduit un facteur de pondération  $\Theta^2$  qui gouverne la stabilité de la solution.

Suivant Aki et Richards (1980) on écrit alors (6):

$$\bar{t} = (A^T A + \Theta^2 I)^{-1} A^T t \quad (7)$$

où

$\bar{t}$  est l'approximation de la vraie solution aux moindres carrés  $t$ .

$\Theta^2 = \frac{\sigma_n^2}{\sigma_n^2}$  est le rapport de la variance des données sur la variance du modèle.

La figure 1.1 montre les variations des ajustements apportés aux paramètres en fonction des valeurs propres de la matrice  $A^T A$  dans les cas de la méthode inverse généralisée et de la méthode de l'inverse stochastique. On peut voir que pour les faibles valeurs propres, les variations engendrées des paramètres tendent vers l'infini dans le cas de l'inverse généralisé, alors qu'elles tendent vers zéro dans le cas de l'inverse stochastique, d'où l'intérêt de l'utilisation de l'inverse stochastique.

#### 3.2. Séparation des paramètres hypocentaux et des paramètres de vitesse.

Les techniques de séparation de paramètres proposés par Pavlis et Boocker (1980) et Spencer et Gubbins (1980) permettent de trouver séparément les solutions des paramètres hypocentaux et des paramètres du modèle, tout en tenant compte du problème couplé. La conséquence de l'utilisation d'une de ces méthodes est la séparation du problème inverse couplé en deux problèmes inverses. La matrice des dérivées partielles de l'équation (5) est décomposée en deux matrices et l'équation (5) devient :

$$t = H h + M m + e \quad (8)$$

Le vecteur des ajustements de toutes les inconnues est ainsi décomposé en deux vecteurs:

$h$  : vecteur des ajustements des paramètres hypocentaux.

$m$  : vecteur des ajustements des paramètres du modèle.

On peut résoudre chacun des problèmes séparément, c'est-à-dire d'une part la localisation de tous les hypocentres, et d'autre part le calcul des perturbations de vitesse.

#### 4. Inversion progressive. Contrôle de la solution.

En considérant que les résidus de temps de trajet peuvent être exprimés comme des relations linéaires des différents paramètres, on suppose soit que les dérivées partielles de la matrice  $A$  sont sensiblement constantes, soit que les corrections ou les ajustements du vecteur  $\bar{t}$  sont faibles.

Si ces conditions de linéarité ne sont pas respectées, la solution risque d'être



instable. Roecker (1982) introduit la notion d'inversion progressive afin de minimiser les effets de non-linéarité. La solution est obtenue en faisant varier les paramètres progressivement et non tous ensemble, des moins sensibles (ceux dont les dérivées partielles sont les plus faibles) au plus sensible soit, dans l'ordre croissant de susceptibilité : la latitude, la longitude, la profondeur, le temps origine, et les variations de vitesse de la structure choisie. Ainsi, lors de chaque itération, les résidus sont réduits progressivement et les corrections successives sont faibles ce qui limite les effets de non-linéarité et stabilise la solution.

La réduction de la variance des données ainsi que des estimateurs conventionnels tels que la matrice de résolution  $R$  et la matrice de covariance  $C$ , nous permettent d'estimer le degré de confiance que l'on peut avoir dans le modèle de vitesse final obtenu par perturbation du modèle initial.

#### 4.1. Matrice de résolution.

Elle exprime le rapport entre la vraie solution et la solution approchée calculée par les moindres carrés :

$$R = (A^T A + \Theta^2 I)^{-1} A^T A \quad (9)$$

$$\bar{t} = R t$$

Si  $R$  est confondue avec la matrice identité ( $R=I$ ), alors la solution approchée est identique à la solution vraie ( $\bar{t} = t$ ), et la solution est parfaitement résolue. Si les valeurs diagonales de  $R$  sont nulles, le modèle associé est totalement non résolu.

L'interprétation des valeurs de cette matrice est assez subjective et la plupart du temps empirique par rapport aux données et à la structure discrétisée. D'une manière générale, la résolution est un critère de sélection permettant d'apprécier le degré de fiabilité de la solution obtenue dans un bloc et exprime le pourcentage de la solution vraie contenue dans la solution estimée. On estime généralement qu'une valeur de 0.5 des éléments diagonaux de la matrice de résolution est acceptable.

#### 4.2. Matrice de covariance.

Elle permet d'estimer l'erreur standard de la solution linéaire suivant:

$$C = \sigma^2 (A^T A + \Theta^2 I)^{-1} R \quad (10)$$

où  $\sigma$  est la déviation standard des données.

Les éléments diagonaux de cette matrice symétrique représentent les variances

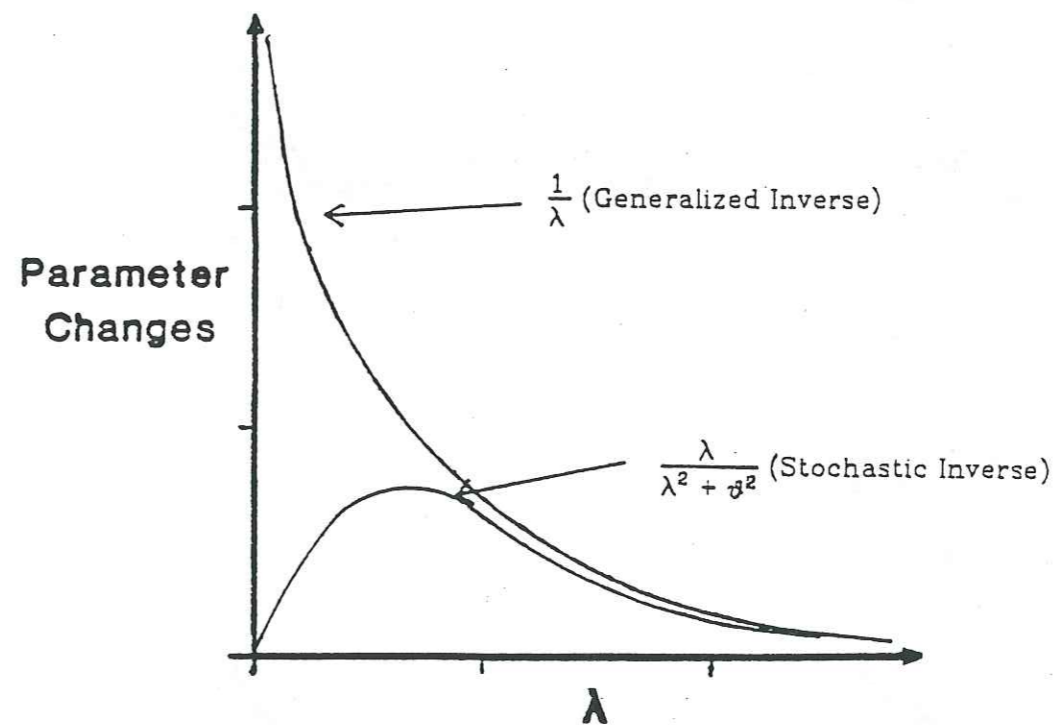


Fig 1-1 : Influence des faibles valeurs propres ( $\lambda$ ) de la matrice  $A^T A$  dans le cas de l'inverse généralisé et dans le cas de l'inverse stochastique. (D'après Cunningham, 1984).



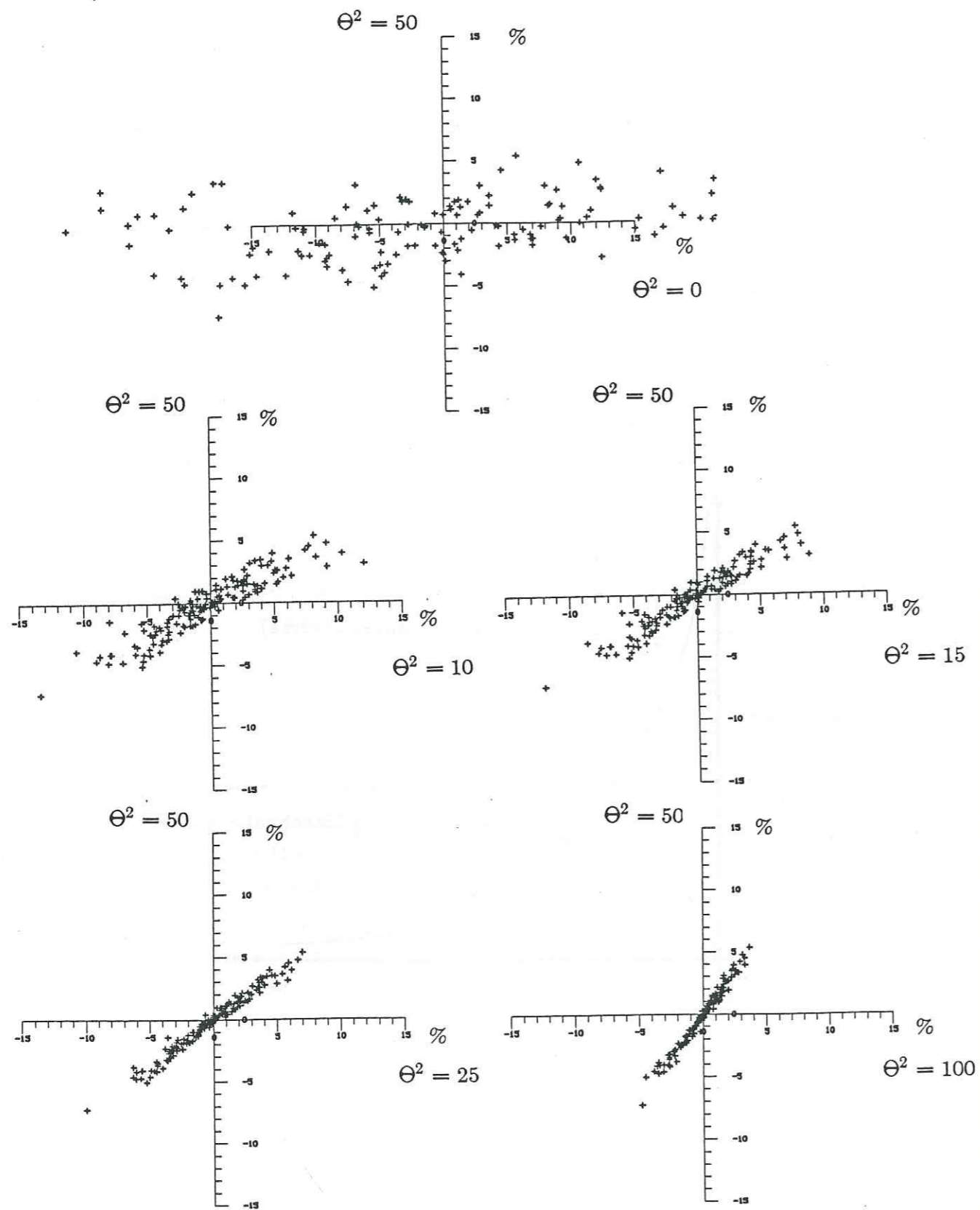


Fig 1-2 : Comparaison des variations de vitesses obtenues pour un facteur de pondération allant de 0 à 100 avec les variations de vitesses obtenues pour un facteur de pondération de 50. Résultats obtenus à partir de l'inversion des séismes subcrustaux et intermédiaires.

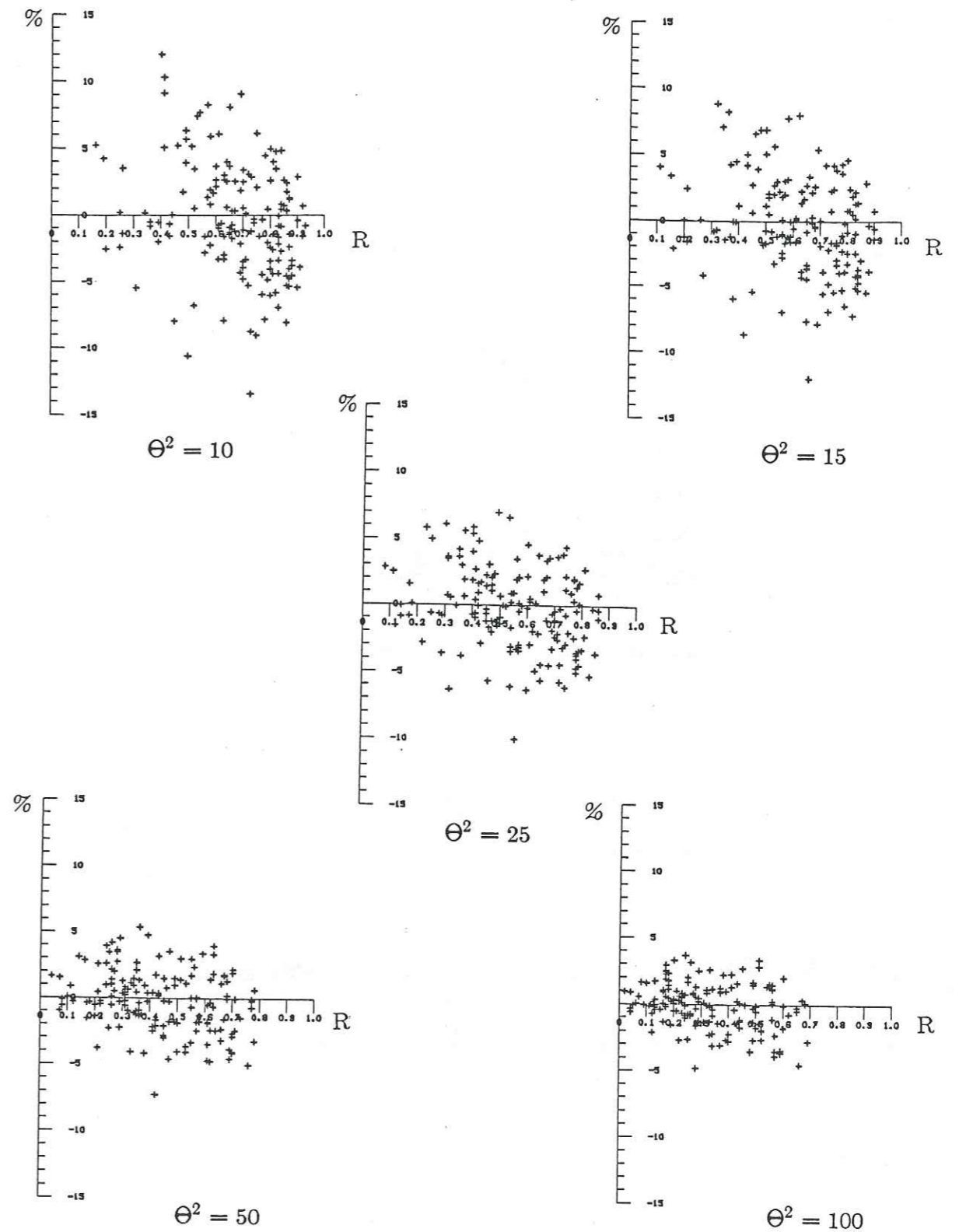


Fig 1-3 : Variations de vitesses dans chaque bloc en fonction de la valeur de l'élément diagonal de la matrice de résolution correspondante, pour un facteur de pondération variant de 10 à 100.



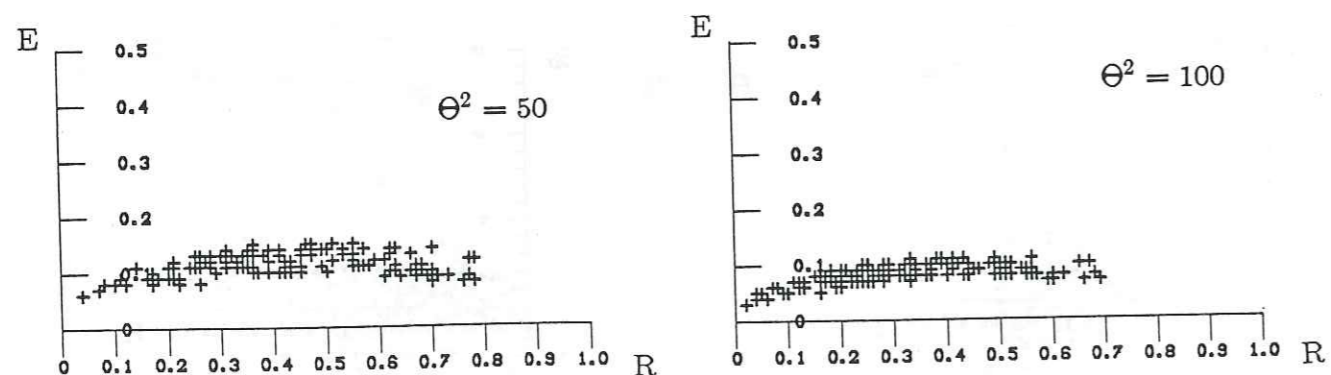
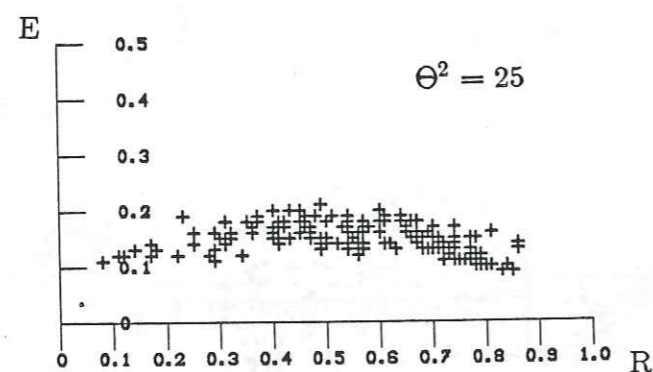
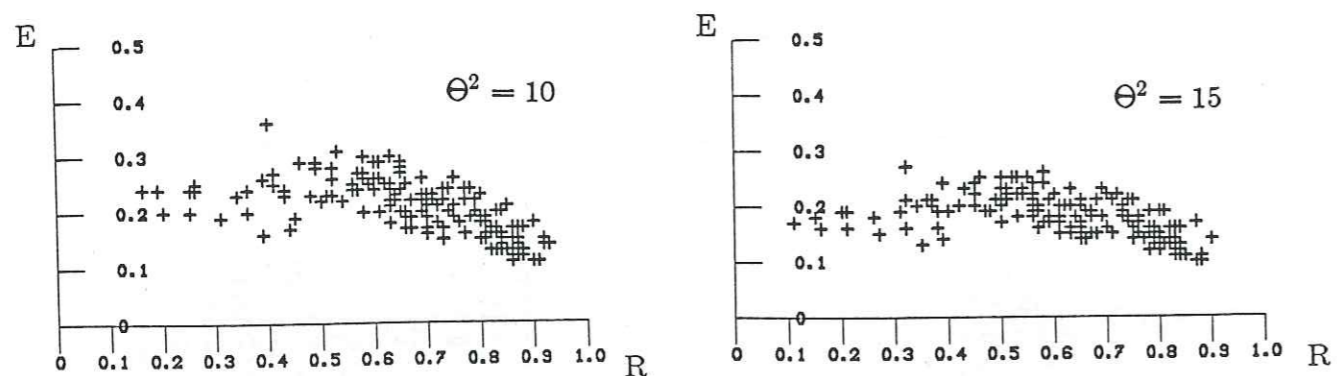


Fig 1-4 : Erreurs standards dans chaque bloc en fonction de la résolution correspondante, pour un facteur de pondération variant de 10 à 100.

des paramètres. La déviation standard de tout paramètre est alors la racine carrée de la diagonale correspondante de C. Les éléments non diagonaux représentent la covariance entre les paramètres et sont théoriquement nuls si l'on considère que les paramètres sont indépendants. En pratique, on s'assure de l'indépendance des solutions en vérifiant que ces éléments ne soient pas trop grands ( $< 0.2$ ).

Roecker (1982) a effectué une série de tests pour étudier les conséquences des effets de la non-linéarité et de la mauvaise discrétisation sur les résultats de l'inversion de séismes locaux de la région du Pamir Hindu-Kush.

Il en a déduit les conclusions suivantes qui doivent guider l'interprétation des résultats :

- On doit pouvoir tracer des courbes de niveau des anomalies de vitesse ou au moins observer des tendances cohérentes sur plusieurs blocs voisins.
- De larges vitesses ou variations aux limites des couches ne sont pas significatives.
- La valeur minimale de la résolution pour prendre en compte la variation de vitesse d'un bloc est de 0.6 pour les P et 0.5 pour les S.
- On doit vérifier l'indépendance de la solution d'un bloc à l'autre, en s'assurant que la valeur de la matrice d'intercorrélation est inférieure à 0.2.

#### 4.3 Influence et choix du facteur de pondération.

Dans le cas spécial où l'on considère que les données du problème inverse et sa solution peuvent être traitées de manière statistique en utilisant la formulation de Franklin (1970), la valeur de  $\Theta^2$  est égale au rapport de la variance des données sur la variance estimée du modèle de vitesse.

La variance des données donne une indication sur le niveau de bruit dans les données et donc sur la qualité de celles-ci. Le choix de  $\Theta^2$  est alors guidé par la nécessité de trouver un bon compromis entre cette qualité et les variations de vitesse attendues. A titre indicatif, Aki et al. (1976, 1977) utilisent une valeur élevée de 200, Ellsworth et Koyonagi (1977), Roecker (1982), Christodoulou et Hatzfeld (1988) une valeur de 50.

Les équations (7), (9) et (10) montrent que ce facteur doit être suffisamment grand pour assurer la stabilité de la solution, mais assez faible pour assurer une bonne résolution. Nous avons effectué plusieurs inversions à partir des séismes intermédiaires en testant différentes valeurs de  $\Theta^2$  : 0, 10, 15, 25, 50 et 100. Nous reportons (Fig. 1.2) les variations de vitesses calculées dans chaque bloc pour un facteur de pondération de 50 en fonction des mêmes variations calculées pour les



différentes pondérations testées. Il est clair que les différentes solutions sont bien corrélées, le coefficient directeur de la droite ajustant les valeurs étant proportionnel à la racine carrée du rapport des facteurs de pondération. On peut considérer que les solutions restent stables pour un facteur de pondération supérieur à 10, seules les variations de vitesse augmentant lorsque  $\Theta^2$  diminue.

Pour évaluer l'influence de ce facteur sur la matrice de résolution, nous avons représenté pour chaque valeur de  $\Theta^2$  testée, les variations de vitesse de chaque bloc en fonction des valeurs de l'élément diagonal de la matrice de résolution correspondante (Fig. 1.3). Les valeurs des erreurs standards en fonction des résolutions sont par ailleurs reportées figure 1.4. Il ressort que plus  $\Theta^2$  est grand, moins la résolution est bonne et plus les erreurs standards sont faibles.

Pour nos inversions, nous avons choisi un facteur de pondération de 20 qui assure une bonne stabilité de la solution, et un bon compromis entre résolution et erreur standard. Le tableau 1 exprime le pourcentage d'amélioration de la variance du modèle et la somme des éléments diagonaux de la matrice de résolution en fonction des valeurs de  $\Theta^2$  et explique notre choix.

tableau 1

$\Theta^2$	% amélioration	Résolution
10	45.0	148.5
15	42.5	131.9
25	38.0	111.2
50	31.5	85.0
100	25.0	61.5

## 5. Processus et programmes.

Nous disposons de deux programmes écrits par Roecker (1981), utilisant en entrée les temps de trajet des ondes P et S et les paramètres hypocentaux issus d'un programme tel que HYPO71. Nous calculons d'une part les relocalisations des séismes locaux et d'autre part les perturbations de vitesse, pour une structure discrétisée tridimensionnelle variable et un modèle de vitesse donné.

L'algorithme général est basé sur la méthode de blocs d'Aki (1976) et le tracé de rai est similaire à celui décrit par Thurber et Ellsworth (1980).

Nous utilisons dans cette inversion la technique de séparation de paramètres

de Pavlis et Boocker (1980), afin d'éliminer la contribution hypocentrale sur le problème inverse. De ce fait, l'inversion proposée est décomposée en deux étapes :

- la première consiste en une relocalisation de tous les événements dans une structure à trois dimensions à l'aide du programme REL3D.
- la seconde consiste en un calcul des variations de vitesse pour une structure donnée, avec le programme HYPIT.

Nous utilisons dans ces deux programmes la même discrétisation de la structure et les mêmes vitesses. On détermine simultanément les relocalisations et les vitesses de façon itérative, en remplaçant d'une itération à l'autre, l'ancienne structure de vitesse par la nouvelle calculée.

Les deux programmes travaillent en coordonnées relatives, c'est à dire que les distances sont calculées par rapport à un centre de coordonnées. La structure tridimensionnelle est paramétrisée par un certain nombre de couches délimitées par des interfaces horizontales. Chaque niveau peut être découpé par des interfaces verticales perpendiculaires découpant la structure en bloc.

Les vitesses pour les ondes P et S sont spécifiées indépendamment pour chaque bloc lorsqu'on travaille à trois dimensions. Pour un modèle de vitesse à une dimension, l'algorithme reste le même, on ne spécifie alors qu'un bloc par couche.

Tous les séismes sont d'abord relocalisés avant toute inversion, afin d'utiliser les mêmes schémas de pondération. La première étape est de déterminer un modèle de vitesse fiable à une dimension, avant d'effectuer une inversion tridimensionnelle. Les inversions unidimensionnelles fournissent une information sur la manière dont varie la vitesse en fonction de la profondeur. Si elle varie lentement avec la profondeur, on obtiendra des solutions semblables où que soient placées les limites des couches. Par ailleurs, si les données le permettent, les solutions pourront mettre en évidence de fortes variations aux limites de couches, au niveau par exemple de la discontinuité de Mohorovicic. Pour estimer la profondeur de telles limites, il est nécessaire d'effectuer plusieurs inversions avec des modèles de base différents.

L'appréciation d'un modèle de vitesse à une dimension est très subjective, cependant un certain nombre de paramètres sont à prendre en considération. Le plus important est le nombre de localisations très fiables que procure le modèle. La qualité de la localisation est basée sur la convergence de l'algorithme, les erreurs standards et le "nombre de condition" (rapport des valeurs singulières extrêmes de la matrice des dérivées partielles). A chaque étape, nous ne conservons que les événements dont la localisation est fiable.



Une fois la structure de vitesse déterminée à une dimension, on pourra passer à trois dimensions, afin d'observer cette fois d'éventuelles variations latérales de vitesse et régionaliser le domaine étudié.

## 6. Appréciation des résultats.

A une dimension comme à trois dimensions, l'appréciation d'un modèle de vitesse s'estime essentiellement par le nombre de séismes stables dont on dispose après relocalisation (Roecker, 1982). Le meilleur modèle sera celui comportant le moins de couches possible tout en expliquant le maximum de données. On peut toujours en effet augmenter le nombre de blocs et donc d'inconnues pour améliorer le pourcentage d'explication des résidus sans que cela soit significatif.

La stabilité des événements est estimée par un examen des paramètres hypocentaux et des paramètres propres au processus de localisation, selon des critères rigoureux que l'on va énumérer.

a. En premier lieu, nous testons le rapport des valeurs propres extrêmes de la matrice des dérivées partielles, appelé "nombre de condition" par Roecker (1982). Ce rapport variant environ de 1 à 1000 doit être inférieur à 100 afin d'éviter des biais systématiques des solutions dus à la divergence de l'inversion introduite par de trop faibles valeurs propres.

b. Nous éliminons ensuite les séismes dont les paramètres hypocentaux varient de plus d'une certaine quantité d'une itération à l'autre. Les limites que nous avons fixé sont de 3 km en latitude et longitude, 4 km en profondeur et de 1 seconde pour le temps origine.

c. En dernier lieu, nous testons le rms dont nous avons fixé la valeur extrême à 0.4 s, et on s'assure de la bonne convergence de l'algorithme de localisation (variation de moins de 2 km de la position lors de la dernière itération).

La solution de l'inversion de vitesse s'apprécie également:

a. par l'amélioration de la variance des données et du modèle.  
b. par la somme des éléments diagonaux de la matrice de résolution des blocs de la structure retenus pour l'inversion (ceux traversés par un nombre de rais supérieur à un nombre fixé).

c. par l'erreur standard fournie par la matrice de covariance.

## II L'expérimentation sismologique de 1986. Les données.

### 1. Le réseau.

Durant l'été 1986, du 4 juin au 17 juillet, différentes équipes ont installé et maintenu un réseau de 46 stations d'enregistrement réparties sur les îles ioniennes (5), le golfe de Corinthe (4), le Péloponnèse (36), et sur les îles de Cythère (1) et Anticythère (1) (Fig 2.1).

Cette campagne s'est effectuée en collaboration avec l'Observatoire d'Athènes, l'Université d'Athènes, et le Laboratoire de Géophysique de Thessalonique.

Pour assurer une bonne couverture de l'ensemble du Péloponnèse et des régions voisines, les sismographes disposés à 30 kilomètres les uns des autres ont été uniformément répartis, dans la mesure où les accès aux sites le permettaient. Dans la partie occidentale et au niveau du golfe de Corinthe, où l'activité sismique instrumentale est plus intense, le réseau a été resserré, alors que dans la partie orientale où l'on s'attendait à enregistrer des séismes intermédiaires, les stations étaient plus dispersées.

### 2. Appareillage.

L'équipe sismologique disposait de :

- 41 stations portables "noir de fumée" de type SPRENGNETH MEQ 800, d'autonomie 48 heures, connectées à un sismomètre à composante verticale, de fréquence propre 1 Hz.
- 5 stations analogiques à enregistrement magnétique, de type SCAITA, d'autonomie 48 heures à 4 jours, reliées à des capteurs 3 composantes, de fréquence propre 2 Hz.

### 3. Les données.

Le dépouillement des sismogrammes noir de fumée s'effectue à l'aide d'une loupe de bonne précision (0,05 mm). Ce travail a été réalisé en partie à Grenoble par Pedotti (1988), et en partie par les équipes grecques.

Au total, 1070 événements ont ainsi été dépouillés, avec une précision de première lecture supérieure à 0.2 secondes.



## Stations sismologiques

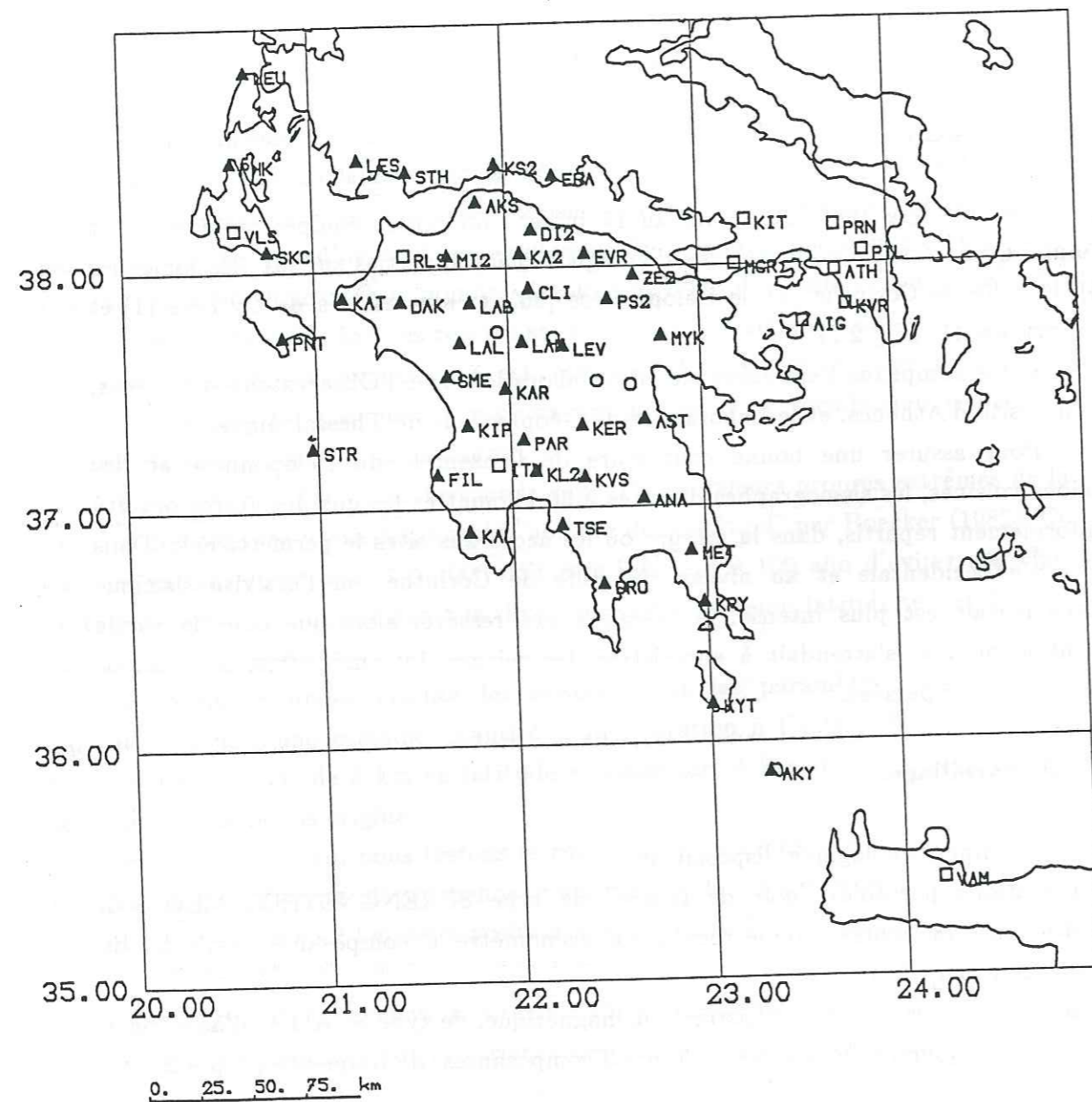


Fig 2-1 : Répartition des stations sismologiques

- ▲ : " noir de fumée "
- : stations numériques.
- : stations du réseau permanent grec.

## Sismicité 1986

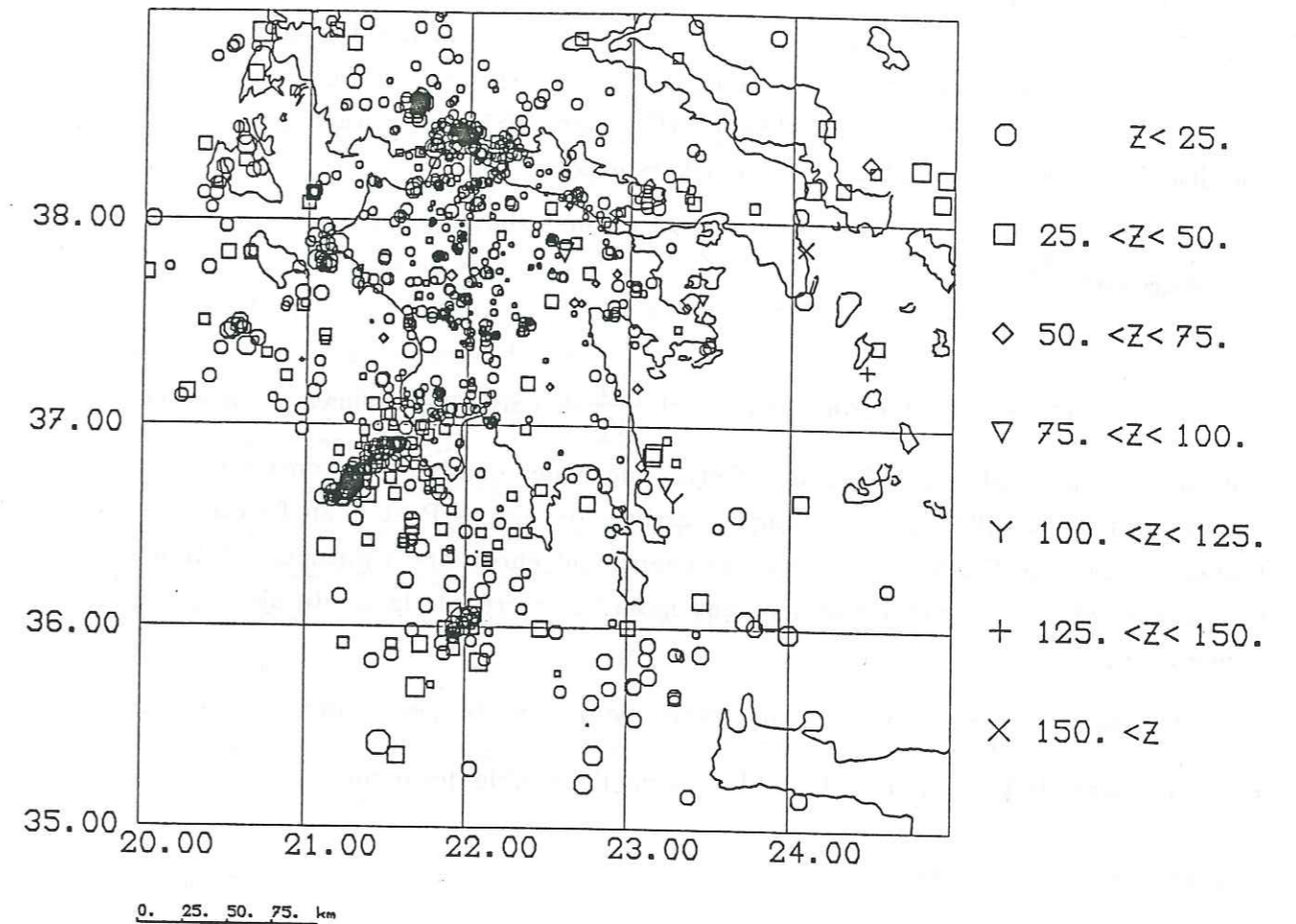


Fig 2-2 : Séismes enregistrés durant l'expérience de 1986.



#### 4. Localisation.

Les séismes ont été localisés grâce au programme itératif HYPO71 (Lee et Lahr, 1975) basé sur la minimisation au sens des moindres carrés des résidus de temps de trajet (différence entre le temps de trajet observé pour un rai parcourant la distance source-récepteur et le temps de trajet calculé).

Dans un premier temps, nous avons effectué des tests de sélection à partir des localisations fournies par ce programme. Nous verrons par la suite que nous disposons d'un programme de relocalisation (Roecker, 1981) permettant d'introduire une discrétisation plus complexe de la structure étudiée.

#### 5. Rapport $\frac{V_p}{V_s}$ .

Pedotti (1988) a déterminé le rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  à partir des mêmes données en utilisant la méthode de Wadati. Cette méthode consiste à construire des diagrammes de la différence des temps d'arrivée des ondes P et S en fonction du temps d'arrivée de l'onde P, pour chaque événement enregistré à plusieurs stations. Le rapport est obtenu par ajustement aux moindres carrés de la droite ajustant au mieux les valeurs.

Le rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  de départ que nous avons adopté pour l'inversion est le rapport moyen de 1.79 que Pedotti a obtenu sur l'ensemble des données.

#### 6. Description des données.

##### 6.1 Répartition de la sismicité.

L'installation d'un réseau portable sur une courte durée présente l'inconvénient de n'être qu'un échantillon de la sismicité du domaine étudié. En ce qui concerne la campagne de l'été 1986, les résultats obtenus quant aux séismes intermédiaires sont assez décevants puisque seuls 49 événements ont une profondeur supérieure à 35 kilomètres, les autres se situant essentiellement dans les 20 premiers kilomètres de la croûte.

La carte des épacentres (Fig. 2.2) des séismes enregistrés durant l'expérience montre les particularités de l'activité sismique de l'Ouest du domaine égéen:

- La forte concentration de la sismicité à l'Ouest du Péloponnèse.
- Une importante sismicité le long de la fosse avec une concentration au SW du

Péloponnèse.

- Deux essais de séismes au Nord du golfe de Corinthe.
- Des séismes profonds au NE du Péloponnèse.

##### 6.2 Influence de la sismicité sur l'approche de l'inversion.

Lorsqu'on obtient la solution tridimensionnelle de la structure de vitesse, il est important de pouvoir contrôler l'indépendance de la solution calculée dans chaque bloc. Pour cela, on s'assure que les éléments diagonaux de la matrice de résolution soient compris entre 0.5 et 1 (cf. 4.1) et que les éléments non diagonaux de la matrice d'intercorrélation, traduisant la dépendance de la solution d'un bloc à l'autre, soient inférieurs ou égaux à 0.2.

Dans la majorité des études de la structure de vitesse par inversion, les données de base sont soit des séismes intermédiaires ou profonds, soit des télé-séismes. La propagation des ondes de tels séismes s'effectue de l'intérieur de la terre vers la surface où elles sont enregistrées, suivant une direction proche de la verticale qui permet un éclairage par le bas des blocs traversés par les rais sismiques. En d'autres termes, les blocs sont traversés par des rais sub-verticaux (Fig. 2.3b), ce qui entraîne une faible corrélation de l'information contenue dans les blocs voisins d'une même couche, et une indépendance des solutions de chaque bloc.

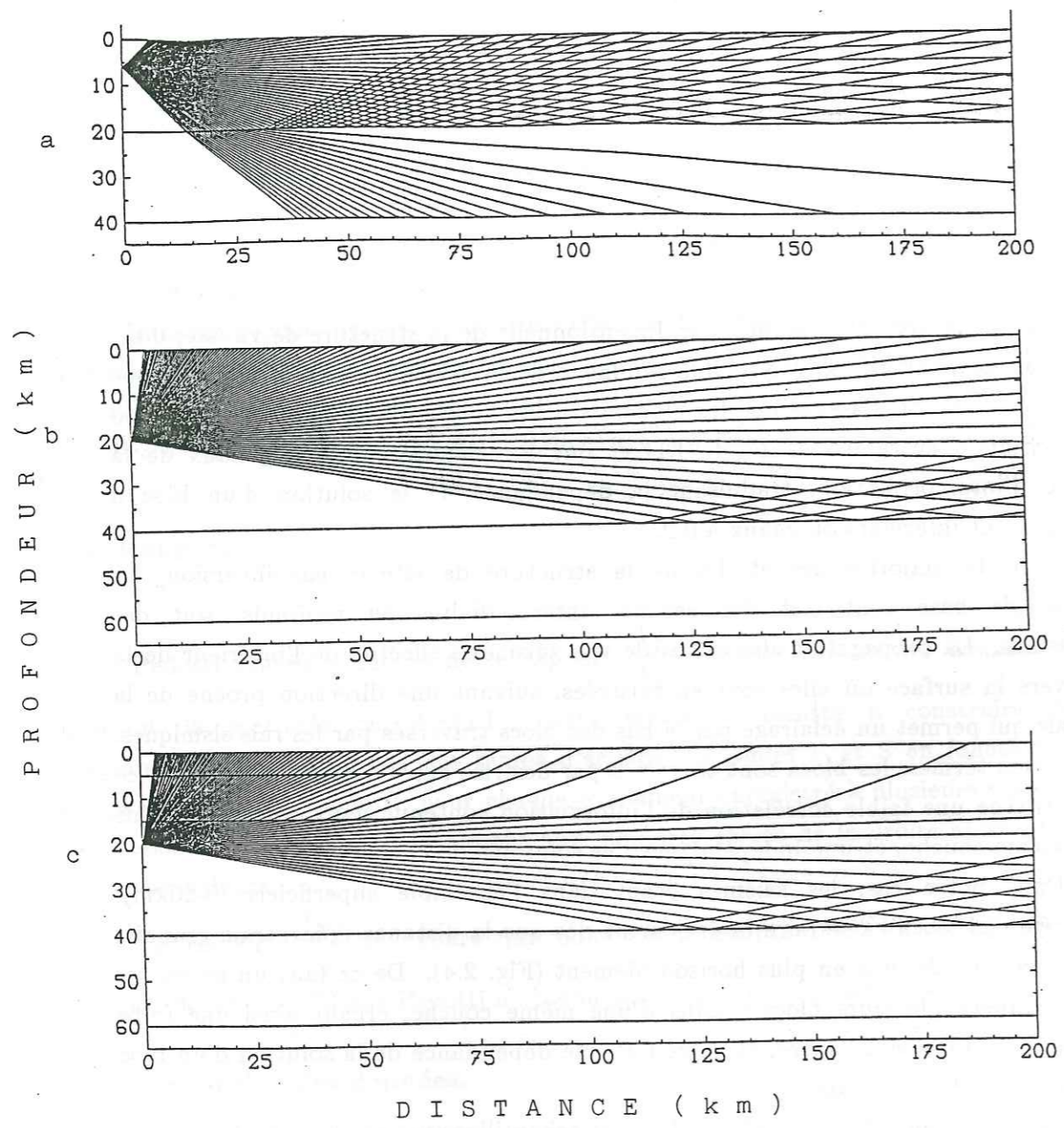
Dans notre cas, les séismes étant dans l'ensemble superficiels (0-20km), l'éclairage des blocs va se faire latéralement dès que la distance épacentrale grandit, les rais partant de plus en plus horizontalement (Fig. 2.4). De ce fait, un même rai échantillonnera plusieurs blocs voisins d'une même couche, créant ainsi une forte corrélation d'un bloc à l'autre, et de ce fait une dépendance de la solution d'un bloc avec celles des blocs voisins.

La conséquence la plus néfaste d'un tel échantillonnage réside dans le fait que l'existence d'une hétérogénéité latérale de vitesse peut être masquée, alors qu'elle serait mise en évidence par un éclairage sub-vertical des blocs du modèle. Pour palier à cet inconvénient, il faudrait installer un réseau de stations beaucoup plus dense, ce qui pose bien évidemment de gros problèmes techniques.

Nos données nous permettent malgré tout d'appréhender les problèmes que pose l'échantillonnage. Nous disposons en effet de 49 séismes situés entre 35 kilomètres et 160 kilomètres de profondeur, qui nous permettront d'obtenir un éclairage par le bas de la structure.

Par ailleurs, nous pouvons différencier deux types d'ondes engendrées par les séismes proches ; d'une part les ondes directes Pg (ou Pc) se propageant dans la





a

Modèle 1	
km	km/s
0.0	6.0
20.0	6.6
40.0	7.8

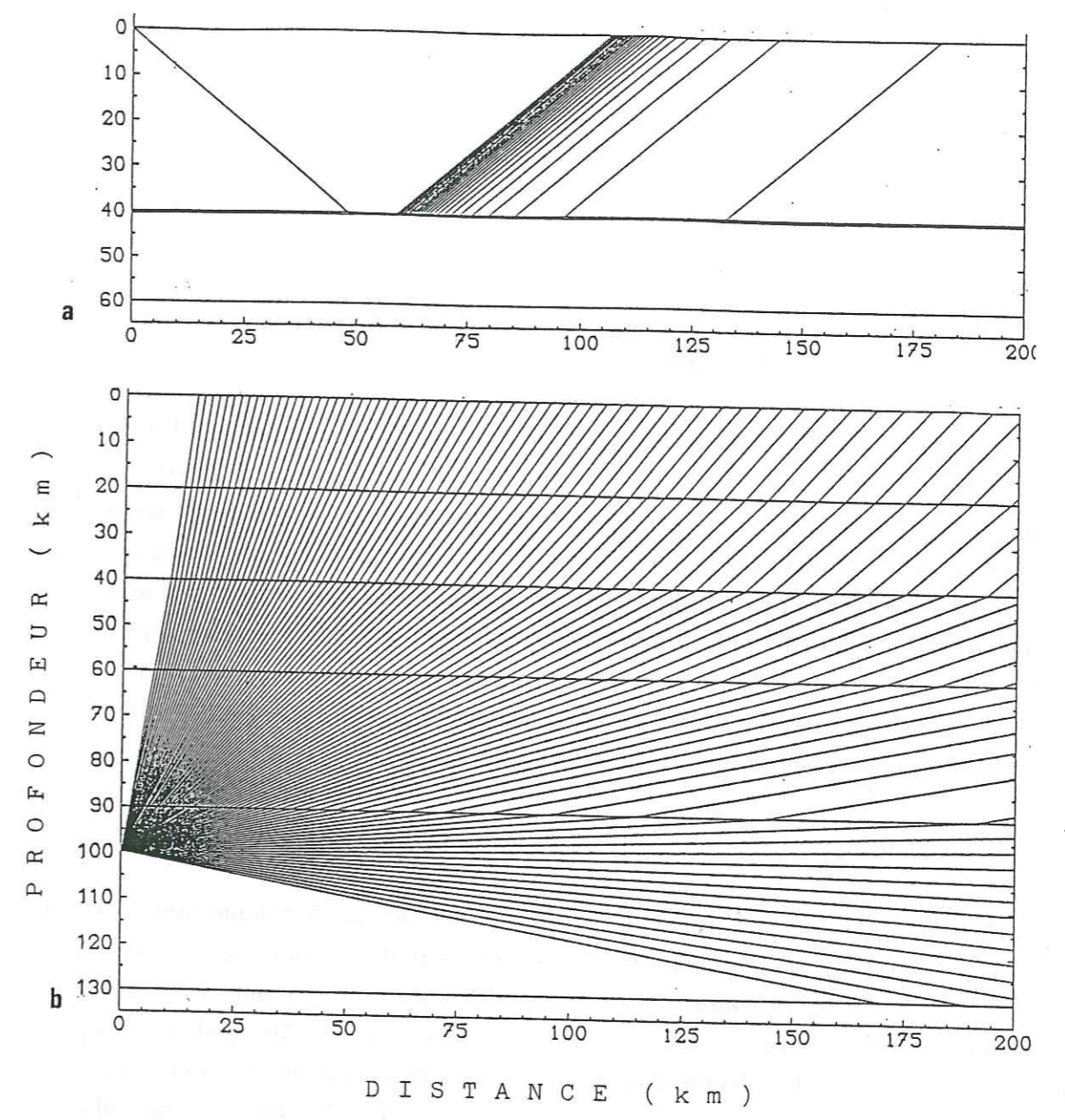
b

Modèle 2	
km	km/s
0.0	6.0
40.0	7.8

c

Modèle 3	
km	km/s
0.0	5.9
5.0	6.15
15.0	6.45
40.0	7.8

Fig 2-3 : Exemples de tracés de rais pour des séismes crustaux.



a

Modèle 4	
km	km/s
0.0	6.0
40.0	7.8

b

Modèle 5	
km	km/s
0.0	6.0
20.0	6.45
40.0	7.8
60.0	8.0
90.0	8.1
130.0	8.15

Fig 2-4 : Tracés de rais pour un séisme superficiel et pour un séisme intermédiaire.  
 a. Tracé de rais pour des ondes coniques.  
 b. Tracé de rais pour un séisme intermédiaire.



croûte, qui engendrent un échantillonnage plus proche de l'horizontale ; d'autre part les ondes coniques Pn ou réfractées sous le Moho dont les rais dans la croûte sont plus proches de la verticale et qui permettent également un échantillonnage du manteau (Fig. 2.3a). L'utilisation de ces ondes réfractées risque cependant de perturber la solution dans les blocs de la couche située au dessous de la discontinuité, l'échantillonnage s'effectuant par des rais horizontaux se propageant sur le haut des blocs (Grasso, 1981).

Pour séparer clairement la contribution de chaque type d'onde ou d'information, nous allons effectuer l'inversion de manière séparée. Dans un premier temps, nous effectuerons une inversion en prenant comme base de données les couples séismes-stations pour lesquels la phase Pg est la première arrivée, puis nous utiliserons les phases Pn. Nous effectuerons ensuite une inversion à l'aide des séismes intermédiaires et enfin une inversion généralisée regroupant tous les types d'ondes. Cette démarche nous permettra d'estimer la contribution de chacune des bases de données sur les solutions, et de connaître l'influence de l'échantillonnage de la structure sur les résultats.

### 6.3 Les résidus.

Nous avons étudié la répartition des résidus moyens à chaque station et la variation azimutale des résidus relatifs en fonction de l'azimut à la source, en utilisant les résidus des temps de trajet calculés par le programme de localisation HYPO71. Nous pouvons ainsi obtenir des renseignements sur les tendances locales du champ de vitesse, les résidus positifs ou négatifs indiquant que les ondes arrivent en avance ou en retard ; on peut, par exemple, déceler l'existence éventuelle de variations latérales de vitesse ou une variation systématique en fonction de l'azimut.

En fait, il n'apparaît aucune régionalisation bien définie du résidu moyen (Fig. 2.5). On observe cependant des valeurs négatives au niveau des îles ioniennes pour les stations PHK, SKC et PNT, et dans le Péloponnèse pour les stations DI2, EVR et PS2. Les stations DAK, LAL, ZE2, LEV, PAR et KAL présentent des résidus positifs. Pour les autres stations, nous n'observons aucune tendance significative.

Nous avons repporté (Fig. 2.6) les résidus relatifs en fonction de l'azimut à la source des séismes enregistrés aux différentes stations. Nous observons plus une dispersion généralisée des résidus plutôt qu'une variation azimutale marquée.

Seules les anomalies des résidus moyens aux stations laissent supposer l'existence d'hétérogénéités locales.

### 6.4 Sélection des événements retenus pour l'inversion.

Durant la campagne 1986, 1070 séismes ont été enregistrés sur une durée de six semaines. Ces événements ont été dans un premier temps localisés grâce au programme HYPO71.

Afin de disposer des données les plus fiables, nous avons effectué une première série de tests à la sortie d'HYPO71, basés sur le nombre de phases prises en compte dans la localisation et sur le rms final. Ces critères se traduisent par au minimum:

- 8 phases P.
- 1 phase S de bonne qualité (dont le résidu est inférieur à 1.0) afin de pouvoir mieux contraindre la profondeur du séisme.
- un rms inférieur ou égal à 0.4.
- les erreurs de la position hypocentrale varient de moins de 10 km dans chacune des directions de l'espace. Ce critère permet de minimiser les erreurs de localisation dues à l'utilisation d'un modèle de vitesse initial non adapté. Une fois ces tests effectués, nous disposons de 448 séismes (Fig. 2.7) situés dans les 40 premiers kilomètres de la croûte et de 49 séismes dont la profondeur est supérieure à 35 km.



# Residus moyens aux stations

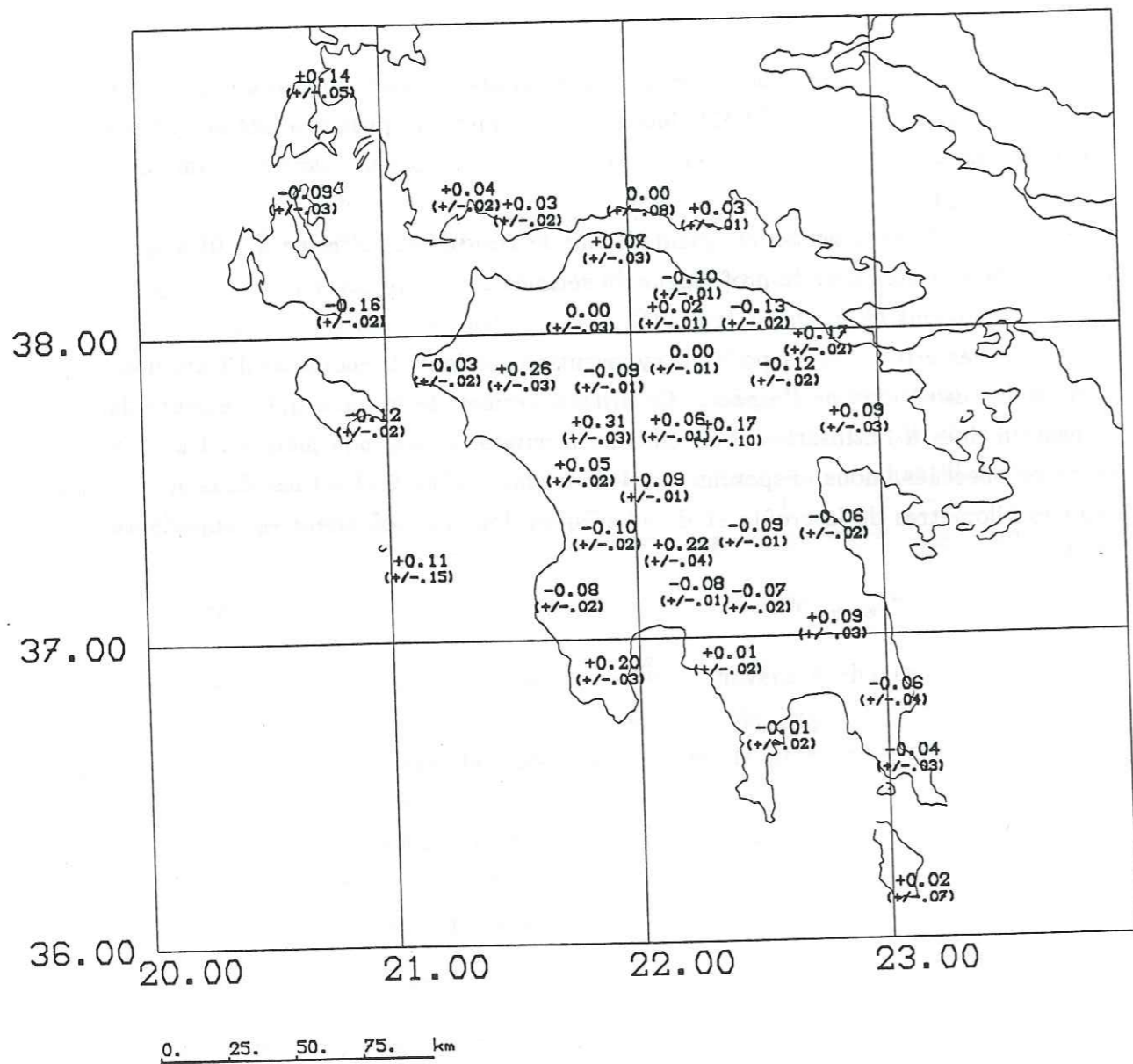


Fig 2-5 : Résidus moyens dans chaque station calculés sur l'ensemble des 1070 séismes. (en secondes)

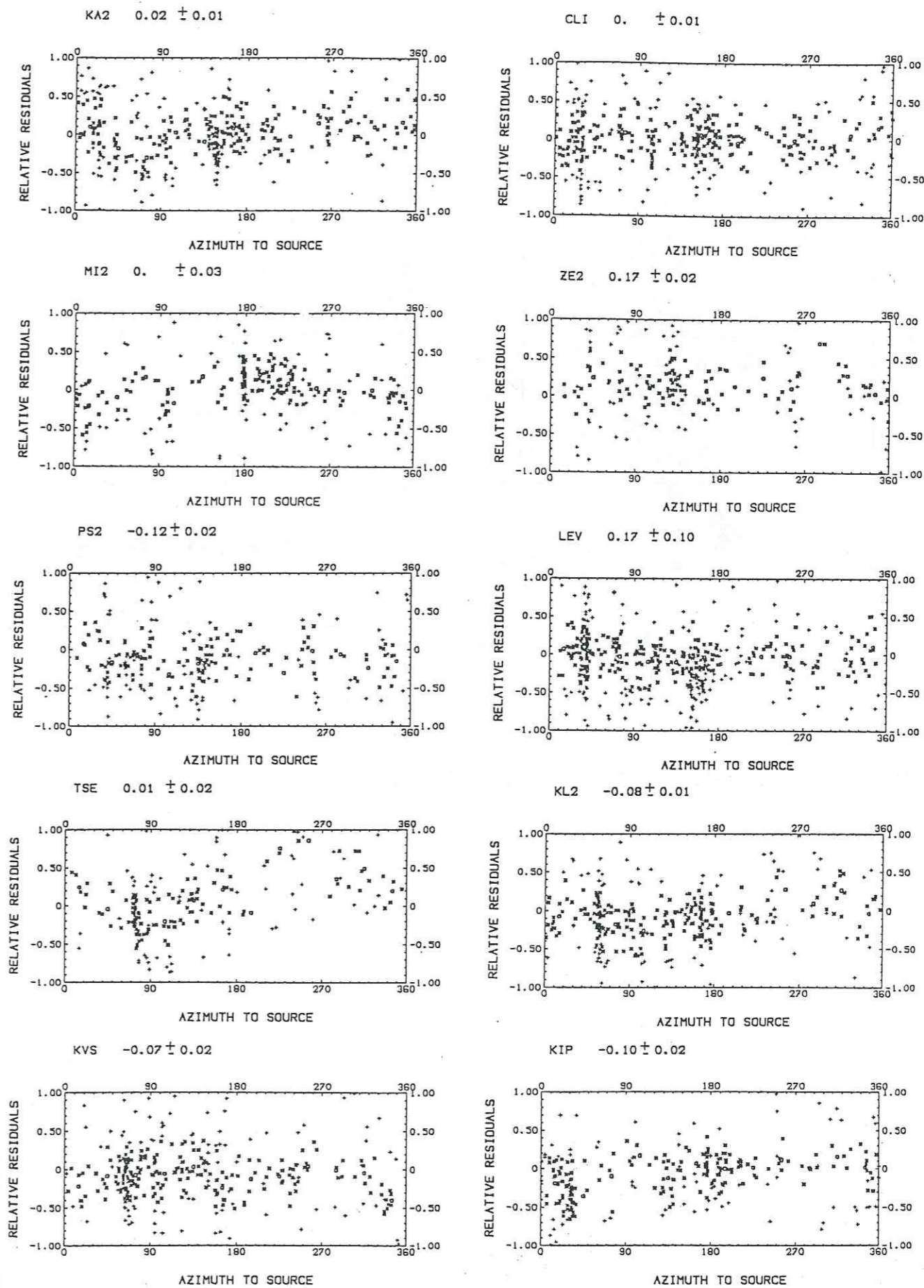


Fig 2-6 : Représentation des résidus relatifs en fonction de l'azimut à la source des séismes, pour quelques stations.



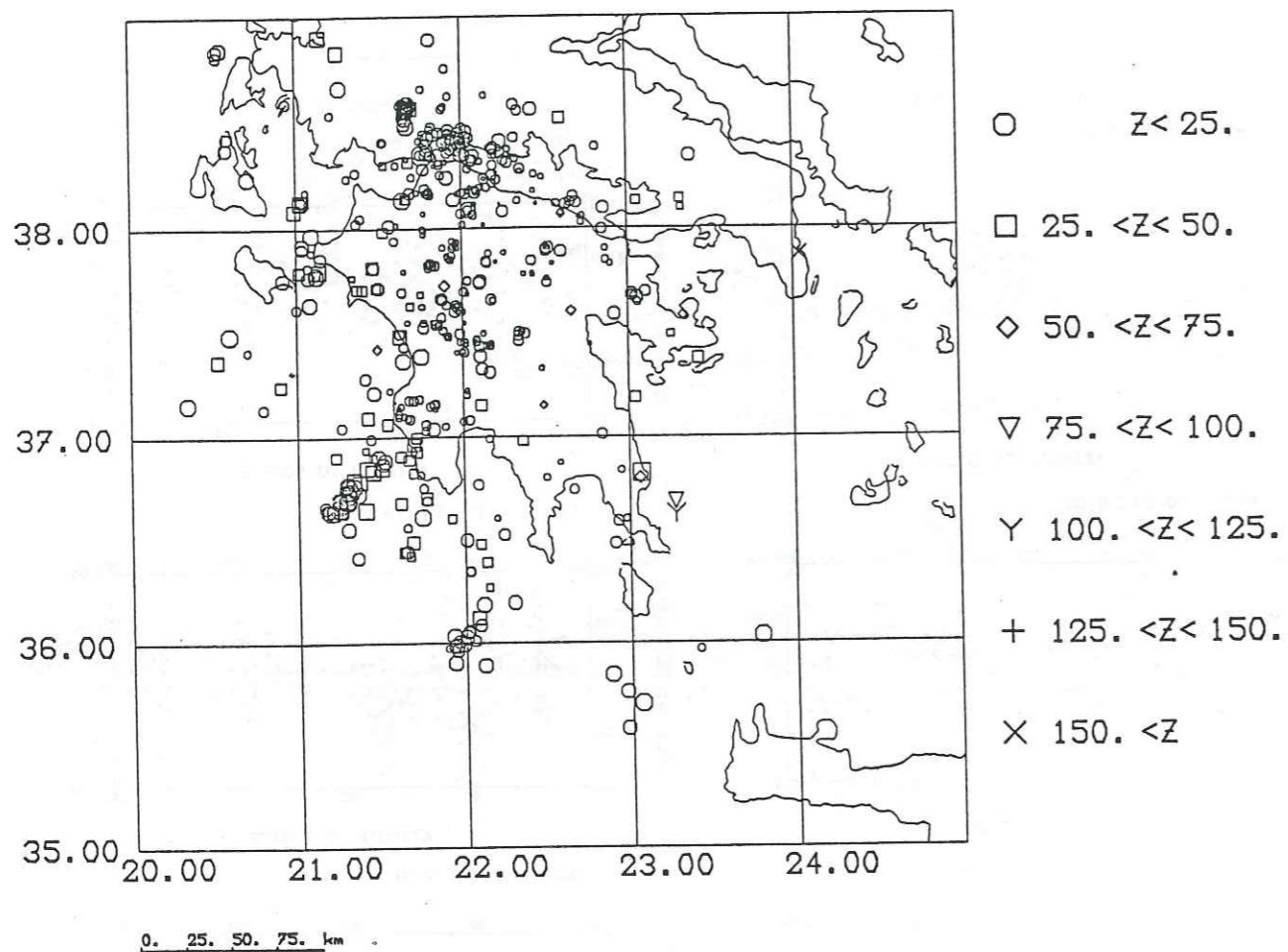


Fig 2-7 : 497 séismes sélectionnés pour l'inversion.

### III Les inversions.

Lors de chaque inversion (Pg, Pn, Profonds), nous présenterons les solutions obtenues à une dimension puis à trois dimensions.

A trois dimensions, nous montrerons en premier lieu le résultat final, puis les différents tests effectués pour évaluer la fiabilité de la solution. Ces tests consistent à faire varier certains paramètres susceptibles de modifier la solution. Nous ferons varier : le facteur de pondération  $\Theta$ , la discrétisation de la structure tridimensionnelle (taille des blocs, variation azimutale), le modèle de vitesse initial et les séismes utilisés.

Sur chaque figure, nous avons représenté la distribution spatiale des hétérogénéités en terme de variations de vitesse (en %) par rapport aux vitesses initiales. Seules les solutions pour lesquelles le bloc est échantillonné par un nombre minimum de rais fixé à 20 sont représentées. D'autre part, les variations de vitesse significatives sont écrites en caractère gras, les autres en caractère non épaissi. Les anomalies négatives sont représentées par des surfaces grisées. Nous entendons par variation significative les solutions pour lesquelles :

- la résolution de l'élément diagonal de la matrice de résolution correspondante est supérieur à 0.5.
- la variation de vitesse est supérieure à celle que produit l'erreur standard de l'élément diagonal de la matrice de covariance correspondante (généralement, une variation supérieure à 2 % peut être considérée comme significative).

#### 1. Le modèle de vitesse initial.

##### 1.1 Choix du modèle de vitesse.

Pour discrétiser au mieux notre modèle de vitesse, il est essentiel de connaître le plus précisément possible la profondeur des discontinuités majeures.

Les études préliminaires de Makris (1977,1978) ont montré à la suite de sondages sismiques profonds et de profils de sismique réfraction que l'épaisseur de la croûte au niveau de la partie occidentale de l'arc égéen était d'environ 40 à 45 kilomètres sous le Péloponnèse au dessous de la chaîne hellénique. Nous avons



donc choisi de placer la discontinuité du Moho entre 40 et 45 kilomètres de profondeur selon nos modèles de vitesse initiaux.

Pour le manteau supérieur, Makris (1978) trouve une vitesse de 7.8 km/s et un contraste de vitesse croûte inférieure-manteau supérieur de 0.7 à 1 km/s.

Panagiotopoulos (1985) à partir des temps de trajet des phases réfractées Pn, trouve une vitesse de 7.8 à 7.9 km/s. A titre indicatif, c'est pour la valeur de 7.8 km/s que nous avons obtenu une minimisation du rms moyen.

La structure de vitesse de la croûte que nous avons choisie comme référence est celle obtenue par Makris (1977,1978), qui est voisine de celle de Pedotti (1988) obtenue en minimisant les résidus de séismes locaux bien localisés.

Modèle de vitesse initial	
Vitesse (km/s)	Profondeur (km/s)
5.9	0.
6.15	10.
6.5	20.
7.8	40.

### 1.2 Discrétisation.

Le choix de la discrétisation du milieu est essentiellement guidé par les connaissances préalables du domaine étudié, par la densité des séismes et donc du nombre de trajets (si l'on désire travailler avec un nombre minimum de rais par bloc), par la nécessité de trouver un bon compromis entre résolution et dimension des hétérogénéités, et éventuellement par les limites du calculateur.

Le choix de la profondeur des couches est guidé dans notre cas par les travaux précédemment cités. Nous travaillerons dans un premier temps avec des couches planes à vitesse constante, n'ayant aucune information sur la structure tridimensionnelle de vitesse sous le Péloponnèse.

A trois dimensions, la taille des blocs est gouvernée par la densité de stations du réseau pour lequel l'équidistance entre les récepteurs est de l'ordre de 30 kilomètres. De ce fait, nous avons pris en général des blocs de 30 kilomètres de côté afin que la structure soit traversée uniformément par les rais sismiques. Dans les couches profondes, où les séismes sont moins nombreux, il est habituel de prendre

des blocs plus grands.

### 1.3 Utilisation des ondes S.

Le programme que nous utilisons permet de déterminer les variations de vitesses à la fois pour les ondes P et pour les ondes S. Le nombre de paramètres inconnus est alors deux fois plus grand.

L'avantage essentiel que procure l'utilisation des ondes S, est d'améliorer les localisations hypocentrales, en stabilisant la solution en profondeur (Roecker, 1981). Les ondes S présentent également l'avantage d'être plus sensibles que les ondes P aux variations tectoniques ou structurales. Il est alors intéressant de comparer les résultats obtenus pour les ondes S et pour les ondes P.

Nous effectuerons dans cette partie des inversions simultanées, pour les deux ondes de volume. Nous ne représenterons, à trois dimensions, que les résultats obtenus pour les ondes P. Nous ne disposons pas en effet d'assez de temps d'arrivée d'ondes S pour assurer une bonne résolution dans les blocs.

## 2. Inversion à partir des ondes directes Pg.

### 2.1 Sélection des événements.

Pour ne travailler qu'avec les ondes Pg (ou Pc), nous avons éliminé systématiquement les ondes se réfractant sous la discontinuité de Mohorovicic. Pour tous les événements, nous avons donc supprimé les enregistrements pour lesquels la distance épacentrale était supérieure à la distance de brisure, pour un modèle à une couche surmontant un demi-espace.

Sur les 448 séismes pré-sélectionnés, 412 engendrent des phases Pg ou Pg et Pn ; les autres, plus éloignés, n'engendrent que des phases Pn en première arrivée. Afin de rester cohérent avec nos critères de sélection établis au paragraphe II.6.4, nous n'avons conservé que les phases Pg correspondant aux 412 séismes. Nous disposons alors d'un ensemble de 376 événements comportant au minimum 8 P et 1 S et dont le rms est inférieur ou égal à 0.4 s.

Un des critères essentiel de fiabilité repose sur la stabilité de la localisation hypocentrale qui doit être peu dépendante de la structure de vitesse utilisée. Avec cet objectif, nous avons testé différents modèles de vitesse, et testé le rms global obtenu. Le rms ("root mean square", est la racine carré de la moyenne des carrés des différences entre temps de trajet observés et temps de trajet calculés) permet d'évaluer la cohérence des temps de trajet vis à vis du modèle de propagation.



Modèles de vitesse de départ		
Modèle M1	Modèle M2	Modèle M3
Vitesse Interface km/s km	Vitesse Interface km/s km	Vitesse Interface km/s km
6.0 0	5.9 0	5.9 0
	6.15 7	6.15 10
6.4 20	6.45 20	6.45 20
		6.6 30
7.8 40	7.8 40	7.8 40

Pour chacun des modèles précédents, les solutions hypocentrales sont stables et le rms moyen varie de moins de 2% ; on peut donc considérer que ces 376 événements constituent une base de données fiable pour notre inversion.

Nous avons effectué une sélection de ces mêmes séismes sans imposer le critère d'utiliser au minimum une phase S. Pour le modèle M1, seuls 345 séismes ont une localisation stable, pour le modèle M2, 352 séismes et pour le modèle M3, 361 séismes. Les rms moyens obtenus pour les mêmes modèles sont reportés dans la colonne de droite, dans le tableau suivant :

Tableau des rms moyens		
Modèles	Rms (8P + 1S)	Rms (8P)
M1	0.263	0.304
M2	0.262	0.303
M3	0.259	0.300

Ce test montre l'importance des phases S, qui permettent de stabiliser la

localisation, notamment la profondeur ; le rms moyen est d'autre part amélioré de 13%.

La figure 3.1 montre la répartition épacentrale des séismes sélectionnés. On constate deux caractéristiques déjà observée lors du chapitre précédent, à savoir d'une part, le faible nombre de séismes à l'Est et au Sud-Est du Péloponnèse, ce qui entraîne une distribution hétérogène des rais dans la structure et privilégie les zones plus actives, et d'autre part une concentration majeure de sismicité à l'extrémité occidentale du golfe de Corinthe qui risque d'apporter une redondance d'information pour certains trajets.

## 2.2 Relocalisation.

Tous les événements sont relocalisés grâce au programme REL3D en utilisant plusieurs modèles de vitesse initiaux. Cette relocalisation permet d'adopter les mêmes schémas de pondération et de discrétisation pour le calcul des paramètres hypocentaux et la structure de vitesse. Le programme permet d'introduire certaines particularités de la structure de vitesse, telles que des variations latérales, un rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  variable, ou une couche à moindre vitesse, ce que ne nous permettait pas HYPO71.

La solution nous donne la position hypocentrale, le temps origine et un certain nombre de paramètres qui sont : la déviation standard des résidus, le "nombre de condition", l'incertitude maximale de localisation, la variation de position lors de la dernière itération, le changement total de position depuis le début et les variations totales de position dans chaque direction.

Nous ne conservons pour l'inversion que les événements les mieux localisés, c'est-à-dire ceux pour lesquels : le "nombre de condition" ou rapport des valeurs propres extrêmes de la matrice des dérivées partielles de corrélation est inférieur à 100, le rms est inférieur à 0.4 s, les déviations standards en latitude, longitude, profondeur sont inférieures à 3 km. On doit également s'assurer de la bonne convergence de l'algorithme de localisation (variation de moins d'1 km de la position lors de la dernière itération).

Le nombre de séismes ainsi retenus, permet une estimation de la qualité du modèle de vitesse testé. Pour une même base de données, le modèle de vitesse pour lequel on conservera le plus grand nombre de séismes sera celui avec lequel on explique au mieux les temps de trajet.



Seismes de la croûte . Pg selectionnes

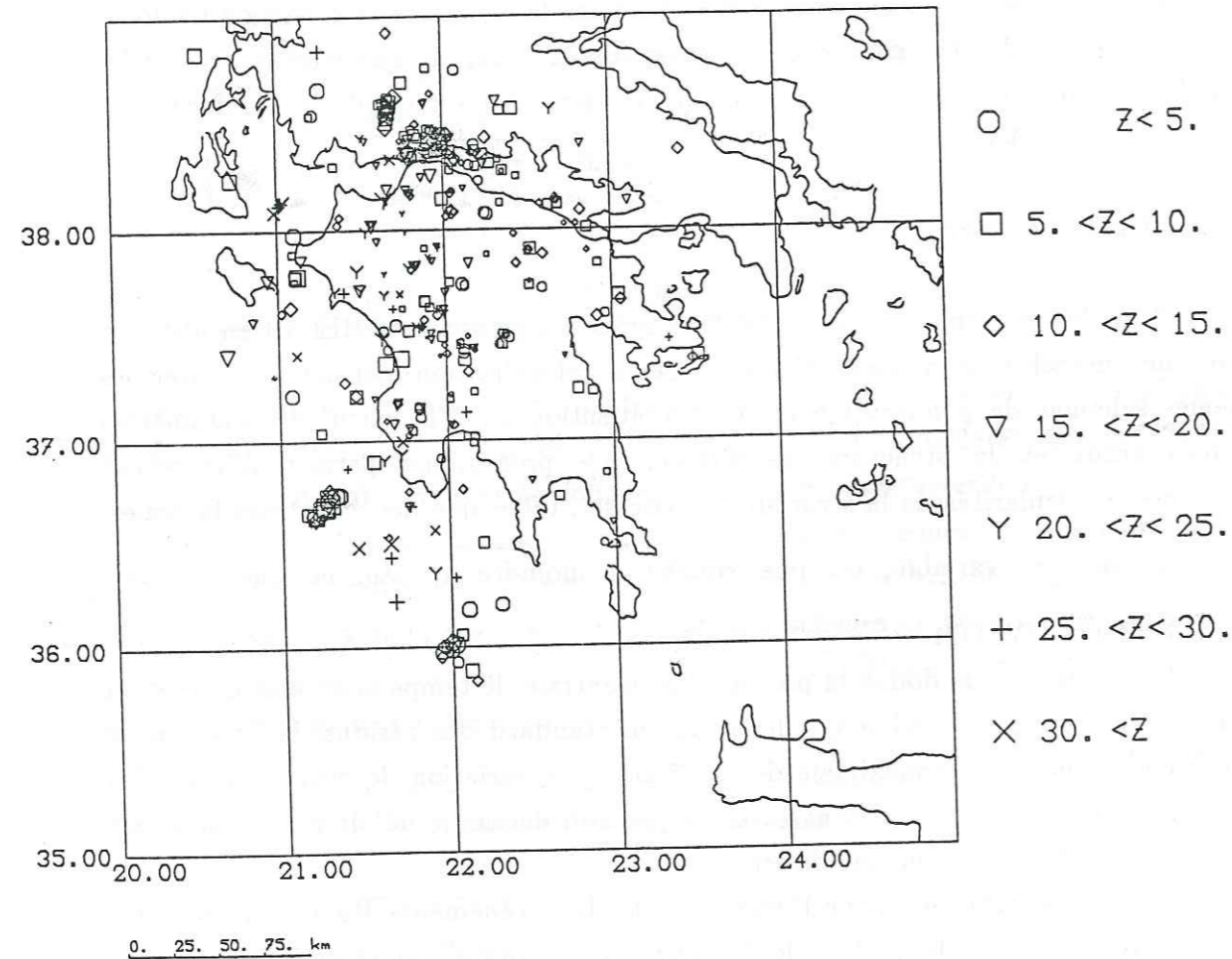


Fig 3-1 : 376 séismes dont les solutions hypocentrales sont stables quel que soit le modèle de vitesse 1 D utilisé.

2.3 Solutions à une dimension.

Nous avons effectué différentes inversions à partir de plusieurs modèles de vitesse initiaux. A une dimension, on peut faire varier soit la vitesse dans les couches, soit l'épaisseur de ces dernières. Ces inversions permettent d'obtenir la structure de vitesse, en fonction de la profondeur, qui explique au mieux les données.

Lors de la première itération, les 376 événements sont relocalisés avec le modèle initial, puis sélectionnés en fonction des critères précédemment énoncés. Nous effectuons alors l'inversion proprement dite pour obtenir un nouveau modèle de vitesse que l'on utilisera lors de l'itération suivante. Ce processus est ainsi répété jusqu'à ce qu'on obtienne une bonne stabilité de la solution.

Nous avons testé dans les inversions suivantes des modèles à 2 couches (tableau 2-1), 3 couches (tableau 2-2, 2-3, 2-4) et 4 couches (tableau 2-5). Les modèles pour lesquels nous avons obtenu les meilleures résolutions sont représentés sous forme de tableaux, indiquant la profondeur des interfaces, les vitesses du modèle initial, les solutions résultantes pour chaque itération et le rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  obtenu.

Au dessous de chaque tableau, nous indiquons les nombres de solutions stables obtenues lors de la dernière itération, les rms moyens des séismes stables après la première itération (rms1) et les rms moyens des séismes stables à la dernière itération (rms2).

Dans la plupart de ces inversions, nous avons observé que la solution devenait stable dès la seconde itération, avec une réduction totale des résidus de l'ordre de 20%. Nous n'avons pas retenu de modèle présentant une couche entre 30 et 40 km de profondeur en raison du trop faible nombre de séismes contenus dans ce niveau; la résolution et l'erreur standard dans ce cas ne nous permettent pas d'obtenir une solution significative. Ce type de modèle a en revanche été testé par la suite en utilisant les phases des ondes réfractées.

Ces résultats à une dimension montrent qu'il est très délicat de déterminer quel est le meilleur modèle de vitesse; tant les différences entre les solutions sont faibles et les résolutions voisines. Nous obtenons cependant le plus grand nombre de solutions hypocentrales stables et les rms les plus faibles pour des modèles à trois et quatre couches.

Pour deux modèles où la croûte inférieure est fixée entre 25 km et 40 km de profondeur avec une vitesse de 6.6 km/s, nous avons testé quelle était l'influence



d'une couche superficielle de vitesse 6 km/s et d'épaisseur variant de 7 km (tableau 2-3) à 15 km (tableau 2-4) : les résultats sont plus satisfaisants pour la couche superficielle la moins épaisse, le nombre de séismes stables étant de 330 et le rms de 0.211 au lieu de 320 et 0.213 pour une épaisseur de 15 km.

Au delà de 25 km de profondeur, la résolution se dégrade considérablement en raison du faible nombre de séismes localisés dans la croûte inférieure.

Il ressort des différents modèles qu'une vitesse de 5.9 km/s semble la plus appropriée pour la couche superficielle, de 0 à 10 km. De 10 à 20-25 km, la vitesse des ondes P ne semble pas excéder 6.3 km/s. Enfin, il est probable qu'il existe un contraste de vitesse vers 20 à 25 km de profondeur séparant la croûte inférieure de la croûte supérieure où la vitesse est de 6.6 km/s; la faible résolution dans la dernière couche ne nous permet pas d'affirmer ce résultat, nous reviendrons sur ce point dans l'inversion des ondes réfractées.

#### 2.4 Solutions à trois dimensions.

Les solutions à une dimension ayant fixé une idée de la distribution de vitesse en profondeur, on peut effectuer les inversions tridimensionnelles qui vont nous apporter des informations sur d'éventuelles variations latérales de vitesse.

Pour interpréter les résultats de telles inversions, la question essentielle est de savoir quelle confiance leur accorder. En effet, la discrétisation adoptée peut introduire des biais systématiques sur les solutions, les discontinuités adoptées ne correspondant pas forcément à celles de la structure réelle. D'autre part, la perturbation de vitesse calculée dans un bloc représente une valeur moyenne dépendant fortement de l'échantillonnage ; de ce fait, un mauvais échantillonnage pourra conduire à de mauvaises solutions et interprétation. De manière générale, de telles phénomènes se traduisent par une incohérence des résultats et sont donc détectables (Roecker, 1981).

Il est de toute façon indispensable d'effectuer diverses inversions en modifiant un à un chacun des paramètres pour estimer la stabilité des solutions. C'est la raison pour laquelle nous avons effectué des inversions, avec les mêmes données, en faisant varier le facteur de pondération, la taille des blocs et l'orientation de la structure.

Remarque : Sur chaque figure, nous indiquons la nature des ondes, le nombre de séismes, le nombre de couches utilisées, le nombre minimum de rais par bloc pour valider le résultat dans un bloc, la valeur du facteur de pondération  $\Theta$  et le pourcentage d'amélioration des résidus.

Chaque nombre représente la variation de vitesse (en %) dans un bloc, par

#### a. Modèle à 2 couches

Tableau 2-1

Interface km	Modèle initial	Itération1	Itération2	$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	
-2.0	6.0 3.35	5.95 3.30	5.96 3.31	1.80
20.0	6.6 3.68	6.64 3.66	6.65 3.66	1.81
40.0	7.8 4.35	7.80 4.35	7.80 4.35	1.79

Nombre de séismes stables: 303; rms1 : 0.272; rms2 : 0.216

#### b. Modèle à 3 couches

Tableau 2-2

Interface km	Modèle initial	Itération1	Itération2	Itération3	$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	
-2.0	5.95 3.32	5.98 3.32	5.99 3.33	5.99 3.33	1.80
10.0	6.10 3.41	6.05 3.40	6.08 3.40	6.11 3.39	1.81
25.0	6.30 3.52	6.45 3.60	6.49 3.62	6.52 3.64	1.79
40.0	7.80 4.35	7.80 4.35	7.80 4.35	7.80 4.35	1.79

Nombre de séismes stables: 330; rms1 : 0.260 rms2 : 0.211



Tableau 2-3

Interface km	Modèle initial	Itération1	Itération2	Itération3	$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	
-2.0	6.00 3.35	5.95 3.31	5.91 3.31	5.90 3.31	1.78
7.0	6.25 3.49	6.19 3.47	6.17 3.47	6.15 3.45	1.78
25.0	6.60 3.69	6.62 3.69	6.65 3.66	6.65 3.65	1.82
40.0	7.80 4.35	7.80 4.35	7.80 4.35	7.80 4.35	1.79

Nombre de séismes stables: 332 ; rms1 : 0.26 ; rms2 : 0.211

Tableau 2-4

Interface km	Modèle initial	Itération1	Itération2	Itération3	$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	
-2.0	6.00 3.35	5.95 3.31	5.91 3.27	5.95 3.29	1.81
15.0	6.25 3.49	6.27 3.46	6.22 3.45	6.20 3.44	1.80
25.0	6.60 3.69	6.48 3.64	6.55 3.66	6.57 3.66	1.80
40.0	7.80 4.35	7.80 4.35	7.80 4.35	7.80 4.35	1.79

Nombre de séismes stables: 320 ; rms1 : 0.264 ; rms2 : 0.213

## c. Modèle à quatre couches

Tableau 2-5

Interface km	Modèle initial	Itération1	Itération2	$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	
-2.0	5.90 3.30	5.90 3.20	5.85 3.26	1.79
5.0	6.05 3.38	6.04 3.37	6.03 3.33	1.81
15.0	6.10 3.41	6.14 3.39	6.30 3.44	1.82
25.0	6.55 3.66	6.67 3.73	6.60 3.70	1.78
40.0	7.80 4.35	7.70 4.35	7.80 4.35	1.79

Nombre de séismes stables: 335 ; rms1 : 0.26 ; rms2 : 0.208



rapport à la vitesse initiale dans la couche (indiquée sur chaque carte). Les nombres épaissis constituent les valeurs fiables et ont une signification par rapport à l'erreur standard dans chaque bloc.

Les anomalies négatives sont représentées en grisé, alors que les anomalies positives sont laissées en blanc.

Lorsque l'on précise "même modèle de vitesse que" cela signifie que nous avons modifié un seul paramètre par rapport à ce modèle. Nous ne spécifions alors que ce paramètre.

#### 2.4.1 Résultats.

Nous présentons (Fig. 3.2) le résultat de l'inversion finale des temps d'arrivée des ondes Pg. Le modèle choisi, à quatre couches de 10 kilomètres d'épaisseur est commun aux inversions finales effectuées avec d'autres données. La structure est discrétisée en blocs de 30 kilomètres de côté. Le facteur de pondération est de 20 et le nombre minimum de rais échantillonnant un bloc de 20. Le nombre de séismes initiaux stables relocalisés dans le modèle à une dimension est de 335. Les vitesses initiales moyennes dans chaque couche sont indiquées sur la figure.

L'amélioration des résidus est de 30 % pour ce modèle.

- Pour la couche supérieure, à l'Ouest du Péloponnèse jusqu'au Nord des îles ioniennes, les variations sont clairement négatives ainsi qu'au S-E. De Zante au Sud de Céphalonie, dans la partie centrale du Péloponnèse et au Sud, dans le golfe de Messénie les anomalies sont positives (Fig. 3.2a).

- De 10 à 20 km, la marge occidentale du modèle montre une anomalie positive. La région centrale rapide, assez étendue dans la couche précédente s'est réduite et s'étend désormais du golfe d'Argos à celui de Corinthe (Fig. 3.2b).

- La couche de 20 à 30 km est caractérisée par deux anomalies positives, l'une orientée W-E, du golfe de Patras au golfe de Corinthe, l'autre au S-W, et par une anomalie négative couvrant les autres régions (Fig. 3.2c).

- La dernière couche, très faiblement échantillonnée n'est pas représentée.

##### a. Influence du facteur de pondération $\Theta$

Le choix de ce facteur dépend beaucoup de la qualité des données (précision des temps d'arrivée). Le fait d'augmenter  $\Theta$  a pour effet de stabiliser la solution, mais également de dégrader la résolution. Dans notre cas, les inversions obtenues pour un  $\Theta$  de 20 (Fig. 3.2), et un  $\Theta$  de 50 (Fig. 3.3) sont très similaires. Lorsque  $\Theta$

augmente (100), la mauvaise résolution résultante ne nous permet pas de tracer des variations de vitesse significatives.

##### b. Influence de la discrétisation.

Les discontinuités introduites entre les blocs et l'orientation générale de la structure peuvent introduire des biais systématiques sur les solutions. Nous avons effectué trois inversions en faisant varier :

- l'orientation de la structure de 45 ° (Fig. 3.4).
- la taille des blocs (45 km) (Fig. 3.5).
- la structure en la décalant d'une demi longueur de bloc (15 km) vers l'Ouest et le Sud (Fig. 3.6).

Le fait de modifier l'orientation des interfaces ou de décaler la structure ne modifie pas la disposition des hétérogénéités de vitesse ; seuls les pourcentages de variation de vitesse changent. Pour la structure orientée à 45 °, le nombre de séismes conservés après relocalisation est inférieur à celui obtenu pour des structures orientées NS (305 contre 335) ; l'amélioration des résidus est également moins bonne pour cette structure (19%). Ceci suggère que les résidus sont mieux expliqués pour une structure méridienne.

Lorsqu'on augmente la taille des blocs (45 km de côté), nous observons les mêmes anomalies, les hétérogénéités sont cependant fortement lissées (Fig. 3.5). Si la taille des blocs est trop grande par rapport à l'hétérogénéité, on risque ainsi de ne pas la détecter: il est donc préférable d'utiliser des blocs de 30 km de côté. Nous avons vérifié que la solution calculée dans chaque bloc était indépendante de la solution calculée dans les blocs voisins. Il apparaît qu'il n'y a aucun effet de couplage entre les blocs de différentes couches. On observe par contre quelques effets de couplage entre blocs voisins dans la couche superficielle.

##### c. Inversions pour différents modèles de vitesse.

Nous avons effectué des inversions pour d'autres modèles à deux, trois et quatre couches.

###### 1. Modèles à deux couches (Fig. 3.7 et 3.8).

- La première couche (0-20 km) est caractérisée par une anomalie positive le long de la côte occidentale du Péloponnèse jusqu'au golfe de Messénie et la région de Kalamata. Une autre anomalie positive est établie du Nord de l'Achaïe à la



région de Tripoli. Par contre, au N-W du Péloponnèse, du golfe de Patras au golfe de Kiparissia, et sur toute la marge orientale de la structure, on observe des variations négatives de la vitesse.

- Dans la seconde couche, de 20 à 40 km de profondeur, si l'anomalie positive de la marge occidentale persiste, en revanche l'anomalie s'est inversée au niveau des golfes de Patras et de Corinthe. Ailleurs, les solutions montrent une anomalie négative, sauf dans deux blocs du centre du Péloponnèse.

Les modèles 3.7 et 3.8 ne diffèrent que par la vitesse de la seconde couche, et les hétérogénéités sont identiques ; seule l'anomalie de la couche 20-40 km de vitesse moyenne 6.45 km/s est moins étendue, ce qui se corrèle bien avec la diminution de vitesse d'un cas à l'autre.

## 2. Modèle à trois couches (Fig. 3.9).

- On distingue dans la couche superficielle de 0 à 10 km une forte anomalie positive au niveau des îles ioniennes et dans toute la partie centrale du Péloponnèse, alors qu'à l'ouest de ce dernier et sous le golfe de Kiparissia, les perturbations sont négatives (Fig. 3.9a).

- De 10 à 25 km (Fig. 3.9b), l'anomalie positive subsiste de la région de Tripoli au Nord de l'Achaïe mais couvre un domaine plus restreint. L'anomalie négative au Nord-Ouest est beaucoup moins importante que dans la partie orientale du modèle.

- Enfin pour la base de la croûte (Fig. 3.9c), on voit que les données ne permettent pas un bon échantillonnage de la partie orientale de la structure ; on peut toutefois noter l'existence d'une région plus rapide au N-W et au S en contraste avec la région plus lente du centre.

## 3. Modèles à quatre couches (Fig. 3.10).

Le modèle à quatre couches diffère du 3.2 par la profondeur des interfaces, mais les anomalies obtenues sont très similaires.

- Pour la couche 5-15 km, l'anomalie positive recouvre la totalité du Péloponnèse sur une large bande orientée NS, alors qu'elle était restreinte dans la moitié nord pour la couche 10-20 km du modèle 3.2.

- De 25 à 40 km, nous retrouvons l'anomalie négative observée dans les modèles à deux couches.

## 2.5 Conclusions sur les inversions des temps d'arrivée des ondes Pg.

Les tests effectués pour l'inversion à partir des temps d'arrivées d'ondes directes montrent que le résultat est stable. Les résultats sont en effet similaires pour des facteurs de pondération différents. Il est cependant préférable dans notre cas d'utiliser un facteur  $\Theta$  de 20, qui assure un bon compromis entre résolution et erreur standard, qu'un facteur  $\Theta$  plus élevé.

La solution est également indépendante de l'orientation de la structure et de la disposition des blocs, tant que la taille de ceux-ci est de l'ordre de grandeur de l'hétérogénéité escomptée.

Lorsqu'on augmente le nombre de couches et le nombre de blocs, on obtient une meilleure résolution et on augmente le pourcentage d'explication des résidus, mais les modèles à deux couches montrent des résultats similaires à ceux obtenus pour des modèles à quatre couches, entre 0-20 km et 20-40 km.

Enfin, les solutions obtenues sont indépendantes d'une couche à l'autre, et d'un bloc à l'autre dans une même couche, sauf pour quelques blocs de la couche superficielle.

Les variations obtenues définissent clairement des hétérogénéités latérales dans la croûte:

- la marge occidentale de la structure, notamment sous les îles ioniennes et sous le golfe de Messénie est une zone plus rapide, quelle que soit la profondeur considérée.

- dans les 10 premiers kilomètres, on met en évidence une anomalie positive orientée N-S dans la partie centrale du Péloponnèse, et des anomalies négatives à l'Ouest, au Nord-Est et au Sud-est. Nous interpréterons les résultats de cette couche en fonction de la géologie.

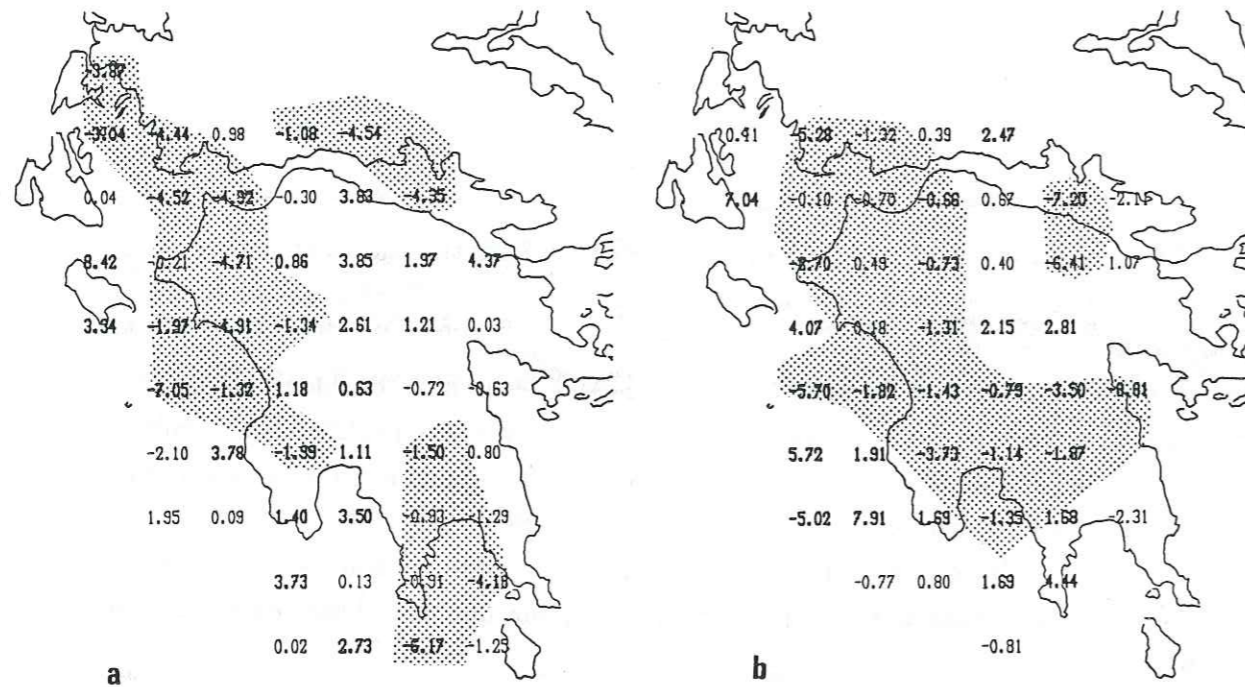
- l'anomalie positive centrale s'amenuise jusqu'à 20 km de profondeur où elle persiste au Nord et à l'Est de Tripoli. Jusqu'à 30 km de profondeur, la caractéristique dominante consiste en une vaste anomalie négative orientée NW-SE sub-parallèle aux unités structurales de la chaîne hellénique. Notons également que du golfe de Patras au golfe de Corinthe les variations de vitesse décrivent une anomalie positive orientée EW.

- l'utilisation des seules phases Pg ne permet pas un échantillonnage correct de la croûte inférieure entre 30 et 40 km. Seules les ondes réfractés sous le Moho nous permettraient de contraindre cette couche ainsi que le manteau supérieur.



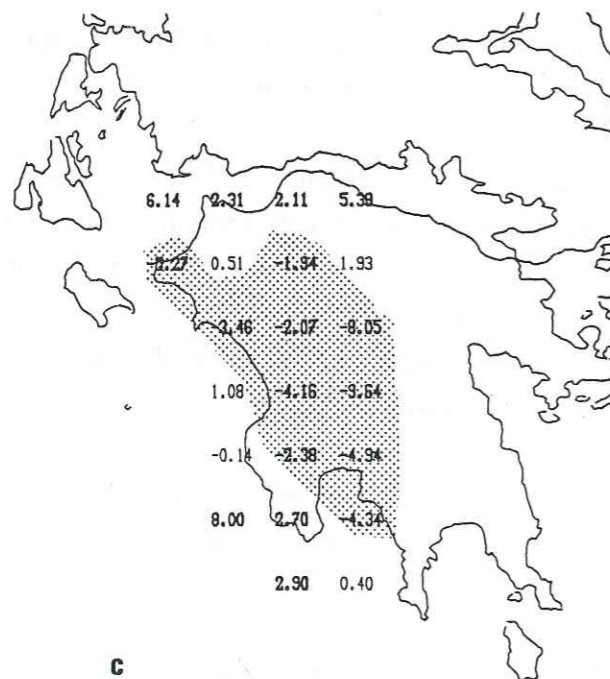
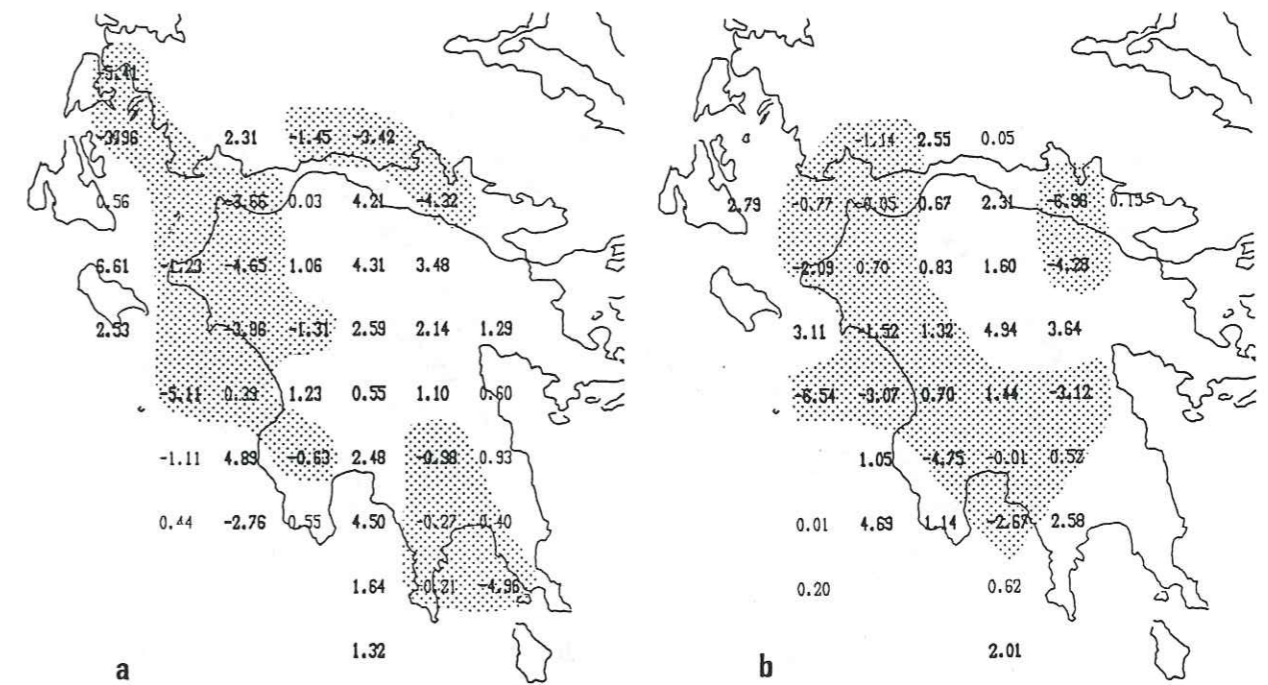
COUCHE 0-10 Km VITESSE 5.9 Km/s

COUCHE 10-20 Km VITESSE 6.15Km/s



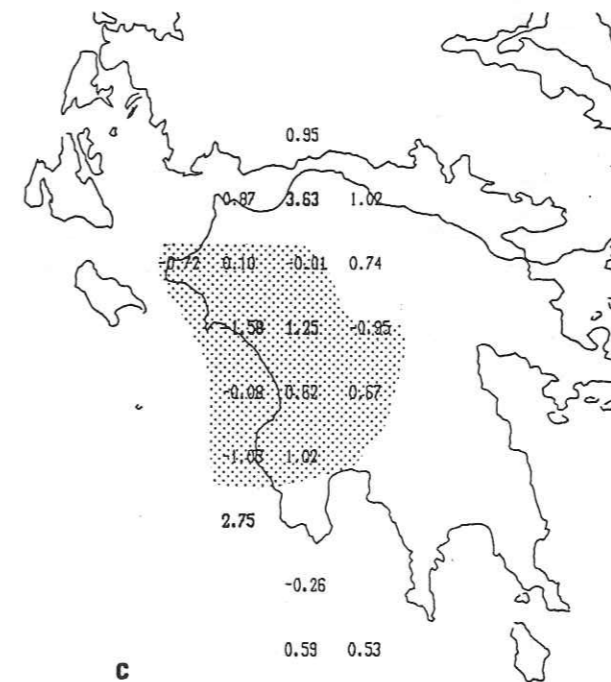
COUCHE 0-10 Km VITESSE 5.9 Km/s

COUCHE 10-20 Km VITESSE 6.15Km/s



COUCHE 20-30 Km

VITESSE 6.45Km/s



COUCHE 20-30 Km

VITESSE 6.45Km/s

Fig 3-2: Pg. Inversion de 335 séismes. Modèle à 4 couches.

Nombre minimum de rais par bloc: 20

Facteur de pondération:  $\theta = 20$ .

Pourcentage d'amélioration des résidus : 30 %.

Fig 3-3: Pg. Même modèle de vitesse que 3-2.

Facteur de pondération:  $\theta = 50$ .

Pourcentage d'amélioration des résidus : 25 %.

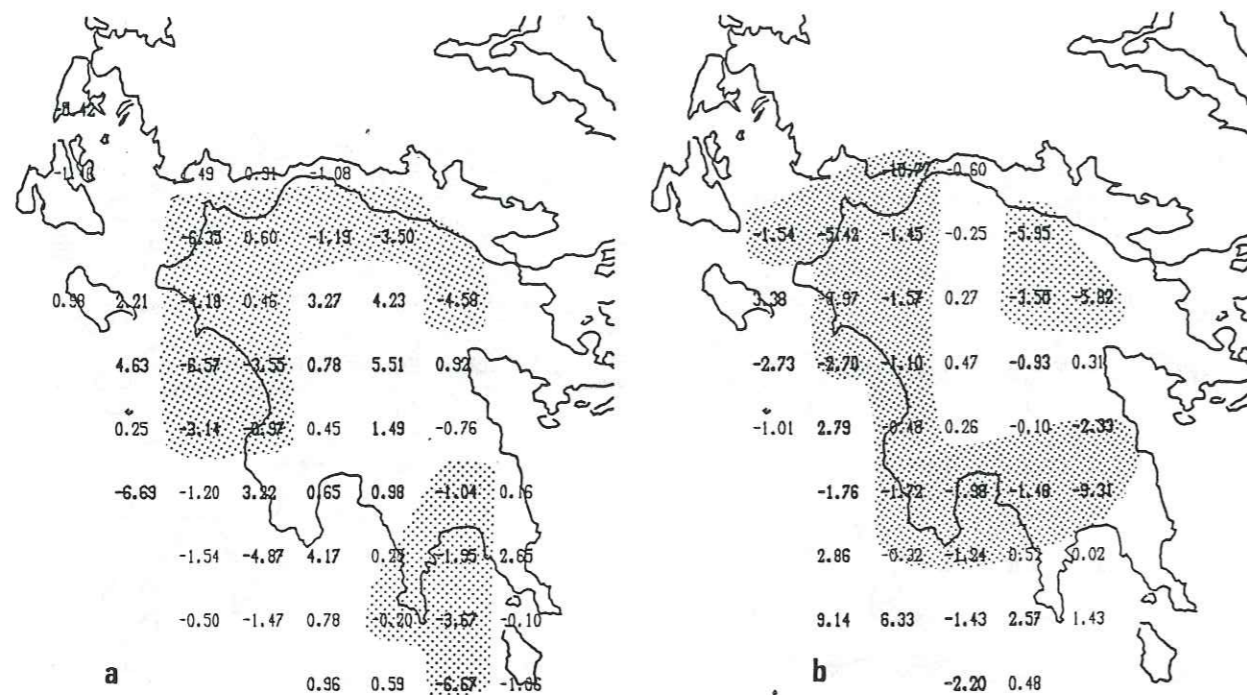






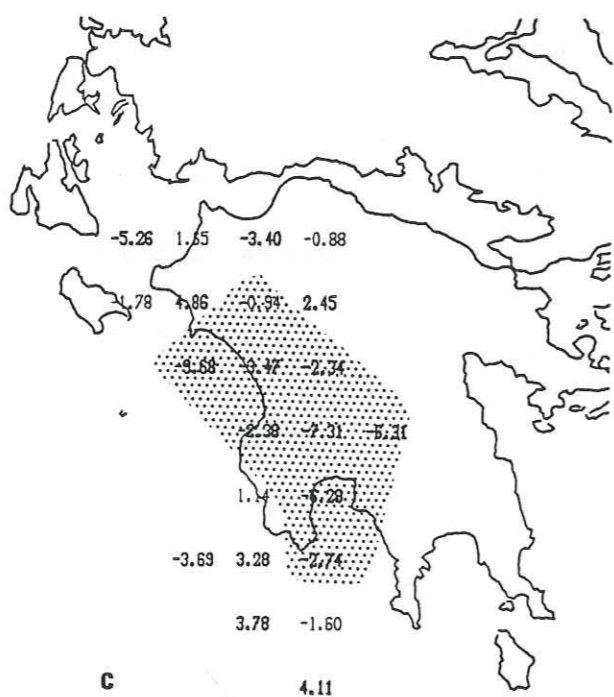
COUCHE 0-10 Km VITESSE 5.9 Km/s

COUCHE 10-20 Km VITESSE 6.15Km/s



a

b



COUCHE 20-30 Km

VITESSE 6.45Km/s

c

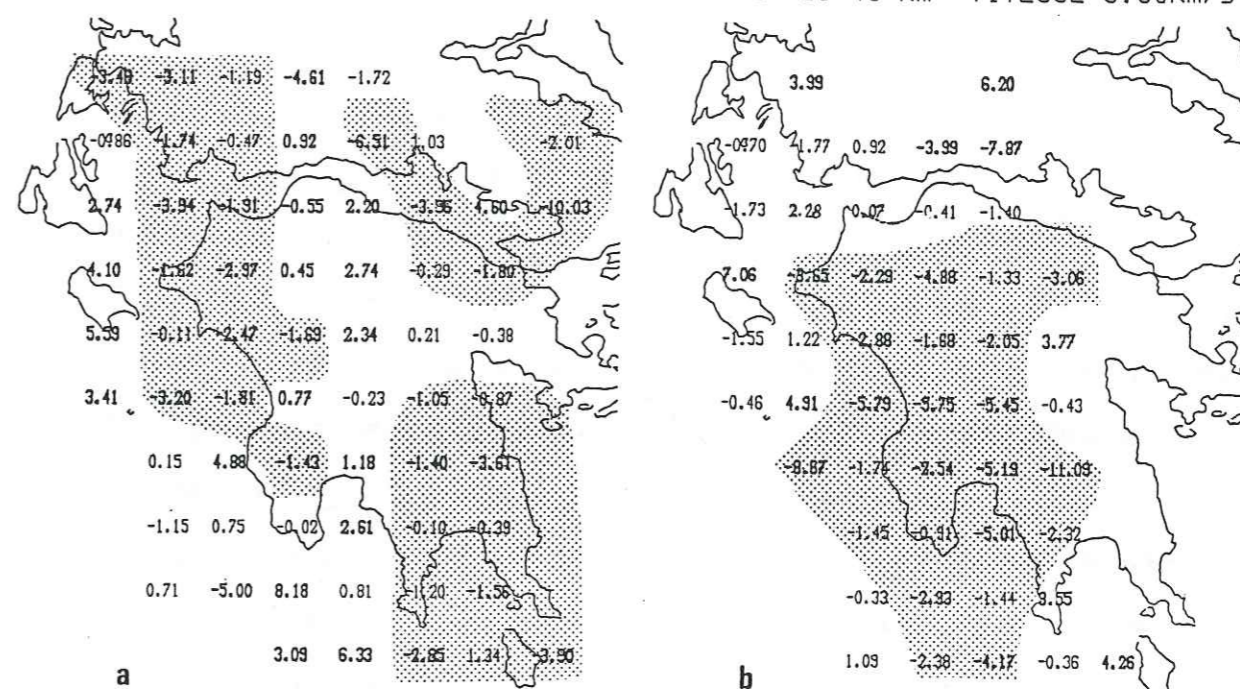
Fig 3-6: Pg. Même modèle de vitesse que 3-2.

Décalage du système de référence d'une demi-longueur de bloc (15 km) vers l'Ouest et le Sud.

Pourcentage d'amélioration des résidus : 27 %.

COUCHE 0-20 Km VITESSE 6.0 Km/s

COUCHE 20-40 Km VITESSE 6.60Km/s



a

b

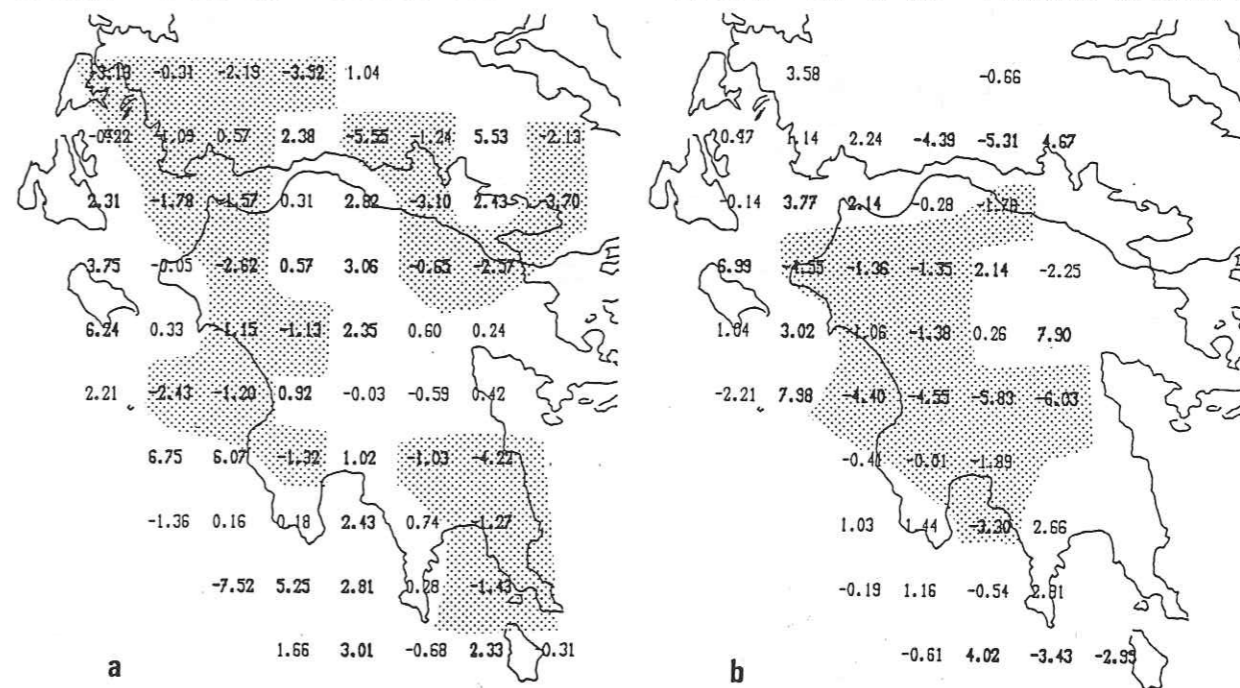
Fig 3-7: Pg. Inversion de 303 séismes. Modèle à 2 couches.

Nombre minimum de rais par bloc: 20. Facteur de pondération:  $\theta=20$

Pourcentage d'amélioration des résidus : 9 %.

COUCHE 0-20 Km VITESSE 6.0 Km/s

COUCHE 20-40 Km VITESSE 6.45Km/s



a

b

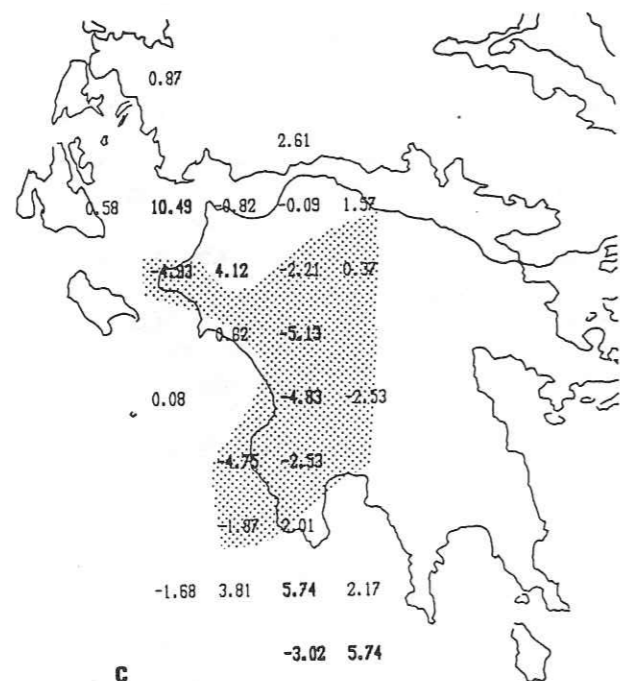
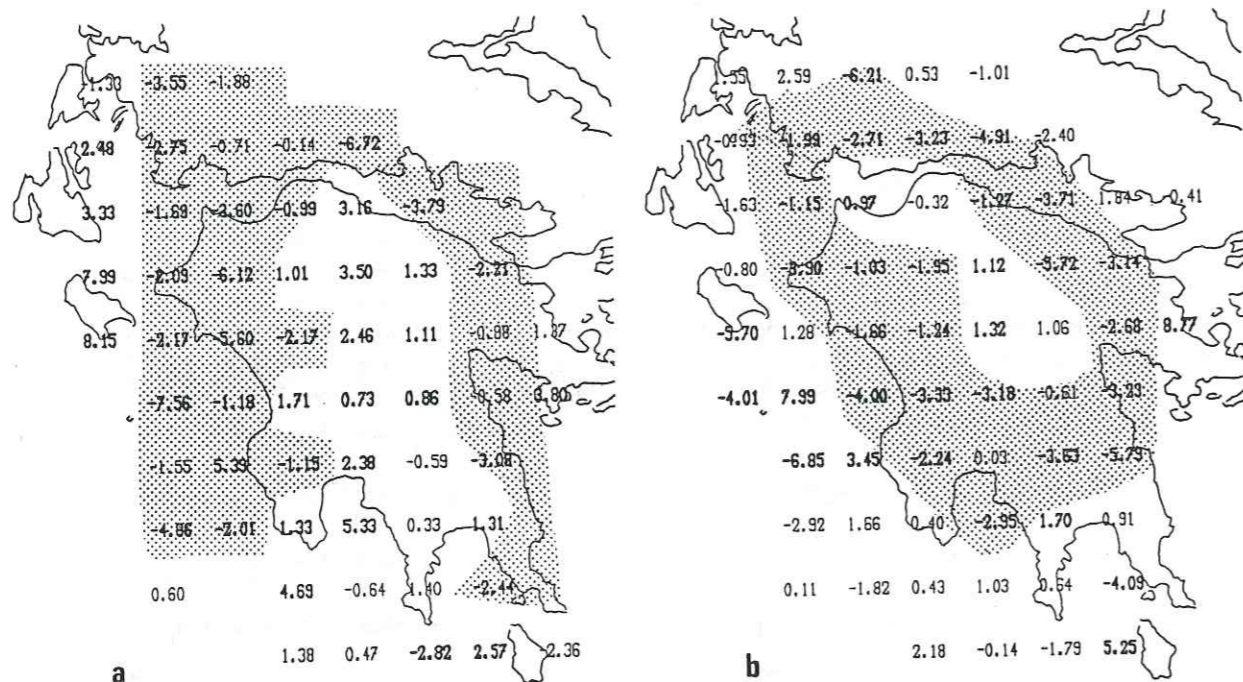
Fig 3-8: Pg. Inversion de 300 séismes. Modèle à 2 couches.

Seule la vitesse de la croûte inférieure diffère de 3-7.

Pourcentage d'amélioration des résidus : 12 %.



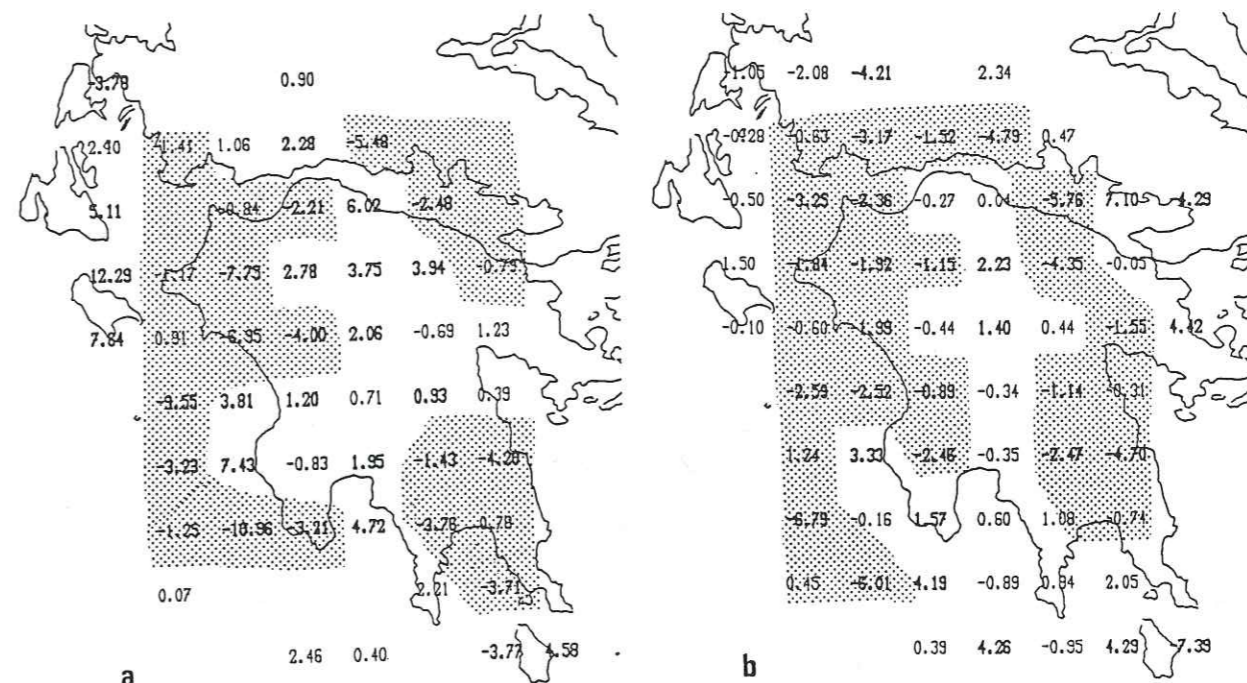
COUCHE 0-10 Km VITESSE 5.9 Km/s COUCHE 10-25 Km VITESSE 6.15Km/s



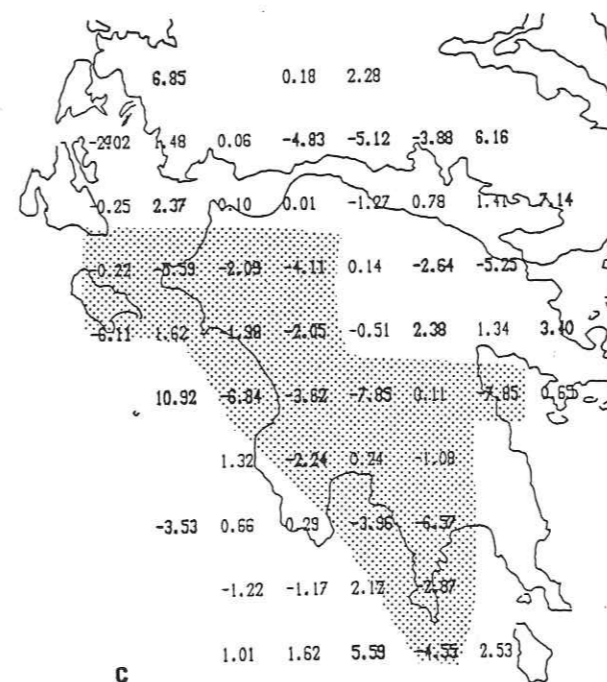
COUCHE 25-40 Km  
VITESSE 6.4 Km/s

Fig 3-9: Pg. Inversion de 332 séismes.  
Modèle à 3 couches  
Facteur de pondération:  $\theta=20$   
Nombre minimum de rais par bloc : 20.  
Pourcentage d'amélioration des résidus : 22 %.

COUCHE 0- 5 Km VITESSE 5.9 Km/s COUCHE 5-15 Km VITESSE 6.1 Km/s



COUCHE 15-25 Km VITESSE 6.3 Km/s



COUCHE 25-40 Km VITESSE 6.6 Km/s

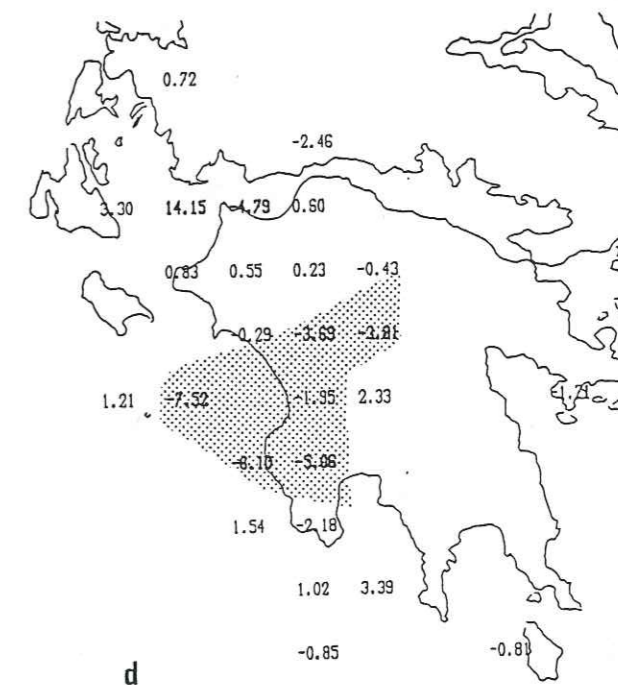


Fig 3-10: Pg. Inversion de 338 séismes.  
Modèle à 4 couches  
Facteur de pondération:  $\theta=20$   
Nombre minimum de rais par bloc : 20.  
Pourcentage d'amélioration des résidus : 25 %.



## Epicentres des Pn

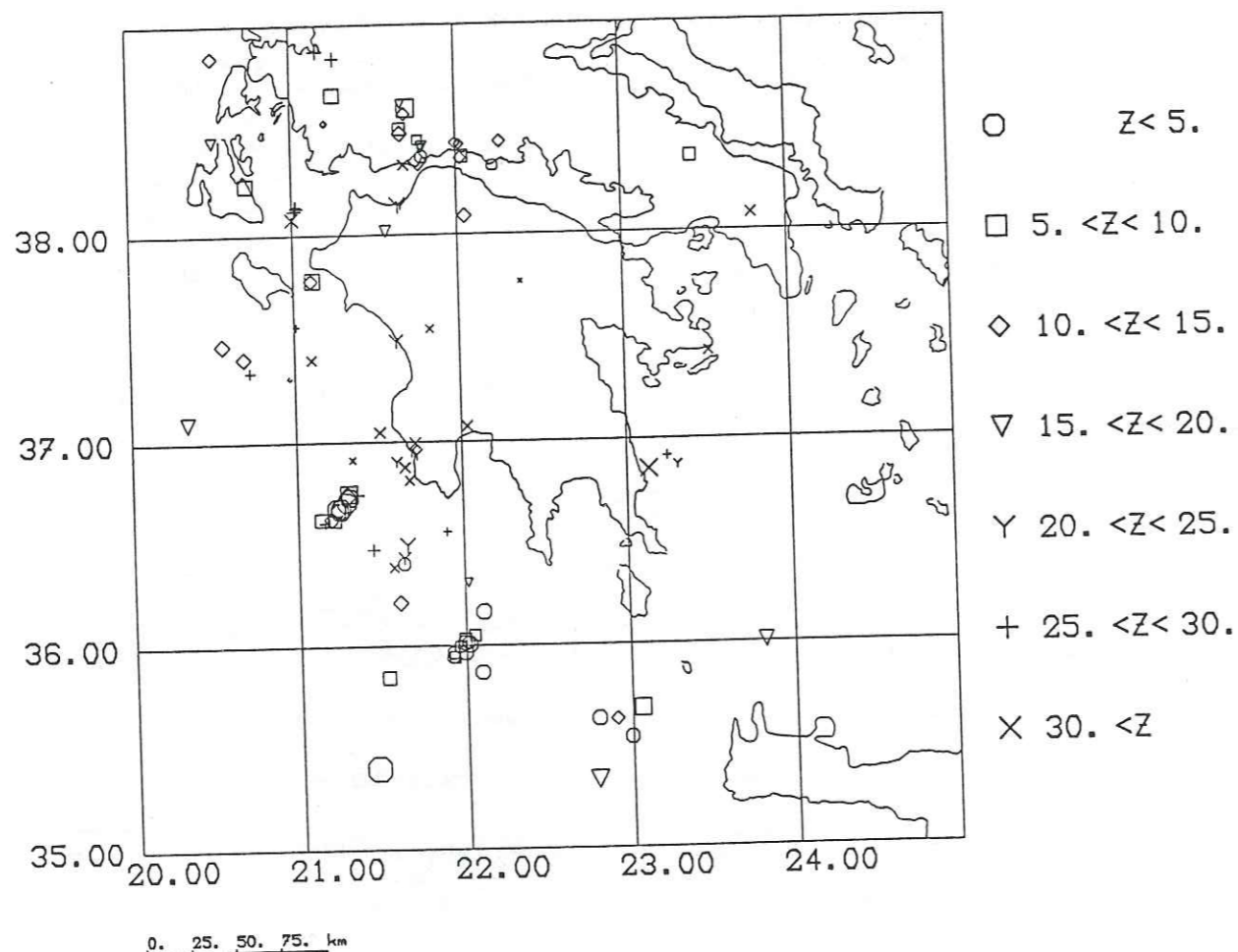


Fig 3-11 : Epicentres des séismes retenus pour l'inversion des temps d'arrivée des ondes réfractées.

## 3. Inversion à partir des ondes réfractées.

### 3.1. Sélection

A l'inverse de la sélection précédente, nous n'avons conservé ici que les phases pour lesquelles la distance épicentrale était supérieure à la distance de brisure. La conséquence d'une telle sélection est une répartition des séismes à l'extérieur du réseau. En effet, pour un modèle de croûte homogène (6 km/s) d'épaisseur 40 km au dessus d'un demi-espace homogène (7.8 km/s), la distance de brisure à partir de laquelle l'onde réfractée arrive avant l'onde directe est de 221.5 km pour un séisme superficiel et de 160 km pour un séisme à 20 km de profondeur. Etant donné la faible étendue du réseau (300 km sur 300 km) et la répartition de la sismicité, les séismes pour lesquels les ondes réfractées sont observées en première arrivée sont ceux situés essentiellement à l'extérieur du réseau.

D'autre part, en ne conservant que les phases Pn, le nombre de lectures par événement est faible car peu de séismes sont enregistrés par des stations suffisamment éloignées. Ainsi, sur les 448 séismes présélectionnés, seulement 36 d'entre eux n'engendrent que des phases Pn en première arrivée (avec un critère de sélection d'un minimum de 8 phases P). Le faible nombre de phases Pn et la mauvaise couverture azimutale des stations d'enregistrement posent des problèmes de précision des localisations, les distances épicentrales étant plus grandes et les variations épicentrales plus importantes.

Pour contourner ce problème de localisation, nous avons finalement opté pour un processus intermédiaire qui consiste en la sélection de séismes dont les enregistrements sont constitués d'au minimum cinq phases Pn en première arrivée et le reste de phases Pg. Ceci nous permet d'échantillonner la croûte inférieure et le manteau supérieur tout en conservant un nombre suffisant de phases (Pg + Pn) permettant une bonne localisation. 113 séismes ont ainsi été retenus et 104 d'entre eux vérifient nos critères de pré-sélection, avec un rms moyen de 0.293 (Fig. 3.11).

La démarche suivie dans ce chapitre est la même que pour l'inversion précédente. Nous traiterons en premier lieu des solutions à une dimension puis des inversions tridimensionnelles.



a. Modèle à deux couches.

Tableau 3-1

Interface km	Modèle initial		Itération1		Itération2		$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	
-2.0	6.00	3.35	6.05	3.33	6.06	3.36	1.80
20.0	6.60	3.69	6.50	3.63	6.45	3.61	1.78
40.0	7.90	4.41	7.85	4.38	7.83	4.37	1.79

Nombre de séismes stables: 86

rms1 : 0.252 ; rms2 : 0.223

Tableau 3-2

Interface km	Modèle initial		Itération1		Itération2		$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	
-2.0	6.00	3.35	6.07	3.33	6.08	3.36	1.81
20.0	6.60	3.69	6.54	3.65	6.53	3.62	1.80
45.0	7.90	4.41	7.87	4.40	7.86	4.39	1.79

Nombre de séismes stables: 86

rms1 : 0.254 ; rms2 : 0.224

b. Modèles à 3 couches.

Tableau 3-3

Interface km	Modèle initial		Itération1		Itération2		Itération3		$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	
-2.0	6.00	3.35	5.95	3.30	5.93	3.30	5.91	3.28	1.80
7.0	6.25	3.49	6.19	3.45	6.14	3.41	6.12	3.40	1.80
25.0	6.60	3.69	6.61	3.74	6.58	3.72	6.55	3.70	1.77
40.0	7.80	4.35	7.75	4.41	7.76	4.41	7.78	4.39	1.77

Nombre de séismes stable: 92

rms1 : 0.252 rms moyen: 0.218

Tableau 3-4

Interface km	Modèle initial		Itération1		Itération2		$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	
-2.0	6.00	3.35	6.05	3.35	6.05	3.33	1.81
15.0	6.25	3.49	6.26	3.45	6.25	3.48	1.79
25.0	6.60	3.69	6.52	3.65	6.48	3.65	1.77
40.0	7.80	4.35	7.86	4.40	7.87	4.38	1.80

Nombre de séismes stables: 90

rms1 : 0.248 rms2 : 0.216



c. Modèles à quatre couches.

Tableau 3-5

Interface km	Modèle initial	Itération1	Itération2	$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	
-2.0	5.90 3.30	5.92 3.23	5.89 3.27	1.80
5.0	6.05 3.38	6.04 3.36	6.07 3.37	1.80
15.0	6.10 3.41	6.15 3.40	6.15 3.44	1.79
25.0	6.55 3.66	6.50 3.62	6.47 3.63	1.78
40.0	7.80 4.35	7.85 4.38	7.85 4.39	1.79

Nombre de séismes stables: 89

rms1 : 0.252 ; rms : 0.218

Tableau 3-6

Interface km	Modèle initial	Itération1	Itération2	Itération3	$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	$V_p$ $V_s$ km/s	
-2.0	6.00 3.35	6.09 3.33	6.10 3.34	6.10 3.34	1.82
10.0	6.10 3.41	6.15 3.41	6.20 3.40	6.20 3.41	1.82
20.0	6.30 3.52	6.34 3.49	6.42 3.50	6.43 3.55	1.81
30.0	6.60 3.69	6.73 3.74	6.75 3.73	6.82 3.76	1.81
40.0	7.90 4.41	7.77 4.35	7.80 4.38	7.77 4.35	1.78

Nombre de séismes stables: 96

rms1 0.248 ; rms : 0.213

3.2. Solution à une dimension.

Nous avons testé des modèles à deux, trois et quatre couches crustales surmontant un demi espace discrétisé, à partir des temps d'arrivée des 104 séismes sélectionnés.

Ces solutions à une dimension (tableaux 3-1 à 3-6) montrent une bonne cohérence avec les résultats obtenus à partir des ondes directes, au moins dans les 20 premiers kilomètres. Les principales différences concernent la croûte inférieure qui a pu cette fois être échantillonnée. Nous obtenons une nouvelle fois les meilleures solutions pour les modèles à 3 et 4 couches (tableau 3-3, 3-6).

Une couche superficielle de 7 à 10 km d'épaisseur assure une meilleure stabilité des solutions (tableau 3-3, 3-4).

Les modèles à trois couches montrent que la vitesse de 25 à 40 km de profondeur est plus proche de 6.5 km/s que des 6.6 km/s calculés dans les modèles précédents. Lorsqu'on introduit deux couches entre 20 et 40 km de profondeur, les solutions obtenues indiquent des vitesses de 6.45 km/s dans la couche 20 à 30 km et de 6.8 km/s dans la couche 30 à 40 km, mais rien ne nous permet de conclure sur l'existence d'un fort contraste de vitesse entre croûte inférieure et croûte supérieure.

Enfin, la vitesse dans le manteau supérieur est relativement stable et varie de 7.77 km/s à 7.87 km/s.

3.3. Solutions à trois dimensions.

Outre la répartition des hétérogénéités latérales de vitesse dans la croûte, l'inversion à partir des phases Pn peut nous apporter une information sur la structure de vitesse dans le manteau supérieur. Dans les inversions suivantes, ce dernier est modélisé par des blocs de 30 km de coté.

Les différents modèles de vitesse utilisés sont identiques à ceux utilisés pour les inversions précédentes.

3.3.1 Résultats.

Nous avons relocalisé les 104 séismes sélectionnés pour cette inversion en utilisant la structure de vitesse tridimensionnelle obtenue par l'inversion des temps d'arrivée des ondes Pg (Fig. 3.2). La vitesse des blocs de la dernière couche (30-40 km) est cependant constante (6.6 km/s). 96 séismes ont des solutions hypocentrales stables après cette relocalisation.

Nous présentons la solution finale (Fig. 3.12) obtenue par inversion des temps



de trajet de ces 96 séismes.

En comparant ces résultats avec ceux de l'inversion précédente, on peut voir que quelles que soient les phases utilisées, les anomalies de vitesse sont très voisines dans les deux premières couches. Cependant, dans la couche 0-10 km, l'anomalie négative est plus restreinte à l'Ouest, alors que celle du Nord-Est s'étend désormais du Nord du golfe de Corinthe au golfe d'Argos (Fig. 3.12a).

De 10 à 20 km, on définit clairement une large zone parallèle aux structures des Hellénides, couvrant la moitié occidentale du Péloponnèse (Fig. 3.12b). Cette anomalie s'observe également dans la couche 20-30 km. On observe une nouvelle fois dans cette dernière des variations positives du golfe de Patras au golfe de Corinthe (Fig. 3.12c).

Dans la couche 30-40 km, les variations significatives dessinent une anomalie négative traversant le Péloponnèse du Nord au Sud (Fig. 3.12d).

Enfin, pour le manteau supérieur, on observe deux bandes d'anomalies négatives orientées NW-SE et décalées.

#### a. Influence de $\Theta$ .

Pour un facteur de pondération de 50 (Fig. 3.13), les résultats sont semblables à ceux obtenus pour un facteur de 20 (Fig. 3.12) dans les trois premières couches. Cependant, la résolution est plus mauvaise dans de nombreux blocs pour lesquels la solution n'est pas significative. En outre, les mauvaises résolutions obtenues à partir de 30 km ne permettent pas d'interpréter les solutions. Ce résultat justifie l'utilisation d'un facteur de pondération peu élevé.

#### b. Influence de la discrétisation.

- Pour une structure orientée à  $45^\circ$ , les résidus sont moins bien expliqués que pour une structure orientée NS ; nous obtenons 59 séismes stables après relocalisation au lieu de 96 pour une structure NS, et l'amélioration des résidus n'est que de 22%. Les anomalies sont similaires à celles obtenues pour le modèle final en ce qui concerne les trois premières couches ; en revanche, nous n'obtenons pas dans ce cas de solution significative au delà de 30 kilomètres (Fig. 3.14).

- Les anomalies obtenues pour la structure décalée de 15 km vers l'Ouest et le Sud sont identiques, mais légèrement décalées vers le Sud-Ouest (Fig. 3.16).

- De même que pour les ondes directes, les hétérogénéités obtenues pour une longueur de bloc de 45 km sont fortement lissées (Fig. 3.15).

#### c. Tests pour différents modèles.

Nous avons effectué plusieurs inversions en augmentant progressivement la complexité de la structure.

##### 1. Modèles à une couche.

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à une structure à une couche, représentative de la croûte, surmontant un demi-espace discrétisé représentant le manteau supérieur. Dans un cas, seul le manteau est discrétisé, la croûte étant modélisée par un bloc ; pour un tel modèle, les relocalisations obtenues sont très mauvaises puisque seuls 39 séismes sur 104 répondent à nos critères de sélection et l'amélioration des résidus est très faible (8%). On distingue cependant une vaste anomalie négative à l'Ouest et au Sud du Péloponnèse, encadrée par deux anomalies positives à l'Ouest et au Nord-Est (Fig. 3.17).

Dans l'autre cas, croûte et manteau sont modélisés par des blocs : nous observons la même répartition dans le manteau supérieur bien que l'anomalie positive du NE soit moins étendue (Fig. 3.18b). 52 séismes sont stables après relocalisation et l'amélioration est de 15%. Pour la couche 0-40 km, le résultat est surprenant car on observe une large anomalie positive NS couvrant le Péloponnèse, encadrée par deux anomalies négatives à l'Ouest et à l'Est (Fig. 3.18a). Cette répartition, proche de celle obtenue dans les précédentes inversions pour une couche superficielle de 10 km d'épaisseur mais inverse de celle obtenue au delà de 10 km, suggère que les hétérogénéités de cette dernière sont largement dominantes.

##### 2. Modèle à deux couches.

Nous avons également testé un modèle à deux couches crustales d'égale épaisseur (20 km) modélisant la croûte et une couche modélisant le manteau supérieur : ce modèle assure une bonne stabilité des solutions hypocentrales, et une amélioration des résidus de 25 %.

Pour les premiers 20 km, les solutions déterminent quatre zones orientées NS où les anomalies sont alternativement positives puis négatives, d'ouest en est. Le long des îles ioniennes, la vitesse est plus rapide ainsi que dans le centre du Péloponnèse, alors que l'Ouest de ce dernier et la partie orientale du domaine présentent des anomalies négatives (Fig. 3.19a). La répartition dans cette couche est similaire à celle obtenue pour une couche de 0 à 40 km.

Dans la croûte inférieure, une large anomalie négative orientée NW-SE se



superpose aux structures de la chaîne hellénique, séparant de part et d'autre des zones plus rapides (Fig. 3.19b). On retrouve schématiquement cette anomalie dans le manteau supérieur (Fig. 3.19c).

### 3. Modèle à trois couches.

Pour ce modèle à trois couches crustales surmontant un demi-espace les résultats sont les suivants :

- Dans les 10 premiers kilomètres, les résultats sont sensiblement identiques à ceux obtenus pour cette couche dans les diverses inversions (Fig. 3.20a).

- De 10 à 20 km, des anomalies positives se dessinent du golfe de Corinthe au golfe d'Argos, le long de la marge orientale du modèle et au SSE et au niveau du golfe de Kiparissia, alors que la partie centrale est dominée par une anomalie négative orientée NW-SE (Fig. 3.20b).

- Dans la croûte inférieure, on observe une anomalie négative dans la partie centrale se prolongeant au Sud dans la presqu'île du Magne, entourée au NW et au SE par des zones plus rapides (Fig. 3.20c).

### 4. Modèle à quatre couches.

Nous avons enfin testé un dernier modèle à quatre couches différent du premier par la profondeur des interfaces (Fig. 3.21).

Dans la couche superficielle (0-5 km), les anomalies sont comparables à celles obtenues généralement de 0 à 10 km.

De 5 à 15 km (Fig. 3.21b), l'anomalie positive du NE observée pour la couche 10-20 km du modèle 3.13 est décalée vers l'Ouest.

Enfin, pour les couches 15-25 km et 25-40 km, les anomalies sont comparables à celles obtenues de 20 à 30 km et 30 à 40 km dans le modèle 3.12.

### 3.4. Conclusions sur les inversions des temps d'arrivée des ondes Pn.

Les différents tests effectués pour un modèle à quatre couches montrent que la solution est stable dans la croûte. Il est préférable d'adopter un facteur de pondération  $\Theta$  de l'ordre de 20 et une structure orientée NS, qui assurent la meilleure résolution et une bonne amélioration des résidus.

Lorsqu'on modélise la croûte par une couche de 40 km d'épaisseur (Fig. 3.18a) ou la croûte supérieure par une couche de 20 km d'épaisseur, les hétérogénéités sont

semblables à celles obtenues habituellement dans une couche superficielle de 0 km à 10 km et masquent totalement celles obtenues pour une couche de 10 à 20 km. Il est donc primordial de discrétiser la croûte supérieure en deux couches.

Les variations de vitesse obtenues montrent que:

- de façon générale, les anomalies obtenues dans les 30 premiers kilomètres sont identiques à celles de l'inversion des temps de trajet d'ondes directes.

- pour la croûte inférieure (Fig. 3.12d, 3.20c, 3.21d), nous observons une vaste anomalie négative orientée NW-SE de même étendue que l'anomalie située immédiatement dans la couche supérieure.

- dans le manteau supérieur, la répartition n'est pas aussi stable que pour les couches de la croûte ; il semble exister une anomalie négative recouvrant la partie occidentale du Péloponnèse.

### 3.5 Comparaison des résultats obtenus par inversion des ondes Pg et inversion des ondes Pn.

Dans ces deux inversions, les modèles pour lesquels on obtient le plus de solutions hypocentrales stables, et les plus faibles rms, sont des modèles à trois ou quatre couches crustales.

#### 1. Modèles de vitesse à une dimension.

- les résultats sont similaires pour les couches de la croûte supérieure.

Pour une vitesse initiale de 6 km/s dans une couche de 0 à 20 km de profondeur, la vitesse obtenue après 3 itérations est de 5.96 km/s pour les ondes Pg et de 6.06 km/s pour les ondes Pn (tableau 2-1 et 3-1).

Avec les modèles à trois couches crustales (tableaux 2-3 et 3-3) les vitesses obtenues dans la couche de 0 à 7 km après 3 itérations sont de 5.9 km/s pour les ondes Pg et de 5.91 km/s pour les ondes Pn, de 6.15 km/s pour les ondes Pg et de 6.12 km/s pour les ondes Pn dans la couche de 7 à 25 km de profondeur. Les vitesses obtenues sont également semblables dans une couche de 0 à 15 km de profondeur (tableaux 2-4 et 3-4), et pour les deux couches de 0 à 5 km et de 5 à 15 km (tableaux 2-5 et 3-5).

- Dans la croûte inférieure, les vitesses obtenues après deux ou trois itérations sont systématiquement positives pour les inversions des ondes Pg alors qu'elles sont négatives pour les ondes Pn (tableaux 2-1 et 3-1 pour une couche de 20 à 40 km de



profondeur ; tableaux 2-3, 3-3, 2-5 et 3-5 pour une couche de 25 à 40 km de profondeur). De 25 à 40 km de profondeur, pour une vitesse initiale de 6.6 km/s, les vitesses obtenues varient en effet de 6.57 km/s à 6.65 km/s pour les ondes Pg et de 6.45 à 6.55 km/s pour les ondes Pn. Notons que la résolution obtenue dans l'inversion des ondes Pn est supérieure à celle obtenue dans l'inversion des ondes Pg (0.94 pour les Pn, 0.51 pour les ondes Pg dans la couche de 25 à 40 km de profondeur). La variation de vitesse observée dans la croûte inférieure peut donc vraisemblablement être attribuée à la différence d'échantillonnage de la structure que procurent les différents types d'ondes.

- Dans les deux inversions, nous obtenons également un plus grand nombre de solutions hypocentrales stables pour des modèles dont la couche superficielle a une épaisseur inférieure à 20 km et une vitesse de 5.9 km/s à 6 km/s, comme le montrent les tableaux 2-3 et 2-4 pour les ondes Pg, 3-3 et 3-4 pour les ondes Pn.

## 2. Modèles de vitesse à trois dimensions.

### a. Similitude des anomalies de vitesse.

Les similitudes des anomalies de vitesse dans la croûte obtenues pour les deux inversions constituent un résultat très encourageant. Cela montre en effet que les anomalies de vitesse sont stables pour deux jeux de données différents (Figures 3.2 et 3.12). Cette stabilité est par ailleurs observée lorsqu'on modifie l'orientation de la structure (Figures 3.4 et 3.14), la taille des blocs (Figure 3.5 et 3.15), ou lorsqu'on décale le système de référence (Figure 3.6 et 3.16). On l'observe également pour différents modèles de vitesse : des modèles à deux couches crustales (Figures 3.7 et 3.19), à trois couches crustales (Figures 3.9 et 3.20).

### b. Comparaison des valeurs de variations de vitesse.

Pour les inversions finales (Figures 3.2 et 3.12), l'ordre de grandeur des variations de vitesses est très voisin. Dans la couche 0-10 km, les variations positives de l'anomalie N-S dans le centre du Péloponèse sont cependant supérieures dans l'inversion des Pn. A l'inverse, les variations négatives de l'anomalie au Nord Ouest du Péloponèse sont plus grandes dans l'inversion des Pg. Au total, l'écart entre variation négative et variation positive est similaire dans les deux inversions. On observe également ce résultat pour des inversions avec modification de la structure et pour des modèles de vitesse différents (Figures 3.7 et 3.19).

Nous avons effectué une inversion en conservant la totalité des phases de

chaque séisme (Pg + Pn) des 448 séismes initialement sélectionnés. La distribution des hétérogénéités obtenue par inversion 3D est identique à celles déterminées respectivement pour les ondes directes et réfractées hormis pour la couche de 10 km à 20 km de profondeur dans laquelle la majorité des solutions montrent des variations négatives (Fig 3.22).



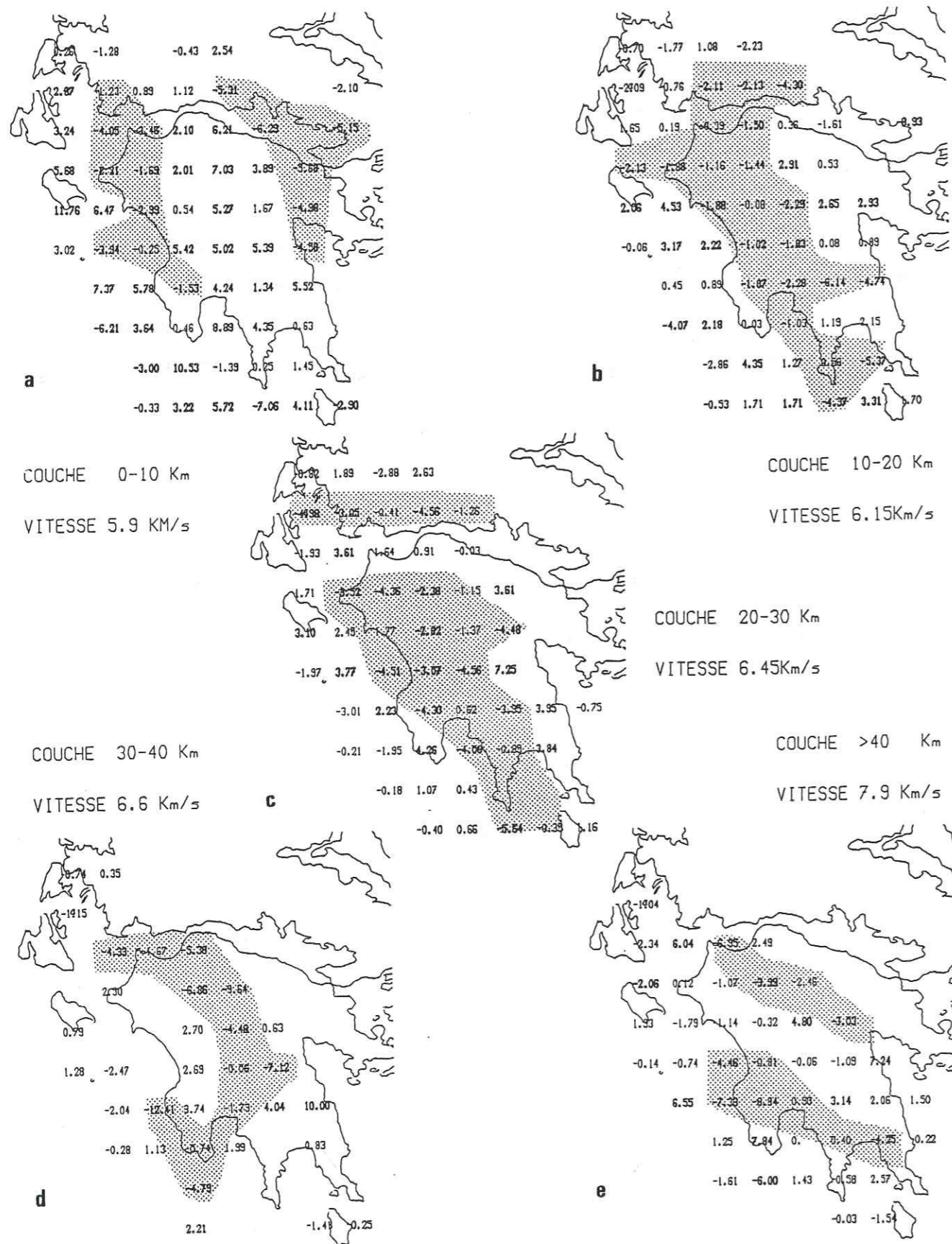


Fig 3-12: Pn. Inversion de 96 séismes. Modèle à 4 couches crustales.  
 Nombre minimum de rais par bloc: 10; Facteur de pondération:  $\theta=20$ .  
 Pourcentage d'amélioration des résidus : 33 %.

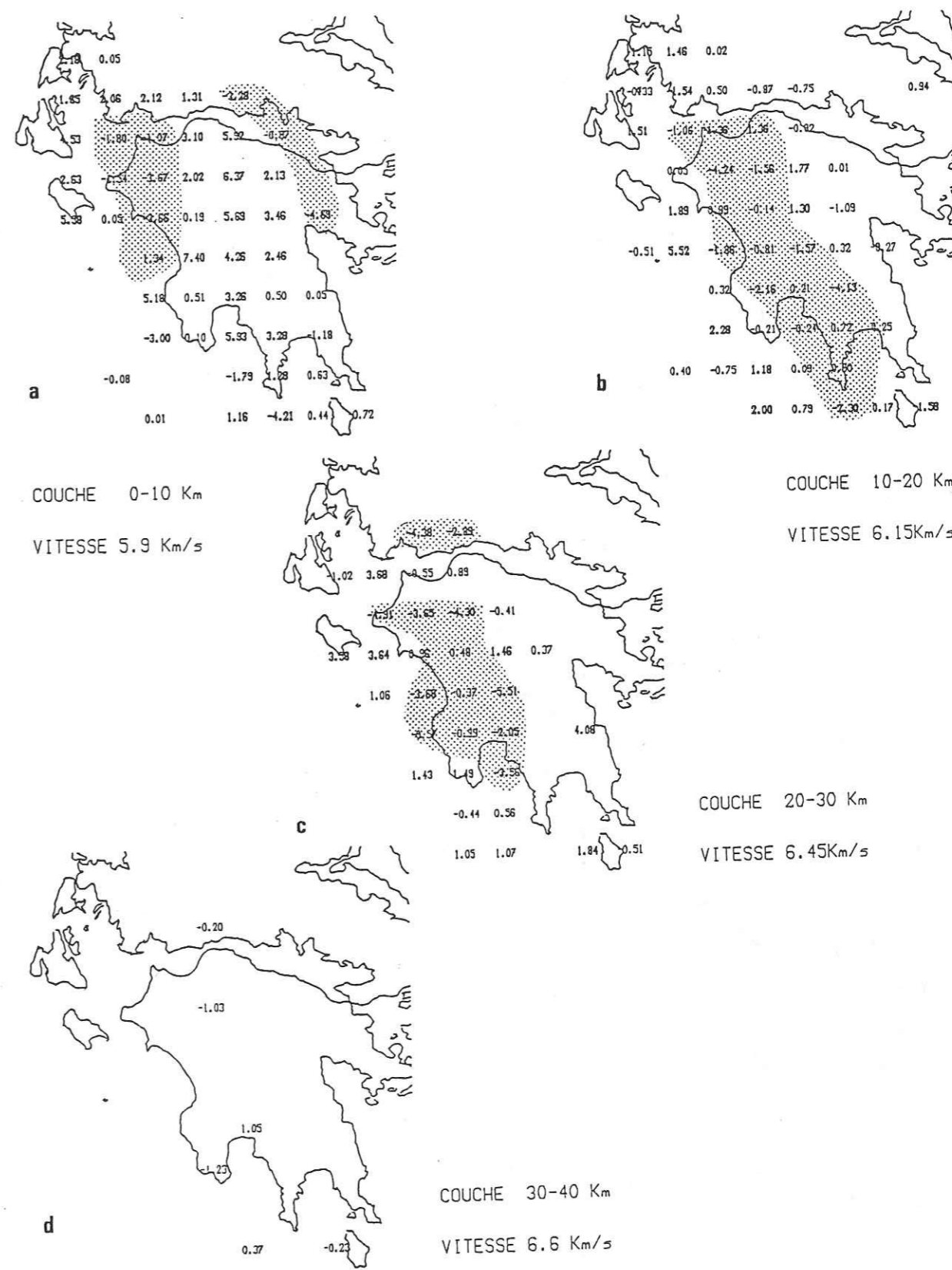
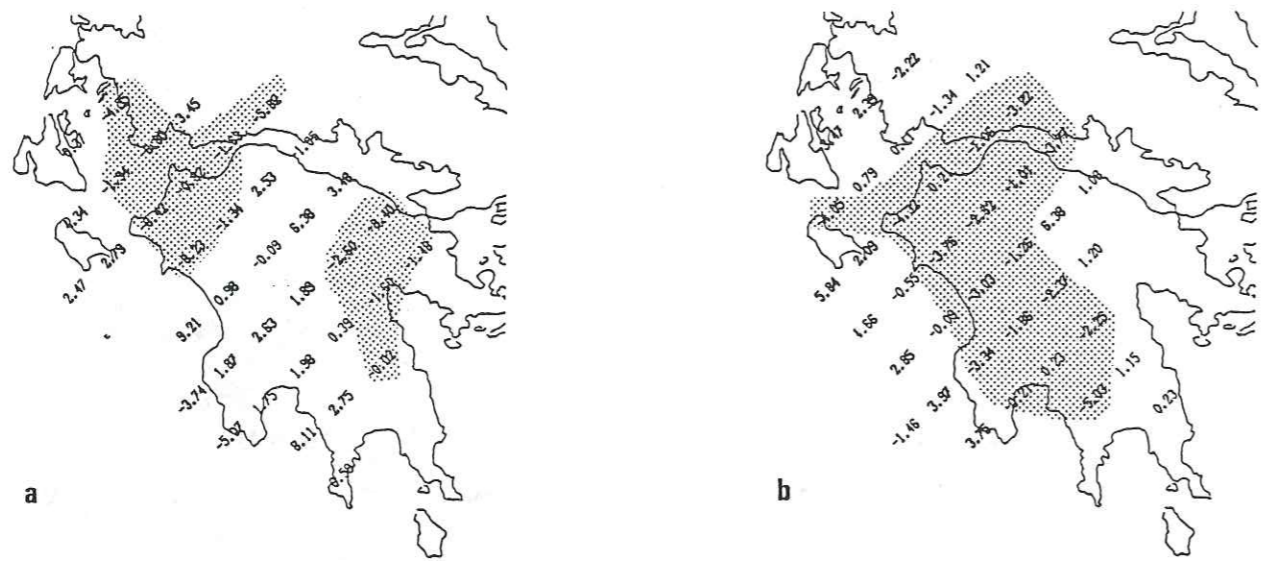
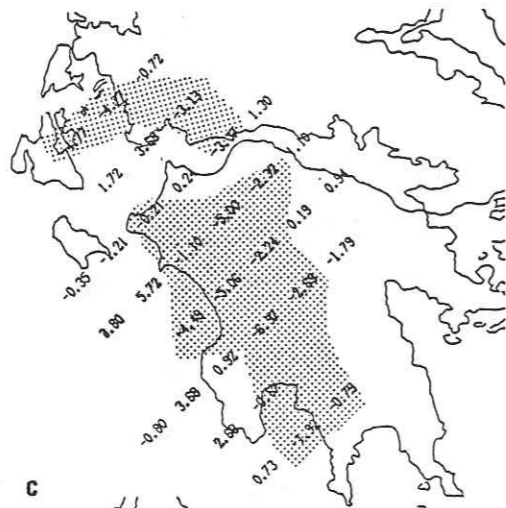


Fig 3-13: Pn. Même modèle de vitesse que 3-12.  
 Facteur de pondération:  $\theta=50$ .  
 Pourcentage d'amélioration des résidus : 20 %





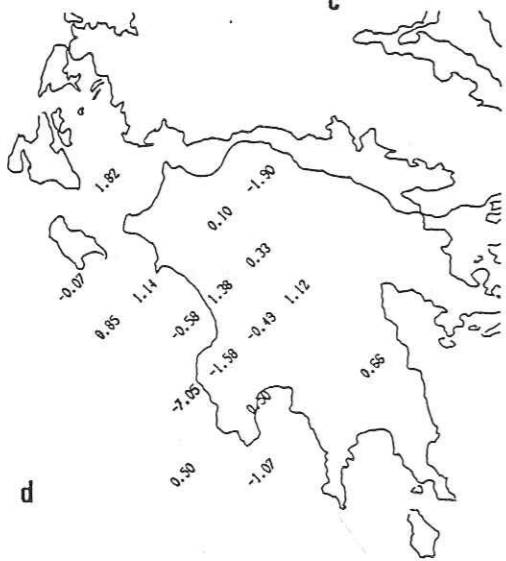
COUCHE 0-10 Km  
VITESSE 5.9 Km/s



COUCHE 10-20 Km  
VITESSE 6.15Km/s

COUCHE 20-30 Km  
VITESSE 6.45Km/s

COUCHE 30-40 Km  
VITESSE 6.60Km/s



COUCHE >40 Km  
VITESSE 7.80Km/s

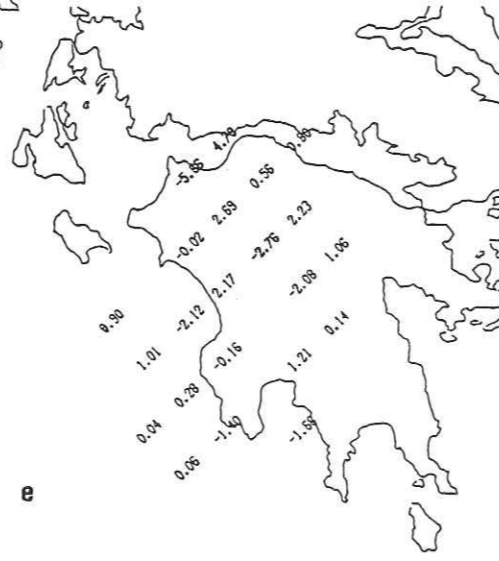
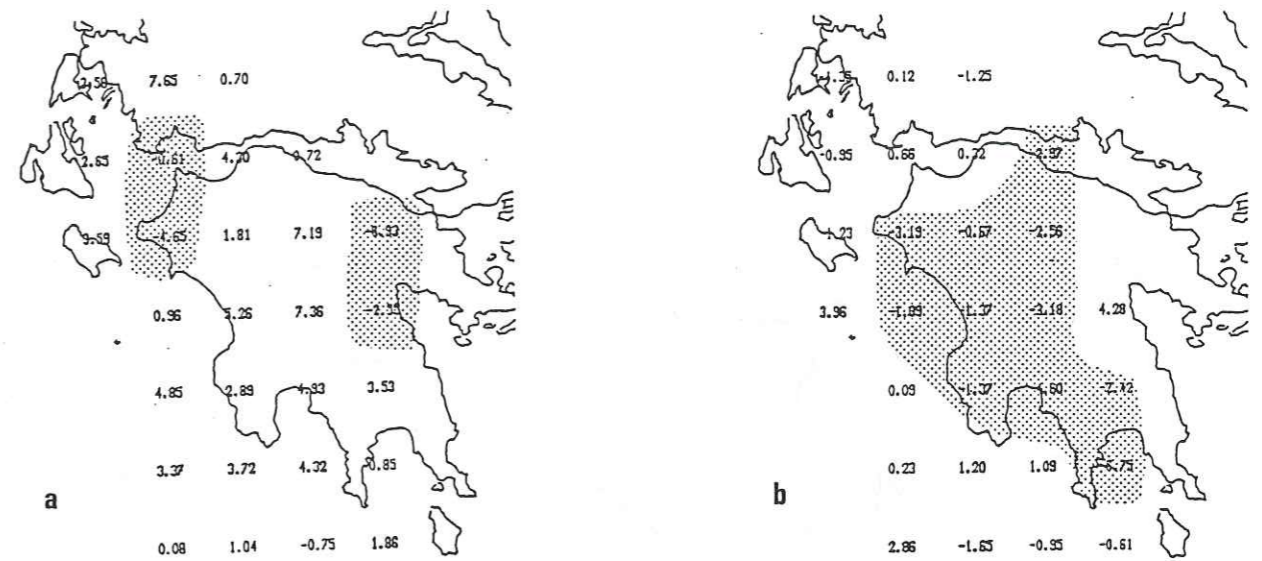
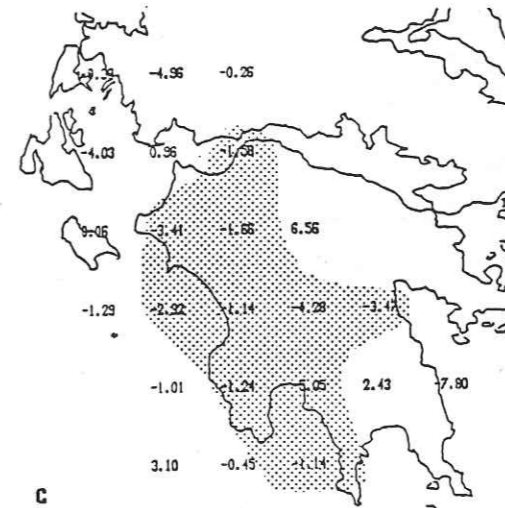


Fig 3-14: Pn. Même modèle de vitesse que 3-12.  
Rotation de 45° vers le NW du système de référence.  
Pourcentage d'amélioration des résidus : 22 %.



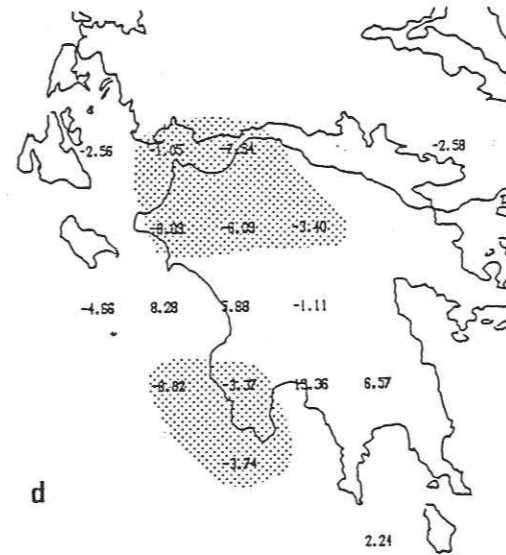
COUCHE 0-10 Km  
VITESSE 5.9 Km/s



COUCHE 10-20 Km  
VITESSE 6.15Km/s

COUCHE 20-30 Km  
VITESSE 6.45Km/s

COUCHE 30-40 Km  
VITESSE 6.6 Km/s



COUCHE >40 Km  
VITESSE 7.8 Km/s

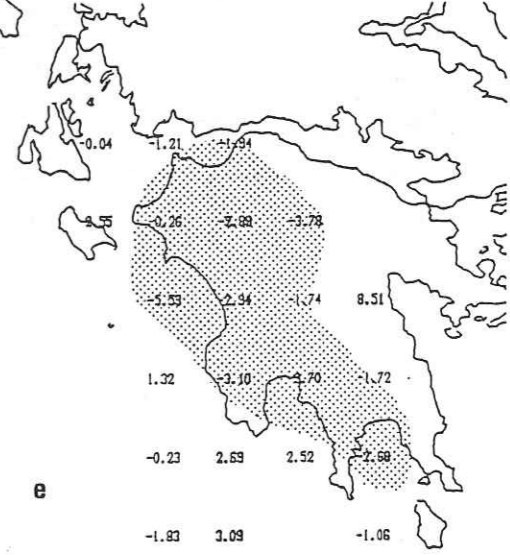


Fig 3-15: Pn. Même modèle que 3-12.  
Blocs de 45 km de côté  
Pourcentage d'amélioration des résidus : 22 %.



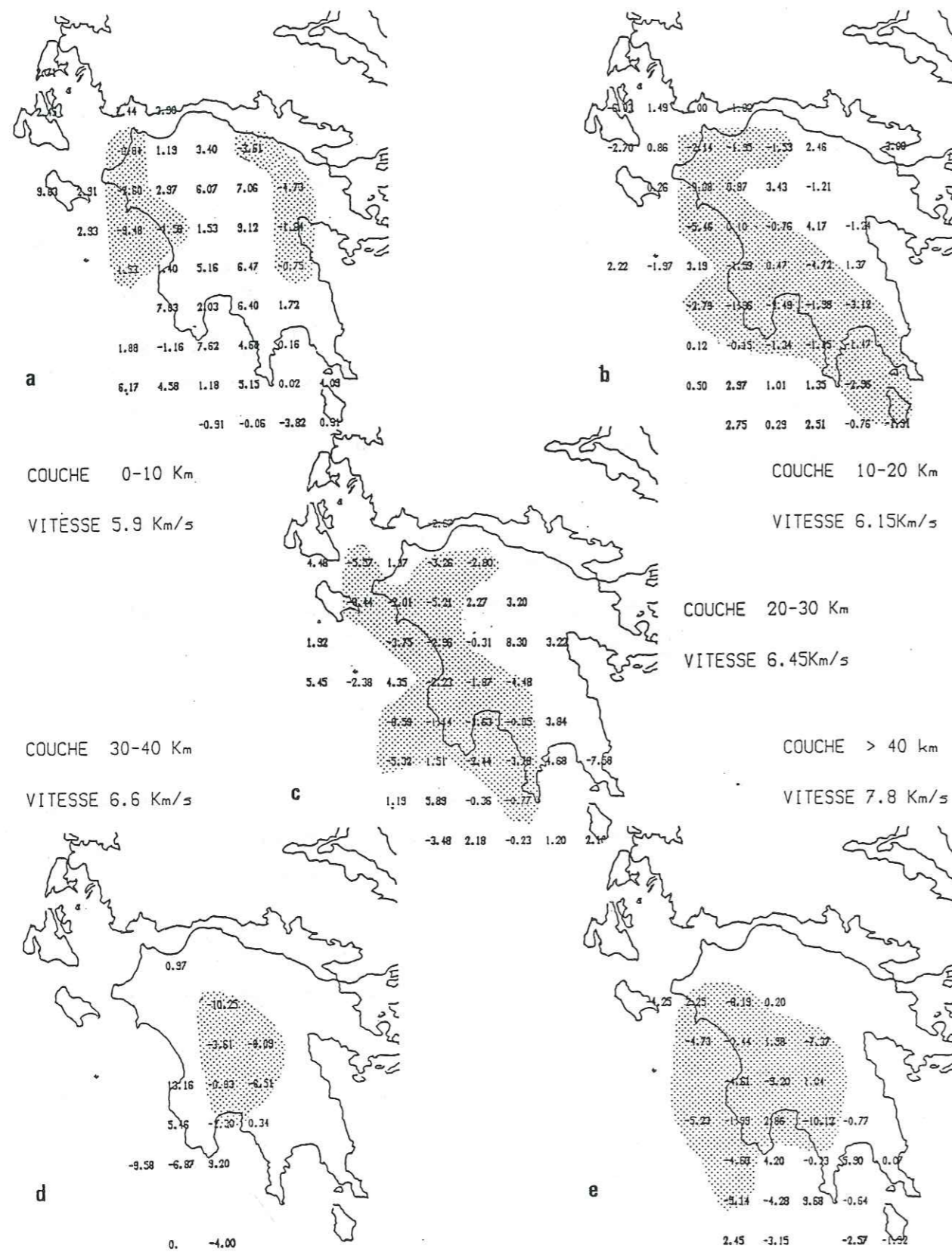


Fig 3-16: Pn. Même modèle de vitesse que 3-12.

Décalage du système de référence d'une demi-longueur de bloc (15 km) vers l'Ouest et le Sud. Pourcentage d'amélioration des résidus : 30 %.

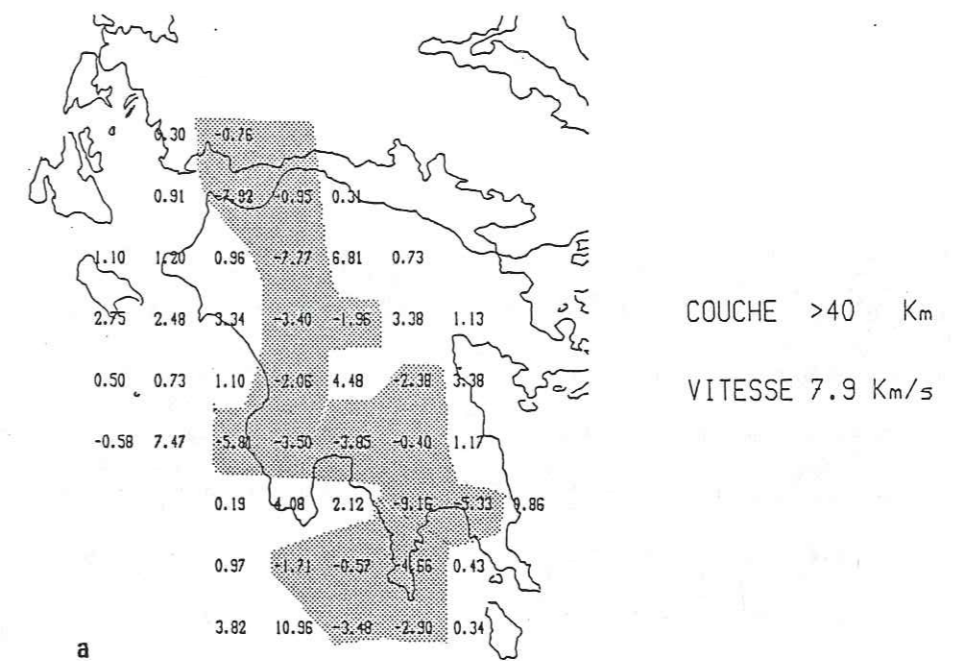


Fig 3-17: Pn. Inversion de 39 séismes. Modèle à 1 couche crustale homogène. Nombre minimum de rais par bloc: 10. Facteur de pondération:  $\theta=20$  Pourcentage d'amélioration des résidus : 8 %.

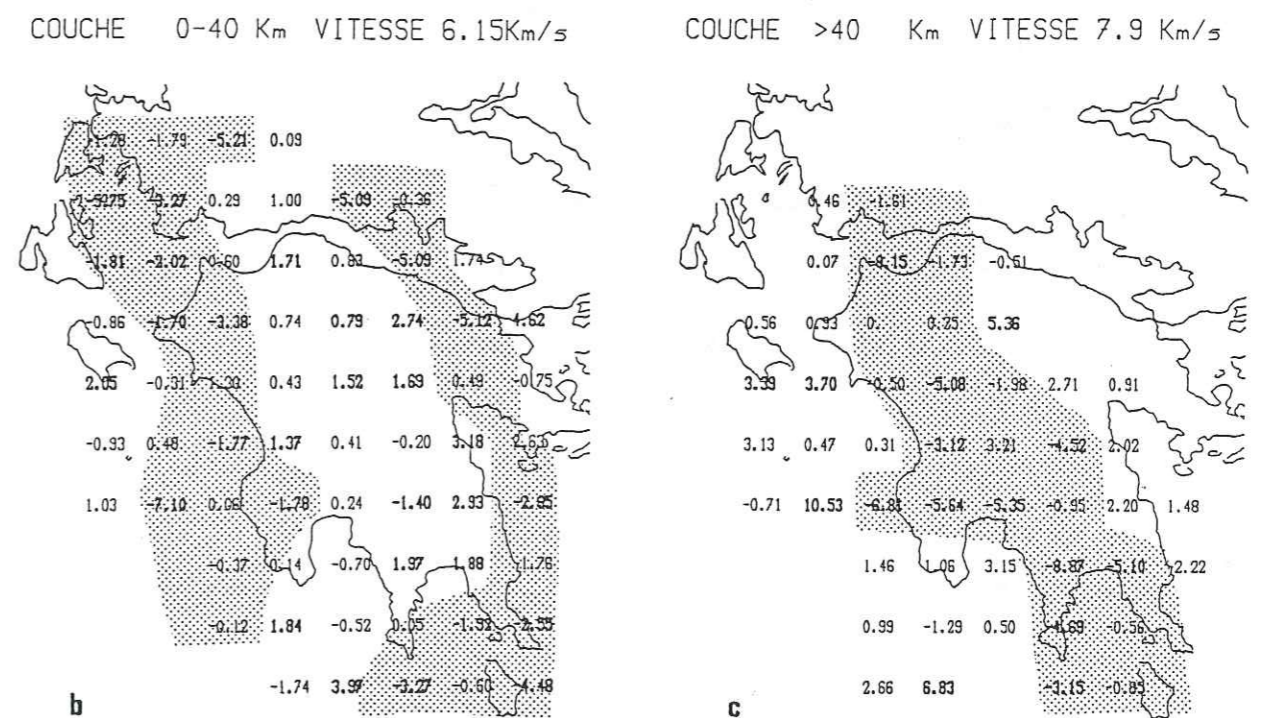
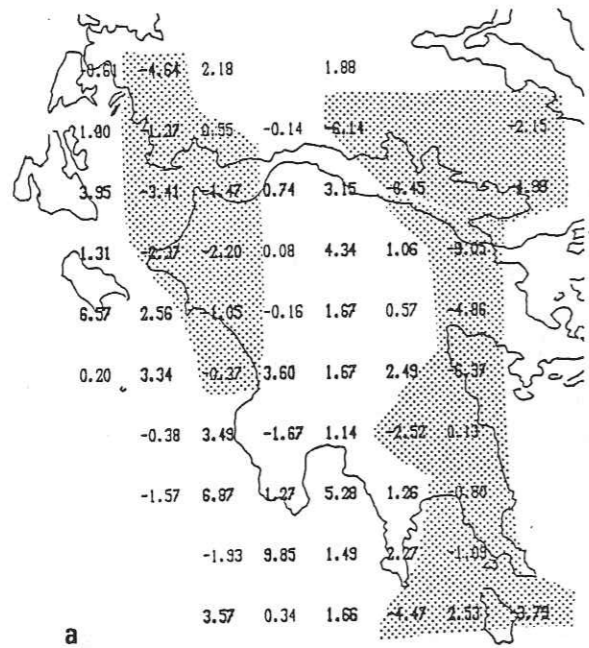


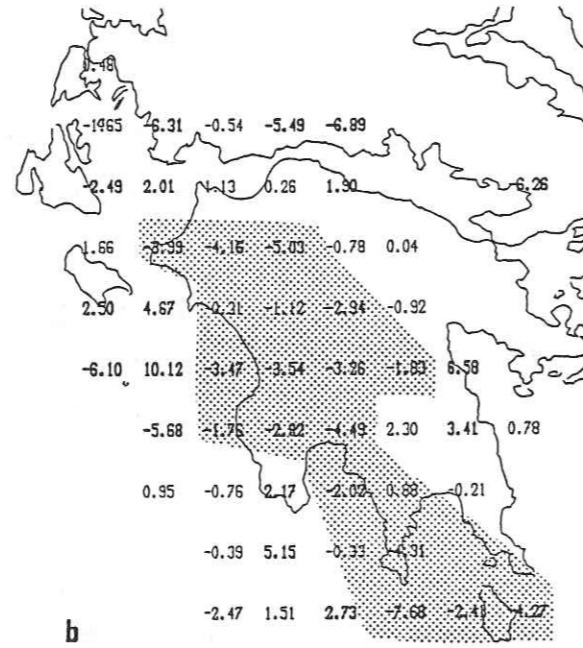
Fig 3-18: Pn. Inversion de 52 séismes. Modèle à 1 couche crustale discrétisée. Nombre minimum de rais par bloc: 10. Facteur de pondération:  $\theta=20$  Pourcentage d'amélioration des résidus : 15 %.



COUCHE 0-20 Km VITESSE 6.0 Km/s

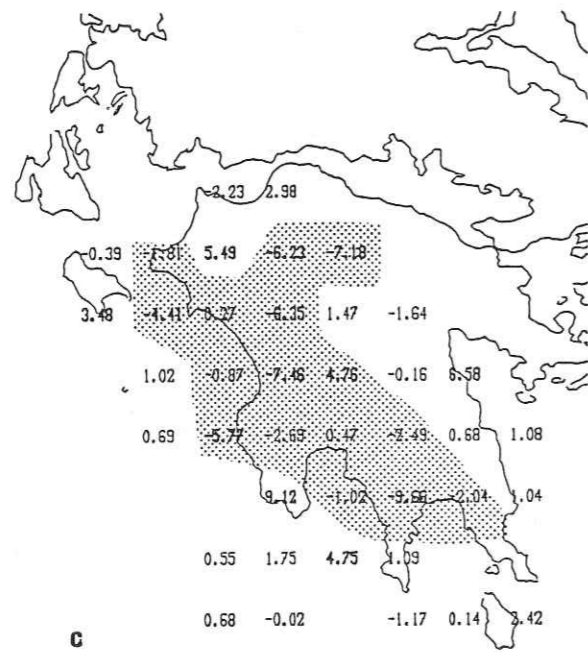


COUCHE 20-40 Km VITESSE 6.6 Km/s



a

b

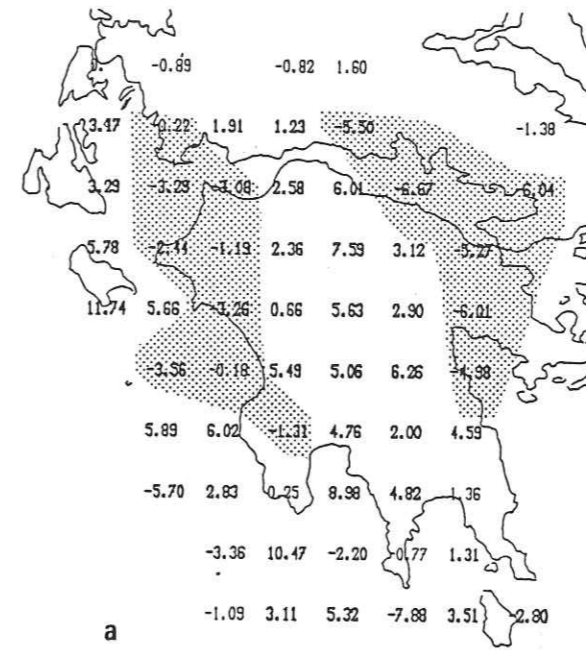


COUCHE >40 Km  
VITESSE 7.8 Km/s

c

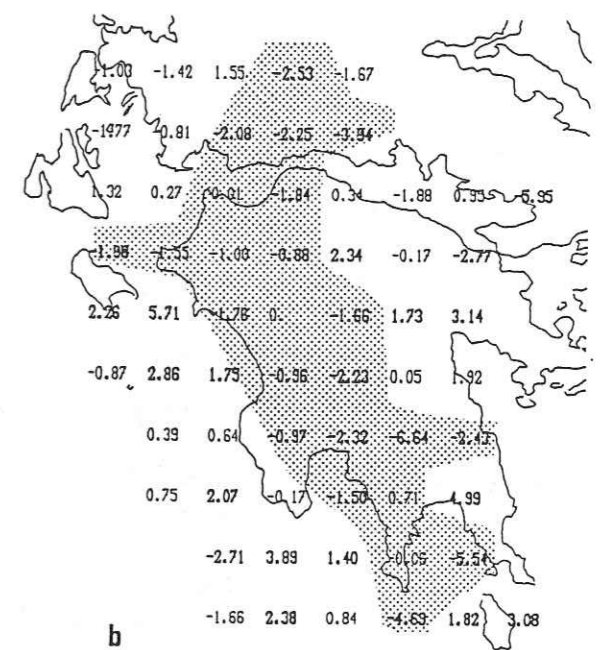
Fig 3-19: Pn. Inversion de 95 séismes. Modèle à 2 couches crustales.  
Nombre minimum de rais par bloc: 10. Facteur de pondération:  $\theta=20$   
Pourcentage d'amélioration des résidus : 25 %.

COUCHE 0-10 Km VITESSE 5.9 Km/s



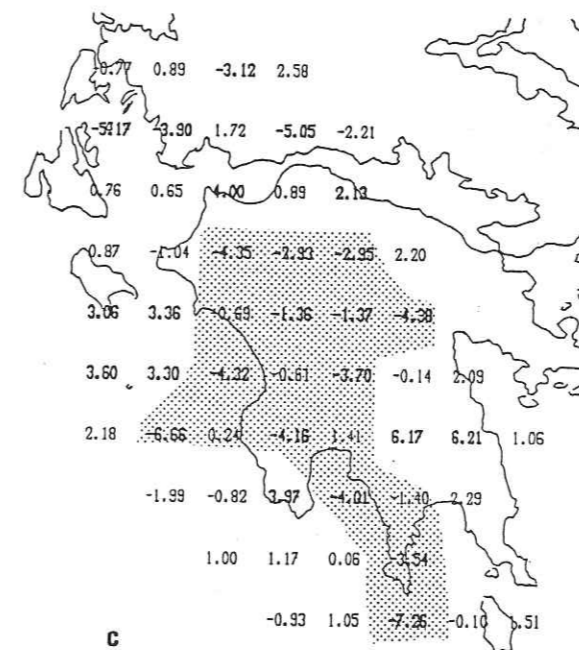
a

COUCHE 10-20 Km VITESSE 6.15Km/s



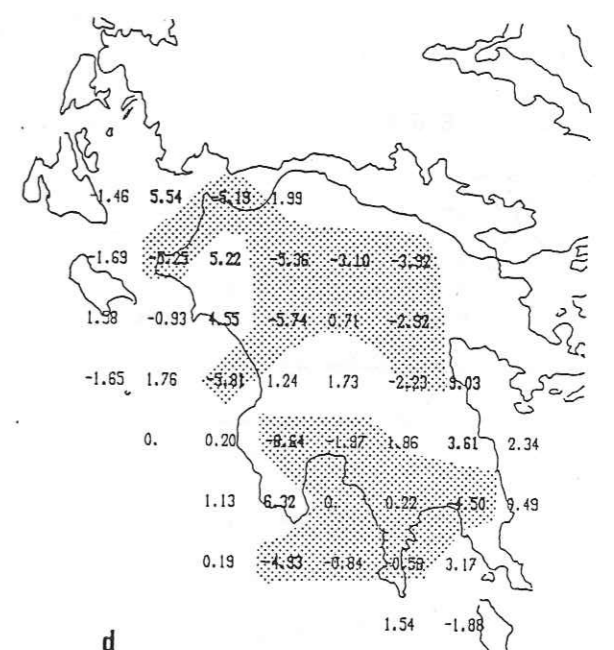
b

COUCHE 20-40 Km VITESSE 6.45Km/s



c

COUCHE >40 Km VITESSE 7.9 Km/s



d

Fig 3-20: Pn. Inversion de 96 séismes. Modèle à 3 couches crustales.  
Nombre minimum de rais par bloc: 10. Facteur de pondération:  $\theta=20$   
Pourcentage d'amélioration des résidus : 27 %.



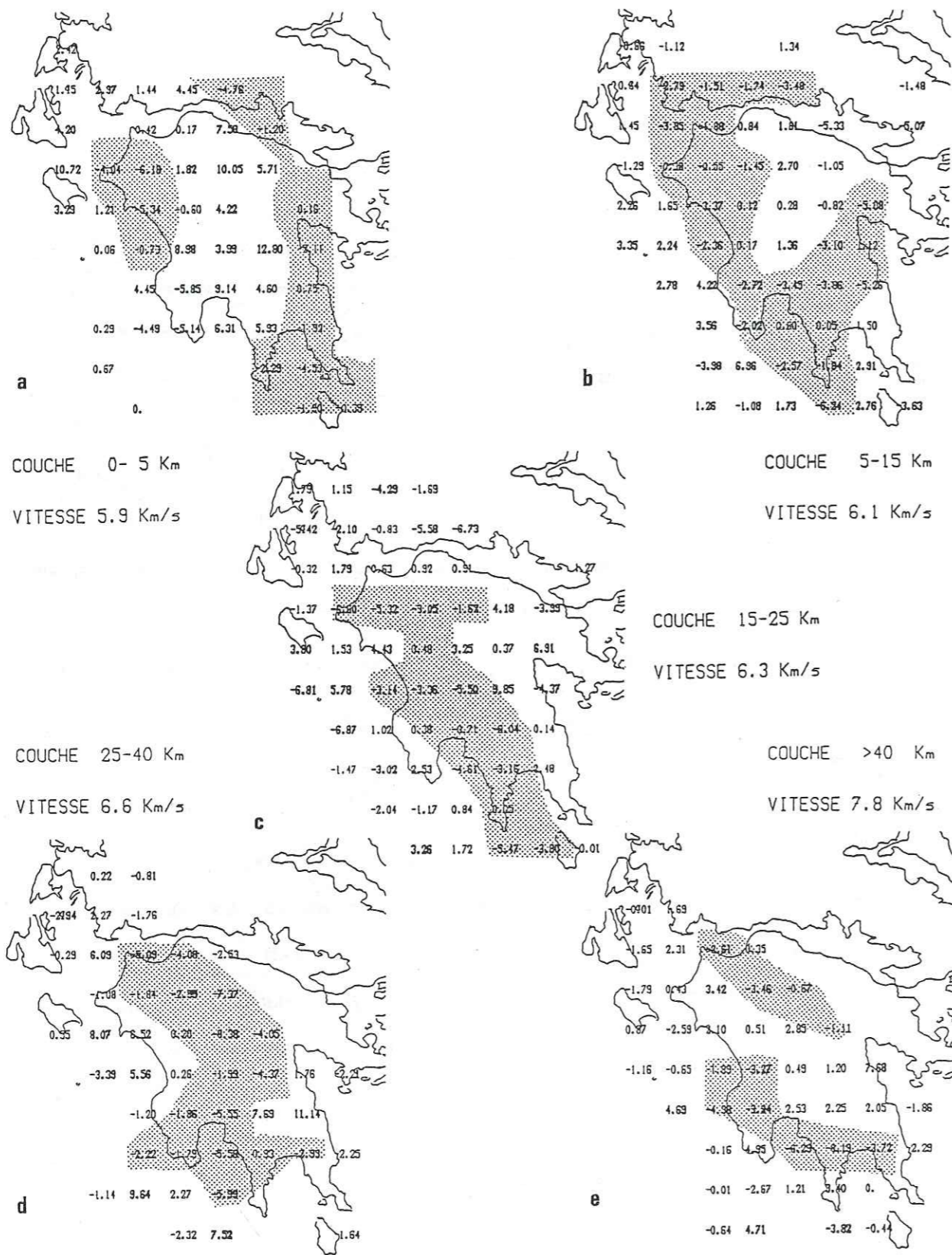


Fig 3-21: Pn. Inversion de 88 séismes. Modèle à 4 couches crustales.  
 Nombre minimum de rais par bloc: 10. Facteur de pondération:  $\theta = 20$   
 Pourcentage d'amélioration des résidus : 29 %.

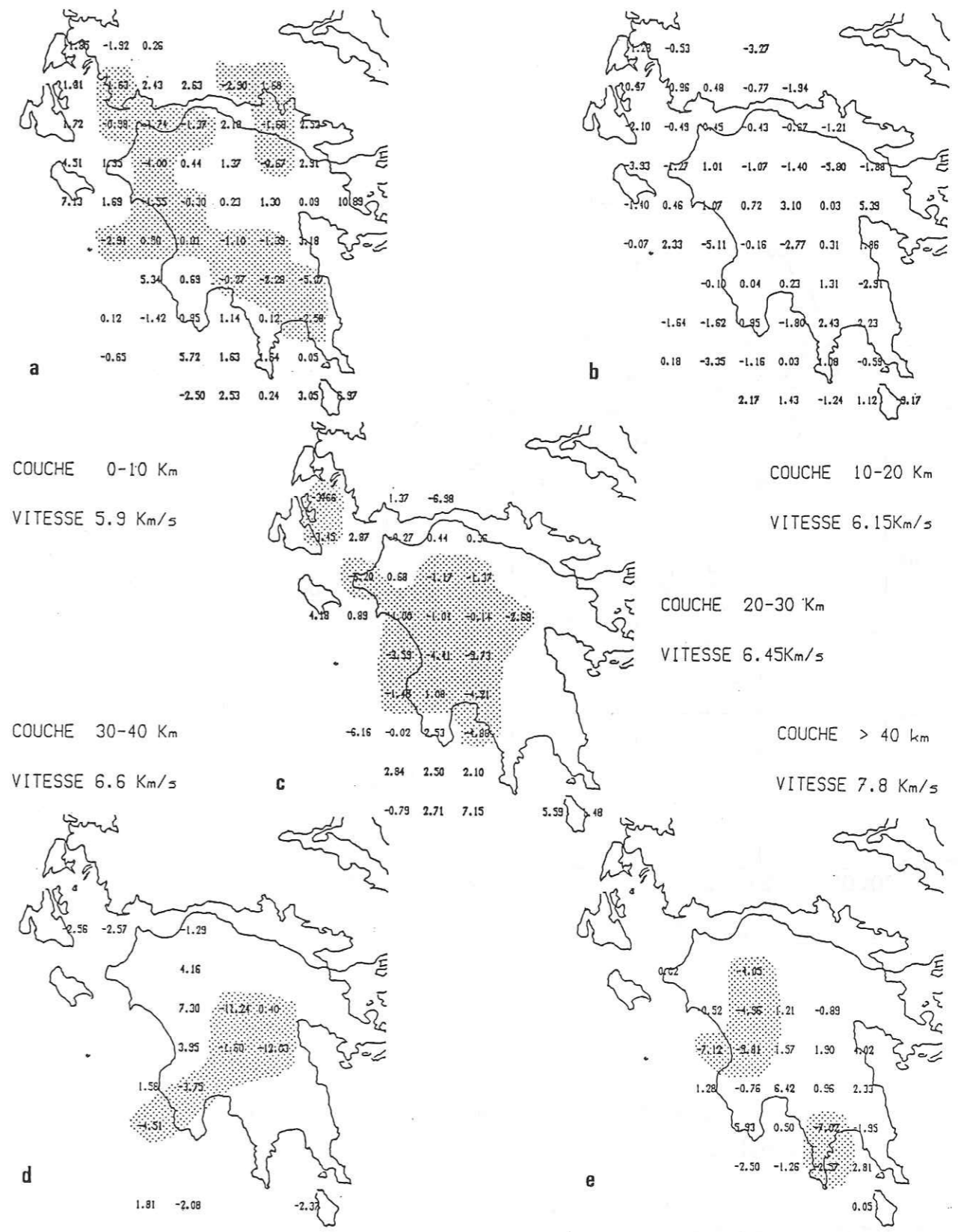


Fig 3-22: Pg + Pn. Inversion de 376 séismes. Modèle à 4 couches crustales.  
 Nombre minimum de rais par bloc: 20. Facteur de pondération:  $\theta = 20$   
 Pourcentage d'amélioration des résidus : 23 %.



Séismes sélectionnés

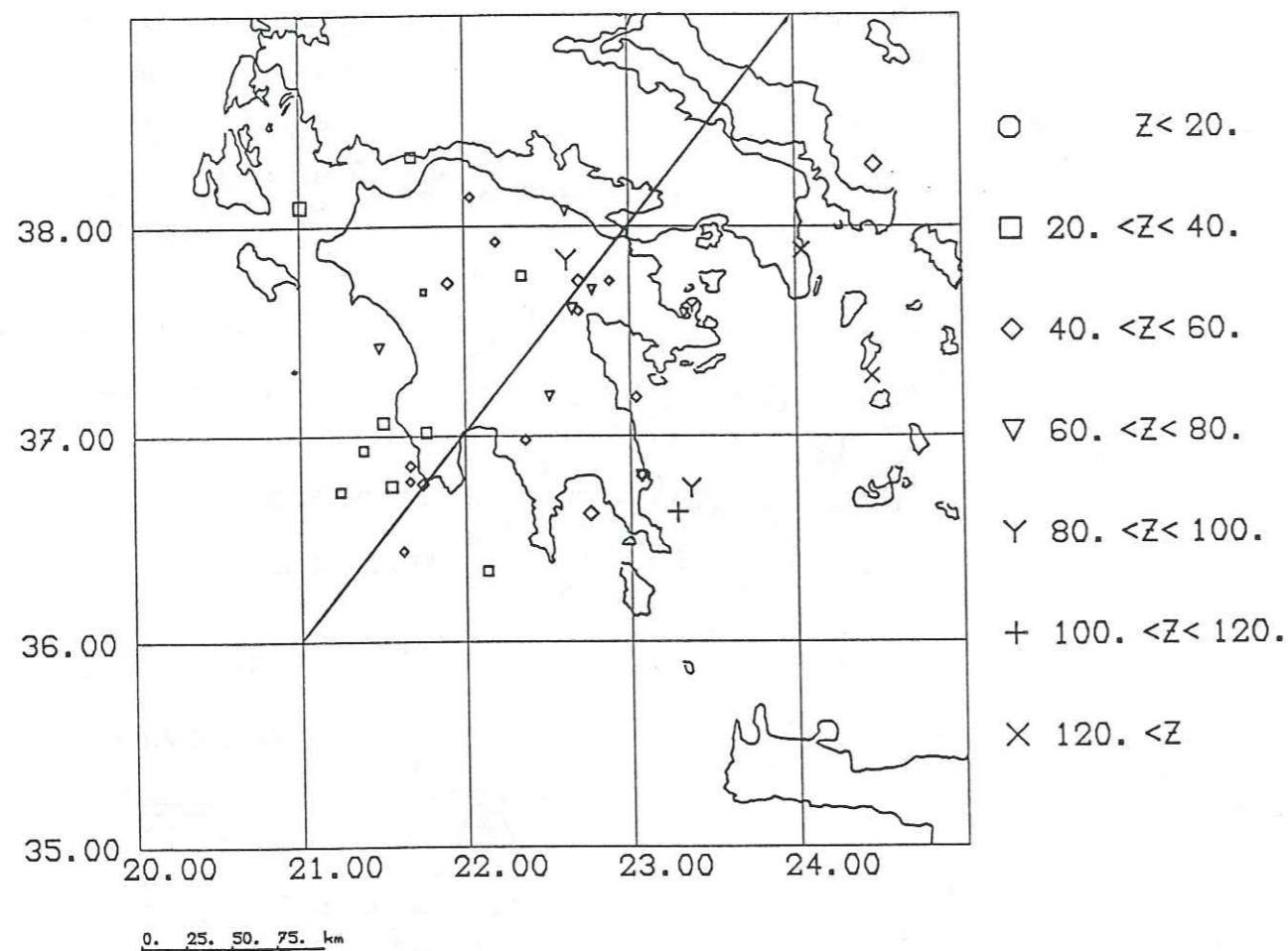


Figure 3-23 : Epicentres des séismes subcrustaux et intermédiaires utilisés dans l'inversion.

Tracé de la coupe du profil gravimétrique de la figure 3.32a et de la coupe de sismicité de la figure 3.33.

4. Inversion à partir des séismes intermédiaires.

4.1 Sismicité subcrustale.

49 séismes subcrustaux, dont la profondeur était supérieure à 35 km ont été initialement localisés. Les localisations d'une douzaine d'entre eux variaient beaucoup en fonction du modèle de vitesse utilisé. Nous avons donc cherché à obtenir le maximum de temps d'arrivée des ondes S afin de bien contraindre la profondeur des foyers.

Finalement, sur ces 49 séismes, 33 seulement ont une profondeur supérieure à 40 km, 11 ont une profondeur comprise entre 33 km et 40 km et 5 sont des séismes plus superficiels. Nous n'avons conservé que les séismes dont la profondeur était supérieure à 33 km ; nous disposons ainsi de 43 séismes pour effectuer l'inversion.

La sismicité subcrustale et intermédiaire est représentée en carte et en coupe orientée SW-NE (Fig. 3-23). Il est clair que les séismes les plus profonds sont situés essentiellement au Nord-Est. On met en évidence sur la coupe l'existence d'un plan plongeant vers le NE, matérialisant la plaque plongeante. L'angle de plongement est d'environ 45° et est comparable à celui que nous avons déterminé au chapitre I en étudiant la répartition des séismes ISC. Il semble que la subduction démarre non pas au niveau des fosses, mais plus à l'intérieur du Péloponnèse vers 37.5°N 22.5°E, au niveau du golfe d'Argos et à partir d'environ 60 km de profondeur, ce qui confirme l'hypothèse émise au chapitre I sur un début plus interne de la subduction. Il faut également signaler l'existence de 2 séismes à environ 100 km de profondeur, qui s'insèrent mal dans ce modèle de subduction.

Cette répartition générale n'est pas idéale pour notre inversion. En effet, la majorité des événements se situe dans la partie E-NE du modèle, et uniquement 3 séismes ont une profondeur supérieure à 100 km. Ainsi, seuls les blocs du manteau supérieur situés dans cette région pourront être échantillonnés, ce qui limite considérablement l'étude que l'on espérait faire du manteau. Par ailleurs, notre étude sera considérablement limitée en profondeur puisque 3 séismes seulement sont situés au delà de 100 km.

Le pessimisme n'étant pas de rigueur, nous avons effectué les mêmes démarches que lors des inversions précédentes.



Modèle 1		Modèle 2		Modèle 3	
vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)	vitesse (km/s)	profondeur (km)
5.9	0.	5.9	0.	5.9	0.
6.15	5.	6.15	5.	6.15	5.
6.45	20.	6.45	20.	6.45	20.
7.8	40.	8.0	40.	7.8	40.
8.05	60.	8.05	60.	7.8	40.
8.1	90.	8.1	90.	8.1	100.
8.2	160.	8.2	160.	8.2	100.

Modèle 4	
vitesse (km/s)	profondeur (km)
5.9	0.
6.15	5.
6.45	20.
7.8	40.
8.05	60.
8.2	110.
8.3	160.

Tableau des rms moyens	
Modèle	rms
1	0.320
2	0.327
3	0.329
4	0.321

Table 4-1

Interface km	Modèle initial		Modèle final		Résolution	Erreur standard		$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s		km/s		
-2.0	5.90	3.30	5.70	3.30	.17 .06	.16 .04	1.73	
5.0	6.15	3.43	6.00	3.39	.48 .35	.19 .06	1.77	
20.0	6.45	3.60	6.29	3.54	.78 .56	.16 .08	1.78	
40.0	7.80	4.36	7.85	4.48	.99 .87	.07 .13	1.75	
60.0	8.05	4.50	8.03	4.63	.98 .79	.09 .15	1.73	
90.0	8.10	4.52	8.88	4.70	.69 .42	.36 .18	1.89	
150.0	8.20	4.58	8.28	4.62	.05 .03	.13 .06	1.79	

Tableau 4.1 Nombre de séismes stables : 39 ; rms moyen : 0.326.

Interface km	Modèle initial		Modèle final		Résolution P S	Erreur standard P S km/s		$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s		km/s		
-2.0	5.90	3.30	5.73	3.29	.42 .31	.19 .07	1.74	
15.0	6.30	3.52	6.24	3.49	.85 .67	.14 .05	1.79	
40.0	8.00	4.47	7.84	4.54	.99 .87	.07 .13	1.73	
50.0	8.05	4.50	8.03	4.62	.99 .88	.07 .12	1.74	
100.0	8.10	4.52	8.81	4.68	.67 .42	.39 .19	1.88	
150.0	8.20	4.58	8.26	4.62	.05 .03	.12 .05	1.79	

Tableau 4.2 Nombre de séismes stables : 38 ; rms moyen : 0.328

Interface km	Modèle initial		Modèle final		Résolution P S	Erreur standard P S km/s		$\frac{V_p}{V_s}$
	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s		km/s		
-2.0	5.85	3.27	5.94	3.23	.30 .17	.20 .06	1.83	
10.0	6.35	3.54	6.50	3.54	.64 .51	.13 .08	1.83	
40.0	7.90	4.41	7.91	4.54	.99 .91	.05 .11	1.74	
60.0	8.05	4.50	8.16	4.63	.97 .88	.11 .13	1.76	
110.0	8.20	4.58	8.82	4.73	.54 .36	.34 .17	1.86	
150.0	8.25	4.61	8.26	4.61	.06 .03	.10 .05	1.79	

Tableau 4.3 Nombre de séismes stables : 38 ; rms moyen : 0.332



## 4.2 Solutions à une dimension.

Nous avons introduit une contrainte supplémentaire à nos tests de sélection, qui consiste à ne conserver que les événements pour lesquels nous avons au minimum quatre phases S dont deux pour des stations proches (<80 km). Sur les 43 séismes présélectionnés, 41 répondent à ce critère.

Dans les inversions précédentes, nous avons montré que les hétérogénéités de vitesse dans la croûte supérieure (0-20 km) étaient différentes selon l'utilisation ou non d'une couche superficielle (0-5 km 0-10 km), mais étaient très similaires dans la croûte inférieure de 20 à 40 km. Nous avons donc utilisé un modèle à trois couches pour modéliser la croûte. Le manteau est discrétisé par trois couches : de 40 à 60 km pour le manteau supérieur, de 60 à 100 km pour la lithosphère inférieure et une couche jusqu'à 150-160 km, profondeur maximale des événements.

N'ayant aucune information sur la structure de vitesse profonde, nous avons testé différents modèles de vitesse et retenu ceux pour lesquels le rms était minimal (table 4-1).

Après relocalisation avec le modèle 4, 39 séismes ont des solutions hypocentrales stables, ne variant pas de plus de 10 km dans chacune des directions de l'espace. Nous avons reporté (tableaux 4-1 à 4-3) les résultats des inversions 1D. On peut voir que la résolution est d'autant plus grande que le nombre de séismes dans la couche considérée est grand.

L'inversion apporte essentiellement deux informations:

- La vitesse de 7.8 à 7.9 km/s sous le Moho est une valeur sûre.
- Il semble exister un fort contraste de vitesse vers 90 km de profondeur puisque les vitesses pour cette couche augmentent très fortement.

Ce résultat doit être considéré avec prudence, car d'une part la résolution dans cette couche est très mauvaise ( $R=0.69$ ) et l'erreur standard élevée (0.4 km/s), et d'autre part les séismes profonds sont localisés dans une région où l'on situe la plaque plongeante. Ce sont ces seuls séismes qui permettent de déterminer la vitesse pour toute la couche, ce qui introduit un biais certain. Toutefois, ce résultat, s'il n'est pas significatif pour l'ensemble de la couche, montre que les séismes profonds sont issus d'une zone à forte vitesse, ce qui peut être un argument en faveur de l'existence d'une plaque plongeante, plus dense que le milieu environnant. Des résultats similaires ont été obtenus pour deux autres inversions 1D à partir de modèles différents (tableaux 4-2 et 4-3).

## 4.3 Solutions à trois dimensions.

### 4.3.1 Résultat.

Les séismes intermédiaires permettent d'échantillonner tant la croûte que le manteau supérieur. La répartition des hétérogénéités de vitesse de la croûte obtenues pour cette inversion confirment les résultats des inversions précédentes; nous obtenons par ailleurs une information significative sur la structure de vitesse jusqu'à 100 km de profondeur (Fig. 3.24).

Dans les inversions suivantes, seuls les blocs échantillonnés par un minimum de 8 rais ont été retenus. Les résultats montrent la distribution suivante :

- la croûte supérieure (5 -20 km) est caractérisée par une large anomalie négative orientée NW-SE. Cette anomalie est encadrée au NE, SE et SW par des régions plus rapides (Fig. 3.24a).

- dans la croûte inférieure (20-40 km), on observe la même anomalie que dans la couche sus-jacente, mais décalée vers le NE (Fig. 3.24b).

- de 40 à 60 km de profondeur, cette anomalie négative est décalée vers le Nord-Est, et on distingue clairement deux zones rapides au niveau de Corinthe et dans le golfe d'Argos (Fig. 3.24c).

- la dernière couche (60-90 km) montre la même anomalie positive du NE, limitée au Sud et à l'Ouest par une anomalie négative (Fig. 3.24d).

### 4.3.2 Tests de fiabilité de la solution.

- La même inversion a été réalisée pour un facteur de pondération  $\Theta$  de 100. Les hétérogénéités pré-déterminées subsistent mais la mauvaise résolution résultante ne nous permet pas d'obtenir autant de solutions significatives, notamment dans les couches profondes (Fig. 3.25).

- Les résultats obtenus pour une orientation de  $45^\circ$  de la structure sont très voisins des précédents : la forme générale des hétérogénéités est la même, seule l'extension latérale change légèrement (Fig. 3.26). L'orientation NW-SE des anomalies négatives est également plus marquée. Remarquons qu'à la différence des inversions précédentes, les solutions hypocentrales de tous les événements sont stables et que l'amélioration des résidus est identique (40 %).

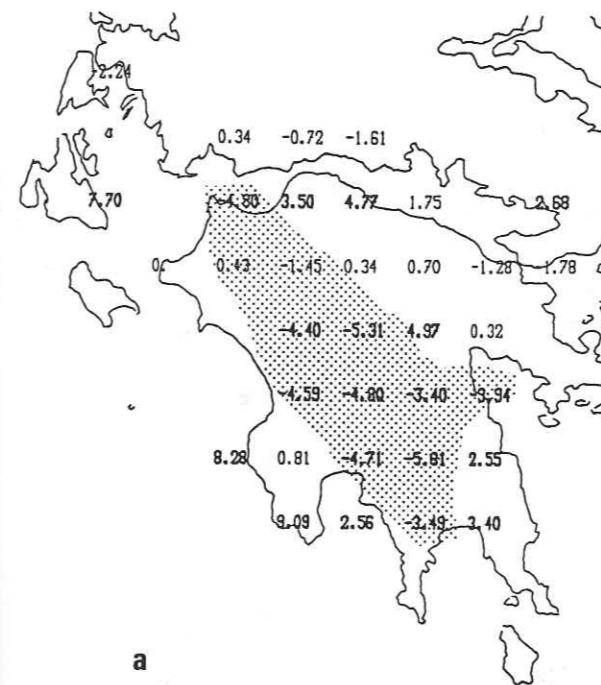
- Nous avons effectué une inversion en modifiant la taille des blocs de 30 km à 45 km de largeur : l'amélioration des résidus n'est que de 27 %, mais les anomalies restent perceptibles (Fig. 3.27). Enfin, un décalage de la structure d'une demi-longueur de bloc vers le Sud-Ouest modifie la distribution obtenue initiale par un



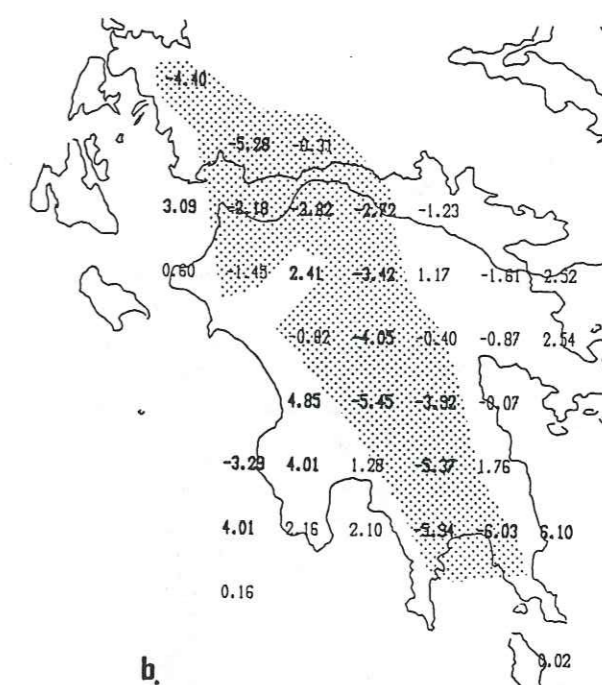
décalage des anomalies vers l'Ouest (Fig. 3.28).

Les différentes inversions montrent une nouvelle fois une bonne stabilité des solutions.

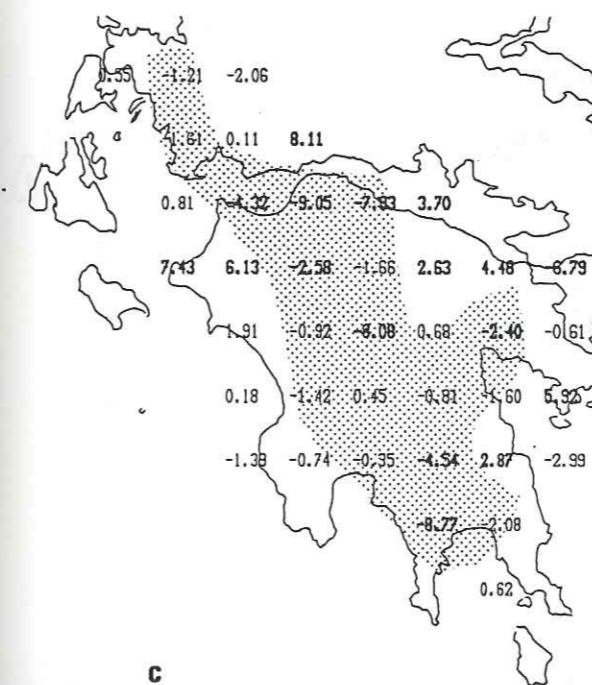
COUCHE 5-20 Km VITESSE 6.15Km/s



COUCHE 20-40 Km VITESSE 6.45Km/s



COUCHE 40-60 Km VITESSE 7.80Km/s



COUCHE 60-90 Km VITESSE 8.05Km/s

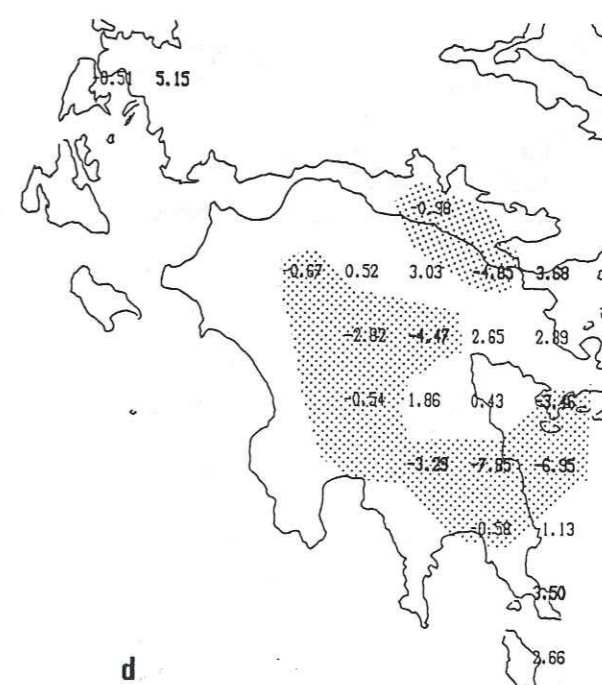


Fig 3-24 : Inversion finale de 39 séismes. Modèle à 4 couches.

Nombre minimum de rais par blocs : 10; facteur de pondération :  $\Theta = 20$ .

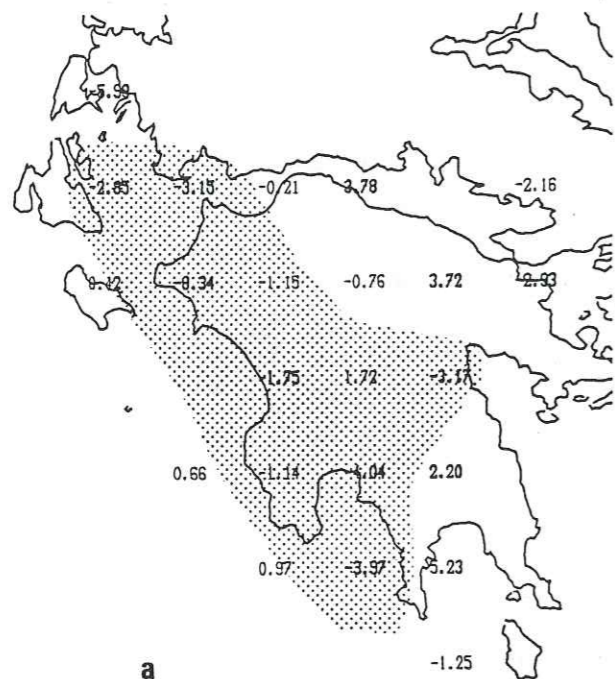
Pourcentage d'amélioration des résidus : 40 %.



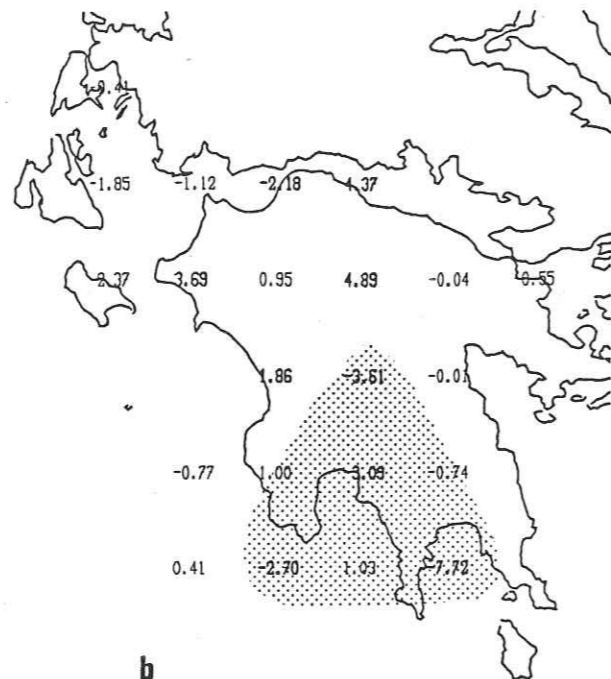




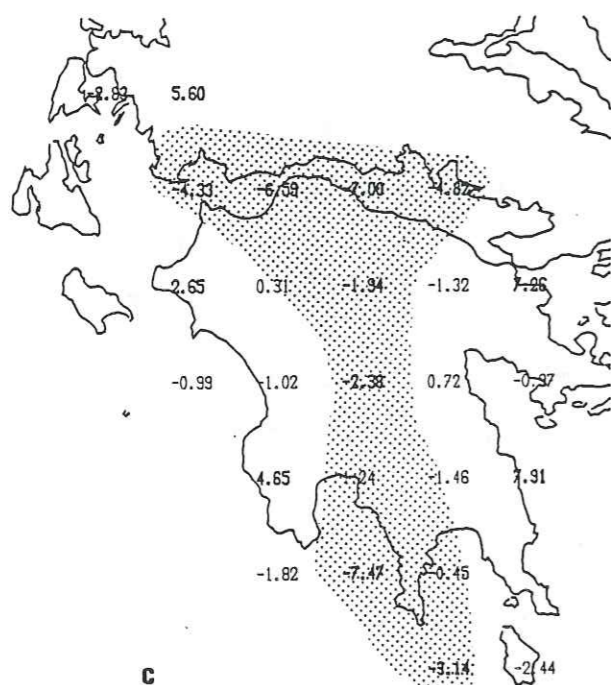
COUCHE 5-20 Km VITESSE 6.15Km/s



COUCHE 20-40 Km VITESSE 6.45Km/s



COUCHE 40-60 Km VITESSE 7.8 Km/s



COUCHE 60-90km VITESSE 8.05Km/s

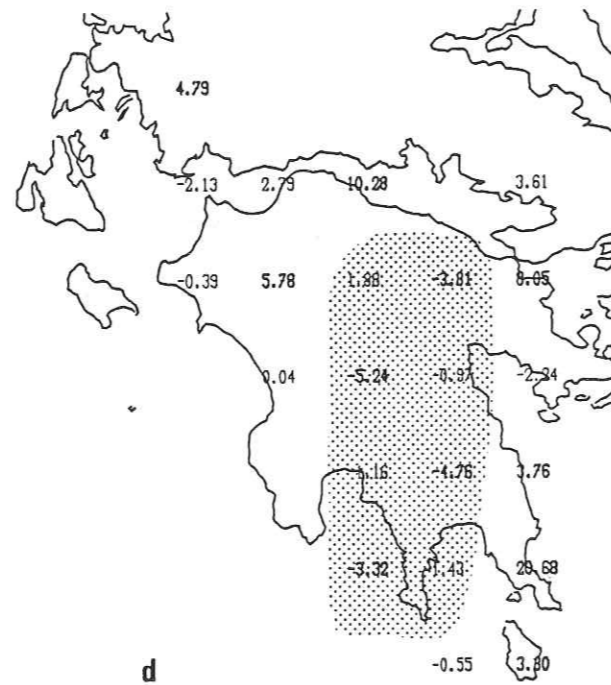
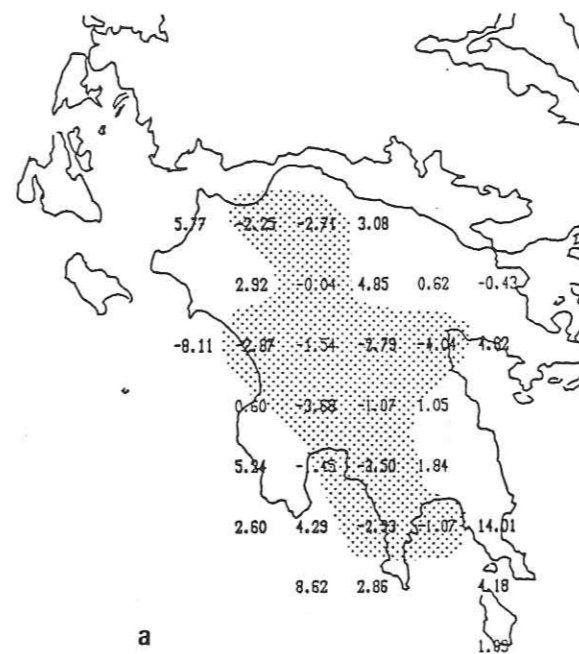
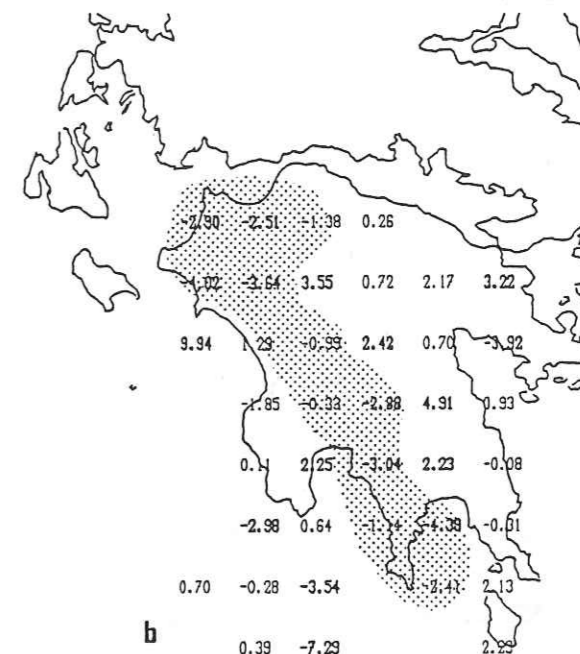


Fig 3-27 : Même modèle que 3-24.  
Blocs de 45 km de côté.  
Pourcentage d'amélioration des résidus : 27 %.

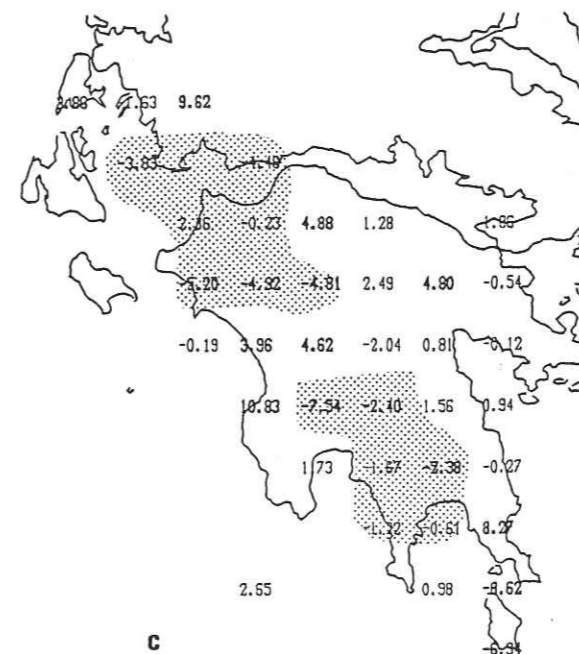
COUCHE 5-20 Km VITESSE 6.15Km/s



COUCHE 20-40 Km VITESSE 6.45Km/s



COUCHE 40-60 Km VITESSE 7.8 Km/s



COUCHE 60-90km VITESSE 8.05Km/s

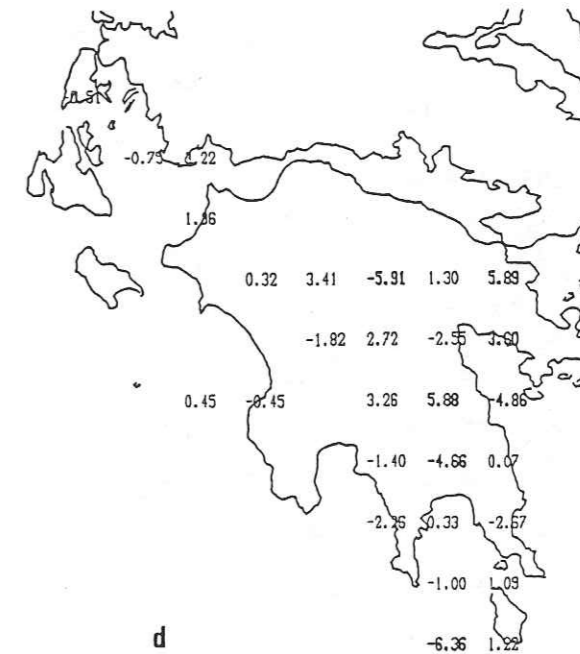


Fig 3-28 : Même modèle de vitesse que 3-24.  
Décalage du système de référence d'une demi-longueur de bloc (15 km)  
vers l'Ouest et le Sud.  
Pourcentage d'amélioration des résidus : 38 %.



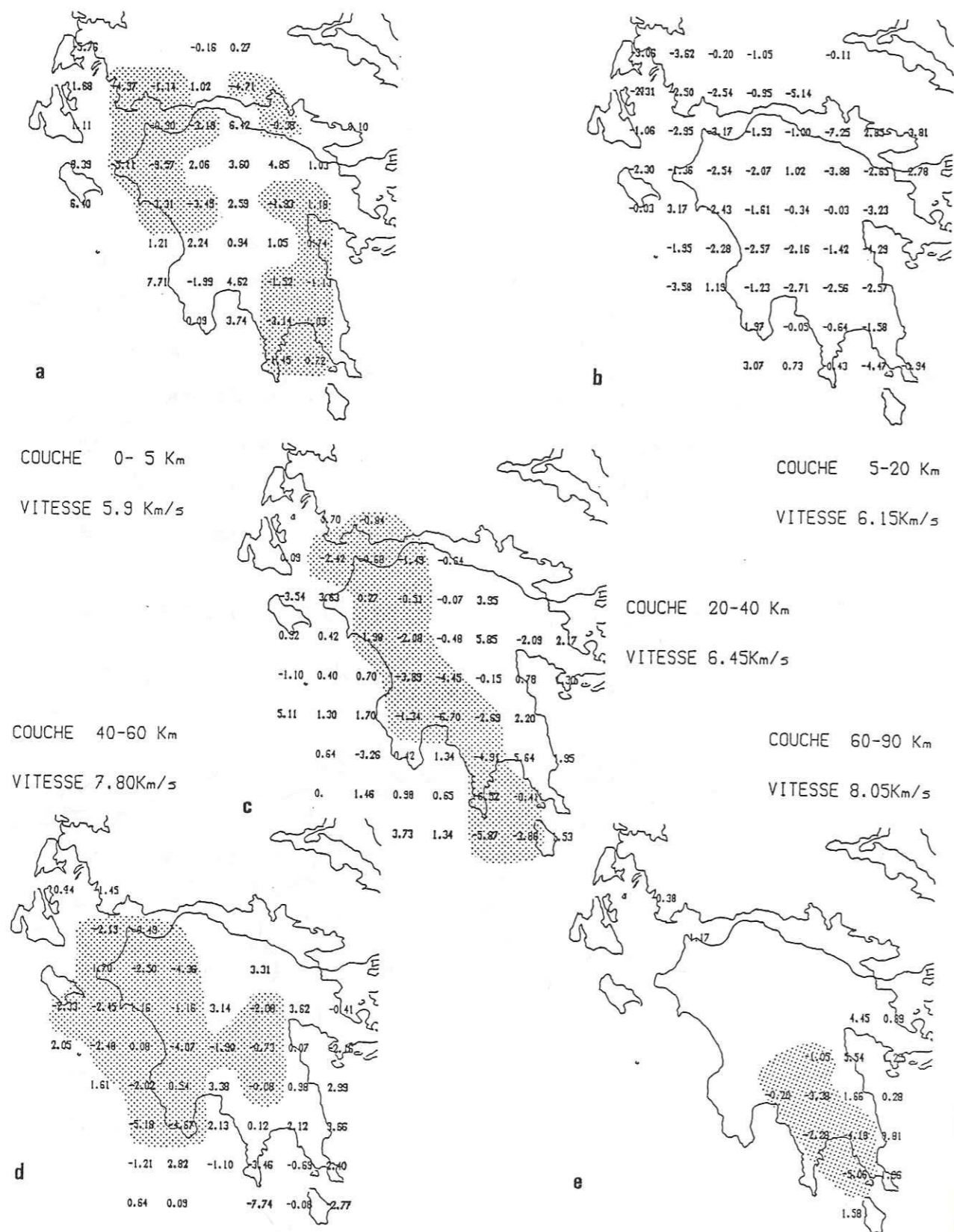


Fig 3-29 : Inversion de tous les temps d'arrivée sans sélection de phases.  
 Modèle a 3 couches crustales et deux couches dans le manteau.  
 Nombre de rais par bloc : 20; facteur de pondération :  $\Theta = 20$ .  
 Pourcentage d'amélioration des résidus : 34 %.

#### IV Interprétation.

##### 1. Remarques générales sur l'inversion et rappels des résultats.

###### 1.1 Stabilité de la solution.

Nous tenons à préciser que nous avons réalisé plus de 300 inversions, dont nous avons présenté ici les principaux résultats.

Il est remarquable que les inversions effectuées à partir des trois types de données (Pg, Pn, profonds) aboutissent à la même répartition des hétérogénéités de vitesse dans la croûte. Les nombreux tests appliqués avec différentes structures de vitesse montrent une distribution similaire des anomalies. Nous avons déjà discuté du bon accord entre les résultats obtenus lors des inversions à partir des ondes Pg et des ondes Pn (§ III.3.5). Nous discuterons ici des anomalies obtenues dans les trois inversions. Lors de l'inversion des temps d'arrivée des séismes subcrustaux et intermédiaires, nous avons obtenu une amélioration maximale de la variance des données pour un modèle à trois couches crustales : une couche de 0 à 5 km discrétisée en blocs de 15 km de côté qui permettaient d'intégrer les éventuelles anomalies sous les stations, une couche de 5 à 20 km représentant la croûte supérieure et une couche de 20 à 40 km modélisant la croûte inférieure ; le manteau est représenté par deux couches : l'une de 40 à 60 km, l'autre de 60 à 90 km de profondeur.

###### a. Anomalies de vitesse dans la croûte.

- Croûte supérieure.

Avec les séismes subcrustaux et intermédiaires, nous observons dans la croûte supérieure (5-20 km) une large anomalie négative orientée NW-SE (Fig. 3-24a). Cette même anomalie se retrouve dans les résultats obtenus pour les ondes Pg dans la couche de 10 à 20 km (Fig. 3-2b), et dans la couche de 10 à 25 km (Fig. 3-9b). Les résultats obtenus avec les ondes Pn montrent également cette anomalie pour une couche de 10 à 20 km (Fig. 3-12b et 3-20b), et pour une couche de 5 à 15 km (Fig.



3-21b). Cependant, les résultats obtenus dans une couche de 0 à 20 km (Fig. 3-7a et 3-8a) pour les ondes Pg (Fig. 3-19a) et pour les ondes Pn, montrent une répartition très différente puisque les anomalies négatives se situent au NW, NE et SE alors que le Péloponnèse central est caractérisé par une anomalie positive. Cette répartition est d'ailleurs identique à celle obtenue pour les ondes Pg et Pn dans une couche superficielle de 0 à 10 km (Fig. 3-2a et 3-12a). Ces résultats suggèrent que lorsqu'on discrétise la croûte supérieure en une seule couche de 20 km d'épaisseur, les anomalies de vitesse prédominantes sont celles existantes dans les premiers kilomètres de la croûte.

#### - Croûte inférieure.

Les résultats obtenus dans les trois inversions dans la couche 20-40 km sont très stables. Nous avons vu précédemment qu'ils ne dépendaient pas de la discrétisation (orientation de la structure, taille des blocs, etc). L'anomalie négative NW-SE est également commune aux trois inversions (Fig. 3-8b pour les ondes Pg; Fig. 3-19b et 3-20c pour les ondes Pn et Fig. 3-24b pour les séismes subcrustaux et intermédiaires).

#### b. Anomalies de vitesse dans le manteau.

Nous comparerons ici, les anomalies de vitesse dans le manteau supérieur obtenues pour les ondes Pn et les ondes des séismes subcrustaux. Avec les séismes subcrustaux et intermédiaires, l'anomalie négative orientée NNW-SSE est stable (Fig. 3-24c, 3-26c, 3-27c, 3-28c). En ce qui concerne les ondes Pn, nous observons bien cette anomalie dans le centre du Péloponnèse, mais sa forme est beaucoup plus dépendante de la discrétisation, ou du nombre de couches modélisant la croûte. Elle se présente (Fig. 3-12e) sous la forme de deux bandes distinctes orientées WNW-ESE au nord et au sud du Péloponnèse. On ne peut la distinguer lorsqu'on oriente le système de référence de  $45^\circ$  (Fig. 3-14e), alors qu'elle est beaucoup plus semblable à l'anomalie obtenue avec les séismes intermédiaires lorsque la taille des blocs est de 45 km de côté ou lorsqu'on modélise la croûte par seulement une couche (Fig. 3-18c) ou par deux couches (Fig. 3-19c). Notons encore que l'effet de couplage est beaucoup plus important entre blocs du manteau supérieur dans le cas des ondes Pn. La relative instabilité observée dans le manteau supérieur échantillonné par les ondes réfractées peut s'expliquer par l'échantillonnage horizontal sur le haut des blocs et par la modification du tracé de rais qu'implique une croûte modélisée par un nombre de couches variables.

De 60 à 90 km de profondeur, le faible nombre de séismes intermédiaires ne nous permet pas d'échantillonner la totalité de la structure sous le Péloponnèse. Les anomalies sont cependant stables. On distingue le Péloponnèse central caractérisé par une anomalie négative alors qu'au NE, sous l'Argolie, l'anomalie est positive.

#### 1.2 Influence de la discrétisation.

La plus grande variation introduite par la modification de la structure (tailles des blocs, orientation et décalage de la structure, nombre de blocs) se traduit par la plus ou moins grande stabilité des solutions hypocentrales obtenues lors de la relocalisation, non sur la morphologie des anomalies de vitesse. Dans les inversions des ondes Pg et Pn le nombre de séismes stables obtenus après localisation, varie légèrement lorsqu'on oriente la structure de  $45^\circ$ , qu'on la décale ou qu'on modifie la taille des blocs. La stabilité des solutions hypocentrales est cependant plus sensible au nombre de couches utilisées et donc au nombre de blocs. Ceci est probablement dû au fait que l'on améliore le tracé de rais en augmentant le nombre de couches et donc que l'on diminue les résidus entre temps de trajets observés et temps de trajets calculés.

#### 1.3 Relocalisation avec des modèles 1D ou des modèles 3D.

Lors de la relocalisation, le fait d'introduire une structure tridimensionnelle au lieu d'une structure à couches planes, n'apporte aucune modification notable sur les solutions. En effet, on obtiendra toujours une bonne localisation tant que la somme des erreurs sur le temps de trajet sera minimisée, ce qui peut être réalisé soit avec une structure de vitesse à une dimension soit avec une structure de vitesse à trois dimensions.

Les rms pour une relocalisation à 1D ou à 3D sont similaires, le biais introduit par la discrétisation de la structure reste donc faible.

La bonne stabilité des solutions suggère donc que les hétérogénéités déterminées ne sont pas dues à une mauvaise discrétisation ou à une structure de vitesse éronnée mais à l'existence d'hétérogénéités de vitesse à l'intérieur de la lithosphère.

#### 1.4 Intérêt des inversions séparées.

L'approche de l'inversion consistant à séparer les données en fonction de la nature des phases enregistrées nous a permis d'établir clairement la structure de



vitesse sous le Péloponnèse. Les résultats obtenus pour une inversion regroupant d'une part tous les séismes de la croûte (Fig. 3.22) et d'autre part l'ensemble des événements (Fig. 3.29) ne montrent pas une distribution des anomalies aussi nette, notamment dans la croûte supérieure.

## 2. Interprétation des anomalies de vitesse.

### 2.1 Corrélation avec la géologie.

Dans l'introduction de ce mémoire, nous avons décrit les principales unités structurales de la chaîne hellénique, et les formations géologiques qui les composent. Nous y ferons référence dans ce paragraphe.

Dans la croûte, nous avons montré que les anomalies de vitesse étaient stables pour des modèles de vitesse à trois ou quatre couches crustales, quelles que soient les types de phases utilisées. Mais les anomalies de vitesse observées dans la couche de 10 à 20 km mises en évidence dans ces modèles (Fig. 3-2b et 3-12b), passent inaperçues dans la couche 0-20 km dans les modèles à deux couches crustales (Fig. 3-7a, 3-8a et 3-19a).

#### a. Couche superficielle (0-5 km à 0-10 km).

Les anomalies de vitesse obtenues dans cette couche sont similaires quels que soient les jeux de données et la discrétisation de la structure (Fig. 3-2a, 3-9a, 3-10a, 3-12a, 3-20a, 3-21a). Les solutions déterminées dans les blocs de la couche superficielle peuvent être interprétées en terme de station (Crosson, 1976a) regroupant les effets ponctuels de la structure sous la station et d'éventuels biais dus à l'instrumentation. Quoi qu'il en soit, les résultats stables pour cette couche peuvent être corrélés avec la géologie (Fig. 3.30). Les bassins sédimentaires du Néogène quaternaire sont essentiellement situés au nord-ouest du Péloponnèse, d'Olympie au golfe de Patras, et au nord-est, du golfe de Corinthe au golfe d'Argos.

En comparant la carte géologique à la distribution des anomalies de vitesse, on peut constater une bonne corrélation entre les anomalies négatives représentatives de zones plus lentes et ces bassins sédimentaires, notamment au nord-ouest du Péloponnèse. L'épaisseur connue des sédiments est de 2 km au niveau du bassin sédimentaire du golfe de Patras où l'essentiel des sédiments est constitué d'évaporites.

Le pourcentage de variation de vitesse entre la zone lente et la zone rapide est de l'ordre de 6%, ce qui implique une variation du temps de trajet de 0.1 seconde

pour une même épaisseur de 10 km. Ces variations sont compatibles avec la différence de temps de trajet (0.09 sec.) que l'on obtiendrait pour une vitesse maximale dans un sédiment salin de 5.0 km/s et un calcaire à 6 km/s, d'une épaisseur de 5 km.

Dans la moitié Nord du Péloponnèse, les bassins sédimentaires entourent les unités calcaires et les flyschs des zones de Pinde et de Tripolitza, caractérisés par une anomalie positive (Fig. 3-2a, 3-12a). Au Sud, les massifs cristallins externes, constitués de marbre, quartzites et schistes, ayant subi des métamorphismes d'âge alpin et post Oligocène inférieur, sont caractérisés par une anomalie positive beaucoup plus nette pour l'inversion des ondes Pn (Fig. 3-12a, 3-16a) que pour l'inversion correspondant aux ondes Pg (Fig. 3-2a).

Nous obtenons donc pour cette couche une bonne corrélation entre la géologie et les anomalies de vitesse. Ces dernières sont négatives au niveau des bassins sédimentaires où les vitesses de propagation des ondes P sont faibles ( $< 5.5$  km/s), et positives au niveau des massifs calcaires et cristallins, où les vitesses de propagation des ondes P sont plus fortes ( $> 6$  km/s).

#### b. De 10 à 20 km de profondeur. (Fig. 3-2b, 3-12b).

Il se dessine clairement une zone plus lente orientée NW-SE, entourée de part et d'autre de zones plus rapides. Nous ne pouvons faire intervenir à cette profondeur l'influence de la profondeur variable du Moho aux deux extrémités du Péloponnèse. Il semble plus probable que cette anomalie négative corresponde à l'existence d'un bloc crustal ou une unité structurale de la chaîne hellénique dont l'orientation est comparable à celle de l'anomalie. La direction de cette anomalie est d'autre part compatible avec l'orientation des grands chevauchements.

#### c. De 20 à 30 km de profondeur. (Fig. 3-2c, 3-12c).

Nous observons la même anomalie négative que dans la couche précédente. D'autre part, les solutions des inversions Pg et Pn montrent une anomalie positive orientée W-E, du golfe de Patras au golfe de Corinthe. Il est délicat d'interpréter cette anomalie. Cette zone plus rapide pourrait être liée à la présence de dykes de matériel mantellique plus dense dont la mise en place aurait été favorisée par l'extension N-S de cette zone matérialisée par l'existence de nombreux grabens, ou à une remontée du Moho consécutive à cette même extension.



#### **d. La croûte inférieure. (Fig. 3-8b, 3-12d, 3-19b, 3-24b).**

Elle est caractérisée par une forte anomalie négative orientée NW-SE, entourée de part et d'autre de zones plus rapides, et ceci pour les trois inversions.

Ce schéma se corrèle bien avec la profondeur variable du Moho (Fig. 3-31), plus grande dans la partie centrale du Péloponnèse, qu'à l'Ouest et à l'Est (Makris, 1976). La vitesse des ondes étant plus élevée dans le manteau supérieur que dans la croûte inférieure, les anomalies positives traduisent ce contraste de vitesse.

#### **2.2 Corrélation avec la sismicité.**

##### **a. Dans la croûte.**

Les régions sismiquement actives correspondent généralement à des milieux très fracturés, traversés par de nombreuses failles. On pourrait donc s'attendre à ce que les régions d'intense activité sismique présentent des anomalies de structure par rapport à des zones moins sismiques.

En comparant la distribution de nos anomalies à la carte de sismicité, nous pourrions ainsi observer une répartition différente des vitesses dans la moitié occidentale du Péloponnèse où les séismes sont nombreux, et à l'Est où la densité de séismes est beaucoup moins forte. Nous observons bien une telle répartition de 10 à 20 km de profondeur (Fig. 3.2b, 3.13b). Toutefois, l'anomalie dans cette couche est de préférence orientée NNW-SSE et se prolonge sur le SE du Péloponnèse où l'activité sismique est beaucoup plus faible. D'autre part, nous n'observons pas une telle distribution dans la première couche dont les hétérogénéités semblent être liées à la géologie.

Pedotti (1988) a déterminé l'état de contrainte actuel dans le Péloponnèse. A l'Ouest et au Nord-Ouest de celui-ci, la tectonique est essentiellement compressive, alors qu'elle est extensive plus à l'Est. Nous n'observons pas de corrélation directe entre les anomalies de vitesse et cet état de contrainte.

##### **b. Dans le manteau.**

Au delà de 40 km, nous observons une anomalie positive au Nord-Est du Péloponnèse. Cette anomalie correspond exactement à la région où sont localisés les séismes intermédiaires. Dans les zones de subduction, la plaque plongeante est caractérisée par des vitesses plus élevées que dans le milieu environnant.

L'inversion des temps d'arrivée a permis de confirmer l'existence des zones de subduction en plusieurs régions du globe (Roecker, 1981 ; Spakman, 1988).

Il est donc fort probable que les anomalies positives du Nord Est traduisent l'existence de la plaque plongeante.

#### **2.3 Corrélation avec la gravimétrie.**

L'interprétation des seuls résultats gravimétriques est souvent délicate, car on peut toujours trouver plusieurs modèles satisfaisant la carte des anomalies gravimétriques d'une région. Il est utile, lorsqu'on dispose de suffisamment d'informations sismologiques du domaine étudié de mener une interprétation conjointe des deux types de résultats. Les données de la sismologie (vitesses) permettront de contraindre les modèles, en fixant les limites d'hétérogénéités latérales ou verticales de la structure.

##### **a. Anomalies sous le Péloponnèse.**

Nous disposons de la carte d'anomalies de Bouguer calculées par Makris (1974). Il est clair (Fig. 10-Introduction) que les anomalies de la Grèce centrale au sud du Péloponnèse sont orientées NNW-SSE et sont subparallèles aux directions géologiques principales de la chaîne hellénique. Cette caractéristique se retrouve évidemment sur la carte de profondeur du Moho établie par Makris (1977) à partir des résultats gravimétriques et des profils de sismique réfraction (Fig. 9-Introduction), où l'on observe l'épaississement de la croûte sous le Péloponnèse. A ce niveau, on peut noter l'existence d'une forte anomalie négative sur la majeure partie du Péloponnèse occidental et central, atteignant la valeur extrême de -140 mGal au nord du modèle, à la latitude de Leukas. Au sud du Péloponnèse, une région orientée N-S pour laquelle l'anomalie de Bouguer est proche de zéro, est encadrée de part et d'autre par des anomalies positives variant de +50 mGal au S-W à +80 mGal au S-E du modèle. La marge orientale du Péloponnèse est quant à elle, caractérisée par une anomalie positive de direction subméridienne augmentant de 0 à 100 mGal à l'extrémité du modèle.

Makris (1984) interprète les anomalies gravimétriques en terme de structure des nappes helléniques. Il relie les anomalies de Bouguer négatives de l'Ouest de la Grèce à la position allochtone des montagnes élevées de la chaîne. En comparant les résultats gravimétriques à la géologie de surface et au schéma structural, il trouve une bonne corrélation entre la distribution des accidents tectoniques en surface et la morphologie des anomalies dans l'ensemble des Hellénides, sauf pour les



zones externes.

Il propose donc que la gravimétrie est principalement contrôlée par la géométrie des nappes en profondeur. Le niveau de décollement entre les nappes et la géologie de surface semble se situer sur la couche évaporitique triasique, au moins pour la zone ionienne.

Nous trouvons également une bonne corrélation entre les directions des anomalies de vitesse et les directions structurales dans le Péloponnèse. On peut penser, que de 5-10 km à 25-30 km de profondeur, la vaste anomalie négative de direction NNW-SSE pourrait correspondre à une écaïlle ou un bloc crustal liés aux grands chevauchements. Cette hypothèse ne semble cependant pas vérifiée par les interprétations des profils de sismique réfraction, qui ne montrent aucune interface nette vers 25 km de profondeur. Cette anomalie correspond plus probablement à l'épaississement crustal qu'a subi le Péloponnèse depuis environ 13 Ma.

#### b. Anomalie gravimétrique calculée.

Nous avons déterminé (Fig. 3-32) un modèle de vitesse de la structure sous le Péloponnèse suivant une coupe orientée SW-NE recoupant les unités structurales de ce dernier. Nous avons utilisé pour cela les variations de vitesses obtenues pour les ondes Pg (Fig. 3-2), pour les ondes Pn (Fig. 3-12) et pour les séismes intermédiaires (Fig. 3-24).

Birch (1960) suggéra que la relation vitesse-densité était une relation linéaire de la forme:  $\rho = a + b V_P$ . Nafe et Drake (1973), Perrier et Ruegg (1973), Cerveny (1977) ont établi des relations empiriques entre la vitesse des ondes sismiques et la densité des roches :

$$\text{-Nafe et Drake} \quad \rho (g/cm^3) = 0.91 + 0.31 V_P$$

$$\text{-Perrier et Ruegg} \quad \rho (g/cm^3) = 1.25 + 0.26 V_P$$

$$\text{-Cerveny} \quad \rho (g/cm^3) = 1.7 + 0.2 V_P$$

En appliquant de telles relations, il est aisé de passer d'un modèle de vitesse à un modèle de densité qui permet de calculer l'anomalie gravimétrique correspondante.

A partir de la structure de vitesse que nous avons établi, nous avons calculé les contrastes de densité dans chaque bloc, par rapport à une densité de référence, en utilisant la formule de Perrier et Ruegg (1973). La densité de référence est celle correspondant à la vitesse moyenne de 6.6 km/s de la couche située entre 30 et 40 km de profondeur.

Nous avons enfin calculé l'anomalie gravimétrique correspondant à la distribution des contrastes de densité dans la croûte et dans le manteau. Nous comparons la courbe obtenue par ce calcul à la courbe de l'anomalie de Bouguer observée, issue de la carte gravimétrique de Makris (1976), (Fig.3-32).

Les deux courbes sont très similaires. On obtient donc une bonne corrélation entre la structure de vitesse et les anomalies gravimétriques. Ce résultat montre d'autre part qu'il est possible d'interpréter l'anomalie gravimétrique en terme d'hétérogénéités de vitesse, alors qu'on ne l'interprète généralement qu'en terme de variation de profondeur du Moho.

#### 2.4 Résumé.

Nous avons superposé à la coupe de sismicité SW-NE (Fig.3-33), la structure de vitesse obtenue dans notre inversion. Nous figurons sur cette coupe la sismicité enregistrée durant l'expérience de 1986, les blocs de la figure 3-22a et les contrastes de vitesse (négatifs/positifs) obtenus dans ceux-ci.

Dans la croûte, les zones lentes correspondent nettement aux régions où la sismicité est la plus dense. Dans le manteau supérieur, les zones rapides se superposent clairement à la plaque plongeante matérialisée par les séismes subcrustaux et intermédiaires.

La structure de vitesse hétérogène que nous obtenons, reflète d'une part la complexité structurale de la croûte et matérialise d'autre part la subduction égéenne dans le manteau supérieur.

La couche superficielle est interprétée en terme de géologie de surface, mais le parallélisme entre les directions structurales et l'orientation des anomalies de vitesse laisse supposer que la structure de vitesse est liée à la mise en nappes des Hellénides au cours de la phase tectonique tertiaire, ainsi qu'à l'épaississement de la croûte sous le Péloponnèse.

En revanche, l'anomalie positive EW sous le golfe de Corinthe est plus probablement liée à la phase tectonique extensive.

Les anomalies de vitesse dans le manteau supérieur sont en revanche contrôlées par la plaque plongeante, plus froide et plus dense.



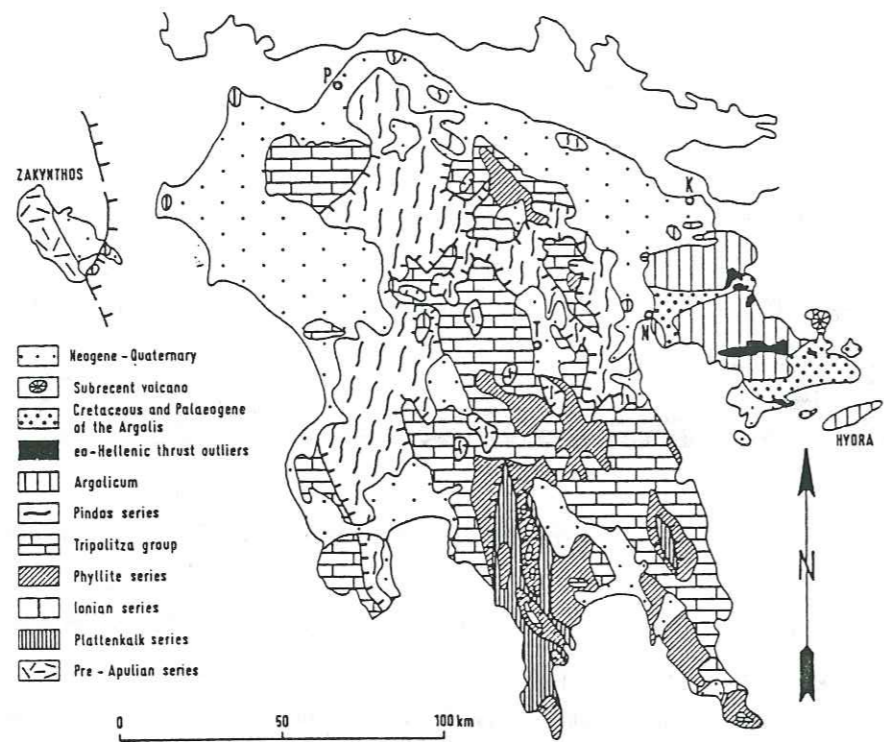


Figure 3-30a: Carte géologique et schéma structural du Péloponnèse.  
(D'après Jacobshagen et al. (1978)).

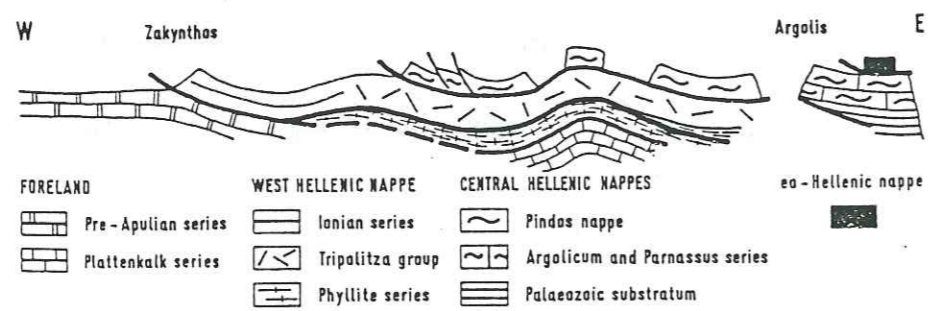


Figure 3-30b: Coupe schématique des nappes du Péloponnèse suivant un profil EW.  
(D'après Jacobshagen et al. (1978)).

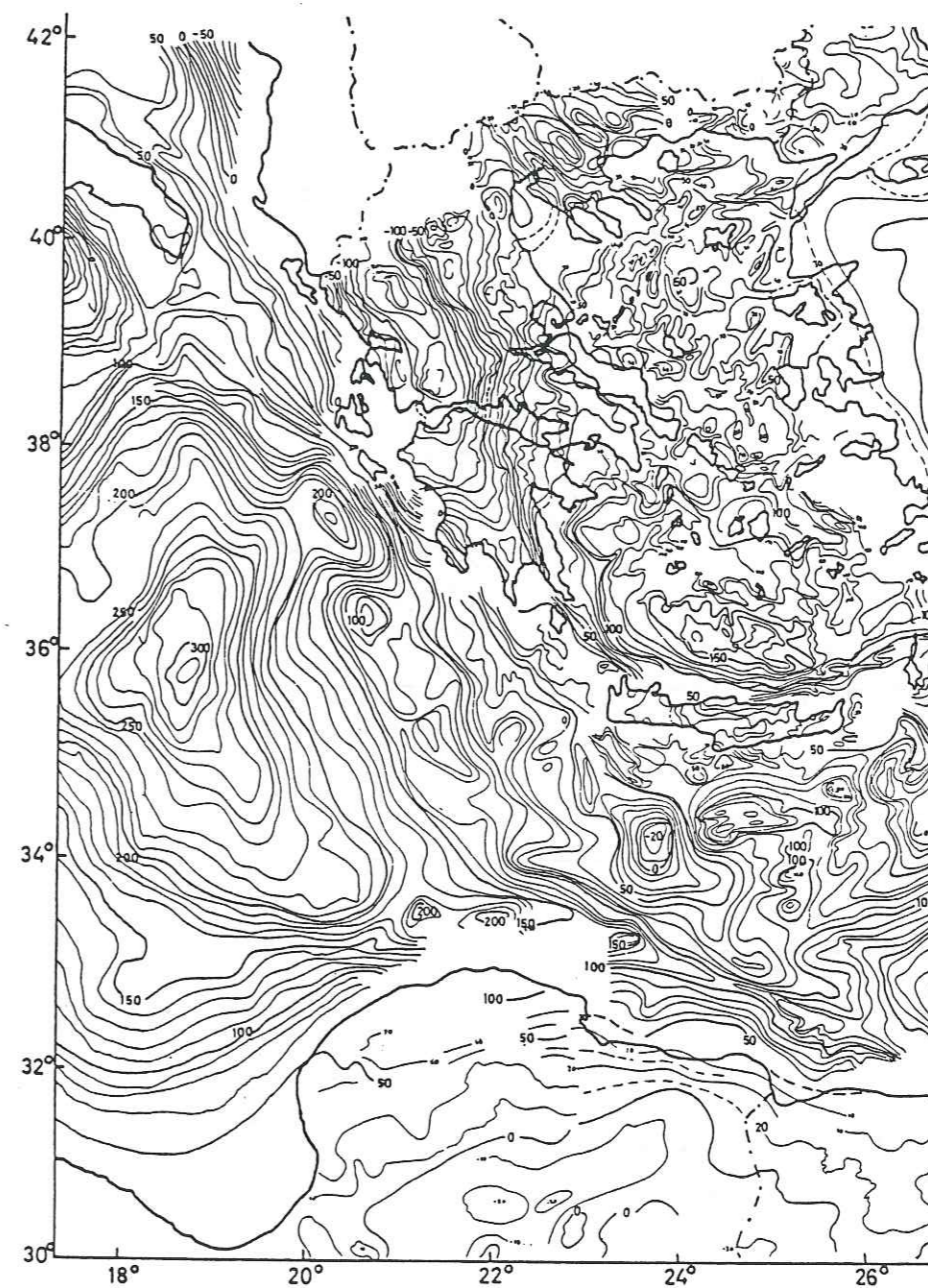


Figure 3-31 : Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer, en Méditerranée orientale.  
(D'après Makris (1978)).



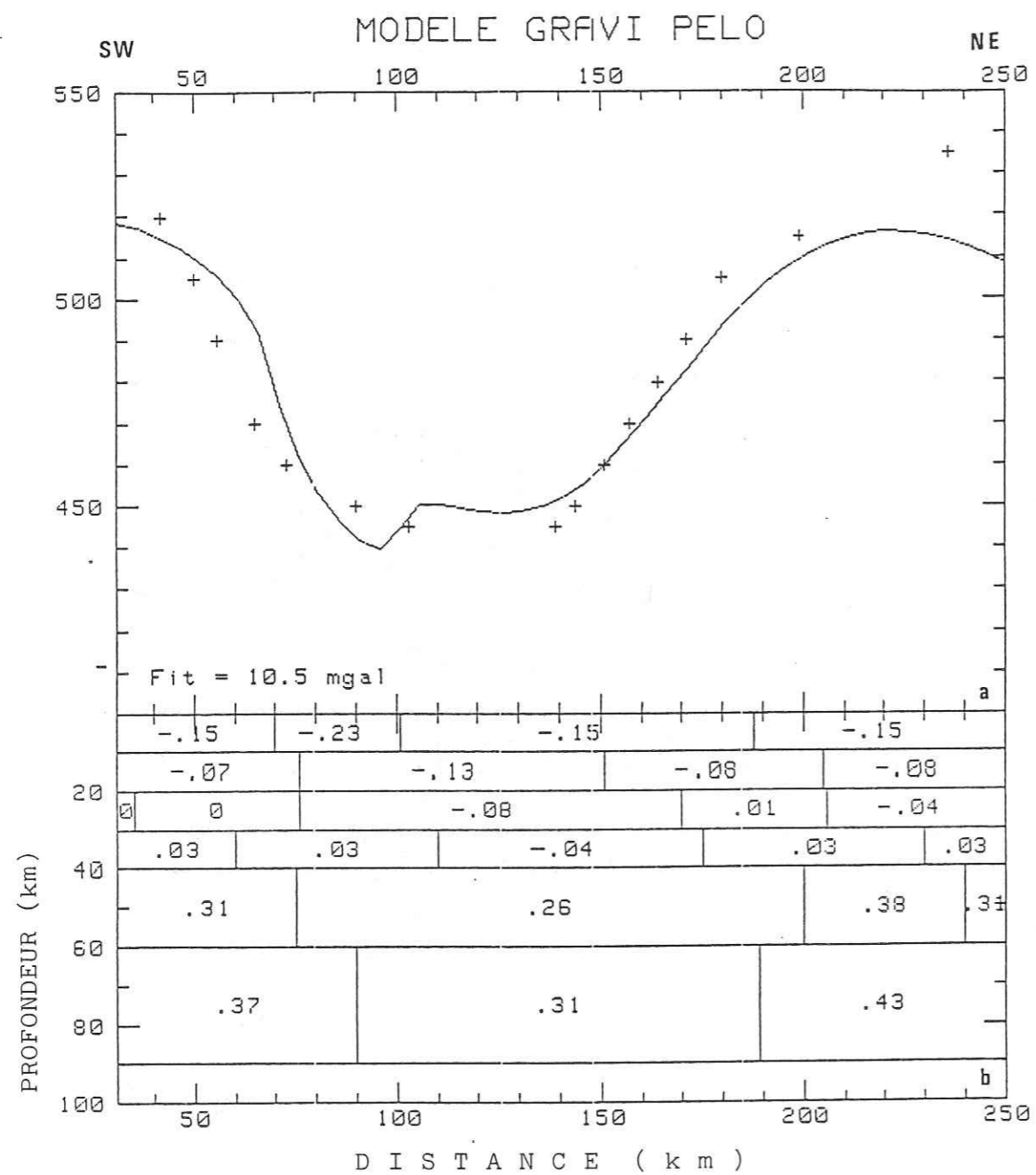


Figure 3-32a: Comparaison de l'anomalie de Bouguer déduite de la carte de Makris (1978) et de l'anomalie de Bouguer calculée à partir de notre modèle de vitesse, suivant un profil SW-NE.

b: Structure des contrastes de densité par rapport à une densité de référence de 2.96 dans la couche de 30 à 40 km.

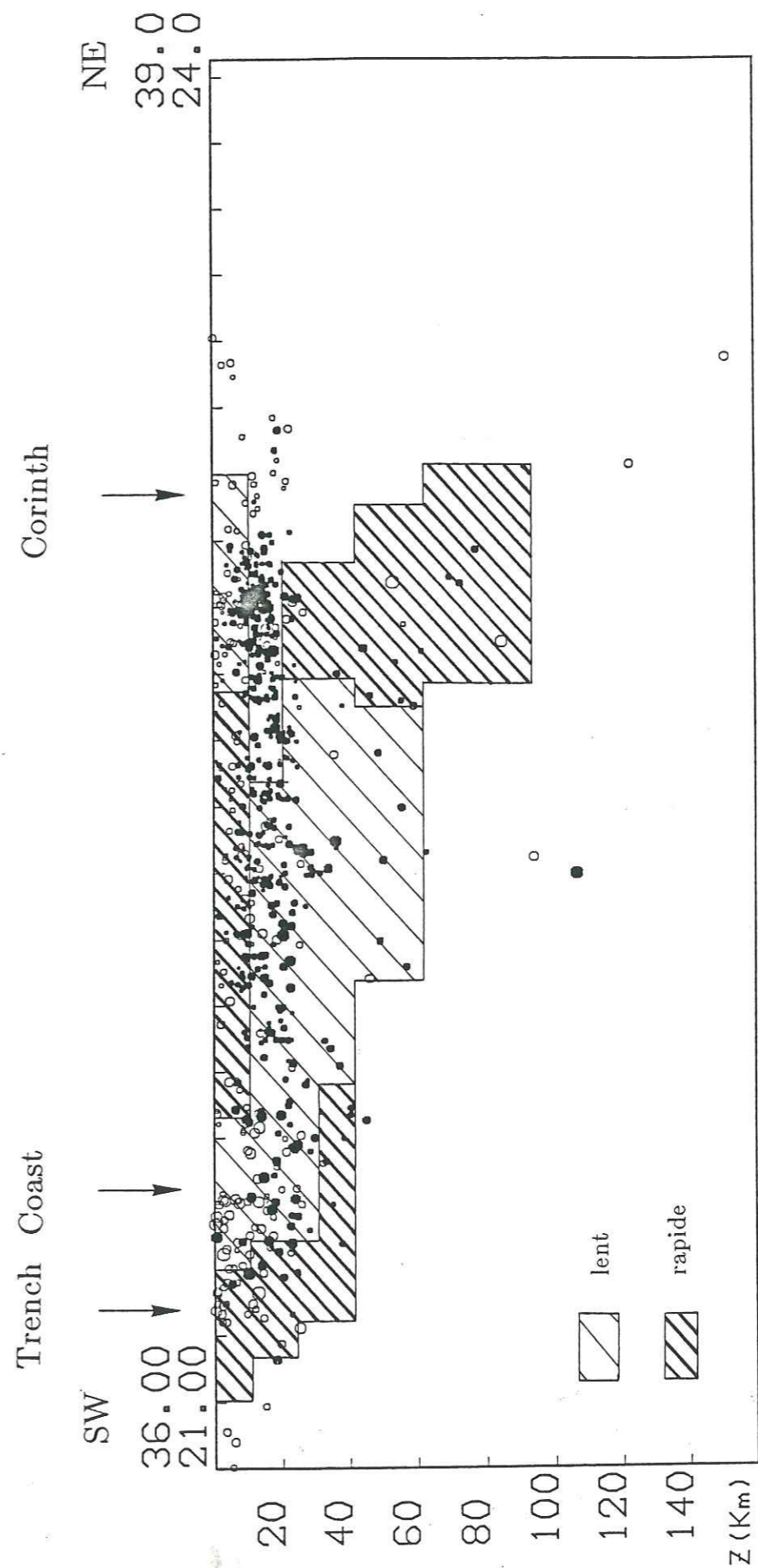


Figure 3.33 : Coupe de sismicité des séismes enregistrés en 1986, sur laquelle nous avons reporté le modèle de vitesse obtenu dans notre inversion. La trace de la coupe en carte est reportée figure 3.23.



IV - REGIONALISATION DE L'ATTENUATION  
SOUS LE PELOPONNESE



## I Introduction

L'inversion des temps d'arrivée a mis en évidence l'existence d'hétérogénéités de vitesse à l'intérieur de la croûte et dans le manteau supérieur. Ce premier résultat montrant l'hétérogénéité de structure de la lithosphère supérieure se corrèle bien avec les différentes unités structurales du Péloponnèse (grandes nappes) ou la variation de sismicité. Nous proposons dans ce chapitre une seconde approche de l'étude de la structure sous le Péloponnèse, par l'analyse de l'atténuation des ondes sismiques courte période. Pour étudier cette atténuation, une démarche désormais classique en sismologie consiste à étudier la décroissance de l'amplitude de la coda de séismes locaux, dans l'hypothèse du "scattering" (Aki et Chouet, 1975; Sato, 1977). On peut ainsi déterminer des hétérogénéités de faible dimension.

Notre travail consiste dans un premier temps en une mesure de l'atténuation des ondes dans la croûte, puis en une régionalisation du facteur de qualité  $Q$  dans le Péloponnèse par une méthode de rétroprojection. Le but final est de comparer les variations du facteur de qualité  $Q$  avec les hétérogénéités de vitesse et d'étudier la variation du facteur  $Q$  en fonction de la fréquence.

## II Interprétation des ondes de la coda.

Sur un sismogramme, la coda d'une onde représente la partie atténuée d'une onde directe, et contient toute l'énergie sismique enregistrée après celle des phases directes. Nous nous intéressons ici à la coda des ondes  $S$  qui constitue la fin du sismogramme (Fig. 1). Depuis une quinzaine d'années, les ondes de la coda ont été étudiées tant en théorie (Chernov, 1960 ; Aki, 1969 ; Kopnichev, 1975 ; Gao et al., 1983a ; Frankel et al., 1986), qu'expérimentalement (Chouet, 1976 ; Rautian et Kahlurin, 1978 ; Roecker et al., 1982 ; Lee et al., 1986 ; Gagnepain-Beyneix, 1987). Le principal but des travaux effectués sur la coda est de comprendre la relation entre les ondes de la coda, la diffraction et l'atténuation.

L'étude de la forme des ondes sismiques permet d'étudier la structure de la terre si l'on est capable d'interpréter les sismogrammes en terme de paramètres de modèles physiques. Le principal problème rencontré au cours de ces études est la grande sensibilité des ondes primaires, liée à l'hétérogénéité des milieux qu'elles



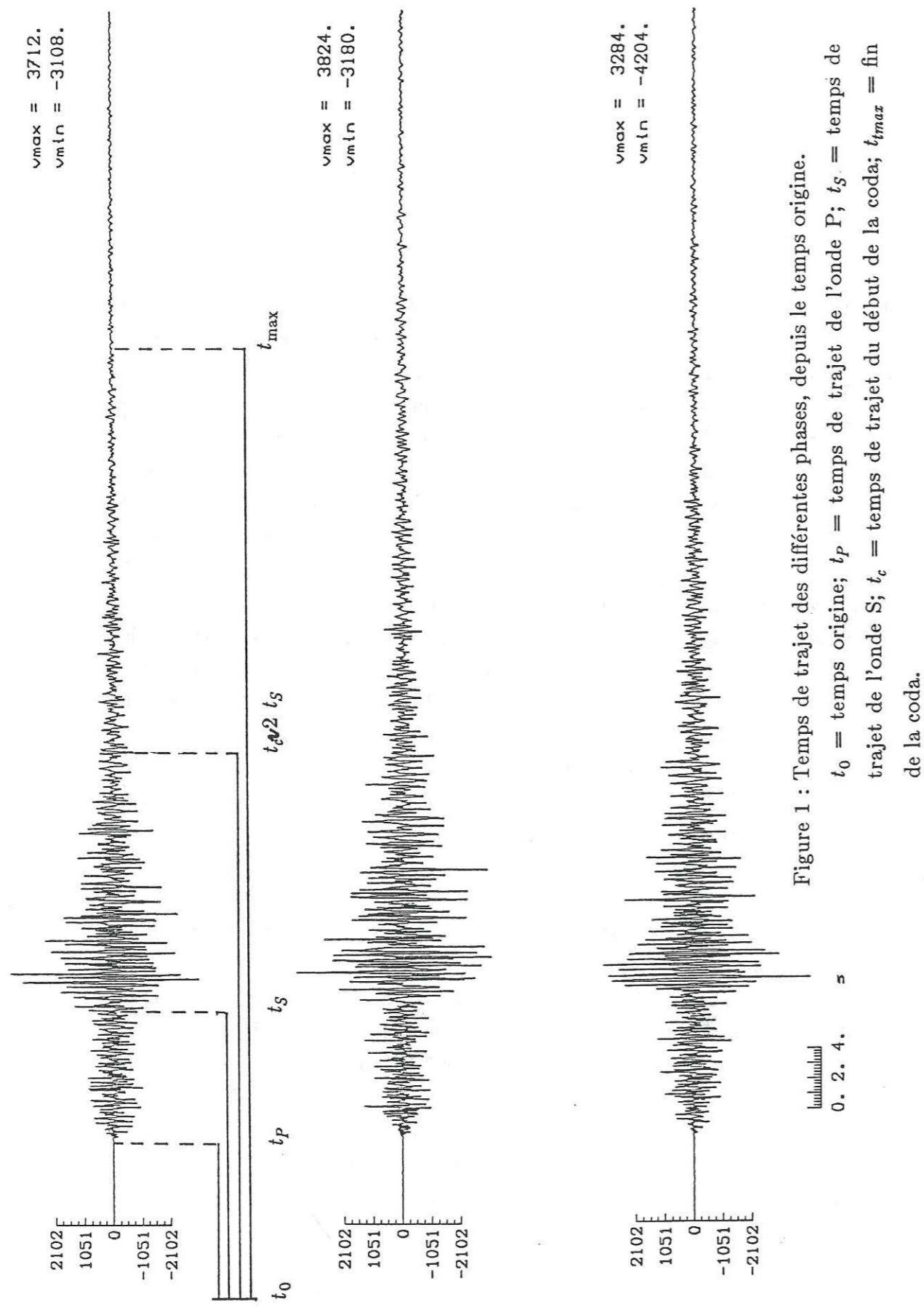


Figure 1 : Temps de trajet des différentes phases, depuis le temps origine.

$t_0$  = temps origine;  $t_p$  = temps de trajet de l'onde P;  $t_s$  = temps de trajet de l'onde S;  $t_c$  = temps de trajet du début de la coda;  $t_{max}$  = fin de la coda.

traversent. La nature de ces ondes dépend en effet de la structure traversée de la source au récepteur ; ainsi pour différents trajets, de telles ondes auront des aspects différents.

Deux approches du problème sont possibles. L'une déterministe associe un effet et un seul à une hétérogénéité de structure, localisée à un endroit précis du milieu. L'autre stochastique (Aki, 1969 ; Aki et Chouet, 1975 ; Sato, 1984) suppose que l'on peut représenter les ondes de la coda des séismes locaux comme des ondes S diffractées par des hétérogénéités uniformément réparties. Des paramètres statistiquement répartis peuvent alors suffire pour caractériser le milieu et permettre une interprétation de la coda des sismogrammes. Selon cette dernière hypothèse, on considère le modèle de la terre comme homogène, au sens où il est constitué d'hétérogénéités réparties de façon homogène dans le milieu.

Il semble désormais bien admis que les trains d'ondes constituant la coda résultent d'un phénomène de diffraction des ondes principales. L'interprétation de ces ondes est cependant compliquée car elles peuvent être générées de plusieurs façons. Elles peuvent en effet provenir de phénomènes de diffraction sur des hétérogénéités proches de la source ou de la station, de la diffraction d'ondes de volume dans un très grand volume, de la diffraction le long du trajet des ondes directes, de la diffraction due à de brutales variations de la structure de la croûte, ou encore de la diffraction liée aux effets de sites.

Aki (1969), Aki et Chouet(1975) ont développé le modèle du "single scattering" ou diffraction simple pour expliquer la formation et l'atténuation des ondes de la coda. Ces dernières sont considérées comme la superposition d'ondes secondaires générées après incidence d'ondes primaires sur des discontinuités.

Dans ce modèle, l'amplitude de la coda des séismes locaux filtrés autour d'une fréquence  $f$  suit la loi:

$$A(f,t) = S(f) C(f,t) \quad (1)$$

$f$ : fréquence centrale.

$t$ : temps de trajet.

$S(f)$  est le terme source et ne dépend que de celle-ci.

$C(f,t)$  est une fonction de  $f$  et de  $t$ , et est indépendante de la position de la source et du récepteur.

On écrit généralement cette loi sous la forme:

$$A(f,t) = S(f) t^{-m} \exp \frac{-\pi ft}{Q_c} \quad (2)$$

$t^{-m}$  représente le terme d'expansion géométrique.

En effectuant une régression linéaire de  $\ln(At^{-1})$  en fonction de  $t$ , on obtient  $Q_c^{-1}$  à partir de la pente  $b$  de la régression:  $Q_c^{-1} = \frac{2b}{\omega} = \frac{b}{\pi f}$



Le facteur de qualité  $Q_c$  peut donc être calculé directement à partir de la décroissance de la coda ; il exprimera à la fois les effets d'absorption intrinsèque du milieu et les effets d'atténuation par diffraction.

De nombreux auteurs ayant travaillé sur l'atténuation en divers endroits du globe (Chouet, 1976 ; Rautian et Khalturin, 1978 ; Tsujiura, 1978 ; Dainty et Toksöz, 1981 ; Herrman, 1980 ; Roecker et al., 1982 ; Sato, 1984) ont confirmé la validité de cette équation.

### 1. Volume échantillonné et similitude des codas.

La figure 2 représente l'amplitude de la coda de séismes enregistrés au Japon, en fonction du temps de trajet. Les différentes courbes ne se croisent jamais, ce qui suggère une décroissance commune pour tous les séismes. Cette propriété de la coda peut s'expliquer (Aki, 1969) si l'on considère que les ondes qui la constituent sont des ondes diffractées par des hétérogénéités uniformément réparties à l'intérieur de la terre. A chaque hétérogénéité rencontrée, l'onde primaire engendre des ondes diffractées qui arriveront plus tard au récepteur que les ondes primaires dont le trajet parcouru est plus court.

Selon l'hypothèse d'Aki et Chouet (1975), l'origine de la coda est liée à la diffraction des ondes primaires, propagées dans un milieu homogène ayant la forme d'un ellipsoïde (Fig. 3a). La décroissance de l'amplitude des ondes de la coda représente alors une moyenne sur une très vaste région, ce qui explique la similitude des traces pour différents séismes d'une même région.

Considérons le sismogramme sur un intervalle de temps  $(t, t+\Delta t)$ , mesuré depuis le temps origine du séisme et où  $t$  est situé à deux fois le temps de trajet de l'onde S directe (Rautian et Khalturin, 1978). On suppose que les ondes primaires et secondaires ont la même vitesse de propagation  $V_S$ , et que l'énergie des ondes dispersées est faible par rapport à celle des ondes incidentes.

Durant cet intervalle, les ondes secondaires proviennent d'hétérogénéités comprises entre deux ellipsoïdes dont les foyers sont la source et le récepteur, et dont les grands axes sont égaux à  $V_S t$  et  $V_S (t + \Delta t)$ . Si l'on considère deux sources enregistrées à une même station ou une source enregistrée à deux stations, les deux ellipsoïdes se recouvriront en partie ; et le recouvrement sera d'autant plus important que  $t$  sera grand.

Ainsi, plus on s'intéresse à la fin de la coda, plus le nombre d'hétérogénéités est grand et plus l'énergie est moyennée, ce qui explique la similitude de la décroissance des codas. Suivant l'approche stochastique, même si le recouvrement

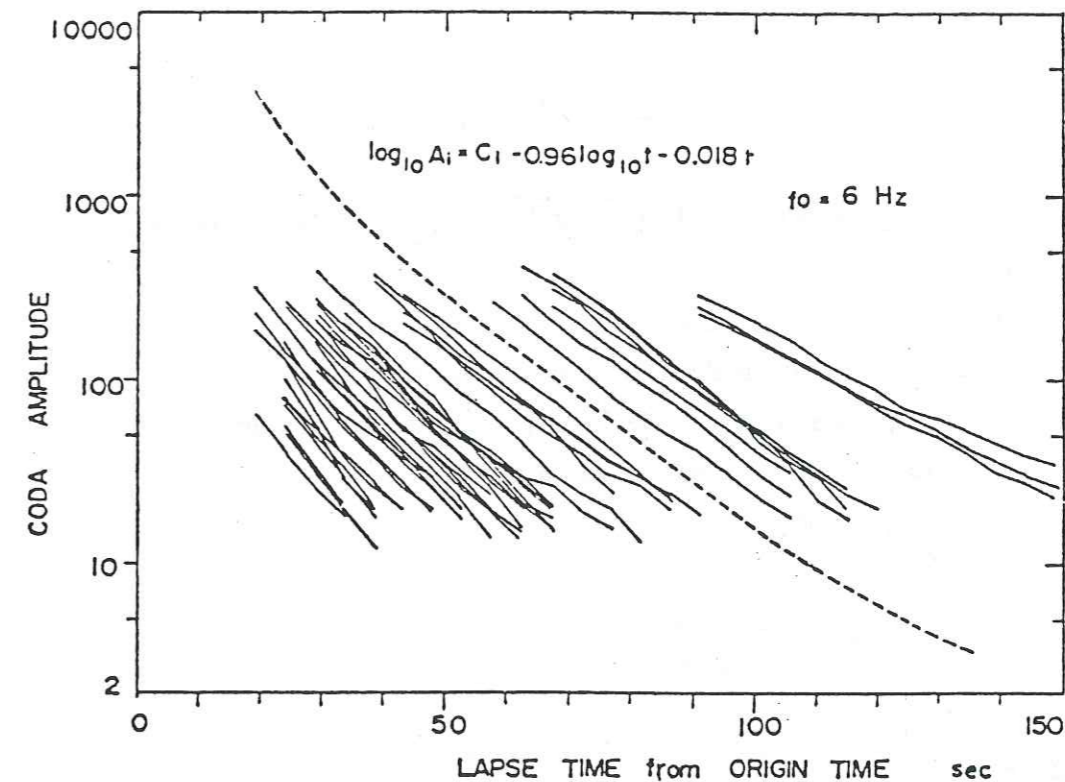


Figure 2 : Enveloppes de la coda de séismes du Japon. La courbe en pointillés est déterminée par la méthode des moindres carrés. (D'après Tsjiura (1978)).



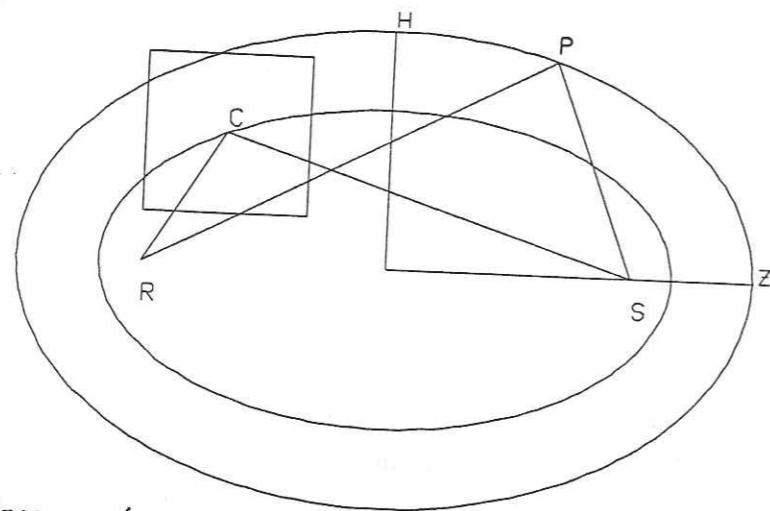


Figure 3a: Ellipse représentative de la surface échantillonnée par les ondes de la coda.

R: récepteur; S: source; Z: grand axe; H: petit axe; C: centre de la maille.  
 RPS: distance maximale de la circonférence de l'ellipse à la source et au récepteur; RCS: distance de la circonférence de l'ellipse passant par le centre de la maille à la source et au récepteur.

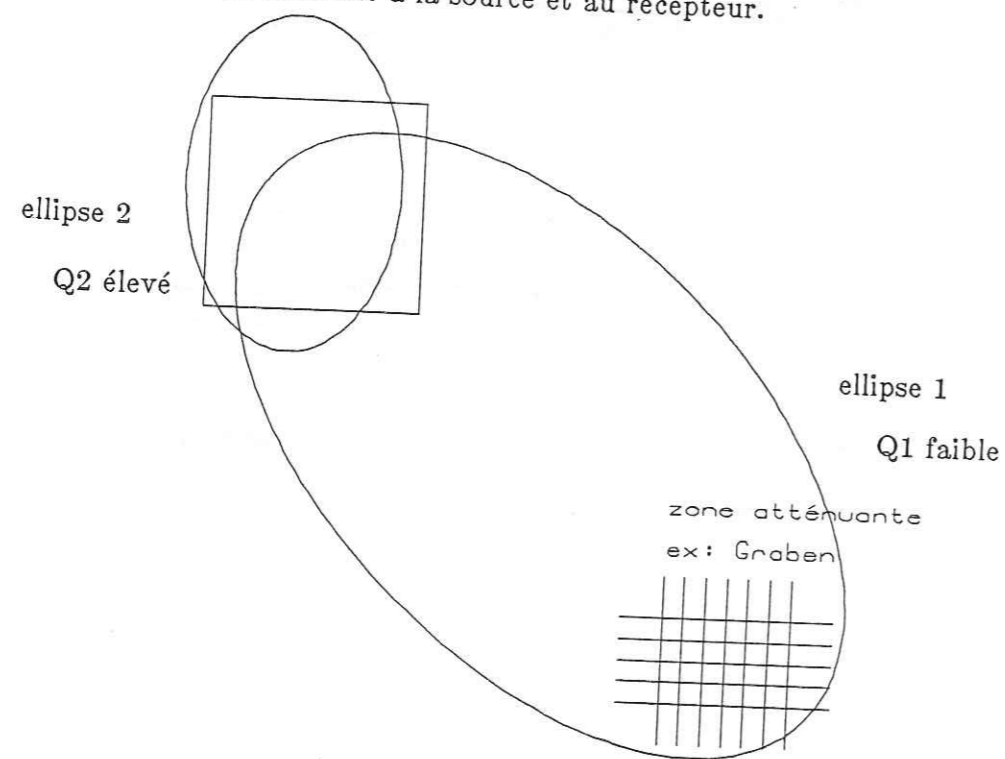


Figure 3b: Illustration du problème lié à la surface variable des ellipses par rapport à la surface de la maille échantillonnée.

n'est pas parfait, les propriétés des diffracteurs à l'intérieur des volumes impliqués doivent être statistiquement les mêmes, et la moyenne des contributions des différents diffracteurs produira des codas similaires.

## 2. Propriétés des ondes de la coda.

De manière assez générale, les différentes mesures effectuées sur la coda montrent une plus grande stabilité que celles effectuées sur les trains d'ondes directes (Aki, 1984). Cette propriété a notamment été vérifiée pour les mesures d'amplitude spectrale, de décroissance de la coda, ou des mesures de magnitude  $m_g$  à partir de la coda. La forme de la décroissance est ainsi indépendante de l'azimut, de la distance épacentrale et de la magnitude.

La détermination du facteur de qualité à partir de la coda des séismes est beaucoup plus simple et rapide que la détermination du facteur de qualité à partir des ondes S.

L'analyse de la coda présente un intérêt pour l'étude de la structure des milieux. Chouet (1979) et Rhea (1984) ont trouvé de bonnes corrélations entre les variations du facteur de qualité et la tectonique ou la sismicité des régions étudiées. Jin et Aki (1986) ont observé des variations temporelles de  $Q_c$  avant un fort séisme. Herraiz et Espinosa (1986) ont aussi mis en évidence en Amérique du Nord, que les variations régionales du  $Q$  apparent montraient une bonne corrélation avec les propriétés géologiques.

Enfin, la coda présente également un intérêt si l'on veut travailler sur la source sismique. En effet dans l'équation (1), le terme  $C(f,t)$  est indépendant de la position de la source et du récepteur et du trajet direct source-récepteur. Il représente une moyenne sur un grand volume. A une fréquence donnée, ce terme ne dépend que du temps de trajet  $t$ . Si l'on raisonne en terme de spectre de puissance, le rapport des pouvoirs spectraux de deux séismes enregistrés à une station sera égal au rapport des termes sources de chacun des séismes, le terme  $C(f,t)$  étant commun aux deux événements. Cette propriété est très intéressante lorsque l'on désire travailler sur la source sismique.

## 3. Modèles de génération de la coda.

- Le "single scattering" ou diffraction simple, (Aki, 1969).

Dans ce modèle, on considère la coda comme résultant d'une superposition de trains d'ondes dispersés à partir de diffracteurs répartis uniformément dans le



milieu. Chaque train d'ondes est dû à un unique diffracteur et est indépendant des autres diffracteurs. La diffraction simple est donc un processus pour lequel un seul diffracteur est nécessaire. On néglige dans ce modèle la perte d'énergie des ondes primaires ainsi que la diffraction multiple, en appliquant l'approximation de Born (1965). On n'obéit plus dans ce cas à la loi de conservation d'énergie.

D'autre part, comme l'amplitude des ondes de la coda est indépendante de la distance séisme-station, on simplifie le problème en supposant que l'hypocentre et la station sont situés au même endroit. Cette simplification est licite pour la fin des sismogrammes, où les distances source-diffracteur et diffracteur-récepteur sont grandes par rapport à la distance hypocentrale.

#### - Diffraction multiple (Aki et Chouet, 1975).

On considère dans ce cas que le transfert d'énergie sismique est un processus de diffusion ; on obéit donc à la loi de conservation d'énergie. On peut différencier l'absorption intrinsèque de l'atténuation par diffraction, mais on se heurte toujours au problème de savoir quelle part attribuer à chacune en raison de la non-unicité de la solution (Aki, 1986). Dainty et Toksöz (1981) ont par ailleurs montré que les modèles d'absorption par diffusion n'étaient pas les plus appropriés pour traiter l'atténuation. Plus récemment, Frankel et Clayton (1986) ont mis en doute les méthodes classiques de l'étude de l'atténuation et préfèrent une approche par la méthode des différences finies qui permet de modifier les propriétés des milieux.

Pour notre étude, nous n'avons considéré que le modèle de la diffraction simple pour plusieurs raisons. On peut, selon cette hypothèse, déterminer le facteur de qualité  $Q$  apparent directement à partir des données en calculant la décroissance de l'enveloppe de la coda. On ne peut cependant différencier la contribution de la diffraction et celle de l'absorption intrinsèque.

Si la théorie de la diffraction simple est valable,  $Q_c$  doit être approximativement égal à  $Q_s$ . La validité de la méthode du "single scattering" a été contrôlée pour une large gamme de fréquences par la bonne cohérence entre  $Q_c$  et  $Q_s$  qui est déterminé par d'autres méthodes. Cette cohérence a été remarquée dans plusieurs régions du monde : Aki (1980a,b) a ainsi trouvé une bonne cohérence entre  $Q_c$  et  $Q_s$  pour le Japon ; Hermann (1980) a obtenu des résultats semblables pour l'atténuation des ondes  $L_g$  et celles de la coda en Californie, de même que Roecker (1981, 1982) en Asie centrale et dans la région du Pamir Indu-Kush.

### III Acquisition des données

#### 1 Le réseau

Durant l'expérience de 1986, 5 stations numériques à enregistrement magnétique et déclenchement automatique ont été implantées en plus des 41 stations "noir de fumée" (Fig. 2-1 Chap. III). Ces stations sont de type Scaïta, mises au point par l'IPG Strasbourg. La géométrie du réseau, orientée E-W, avait été initialement choisie pour assurer une bonne couverture d'enregistrements au-dessus de la subduction. Le but initial de cette expérience était en effet d'étudier l'atténuation des ondes sismiques au dessus de la subduction.

La répartition des séismes subcrustaux et intermédiaires des bulletins ISC (cf. Chap. II) et les résultats de l'expérience de 1986 (Pedotti, 1988) ont montré que la subduction débutait très à l'intérieur du Péloponnèse, à une distance de l'ordre de 150 km du fossé. Ceci, lié au faible nombre de séismes enregistrés durant cette expérience, ne nous a pas permis d'effectuer l'étude initialement prévue. Par contre, le grand nombre de séismes crustaux enregistrés peut nous permettre d'envisager une étude de l'atténuation dans la croûte.

#### 2 L'appareillage

Les stations Scaïta sont munies d'un sismomètre trois composantes de fréquence propre 2 Hz. Ces stations ont l'avantage de présenter une autonomie de fonctionnement de 120 séismes. Les enregistrements numériques permettent d'effectuer un traitement numérique des signaux à l'aide de techniques de traitement du signal. De plus, l'amplificateur à gain variable fournit une grande dynamique.

Lors de l'expérience de 1986, ces stations n'étaient pas équipées d'horloge interne fournissant une information constante sur l'heure d'enregistrement du séisme. Pour détecter l'heure du déclenchement, la station est équipée d'un récepteur captant les signaux horaires de l'émetteur allemand DCF ; ce signal horaire est multiplexé avec les trois signaux sismiques. On dispose donc théoriquement d'une base de temps fiable et sans dérive. La pratique montre que la qualité de la réception du signal DCF est très variable en fonction des heures de la journée, du site de la station et autres phénomènes. Le décodage d'un mauvais signal horaire est très difficile et une mauvaise réception est presque systématiquement significative de la perte du signal.

Les signaux sismiques et horaires sont numérisés à 150 points/sec par un convertisseur analogique/digital. Le déclenchement est automatique et réglable par



l'opérateur. Lorsque le signal reçu dépasse le seuil fixé, les signaux multiplexés sont enregistrés sur bande magnétique d'une autonomie de 2 heures. Une mémoire de 5 secondes permet d'enregistrer le signal avant le déclenchement.

Les stations sont équipées d'un amplificateur à gain variable s'adaptant automatiquement à l'amplitude du signal enregistré. La dynamique de l'appareil est élevée:  $2^7$  (108)dB. Cette caractéristique permet d'éliminer les problèmes de saturation notamment pour les grandes amplitudes d'ondes S de forts séismes. Le gain peut ne pas être constant pour chacune des trois voies simultanément, mais change dès que le signal d'une des trois voies dépasse une certaine amplitude.

L'information de gain des trois voies sismiques pour un même échantillon est contenue sur la quatrième voie contenant également le signal horaire et le numéro d'équipement. Ainsi, l'amplitude du signal de chaque voie doit être multipliée par 2 chaque fois que le gain correspondant augmente de 1.

Les sismographes ne présentent pas une amplification constante sur toute la gamme de fréquence. Il est donc nécessaire de calculer la fonction de transfert de la chaîne d'enregistrement qui est le produit de celle du sismomètre et de celle de l'appareillage amplificateur plus convertisseur.

#### - Fonction de transfert du capteur.

Pour les capteurs de vitesse, la fonction de transfert est de la forme :

$$|H(f)| = G \cdot \frac{R_s}{R_s + R_i} * |g(f)|$$

Cette fonction de transfert dépend de la fréquence.

G = constante électrodynamique (transduction)

$R_i$  = résistance de la bobine

$R_s$  = résistance de shunt

$$|g(f)| = f^2 * [(f_0^2 - f^2)^2 + 4B^2 f_0^2 f^2]^{-\frac{1}{2}}$$

$f_0$  = fréquence propre du sismomètre.

B = facteur d'amortissement

Les sismomètres utilisés sont des Mark Products à 3 composantes de fréquence propre 2 Hz.

B = 0.698

$$G = \frac{R_s}{R_s + R_i} = 1.124$$

$$|H(\omega)| = 1.124 f^2 * [(4 - f^2)^2 + 16 * 0.698^2 f^2]^{-\frac{1}{2}}$$

#### - Fonction de transfert Amplificateur et Convertisseur A/D

La fonction de transfert en fréquence est constante dans la gamme de fréquence qui nous intéresse. La correspondance est la suivante: 1 bit = 1.1982  $\mu\text{m}/\text{sec}$ .

### 3. Traitement en laboratoire.

On peut voir sur le diagramme 1 l'ensemble du matériel de la chaîne d'acquisition. Le magnétophone est relié au démultiplexeur de type Schlumberger. L'enregistrement des données, effectué sur une piste du magnétophone et transmis au démultiplexeur sous la forme de trames comportant 16 mots de 13 bits. Le démultiplexeur est relié en série à un Allcoscript sur lequel nous visualisons le signal traité ; il est relié en parallèle à l'ordinateur Lennartz sur lequel nous disposons d'un programme écrit en langage C permettant de générer les différentes opérations d'acquisition et de mise en forme de l'information.

Théoriquement, l'ensemble du processus est automatisé. On stocke dans un premier temps les données décodées sur le disque dur de l'ordinateur Lennartz. Puis nous traitons ces données en détectant l'amplitude des signaux, les variations du gain, le signal horaire et en écrivant l'information ainsi obtenue pour chaque séisme dans un fichier particulier.

Il s'avère dans la pratique, qu'un opérateur doit vérifier en permanence le bon déroulement de la première étape pour plusieurs raisons : la synchronisation est très sensible et peut varier au cours du décodage d'un même événement ; il peut se produire une interruption incontrôlable et indépendante de notre volonté, qui nous oblige à réinitialiser le système et à recommencer les opérations !

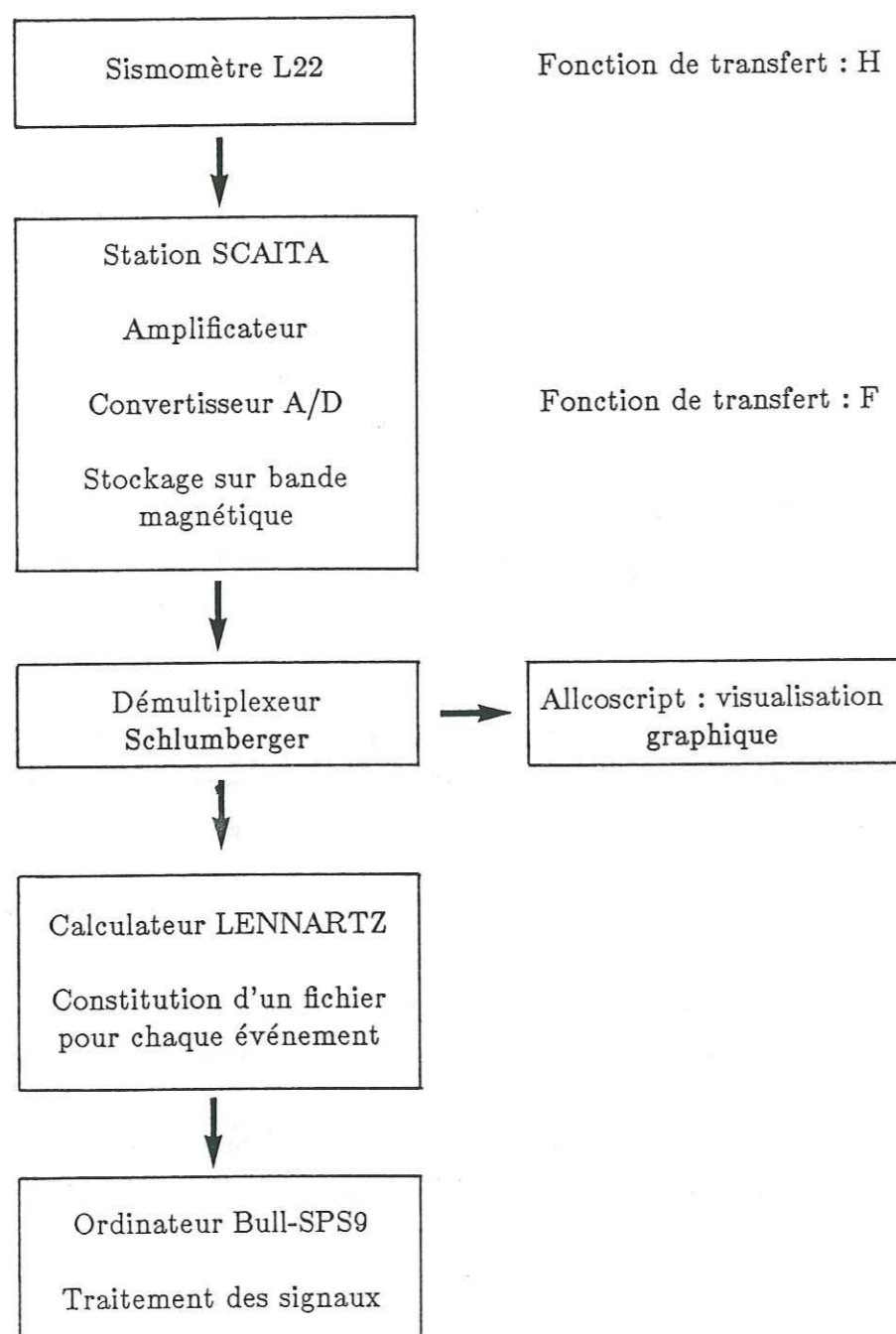
La deuxième étape pose généralement moins de problèmes. Les fichiers créés sont transmis par une liaison Kermit à l'ordinateur central (Bull SPS9) sur lequel nous effectuons le traitement des traces sismiques.

### 4. Les données

Durant l'expérience, toutes les stations n'ont pas fonctionné (pour des raisons techniques) simultanément. Par ailleurs, la réception du signal horaire est aléatoire et ne nous permet pas de déterminer le temps d'arrivée du séisme correspondant. Ainsi, plus d'un tiers des événements enregistrés ne peuvent être utilisés. D'autre part, certains événements sont bruités par des erreurs de numérisation qui ne nous



## CHAINE D'ACQUISITION DES DONNEES



permettent pas de traiter correctement les signaux numérisés.

Malgré ce genre d'ennuis, sur les 1070 séismes enregistrés avec les stations "noir de fumée", nous avons pu identifier 79 séismes à la station Alladokabos, 136 séismes à la station Krestena, 105 séismes à la station Tripolis, 122 séismes à la station Tropaia et 106 séismes à la station Vitina. Après examen de la coda de ces séismes, nous n'avons conservé que 204 enregistrements correspondant à 154 séismes (Fig. 4). Nous disposons de 17 événements à la station Alladokabos, 62 à Krestena, 50 à Tripolis, 39 à Tropaia et 36 à Vitina.

Pour les séismes éliminés, soit la décroissance de la coda n'était pas suffisamment continue, soit le rapport signal sur bruit était trop faible, soit le signal comportait de trop nombreuses erreurs de numérisation. Deux séismes seulement ont été enregistrés par les cinq stations, soit 0.002 % du nombre de séismes enregistrés par les stations "noir de fumée"!

La distribution de la sismicité est identique à celle obtenue avec les "noir de fumée". L'essentiel de la sismicité se situe à l'Ouest du Péloponnèse avec les 2 concentrations aux essaims Sud-Ouest et Nord-Est du golfe de Corinthe. Notons que le nombre de séismes de l'Ouest du Péloponnèse enregistrés aux stations Krestena et Tropaia est beaucoup plus élevé que pour les stations situées plus à l'Est.

Ceci s'explique en partie par la qualité des stations dont le seuil est plus faible pour les séismes locaux et plus fort pour les séismes régionaux. Nous verrons plus loin que sur 190 séismes retenus dans notre étude, 139 ont une distance épiscopentrale inférieure à 100 km.

## IV Analyse des données.

Nous avons donc sélectionné 204 codas issues de séismes présentant une décroissance régulière de la fin des sismogrammes. Nous avons choisi le début de la coda à un temps  $t$  égal à deux fois le temps de trajet des ondes S (Rautian et Khalturin, 1978), de manière à ce que l'enveloppe de la coda ait une décroissance régulière. La fin de la coda est choisie lorsque le rapport signal sur bruit devient inférieur à deux. La durée totale de la coda dépend de la qualité de la station et de ce rapport : elle varie d'environ 10 s à 40 s.

La distance hypocentrale de nos séismes varie de 10 à 300 km et  $T_s$  varie de 3 s à 90 s.



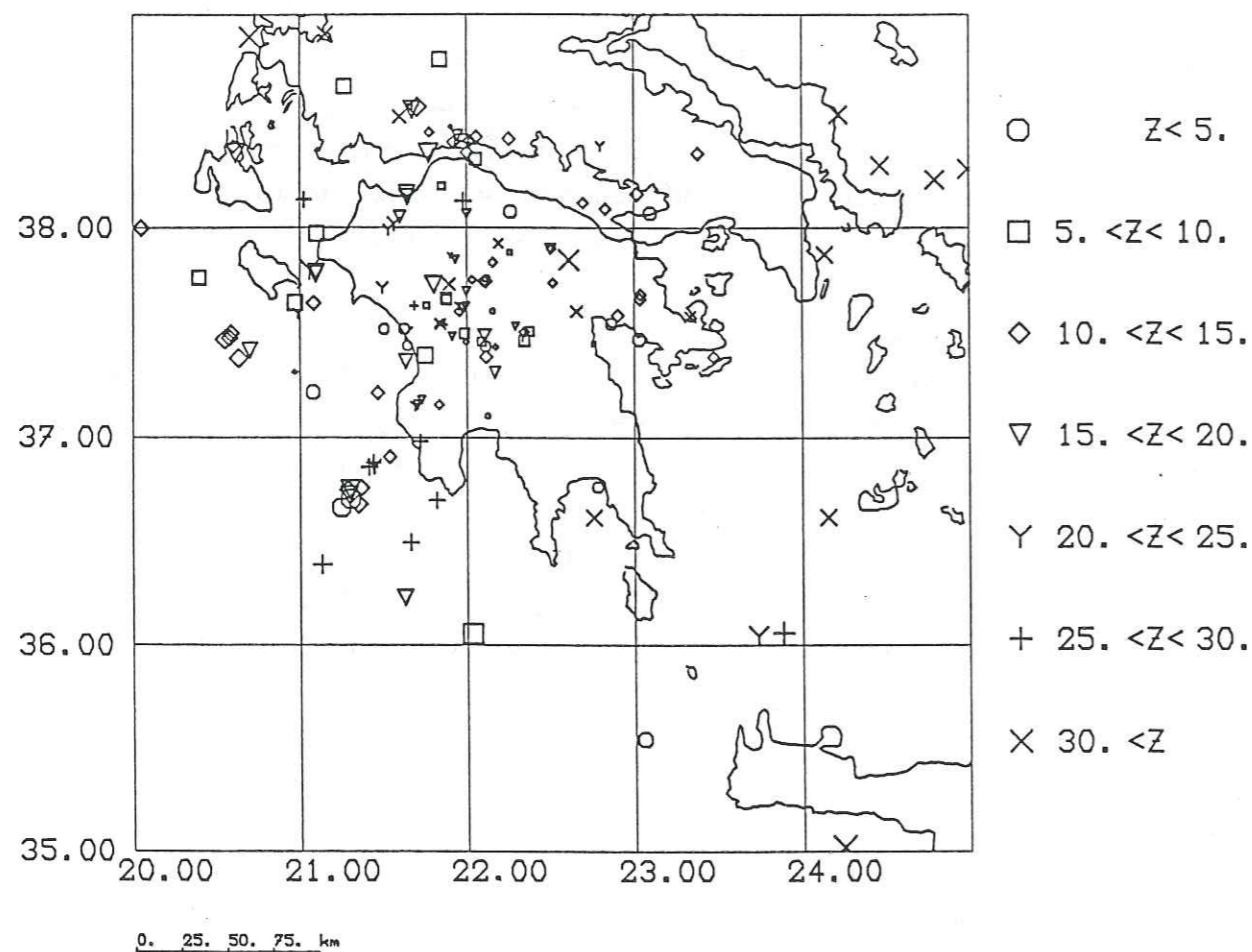


Figure 4 : Epicentres des séismes dont la coda est étudiée.

Les symboles représentent la profondeur des séismes (en km).

### 1. Calcul de $Q_c$

La méthode de détermination classique de  $Q_c$  consiste à effectuer une régression, au sens des moindres carrés, de la décroissance de la coda en fonction du temps (Aki et Chouet, 1975). En prenant le logarithme décimal de l'équation (2), on obtient:

$$\ln(A(f,t)) = C - m \ln(t) - b t. \quad (3)$$

où:

$$b = \pi f / Q_c$$

$$C = \ln(S(f)).$$

Pour séparer les effets du facteur source, de l'expansion géométrique et de l'atténuation de la coda, on utilise généralement la méthode des moindres carrés. Si l'on considère  $n$  événements différents, on aura  $p = n+2$  paramètres à estimer :  $C$  pour chaque événement,  $m$  et  $b$ . On écrit alors l'équation (3) sous forme matricielle:

$$d = G p$$

$d$  = matrice colonne des amplitudes, de dimension  $N$  (nombre total d'échantillons considérés, pour tous les séismes).

$p$  = matrice colonne des paramètres  $m$ ,  $b$  et  $C$ , de dimension  $n+2$ .

$G$  = matrice de dimension  $N p$ .

On cherche la solution au sens des moindres carrés, qui est donnée par :

$$p = G^T G^{-1} G^T d$$

Aki et Chouet (1975) ont déterminé des valeurs de  $m$  variant de -0.64 à 3.80 et attribuent cette diffraction à la difficulté de définir exactement le début de la coda. Toutefois, ces auteurs montrent que  $Q_c$  n'est pas très dépendant du choix de  $m$ . Rautian et Khalturin (1978) et Gagnepain-Beyneix (1987) confirment ce résultat.

L'équation (2) montre en effet que pour des valeurs de  $t$  élevées, le terme exponentiel varie beaucoup plus rapidement que le terme en  $t^{-1}$ , et la forme de la coda est donc principalement contrôlée par  $Q_c$ .

Nous avons choisi dans notre étude de prendre  $m=1$  conformément à la valeur classiquement adoptée pour les ondes de volume, et en supposant que la coda est constituée d'ondes S dispersées (Aki, 1980b). Notons cependant qu'en fixant la valeur de  $m=1$ , nous pouvons introduire un biais systématique. L'équation (3) se réduit alors à la forme simple :

$$\ln(A(f,t)) = C - b t.$$



## 2. Calcul de la décroissance.

Différentes méthodes ont été adoptées pour calculer l'amplitude de l'enveloppe de la coda. Chouet (1976) a digitalisé à la main l'enveloppe des sismogrammes filtrés et a obtenu de bons résultats. Rautian et Khalturin (1978) ont simplement mesuré les pics d'amplitude maximale le long de la coda ; Roecker et al. (1982), Gagnepain-Beyneix (1987) calculent l'amplitude du spectre en déplacement.

Pour automatiser le calcul de Q, nous avons testé plusieurs méthodes : d'une part des méthodes spectrales qui permettent de calculer l'amplitude du signal à différents instants t et d'autre part des méthodes de lissage de l'enveloppe qui présentent l'avantage d'être plus rapides et stables.

### 2.1 Méthodes spectrales (Fig. 5).

On calcule la transformée de Fourier rapide,  $A(f,t)$ , d'une fenêtre de signal de longueur constante T, à différents instants t choisis de manière à ce que la décroissance de l'amplitude soit sensiblement constante d'une fenêtre à l'autre. La longueur T de la fenêtre est choisie de façon à éviter une variation trop brutale de l'enveloppe sur l'intervalle considéré. Nous avons travaillé sur des fenêtres de 2 s à 3 s, avec recouvrement d'une demi-fenêtre.

La transformée de Fourier discrète est déterminée comme:

$$X(\nu) = \sum_0^{N-1} x(t) e^{-2i\nu \frac{t}{N}}$$

avec N: nombre d'échantillons

Le signal est apodisé par une fenêtre rectangulaire avec apodisation en cosinus (Bath, 1974). Ceci évite une troncature trop brutale en temps, en ramenant doucement les valeurs à zéro, sans altérer l'amplitude du signal pendant les neuf dixièmes de sa durée. La transformée de Fourier est effectuée sur 1024 points; comme le signal a une durée généralement plus courte, l'échantillon est complété par des zéros pour obtenir le nombre de points suffisants. La fréquence maximale d'échantillonnage est de 75 Hz et le pas d'échantillonnage en fréquence de 0.146 Hz. Une fois le module du spectre calculé en vitesse, on divise chaque fréquence par la fonction de transfert de la chaîne d'enregistrement. On passe alors en spectre de déplacement en intégrant le spectre de vitesse, ce qui revient à diviser ce dernier par la fréquence angulaire  $\omega$ .

Une fois le calcul fait, on trace le spectre d'amplitude en déplacement, et on

approxime son enveloppe par des droites. On estime ensuite  $A(f,t)$  à partir de cette enveloppe et à la fréquence que l'on désire étudier. Qc est calculé en effectuant une régression linéaire des amplitudes calculées pour chaque fenêtre, à une fréquence donnée ; la pente de la droite donne directement la valeur du facteur de qualité.

Il est possible d'automatiser le processus en prenant la valeur de l'amplitude du spectre ; il est nécessaire pour cela de lisser le spectre. Tucker et al. (1984) lissent avec une fenêtre de Parzen sur 2 Hz. Nous avons appliqué ce même lissage pour nos données.

### 2.2 Méthodes temporelles.

Une autre approche du calcul de Q consiste à déterminer la décroissance de l'enveloppe du signal dans une bande de fréquence donnée, directement à partir du calcul de cette enveloppe. L'automatisation repose sur la transformée de Hilbert qui permet d'obtenir l'enveloppe de tout signal.

La première étape consiste à filtrer le signal en temps, autour d'une bande de fréquence donnée par un filtre récursif classique de Butherworth (Fig. 6). La seconde étape consiste à calculer l'enveloppe du signal filtré par transformée de Hilbert. Le calcul de la transformée de Hilbert s'écrit:

$$\tilde{x}(t) = \frac{1}{\pi} x(t) * \frac{1}{t}$$

$$\tilde{x}(t) = \frac{1}{T} VP \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x(s)}{t-s} ds$$

en fréquence:

$$TF[\tilde{x}(t)] = TF\left[\frac{x(t)}{\pi}\right] TF\left[\frac{1}{t}\right]$$

$$TF[\tilde{x}(t)] = \frac{X(\nu)}{\pi} (-i \pi \text{sign}(\nu))$$

Pour obtenir l'enveloppe d'un signal, il suffit donc de multiplier en fréquence la transformée de Fourier discrète du signal par  $-i \text{sign}(\nu)$  et d'effectuer la transformée de Fourier inverse pour repasser dans le domaine temporel. Pour lisser au mieux l'enveloppe du signal, nous avons appliqué un filtre gaussien dont la largeur est variable (Fig. 7) ; nous avons adopté une largeur de 100 échantillons. Cette méthode est comparable à celle utilisée par Frankel (1984).

Une autre méthode tout aussi efficace consiste à calculer les maxima de l'amplitude du signal toutes les n secondes, à passer en domaine logarithmique et à effectuer une régression linéaire sur les points ainsi obtenus, la pente de la droite



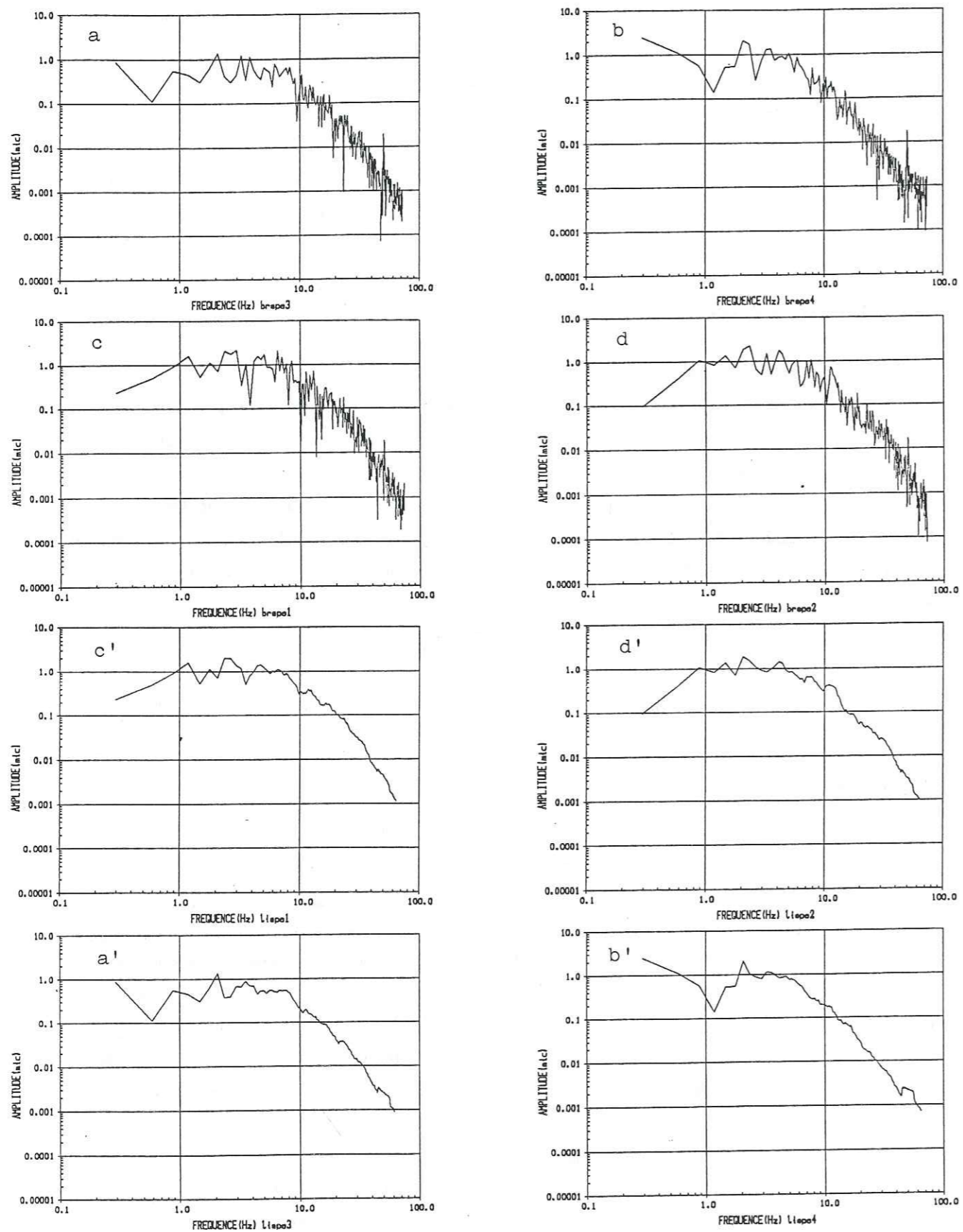


Figure 5 : Comparaison des spectres de déplacement obtenus avant et après lissage.  
Le ' indique le spectre lissé correspondant au spectre brut.

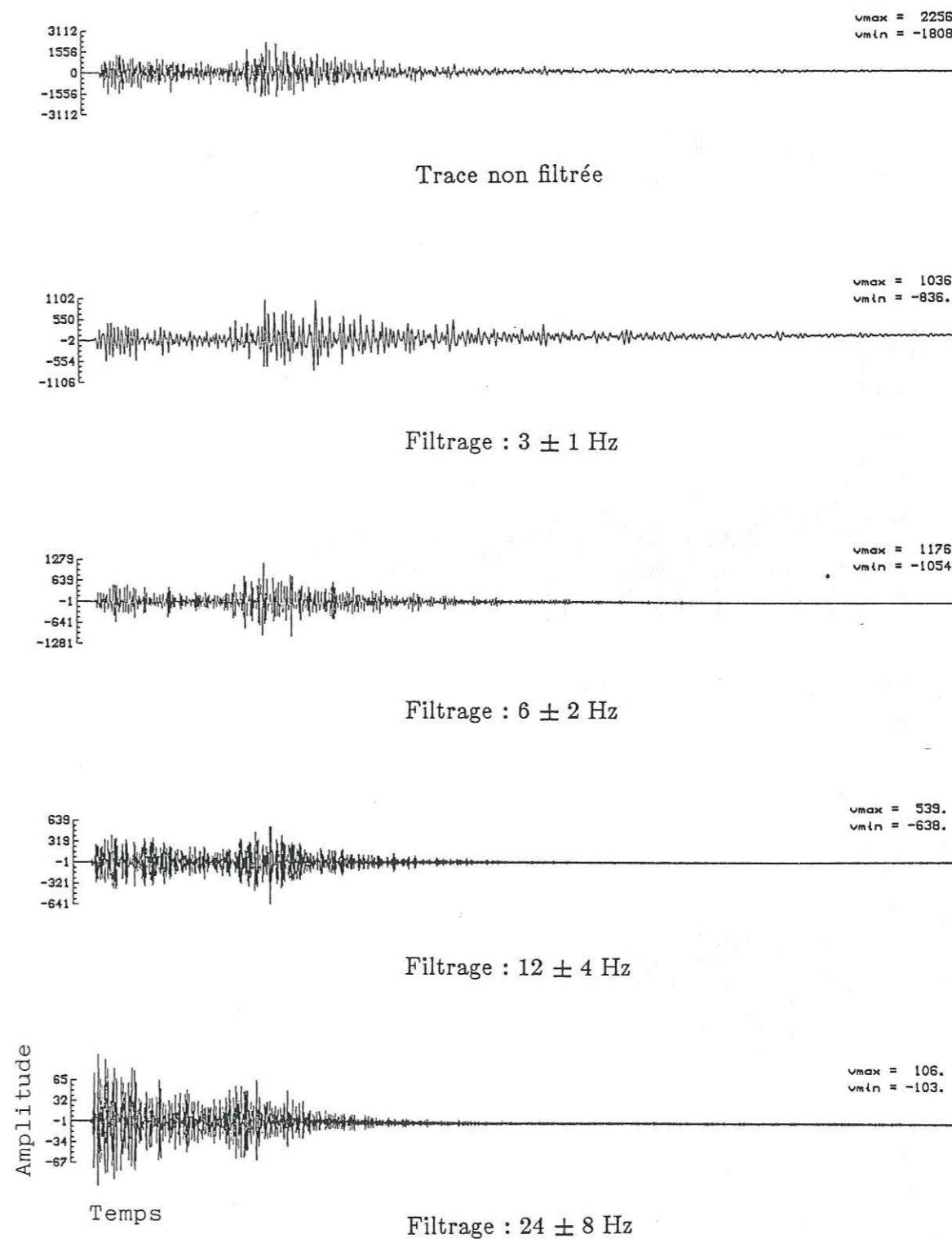


Figure 6 : Filtrage passe bande d'un sismogramme. On peut noter la diminution de l'amplitude du signal aux hautes fréquences et la perte rapide d'énergie dans la coda pour ces fréquences.



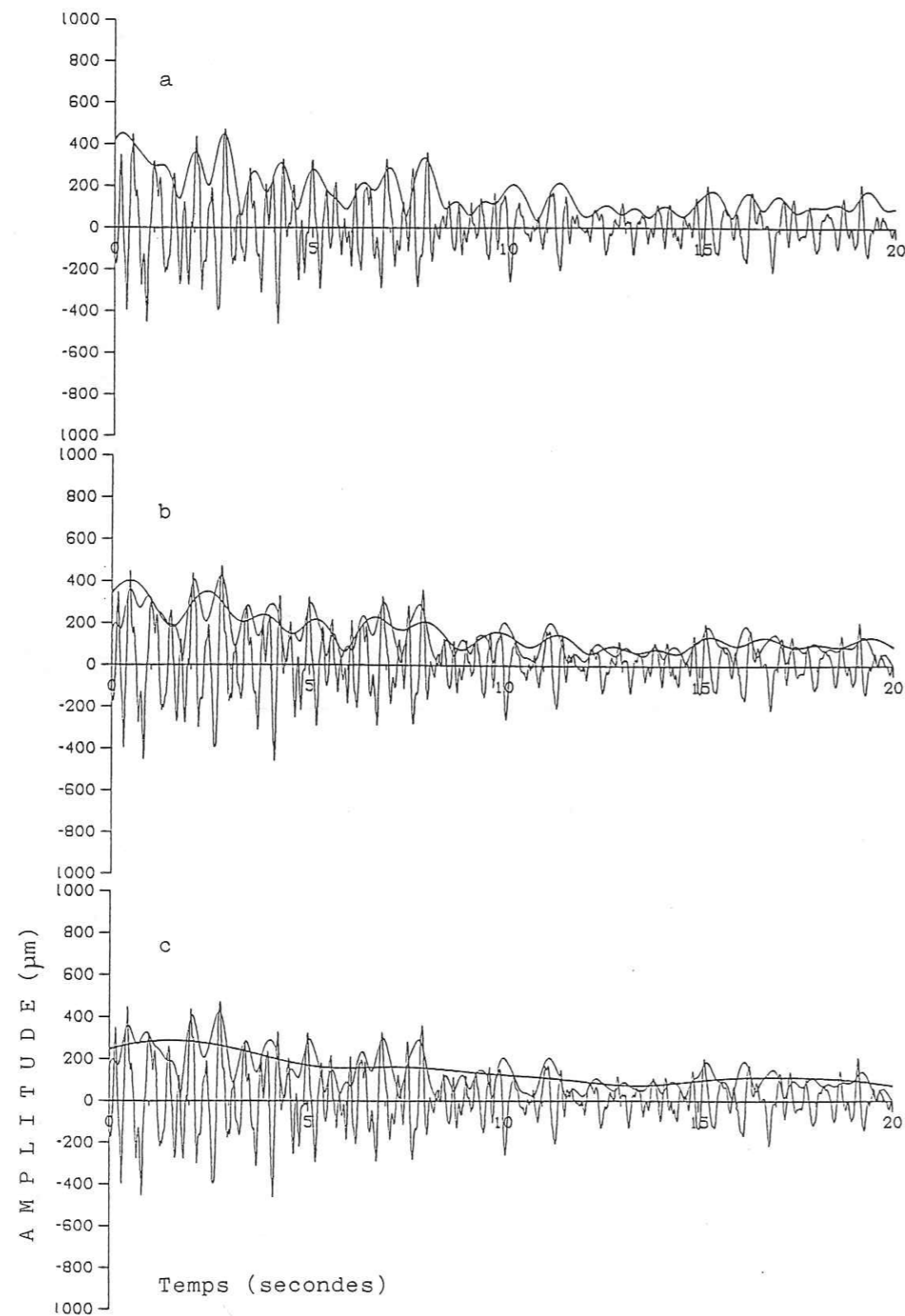


Figure 7 : Enveloppe de la coda d'un séisme obtenue par transformée de Hilbert et filtrage gaussien.

L'enveloppe calculée est représentée par le trait épais.

La qualité du lissage dépend de la largeur du filtre gaussien.

a : 50 échantillons, b : 100 échantillons, c : 150 échantillons.

nous donnant la valeur du  $Q$  apparent.

### 3. Tests sur les méthodes.

Nous avons appliqué ces différentes méthodes de détermination de  $Q$  pour différents séismes, et les résultats sont similaires. Le tableau 1 montre les résultats obtenus avec chacune des méthodes, pour le séisme du 30/06/86 à 8h03mn, enregistré à la station KRE.

Les méthodes spectrales sont très robustes et depuis longtemps éprouvées. Cependant, pour des codas assez longues (30 s), le calcul est un peu plus long que par les méthodes de lissage. D'autre part, au delà de 25 Hz à 30 Hz, le calcul de l'amplitude n'a plus de sens car les spectres du signal et du bruit de fond sont confondus. Ceci est bien entendu vrai aussi pour la méthode de lissage, mais le filtrage permet de travailler sur des bandes passantes très larges aux hautes fréquences, donc d'obtenir un meilleur rapport signal sur bruit.

Les méthodes de lissage de l'enveloppe sont plus rapides et donnent des résultats très similaires. Notons que les résultats sont plus proches pour les trois voies sismiques (deux horizontales et une verticale) avec ces méthodes qu'avec les méthodes spectrales. Les résultats obtenus en utilisant la méthode de la transformée de Hilbert ou en utilisant la méthode des maximas donnent des valeurs de  $Q$  très voisines, seule la courbe de l'enveloppe est translatée en amplitude. Cette dernière méthode suppose cependant que le signal n'est pas bruité par des erreurs de numérisation.

Pour l'analyse de nos traces, nous avons cependant utilisé cette méthode en nous affranchissant du problème précédent. Nous éliminons pour cela les points faux.

### 4. Tests sur la cohérence du calcul de $Q$ .

Nous avons effectué quelques tests pour estimer la cohérence des facteurs de qualité calculés, ce qui est indispensable dans l'optique d'une régionalisation.



Tableau 1				
Séisme du 86.06.30 8 <sup>H</sup> 03				
Freq.	Méthode du spectre brut	Méthode du spectre lissé	Méthode temporelle Lissage enveloppe	Méthode temporelle Maximas
3.	173.	164.	160.	165.
6.	195.	206.	285.	290.
18.	430.	460.	500.	540.
24.	700.	720.	800.	850.

Facteurs de qualité calculés par les différentes méthodes pour un même sismogramme.

Tableau 2				
	86.06.30 8 <sup>H</sup> 03		86.06.30 9 <sup>H</sup> 57	
Freq.	Méthode du spectre lissé	Méthode temporelle	Méthode du spectre lissé	Méthode temporelle
3.	125.	130.	100.	147.
6.	206.	290.	225.	290.
18.	380.	423.	400.	500.
24.	780.	726.	960.	835.

Facteurs de qualité calculés pour un doublet de séismes avec les deux méthodes.

Tableau 3											
Date et localisation							ALL	KRE	TRI	TRO	VIT
date	heure	lat N	long E	prof	mag						
860621	1422	36.60	37-21.60	21-38.53	11.93			320	320	310	500
860622	800	42.48	38-34.27	21-42.66	12.53			480	600	520	
860626	2114	12.35	36-41.85	21-21.38	7.22			600	900	740	
860628	1251	34.90	37-23.13	21-45.08	9.80			310	500	320	
860628	2348	59.57	38- 8.15	21-38.33	19.83	410	420	480	500		
860628	2352	55.72	38- 9.52	21-38.78	18.16	420	440	550	523		
860630	733	58.38	38-21.68	20-37.48	14.31	550	700	500		470	
860630	803	46.69	37-43.87	21-48.24	16.16		290	370	280		
860630	957	48.31	37-43.46	21-48.24	15.26		290	390	270	530	
860714	2356	27.09	37-44.46	22- 6.37	6.58	2.66		290	360	200	

Facteurs de qualité des séismes communs à plusieurs stations.

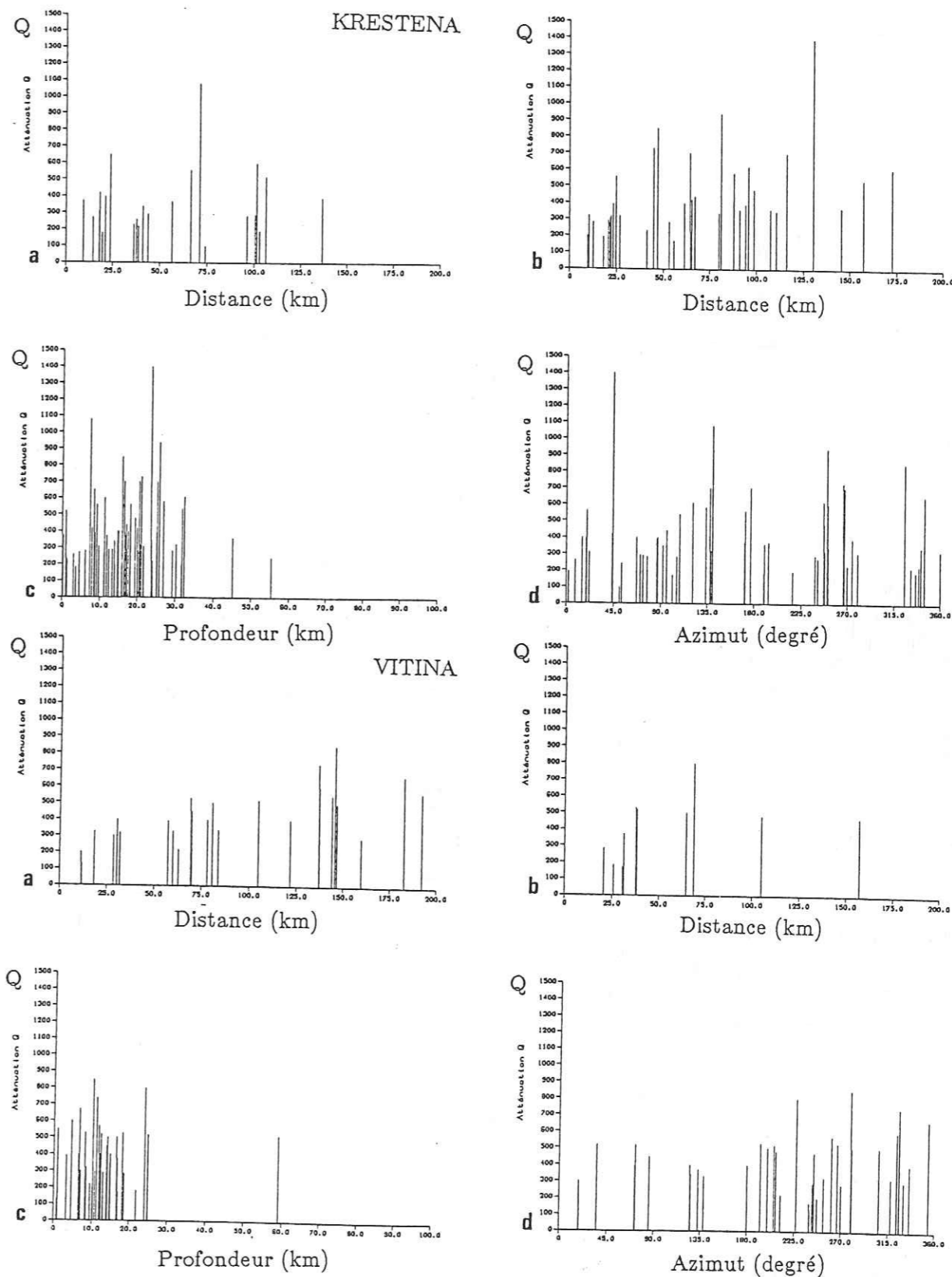
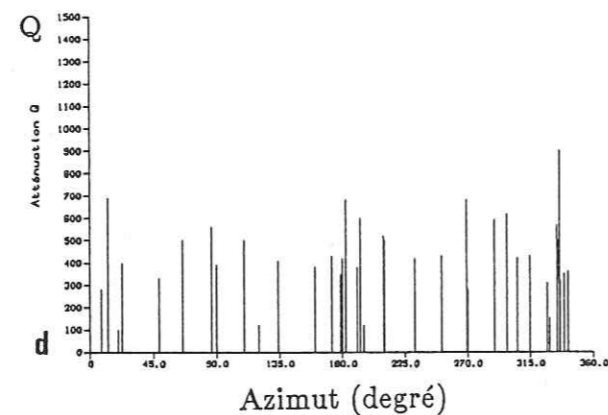
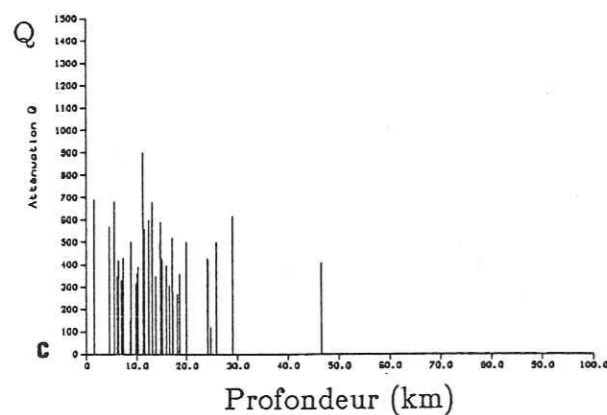
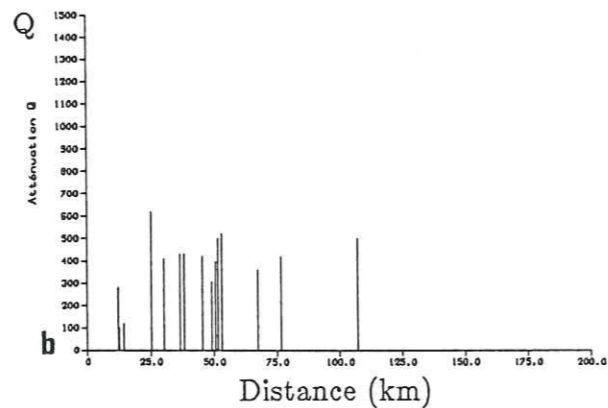
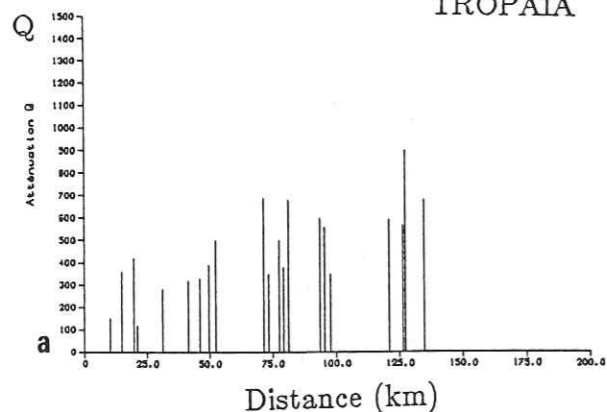


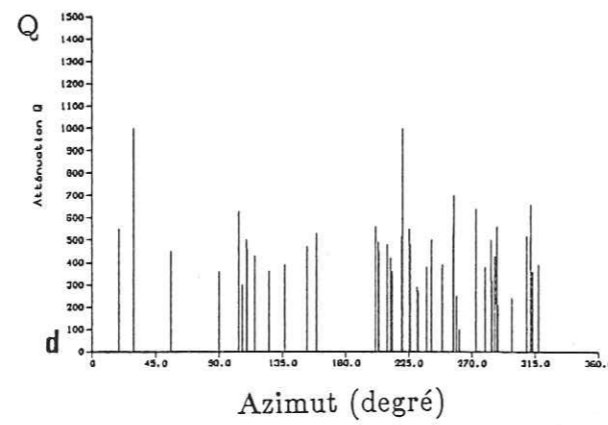
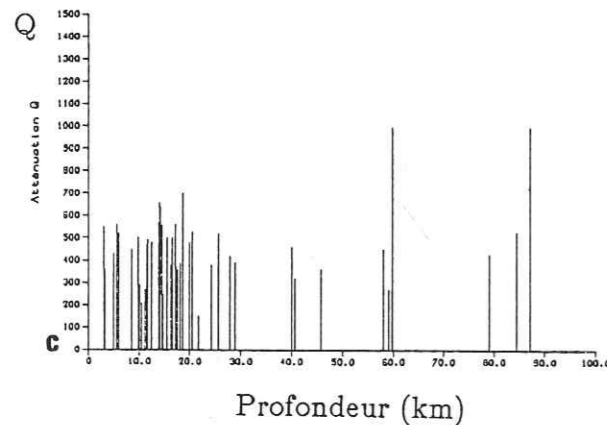
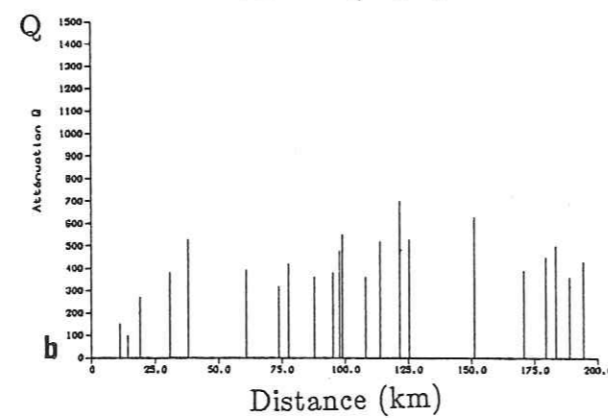
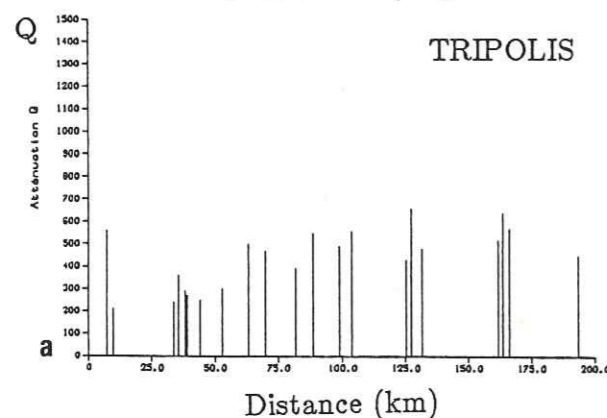
Figure 8 : Histogrammes représentant la valeur de Q en fonction:  
a: de la distance épacentrale ( $0 \text{ km} < Z < 20 \text{ km}$ ); b: de la distance épacentrale ( $Z > 20 \text{ km}$ ); c: de la profondeur du foyer; d: de l'azimut.



TROPAIA



TRIPOLIS



N°	$\frac{T_c}{T_s}$	$\frac{T_{max}}{T_s}$	N°	$\frac{T_c}{T_s}$	$\frac{T_{max}}{T_s}$	N°	$\frac{T_c}{T_s}$	$\frac{T_{max}}{T_s}$	N°	$\frac{T_c}{T_s}$	$\frac{T_{max}}{T_s}$
1	2.0	2.9	52	1.6	2.9	103	2.1	3.0	154	1.9	2.7
2	1.4	2.8	53	2.0	3.0	104	2.4	4.0	155	1.8	3.1
3	2.0	3.3	54	1.7	2.7	105	2.0	2.8	156	2.2	3.5
4	1.8	2.7	55	2.0	2.9	106	2.0	2.7	157	2.2	3.5
5	2.0	2.8	56	1.6	2.7	107	2.5	2.9	158	1.6	2.5
6	1.9	2.5	57	1.8	2.8	108	1.9	2.7	159	1.3	2.3
7	2.0	2.6	58	1.7	2.6	109	1.8	2.5	160	1.6	3.3
8	1.8	2.4	59	1.7	3.3	110	2.0	2.7	161	1.5	2.5
9	1.6	2.3	60	2.4	5.4	111	2.1	2.6	162	1.9	3.1
10	1.7	2.5	61	1.6	2.4	112	2.1	2.9	163	1.4	3.9
11	2.0	2.9	62	2.0	2.9	113	1.7	2.5	164	1.4	3.9
12	2.0	3.3	63	2.0	2.9	114	1.9	2.9	165	1.5	2.7
13	2.0	2.5	64	1.9	3.2	115	2.1	2.4	166	1.8	2.5
14	2.0	2.5	65	2.1	4.0	116	2.0	3.4	167	2.1	4.3
15	2.0	2.6	66	1.6	3.2	117	2.0	2.5	168	2.6	5.1
16	2.0	2.8	67	1.7	2.3	118	1.7	2.9	169	2.0	3.5
17	2.4	2.8	68	1.7	3.2	119	1.8	3.5	170	2.0	2.8
18	2.2	3.1	69	1.8	2.3	120	1.3	2.5	171	2.0	2.9
19	1.8	3.3	70	1.8	2.9	121	2.0	2.6	172	2.0	2.8
20	2.0	2.9	71	1.9	2.7	122	2.0	3.0	173	1.7	2.7
21	1.9	2.6	72	2.4	5.5	123	2.0	3.0	174	2.0	3.0
22	1.9	2.6	73	2.4	5.7	124	2.0	2.7	175	1.8	2.6
23	1.9	2.5	74	1.8	2.7	125	2.1	4.1	176	1.8	2.7
24	1.6	2.3	75	1.6	2.3	126	2.0	3.1	177	2.0	3.1
25	1.4	2.8	76	1.4	2.4	127	2.0	3.3	178	1.8	3.0
26	1.7	2.5	77	1.4	2.5	128	1.8	2.2	179	2.0	3.4
27	1.4	1.9	78	2.0	2.8	129	1.8	2.6	180	1.4	1.9
28	1.7	2.5	79	1.5	2.0	130	1.8	2.6	181	1.9	3.2
29	1.5	1.9	80	2.0	2.4	131	2.0	3.2	182	2.0	2.9
30	1.8	2.8	81	1.9	2.6	132	1.8	2.7	183	2.0	3.4
31	1.6	3.5	82	2.6	3.9	133	1.4	2.3	184	2.0	3.3
32	1.5	2.6	83	2.0	2.4	134	1.7	2.5	185	2.0	3.0
33	1.9	2.5	84	2.2	3.0	135	2.0	3.1	186	2.0	3.2
34	1.6	2.5	85	1.4	1.7	136	1.6	2.5	187	1.7	2.9
35	1.9	2.8	86	1.9	2.7	137	2.0	3.0	188	1.9	2.6
36	2.0	2.6	87	2.0	2.7	138	1.7	2.7	189	1.7	2.6
37	2.0	2.6	88	2.0	3.4	139	1.6	2.3	190	2.0	4.8
38	1.9	2.8	89	1.7	2.7	140	1.9	3.2	191	1.7	2.5
39	1.4	2.2	90	1.6	2.5	141	1.7	2.3	192	1.8	2.6
40	2.0	7.0	91	1.6	2.5	142	1.3	2.3	193	1.5	2.3
41	2.3	4.9	92	1.5	2.0	143	1.5	2.2	194	2.0	4.3
42	1.6	2.5	93	2.0	2.4	144	1.6	2.5	195	2.3	3.7
43	1.7	2.8	94	2.0	3.3	145	1.8	2.5	196	1.9	2.8
44	1.5	2.3	95	2.0	3.3	146	1.6	3.2	197	1.2	1.6
45	2.0	2.6	96	2.3	3.0	147	1.8	2.5	198	2.1	3.7
46	2.0	2.7	97	2.0	2.6	148	2.0	3.0	199	1.6	2.0
47	1.8	2.8	98	1.5	2.7	149	1.9	2.9	200	1.8	2.5
48	1.9	2.7	99	2.2	2.7	150	1.6	2.7	201	2.1	3.2
49	1.7	2.7	100	2.3	2.7	151	2.1	3.5	202	2.0	3.0
50	2.0	3.2	101	2.2	3.0	152	1.8	2.6	203	1.8	2.3
51	2.0	2.7	102	2.0	2.5	153	1.5	2.2	204	1.1	3.0



#### 4.1. Comparaison des valeurs de $Q_c$ sur des doublets.

Nous disposons de deux doublets de séismes, dont les hypocentres sont distants de moins de 1 kilomètre et dont les traces sont très similaires. Les résultats obtenus pour les différentes méthodes sont encourageants puisque les  $Q$  apparents sont très semblables (tableau 2). Nous avons également obtenu les mêmes valeurs de  $Q$  pour un couple de séismes réciproques, c'est à dire pour deux séismes situés à proximité de deux stations et enregistrés dans la station opposée.

#### 4.2. Résultats pour des séismes communs à plusieurs stations.

Seuls neuf séismes ont été enregistrés par 4 stations. Ceci s'explique par la qualité variable des stations, les problèmes toujours réels de maintenance sur le terrain, la mauvaise réception du signal horaire DCF et les erreurs de numérisation. Les valeurs obtenues aux différentes stations sont du même ordre de grandeur, pour chacun des séismes (tableau 3).

#### 5. Premiers résultats.

Le facteur de qualité étant calculé pour chaque couple séisme-station, nous avons regardé s'il existait une variation significative de  $Q$  en fonction de différents paramètres.

Nous avons représenté dans ce but des histogrammes des valeurs de  $Q$  en fonction de la distance épacentrale, de la profondeur des séismes et de l'azimut. La variation de  $Q$  en fonction de la distance épacentrale a été estimée pour les séismes de la croûte supérieure ( $0 \leq Z \leq 20$  km) et pour les séismes de la croûte inférieure et subcrustaux ( $Z > 20$  km), pour voir si on observait une variation de l'atténuation avec la profondeur. Les histogrammes (Fig. 8) ne montrent aucune variation systématique du facteur de qualité en fonction des paramètres testés.

#### 6. Considérations régionales.

Si l'on détermine  $Q_c$  entre un temps  $t_c$  et  $t_c + dt$ , et si on considère que les ondes dispersées se propagent à la même vitesse que les ondes S, le volume échantillonné est un ellipsoïde (Fig. 3a) dont le grand axe et le petit axe sont tels que:

$$Z = \Delta \frac{\alpha}{2}$$

$$H = \Delta \frac{\sqrt{\alpha^2 - 1}}{2}$$

$\Delta$  est la distance épacentrale

$$\alpha = \frac{t_c + dt}{t_s}$$

Ainsi, pour un séisme placé directement sous la station,  $H$  représente l'étendue horizontale de l'échantillonnage et  $Z$  l'étendue verticale. Lorsque  $\alpha$  augmente ( $\alpha \geq 2$ ), la région échantillonnée a la forme d'une sphère de rayon  $\Delta \frac{\alpha}{2}$ .

Quelle que soit la dépendance de  $Q$  avec le temps, il est nécessaire de représenter le même segment de coda pour conserver une certaine homogénéité du volume échantillonné et faire des comparaisons licites.

#### V Régionalisation.

Pour chaque couple séisme-station, nous avons obtenu une valeur du  $Q_c$  apparent, à partir de la décroissance de l'enveloppe du signal (Fig. 9).

Les valeurs de  $Q_c$  calculées sont représentatives d'un vaste volume qui échantillonne rapidement le manteau quand la distance épacentrale est grande et surtout quand  $t_c + dt$  est grand. Nous avons donc envisagé dans un premier temps d'éliminer la contribution de l'échantillonnage sous le Moho pour ne conserver que la contribution de l'échantillonnage dans la croûte. En fait, les ondes de la coda de séismes locaux contenus dans la croûte sont essentiellement constituées d'ondes guidées dans cette dernière et cette étape n'apparaît donc pas nécessaire. Nous travaillerons donc à deux dimensions. Les séismes étant essentiellement répartis dans la croûte, nous proposons une régionalisation de l'atténuation par une tomographie à deux dimensions du facteur de qualité dans celle-ci.

Nous supposons alors que source et récepteur sont à la même profondeur ce qui est licite dans l'hypothèse de la diffraction simple et lorsque le volume échantillonné est grand. La surface échantillonnée est alors une ellipse dont source et récepteur sont les foyers, et dans laquelle le  $Q$  apparent est uniforme.

#### 1. Méthode.

Nous désirons représenter le paramètre  $Q_i$ , calculé au préalable pour chaque couple source-station. La surface du Péloponnèse est découpée en grandes mailles carrées de 30 km de côté, de même ordre de grandeur que les blocs utilisés dans l'inversion. La taille de ces mailles est inférieure à la taille moyenne des ellipses



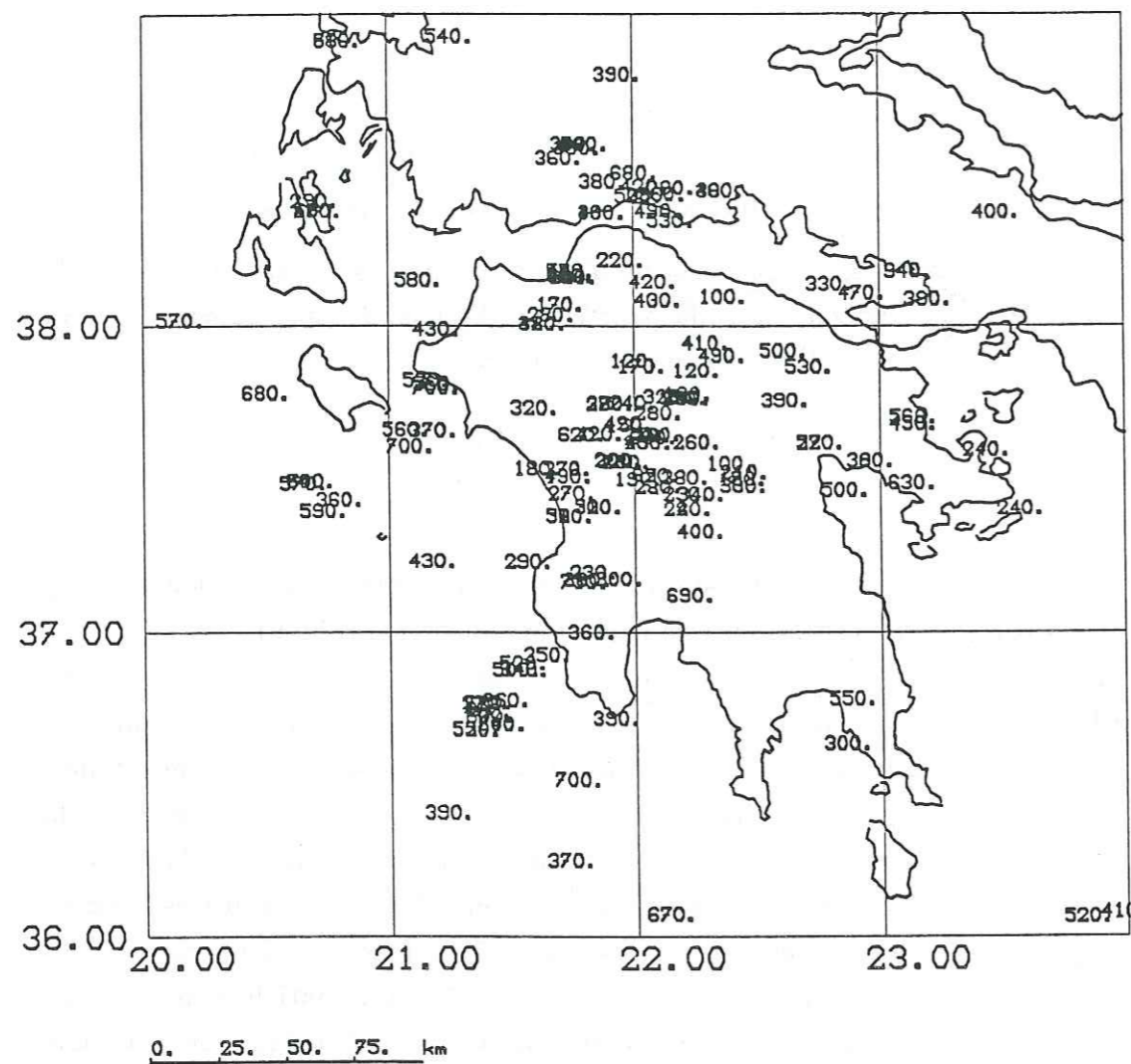


Figure 9 : Répartition des facteurs de qualité calculés à partir de la décroissance de la coda.  
Les facteurs de qualité les plus faibles sont situés au centre du Péloponnèse.

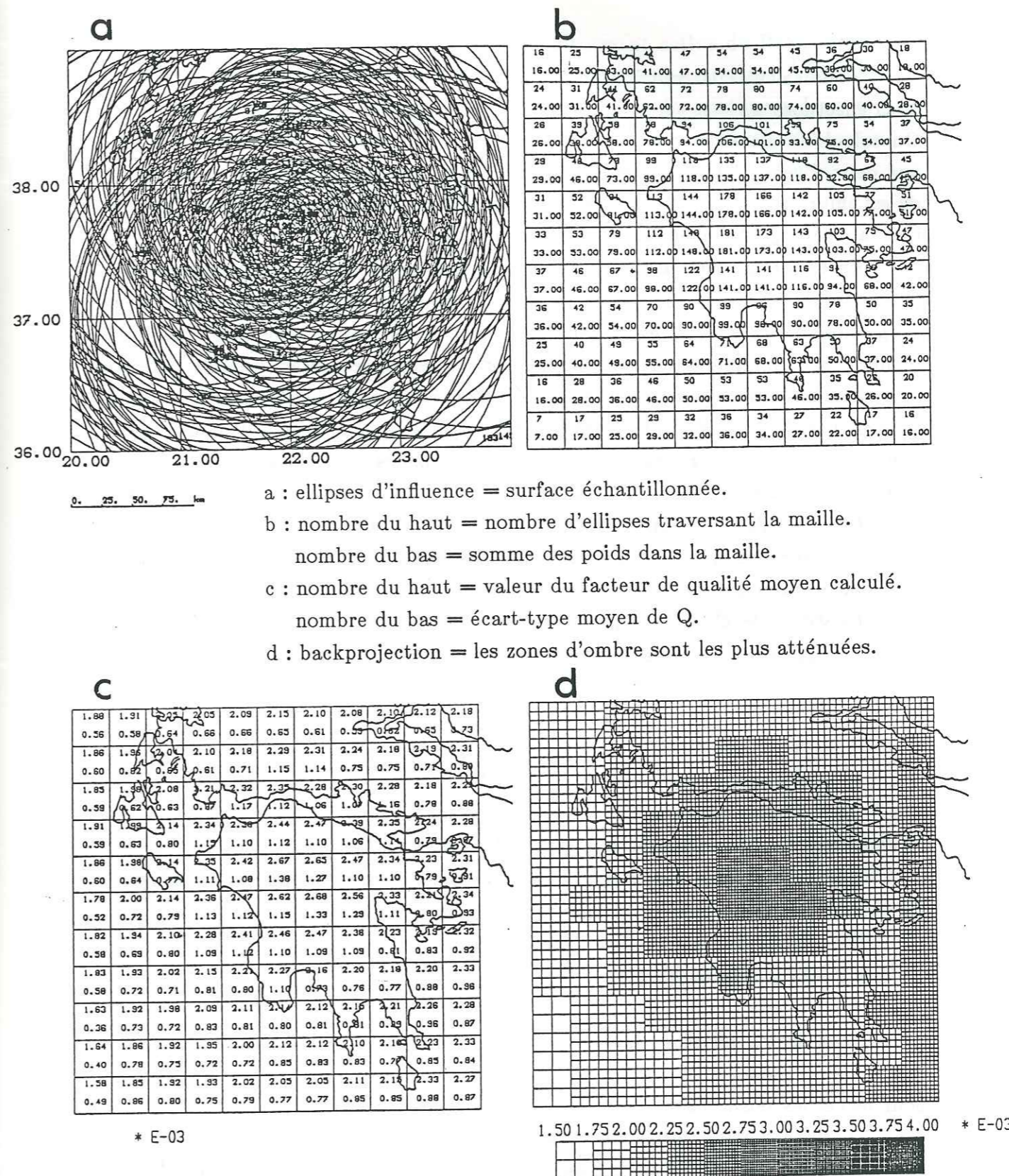


Figure 10  
204 earthquakes, no selection, no weighting.



(Fig. 10).

Pour calculer la contribution de chaque ellipse  $i$  dans chacune des mailles  $j$ , nous effectuons un test sur la position du centre de la maille par rapport à l'ellipse. On calcule la distance constante ( $d_1$ ) de tout point de la circonférence de l'ellipse aux deux foyers, et la distance ( $d_2$ ) de chaque centre de maille aux deux foyers. Si  $d_2$  est inférieure à  $d_1$ , alors le centre de la maille appartient à la surface de l'ellipse  $i$ , et la valeur  $Q_i$  de cette ellipse affectera la maille  $j$ .

Cette méthode n'est pas rigoureuse, au sens mathématique, à proximité de la circonférence des ellipses, puisqu'on devrait calculer pour chaque maille, quelle proportion de sa surface est recouverte par l'ellipse. En réalité, notre méthode n'induit qu'une infime erreur car la taille des mailles est très inférieure à la taille des ellipses. Notre programme permet cependant de subdiviser chaque grande maille en sous-mailles. La contribution de chaque ellipse dans chaque grande maille est alors pondérée par le rapport du nombre de petites mailles recouvertes par l'ellipse au nombre total de sous-mailles contenues dans la grande maille. Cette démarche permet de minimiser les erreurs à proximité des ellipses, mais elle n'est utile que lorsque les surfaces des ellipses et des mailles sont comparables. Elle ne modifie pas la régionalisation dans notre cas.

La valeur de  $Q_j$  dans la maille  $j$  est alors la moyenne arithmétique des valeurs de  $Q_i$  de chaque ellipse  $i$  affectant cette maille.

$$\frac{1}{Q_j} = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{1}{Q_i}}{N}$$

$N$  = nombre d'ellipses contenant le centre de la maille  $j$ .

Les résultats que nous présentons dans la suite sont obtenus par l'analyse de  $Q_c$  calculé sur la bande de fréquence  $6 \text{ Hz} \pm 2 \text{ Hz}$ .

### 1.1 Tests sur la méthode.

Nous avons effectué des tests synthétiques pour nous affranchir de toute erreur de méthode ou de programmation. Nous avons choisi un exemple simple, pour lequel les séismes sont répartis aux quatre extrémités du Péloponnèse, à égale distance d'une station située au centre. A chacun des trajets séisme-station est affectée une valeur de  $Q$ ; le résultat obtenu est conforme à celui attendu, à savoir une moyenne des  $Q$  de chacune des ellipses affectant les mailles.

Nous avons effectué un second test en générant un fichier de séismes

aléatoires, uniformément répartis sur la zone sismiquement active du Péloponnèse, en affectant une valeur de  $Q$  à chaque couple séisme-station. Le résultat théorique consistant en une atténuation très homogène dans toutes les mailles a bien été observé.

## 2. Régionalisation avec l'ensemble des séismes.

Les résultats des différentes régionalisations que nous avons effectuées sont représentés par quatre figures. Nous montrons la surface échantillonnée par chaque couple séisme-station en traçant les ellipses d'influence; le nombre d'ellipses et la pondération dans chacune des mailles; la valeur de  $Q$  et son écart à la moyenne; et un dessin plus visuel de l'atténuation sous le Péloponnèse (les classes représentant  $Q$  sont constantes pour tous les dessins).

Le résultat obtenu pour l'ensemble des séismes montre que les ellipses couvrent une vaste région, débordant largement du Péloponnèse (Fig 10.). Sur la figure 10, il est clair que l'atténuation est de plus en plus forte vers le centre du Péloponnèse; la variation totale de l'atténuation est cependant comparable à l'écart type moyen de  $Q$  ce qui en terme statistique ne permet pas de conclure sur la validité du résultat.

Le problème essentiel de la régionalisation est la mauvaise connaissance de la surface réelle échantillonnée. En effet, supposons une maille échantillonnée par deux ellipses: l'une dont la surface est comparable à celle de la maille, l'autre dont la surface est beaucoup plus grande et l'atténuation beaucoup plus forte (Fig. 3b). La valeur de  $Q$  obtenue dans la maille sera la moyenne arithmétique des facteurs de qualité de chaque ellipse, alors que la valeur réelle de l'atténuation dans la maille est celle calculée pour l'ellipse de faible dimension. Comme notre réseau est orienté linéairement EW, que l'essentiel des enregistrements a été effectué dans les stations situées à l'ouest et au centre, on observera une moyenne sur un grand nombre d'ellipses dans ces régions. Dans ces conditions, il sera difficile de détecter une anomalie de structure.

### 2.1. Elimination des valeurs de $Q$ anormales.

Etant donné les grandes surfaces que couvrent les ellipses, une valeur anormale de  $Q$  modifiera sensiblement la valeur du  $Q$  moyennée dans chacune des mailles, mais ne sera pas détectable dans les mailles où on moyenne les valeurs de nombreux couples.



Nous nous sommes tout d'abord affranchi des valeurs anormales de  $Q$ , en éliminant de nos données les couples pour lesquels le  $Q$  apparent était supérieur ou inférieur au  $Q$  moyen apparent plus ou moins deux fois l'écart-type moyen.

Sur les 204 valeurs initiales de  $Q$  à 6 Hz, 189 sont ainsi conservées. L'image de l'atténuation n'est cependant pas modifiée (Fig 11).

### 3. Régionalisation en fonction de la surface échantillonnée.

L'origine des ondes de la coda est probablement très différente selon qu'on considère les séismes locaux ou régionaux. Nous avons donc effectué plusieurs régionalisations en fonction de la valeur de la distance épacentrale des séismes.

#### 3.1 Distance épacentrale inférieure à 100 km.

Pour diminuer la taille des ellipses et réduire la surface échantillonnée du Péloponnèse, nous n'avons pris en compte que les séismes dont la distance épacentrale était inférieure à 100 km (Fig. 12). Ceci permet d'atténuer l'effet de moyenne évoqué plus haut.

On constate que le contraste d'atténuation entre les différentes zones du quadrillage est plus fort que dans les régionalisations précédentes.

Il y a une forte corrélation entre le nombre d'ellipses échantillonnant chaque maille et la valeur du  $Q$  moyen calculé. Les tests synthétiques que nous avons effectué montrent que cette corrélation surprenante n'est pas liée à une erreur quelconque de programmation.

#### 3.2 Distance épacentrale inférieure à 50 km.

Nous avons encore réduit la taille des ellipses pour ne conserver que les séismes distants de moins de 50 km des stations. L'atténuation est alors beaucoup plus forte dans le centre du Péloponnèse que dans les exemples précédents (Fig. 13).

#### 3.3 Distance épacentrale supérieure à 100 km.

Comme on pouvait s'y attendre, la régionalisation pour les séismes plus lointains ne montre aucune variation de l'atténuation (Fig.14). La valeur moyenne est assez faible par rapport aux précédents résultats.

Les régionalisations effectuées jusqu'ici suggèrent les remarques suivantes:

- Il semble que l'atténuation soit dépendante de la distance épacentrale puisque les valeurs moyennes du facteur de qualité diminuent de façon significative lorsque la surface échantillonnée augmente.

- Au vu de ces premiers résultats, la régionalisation effectuée avec l'ensemble des séismes est probablement significative de l'atténuation du milieu. On observe en effet une plus forte atténuation au centre du Péloponnèse que dans les zones externes.

- Il subsiste cependant le problème d'échantillonnage des mailles par des ellipses de différentes tailles.

### 4. Normalisation liée à l'influence de la surface des ellipses.

Dans l'hypothèse de la diffraction simple, les ellipses intègrent tout ce qui est dans leur surface. S'il existe une anomalie de l'atténuation dans le milieu due par exemple à un graben, celle-ci sera reportée sur toute l'ellipse (Fig. 3b). Considérons une ellipse  $e1$  de surface  $s1$ , grande par rapport à la surface  $s2$  d'une ellipse  $e2$ , et une maille de surface comparable à la surface  $s2$ , recouverte en partie par les deux ellipses. Un faible facteur de qualité  $Q1$ , lié par exemple à l'existence d'un graben, sera reporté sur toute l'ellipse  $e1$ , tandis qu'un facteur de qualité plus fort  $Q2$ , sera reporté sur l'ellipse  $e2$ . Le facteur de qualité calculé dans la maille sera la moyenne arithmétique des deux facteurs de qualité  $Q1$  et  $Q2$ , alors qu'il est en réalité plus proche du facteur de qualité  $Q2$ . Pour éviter le biais introduit par cette moyenne, il est nécessaire d'adopter une pondération qui prenne en compte la surface échantillonnée.

Une première normalisation consiste à dire que plus la surface de l'ellipse est faible, plus la valeur de  $Q$  correspondante est représentative de la surface échantillonnée (pondération  $P1$ ). En d'autres termes, on attribue un poids plus fort à une ellipse recouvrant une maille seule qu'à une ellipse beaucoup plus grande recouvrant cette même maille. On minimise ainsi l'effet des zones fortement atténuantes situées loin de la maille et on privilégie l'atténuation proche de la maille.

On fixe donc une surface de référence  $S_{ref}$  et on attribue un poids de 1 à toutes les valeurs de  $Q$  correspondant à des ellipses dont la surface est inférieure ou égale à la surface de référence ; pour les autres valeurs, le poids attribué est égal à

$\omega = \frac{S_{ref}}{S_{ellipse}}$ . La moyenne pondérée de  $Q$  dans chaque maille  $j$  est alors:

$$Q_j = \frac{\sum_{i=1}^N \omega_i \frac{1}{Q_i}}{\sum_{i=1}^N \omega_i}$$



La surface d'une ellipse est de la forme  $\pi ab$  ; donc :

$$S = \frac{\pi}{4} \alpha \sqrt{\alpha^2 - 1} \Delta^2$$

Nous avons représenté la courbe des poids P1 en fonction de la distance épacentrale pour une valeur constante de  $\alpha = 3$  (Fig. 16a) ; la surface de l'ellipse est alors proportionnelle à  $7 \Delta^2$ . Lorsque la surface de référence est trop faible, le poids diminue très rapidement en fonction de  $\Delta$ . Il est donc nécessaire de trouver un compromis. Lorsqu'on travaille avec l'ensemble des séismes pour lesquels la distance épacentrale moyenne est de 84 km, la surface de référence est voisine d'une surface correspondant à un carré de neuf mailles. Lorsqu'on utilise les séismes dont la distance épacentrale est inférieure à 100 km, la surface de référence correspond à la surface de trois mailles.

Les résultats obtenus pour l'ensemble des 189 séismes (Fig. 15) montrent que l'atténuation est beaucoup moins lissée, la variation totale passant de  $1.25 \cdot 10^{-0.3}$  dans le cas général (Fig. 11) à  $1.75 \cdot 10^{-0.3}$ .

##### 5. Normalisation liée à la proximité du centre de la maille au trajet direct.

L'hypothèse de la diffraction simple suggère que les diffracteurs générant les ondes de la coda soient compris entre deux ellipsoïdes dont les axes sont proportionnels au temps de trajet  $t$  du train d'ondes considéré. Cependant, il est beaucoup plus probable que de tels diffracteurs se situent à proximité du trajet de l'onde directe, si l'on considère que les ondes sont entièrement propagées dans la croûte (ce que montrent les sismogrammes). Nous avons donc adopté une seconde normalisation qui consiste à privilégier la valeur de  $Q$  lorsque le centre de la maille est plus proche du trajet direct.

Soit  $d_1$ , la distance constante séparant tout point de la circonférence de l'ellipse aux deux foyers, et  $d_2$  la distance séparant le centre de la maille aux deux foyers. La normalisation P2 est le rapport de la surface correspondant à  $d_1$  sur la surface maximale de l'ellipse. Cette pondération suit la loi suivante:

$$P2 \approx \frac{3}{2} \left(1 - \frac{d_1}{d}\right) \text{ (Fig. 16b).}$$

La régionalisation obtenue (Fig. 17) pour l'ensemble des séismes est à

comparer avec la figure 12. L'atténuation maximale est située au centre du Péloponnèse et sépare l'Ouest où l'atténuation est faible, de l'Est où l'atténuation est plus forte.

Nous avons également testé une troisième pondération en utilisant une fenêtre de Hanning, pour favoriser les mailles plus proches du trajet direct. Les résultats (Fig. 18) sont alors très voisins de ceux obtenus avec la pondération P2. C'est donc cette dernière que nous utiliserons par la suite.

##### 6. Régionalisation avec tous les séismes et les deux pondérations.

L'étape suivante était d'effectuer une régionalisation en utilisant les deux pondérations simultanément. La valeur de  $Q$  calculé dans chaque maille devient alors :

$$\frac{1}{Q_j} = \frac{\sum_{i=1}^N \omega_1 \omega_2 \frac{1}{Q_i}}{\sum_{i=1}^N \omega_1 \omega_2}$$

La régionalisation fait alors apparaître des variations plus marquées que dans les tests précédents (Fig. 19).

##### 7. Hypothèse sur l'origine des ondes de la coda.

Dans les régions continentales stables, l'analyse de l'onde  $L_g$  représente un moyen simple et efficace pour évaluer le facteur de qualité des ondes S (Campillo et al., 1985). Bouchon (1982) interprète les ondes  $L_g$  comme une superposition d'ondes S réfléchies de multiples fois sur le Moho, à un angle très proche de l'angle critique; toute l'énergie contenue dans ces ondes reste piégée dans la croûte. Ce mode de propagation est probablement plus complexe, en raison des multiples réflexions dans les couches individuelles et les conversions de phases.

Comme l'onde  $L_g$  n'échantillonne que la croûte ; le facteur de qualité déduit de cette phase peut donc être interprété comme une valeur moyenne de  $Q_S$  dans la croûte, selon la fenêtre de temps du train d'ondes que l'on étudie. Campillo (1987), en étudiant l'atténuation de la coda des  $L_g$  propose qu'une grande partie des trains d'ondes constituant la coda se propage comme les  $L_g$ . La stabilité des mesures d'atténuation apparente déduites de la décroissance de l'amplitude pour différentes



fenêtres de vitesse de groupe, confirme l'hypothèse de Der et al. (1984) selon laquelle une part importante de la coda est due à de la diffraction le long du trajet séisme station. Les valeurs de  $Q_c$  sont souvent inférieures à celles de  $Q_s$  pour les fréquences inférieures à 3 Hz (Herraiz et Espinosa, 1986). Ceci suggère que la théorie de "single scattering" n'est pas toujours appropriée.

Si l'on considère que les ondes de la coda des ondes S se propagent comme les ondes  $L_g$ , leur vitesse de groupe sera égale à la vitesse de groupe des ondes  $L_g$  (2.3-3.5 km/s, Campillo, (à paraître)).

Pour notre régionalisation, la principale conséquence de cette hypothèse est la réduction de la surface échantillonnée. En effet, pour un train d'ondes donné, le temps de trajet sera d'autant plus long que la vitesse de groupe sera plus faible ( $t_U > t_S$ ). Le rapport entre les grands axes de l'ellipse est proportionnel à  $\frac{t_S}{t_U}$ ; on réduit donc la surface d'échantillonnage des ellipses.

La régionalisation finale obtenue avec une vitesse de groupe de 2.3 km/s montre que l'atténuation est beaucoup plus contrastée (Fig. 20); le contraste est d'autant plus fort que la vitesse de groupe est faible. Cependant, les régionalisations pour des vitesses de groupe de 2.3 à 2.7 km/s sont très voisines (Fig. 21).

Nous avons effectué deux régionalisations avec les séismes dont la distance épacentrale était inférieure à 100 km, avec des vitesses de groupe de 2.3 km/s et 2.7 km/s (Fig. 22 et 23). La surface échantillonnée est beaucoup plus réduite qu'auparavant et la région Sud-Est est très mal échantillonnée.

Enfin, nous avons effectué une régionalisation pour les séismes distants de plus de 100 km (Fig. 24). Ces séismes sont plus adaptés à notre hypothèse de propagation car les ondes  $L_g$  sont souvent observées à de grandes distances de la source. La régionalisation est très différente de celle obtenue initialement pour ces séismes, et se rapproche de celle obtenue pour les autres types de données; ce qui est encourageant.

### 8. Régionalisation en fonction de la fréquence.

Nous avons également calculé le facteur de qualité apparent à 3 Hz, 12 Hz et 20 Hz. Pour chacune des régionalisations, nous appliquons les deux normalisations (P1 et P2) et nous adoptons une vitesse de propagation des ondes diffractées de 2.3 km/s. Les résultats obtenus montrent une même répartition de l'atténuation quelle que soit la fréquence (Fig. 25, 26 et 27).

### 9. Evolution de quelques paramètres statistiques.

Pour chaque régionalisation, nous avons estimé la déviation standard de  $Q$ , calculée sur l'ensemble des valeurs initiales.

$$Q_{rms} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{Q_i} - \frac{1}{\bar{Q}}\right)^2}{N}}$$

A partir de la régionalisation obtenue, nous recalculons les valeurs de  $Q$  correspondant à chaque couple séisme-station. Pour estimer le pourcentage d'explication de nos données apporté par la régionalisation, nous calculons la déviation moyenne des facteurs de qualité initiaux aux facteurs de qualité prédits :

$$Q_{rms2} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{Q_p} - \frac{1}{Q_i}\right)^2}{N}}$$

Nous comparons cette déviation à la déviation standard initiale. L'explication des données augmente avec les différentes pondérations. Nous obtenons une amélioration de 40% lorsqu'on applique les deux pondérations et pour une vitesse de propagation des ondes de la coda de 2.3 km/s.

### 10. Dépendance de $Q_c$ en fonction de la fréquence.

Le facteur de qualité déduit de la décroissance de l'amplitude de la coda comprend l'atténuation intrinsèque, qui se traduit par une perte d'énergie en chaleur, et l'effet de la diffraction que subissent les trains d'ondes. La variation de  $Q$  en fonction de la fréquence s'exprime (Aki et Chouet, 1975) :

$$Q = Q_0 f^\alpha.$$

Cette dépendance fréquentielle a été confirmée par de nombreux auteurs pour des régions variées (voir Herraiz et Espinosa, 1986, pour une revue détaillée). Les valeurs de  $Q_s$  et  $Q_c$  convergent de façon générale aux hautes fréquences, mais sont très dépendantes de l'activité tectonique autour de 1 Hz. Cette dépendance peut être observée cependant de 1 à 25 Hz, et peut varier du simple au double.

Les régions d'intense activité tectonique sont caractérisées par des valeurs de  $Q$  élevées par rapport aux régions plus stables. Bien que la signification de ce



facteur constitue un sujet de controverses,  $Q$  reste un bon indicateur du degré d'hétérogénéités et des propriétés de dissipation d'énergie dans la lithosphère. On essaie même actuellement d'utiliser les variations temporelles de  $Q$  en terme de prédiction sismique (Aki, 1985 ; Lee et al, 1986).

Nous avons cherché la relation de  $Q$  en fonction de la fréquence pour le Péloponnèse en moyennant les valeurs de  $Q_0$  et de  $\alpha$  calculées par régression linéaire dans le domaine logarithmique. Les valeurs du facteurs de qualité  $Q_c$  ont été calculé pour les bandes de fréquence  $1.5 \pm 0.5$  Hz,  $3.0 \pm 1.$  Hz,  $6.0 \pm 2.$  Hz,  $12.0 \pm 4.$  Hz,  $24 \pm 8$  Hz.

Nous trouvons la loi :

$$Q = 73.5 \pm 34.5 f^{0.95 \pm .11}$$

Il existe donc une forte dépendance de  $Q_c$  avec la fréquence. Le paramètre  $\alpha$  varie de 0.85 à 1.1. Il est donc très proche de 1.

Les valeurs de  $Q_0$  et de  $\alpha$  sont cohérentes avec celles que l'on peut trouver dans la littérature pour le même genre d'étude, c'est à dire pour des séismes crustaux enregistrés par des réseaux locaux. Ainsi, Chouet (1979) trouve une valeur moyenne de  $\alpha$  de 0.9 dans la région du Stone Canyon en Californie. Rovelli (1982) trouve une valeur de 1.1 dans la région du Frioul en Italie, Rodriguez et al. (1983) une valeur de 0.87 dans la région du Patatlan au Mexique, Rhea (1984) une valeur de 0.94 pour la Caroline du Sud, et Gagnepain (1987) une valeur de 0.7 à 1.1 dans les Pyrénées occidentales. Pour ces différentes études, les fortes valeurs de la puissance  $\alpha$  sont en revanche associées à de faibles valeurs de  $Q_0$  ( $< 100$ ).

La loi que nous trouvons conforte l'idée de Aki (1980), selon laquelle la valeur de  $\alpha$  traduit le degré d'hétérogénéité du milieu. On peut en effet associer la valeur élevée de  $\alpha$  que nous trouvons (0.95) à la tectonique complexe du Péloponnèse et à la forte activité sismique.

Soulignons enfin que notre relation est proche de celle déterminée par Tselentis et al. (1988), à partir de la séquence des répliques du séisme de Kalamata de 1986 ( $Q_0 = 43 \pm 5$ ,  $\alpha = 0.81 \pm 0.17$ ).

## VI Interprétation.

### 1. Description des résultats.

La régionalisation finale (Fig. 20), fait apparaitre des variations de l'atténuation dans la croûte. Toute la marge ouest est caractérisée par une faible atténuation, des îles ioniennes au Sud-Ouest du Péloponnèse. L'atténuation augmente vers le centre de ce dernier, où l'on observe des facteurs de qualité plus faibles. Le pourcentage de variation de l'atténuation est d'environ 35% entre ces deux régions. Cette forte atténuation semble se prolonger jusque dans le golfe d'Argos. En revanche, au Nord-Est du Péloponnèse, le facteur de qualité redevient plus faible et semble homogène dans toute la région du golfe de Corinthe.

### 2. Confiance dans les résultats.

Il doit être clair que nous n'avons pu calculer le facteur de qualité pour tous les séismes enregistrés, notamment lorsque la décroissance de la coda n'était pas régulière (la valeur de  $Q$  n'est alors pas déterminable).

La méthode de détermination du facteur de qualité à partir de la coda, faisant appel à des notions de statistique, il est nécessaire de disposer d'un maximum de données si l'on espère obtenir une information réellement représentative du milieu. Nous pensons que les 189 enregistrements dont nous disposons, constituent un jeu de données suffisamment important pour remplir cette condition.

La variation totale de  $\frac{1}{Q}$  ( $1.75 \cdot 10^{-3}$ ) reste cependant faible par rapport à l'écart-type moyen des valeurs déterminées dans chaque maille ( $1 \cdot 10^{-3}$ ).

Quelques résultats sont néanmoins encourageants. Nous observons une même distribution de l'atténuation à 3 Hz (Fig. 24), à 6 Hz (Fig. 20), à 12 Hz (Fig. 25) et à 20 Hz (Fig. 26). Nous obtenons également cette même répartition pour des séismes dont la distance épiscopale est supérieure à 100 km (Fig. 27), résultat que nous n'observons pas pour ces mêmes séismes, mais sans pondération ni vitesse de groupe de 2.3 km/s.

### 3. Problème lié à la géométrie du réseau.

Les cinq stations sismologiques sont disposées suivant un profil EW, et les séismes enregistrés se situent essentiellement dans la moitié ouest du Péloponnèse.



L'échantillonnage est donc très grand dans les mailles situées le long du profil, notamment au centre-ouest du Péloponnèse où il y a plus de séismes. L'atténuation dans ces mailles est calculée à partir d'un grand nombre de facteurs de qualité, alors que dans les mailles plus excentrées, l'atténuation est moyennée sur un nombre de données moins élevé. On peut donc craindre que l'information soit considérablement lissée dans les mailles très échantillonnées.

Hormis cette disparité de l'échantillonnage dans les mailles, notre géométrie défavorise les régions situées loin des stations. En effet dans notre méthode, nous attribuons un poids plus fort aux facteurs de qualité représentatifs des petites surfaces, donc aux facteurs de qualité calculés pour les séismes proches des stations. Il aurait été préférable de disposer de stations réparties de façon plus uniforme sur tout le Péloponnèse.

#### 4. Comparaison avec les résultats de l'inversion.

Comme l'ont mis en évidence les résultats de l'inversion au chapitre III, la structure de vitesses dans la croûte est hétérogène. La régionalisation de l'atténuation traduit également cette complexité de structure.

Nous constatons que la zone où l'atténuation est la plus forte, au centre ouest et au Sud-Est du Péloponnèse, correspond à la zone où nous observons une anomalie négative de vitesse, de 10 à 40 km de profondeur. Nous observons une même analogie entre structure en vitesse et en atténuation à l'Ouest et au Nord-Est du Péloponnèse, où l'atténuation est plus faible et où les anomalies de vitesse sont positives.

Il semble donc que la structure en vitesse soit bien corrélée avec la structure en atténuation, au moins pour les hétérogénéités de grandes dimensions. Par contre, l'anomalie de vitesse positive, orientée EW au niveau du golfe de Corinthe, passe inaperçue dans la régionalisation de l'atténuation.

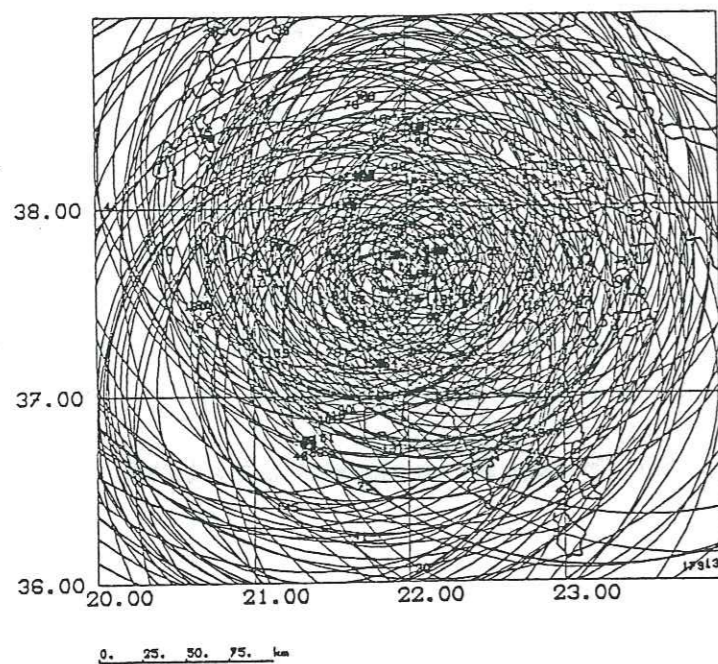
##### a. Corrélation avec la géologie.

Les résultats de la régionalisation de l'atténuation ne se corrélaient pas avec la géologie de surface. Nous n'observons pas, au contraire des anomalies de vitesse de la couche superficielle, de superposition des anomalies avec les bassins sédimentaires. Il semblerait donc que la structure des premiers kilomètres de la croûte n'ait qu'une faible influence sur l'atténuation des ondes. Nos résultats ne nous permettent cependant pas de conclure sur ce sujet.

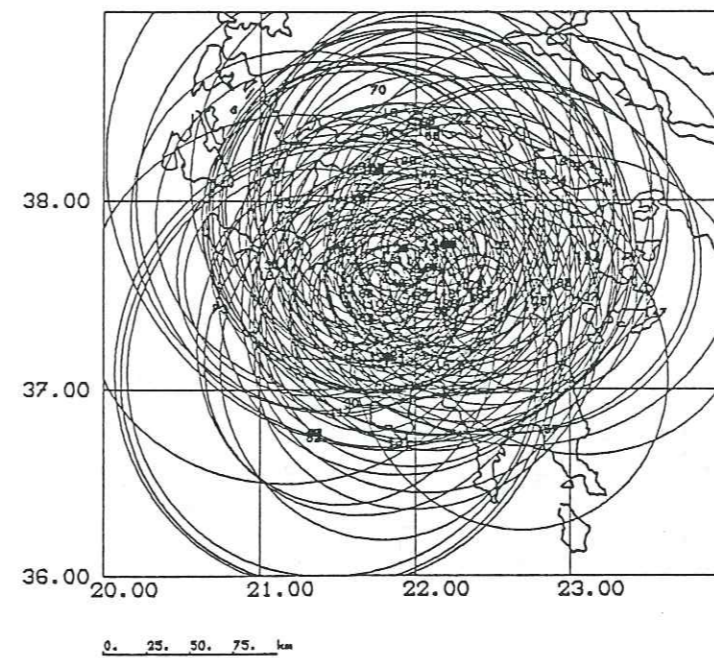
##### b. Corrélation avec la nature de la croûte.

L'atténuation est beaucoup plus faible au niveau des îles ioniennes et sur toute la bordure occidentale du Péloponnèse, en domaine océanique, qu'au centre de celui-ci, en domaine continental. Si l'on admet que le milieu est plus homogène dans la croûte océanique que dans la croûte continentale (en raison de la nature même des roches, plus denses pour une croûte océanique, du nombre de fractures moins élevé dans cette dernière), l'augmentation de l'atténuation d'Ouest en Est pourrait être liée à la nature différente de la croûte, proche d'une croûte océanique sous la mer ionienne, et continentale sous le Péloponnèse.



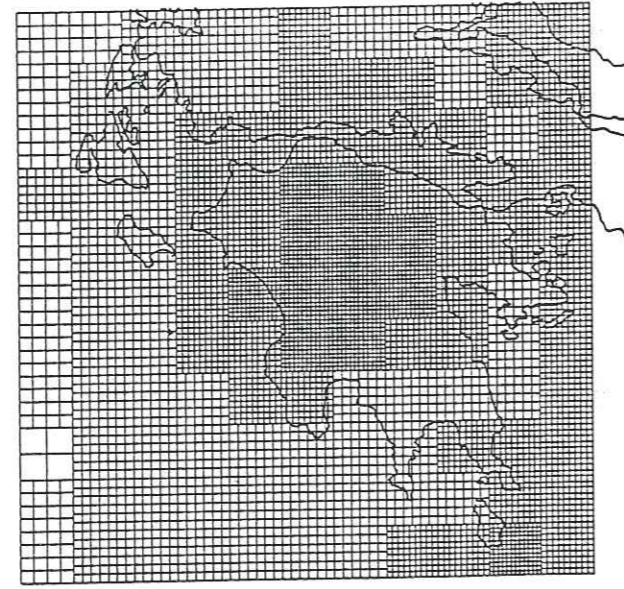


14	22	36	42	49	49	41	32	26	14
14.00	22.00	36.00	42.00	49.00	49.00	41.00	32.00	26.00	14.00
20	27	56	56	71	73	68	55	35	24
20.00	27.00	56.00	56.00	71.00	73.00	68.00	55.00	35.00	24.00
22	34	72	70	85	93	88	68	49	32
22.00	34.00	72.00	70.00	85.00	93.00	88.00	68.00	49.00	32.00
25	41	85	90	105	123	127	108	83	40
25.00	41.00	85.00	90.00	105.00	123.00	127.00	108.00	83.00	40.00
26	46	92	103	133	164	153	130	96	45
26.00	46.00	92.00	103.00	133.00	164.00	153.00	130.00	96.00	45.00
28	47	70	101	137	168	160	131	84	67
28.00	47.00	70.00	101.00	137.00	168.00	160.00	131.00	84.00	67.00
32	41	58	88	111	123	123	106	88	60
32.00	41.00	58.00	88.00	111.00	123.00	123.00	106.00	88.00	60.00
31	37	48	62	81	89	82	70	44	31
31.00	37.00	48.00	62.00	81.00	89.00	82.00	70.00	44.00	31.00
21	35	43	48	56	63	60	56	44	32
21.00	35.00	43.00	48.00	56.00	63.00	60.00	56.00	44.00	32.00
13	24	32	40	44	46	47	41	31	24
13.00	24.00	32.00	40.00	44.00	46.00	47.00	41.00	31.00	24.00
5	14	22	26	29	33	31	24	20	15
5.00	14.00	22.00	26.00	29.00	33.00	31.00	24.00	20.00	15.00



0	1	7	11	11	6	4	1	0
0.00	1.00	7.00	11.00	11.00	6.00	4.00	1.00	0.00
1	2	17	22	23	19	12	4	2
1.00	2.00	17.00	22.00	23.00	19.00	12.00	4.00	2.00
1	4	12	32	33	38	30	20	8
1.00	4.00	12.00	32.00	33.00	38.00	30.00	20.00	8.00
2	3	19	37	52	64	63	29	16
2.00	3.00	19.00	37.00	52.00	64.00	63.00	29.00	16.00
2	9	12	75	100	89	66	38	6
2.00	9.00	12.00	75.00	100.00	89.00	66.00	38.00	6.00
2	9	22	45	77	105	97	66	16
2.00	9.00	22.00	45.00	77.00	105.00	97.00	66.00	16.00
4	7	14	34	53	68	66	45	28
4.00	7.00	14.00	34.00	53.00	68.00	66.00	45.00	28.00
4	4	9	17	27	33	34	26	17
4.00	4.00	9.00	17.00	27.00	33.00	34.00	26.00	17.00
1	4	6	8	11	13	11	8	2
1.00	4.00	6.00	8.00	11.00	13.00	11.00	8.00	2.00
0	3	3	5	6	6	6	1	0
0.00	3.00	3.00	5.00	6.00	6.00	6.00	1.00	0.00
0	0	3	3	3	3	2	0	0
0.00	0.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.00	0.00	0.00

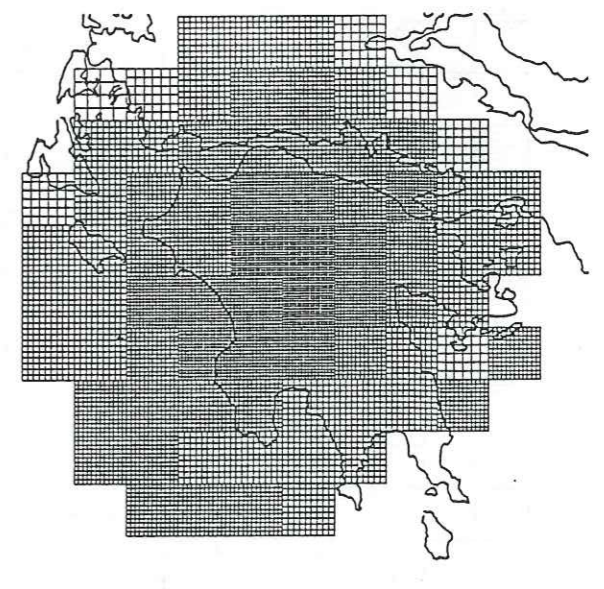
1.93	1.99	2.15	2.17	2.20	2.23	2.19	2.16	2.21	2.26	2.45
0.54	0.54	0.59	0.60	0.60	0.60	0.55	0.57	0.55	0.57	0.56
1.98	2.06	2.15	2.20	2.22	2.35	2.36	2.27	2.20	2.10	2.49
0.57	0.55	0.60	0.55	0.56	1.11	1.09	0.62	0.60	0.65	0.71
1.95	2.05	2.18	2.27	2.38	2.39	2.32	2.33	2.19	2.34	2.33
0.56	0.57	0.58	0.77	1.14	1.09	1.02	1.08	1.12	0.62	0.68
2.01	2.10	2.20	2.40	2.49	2.51	2.50	2.42	2.39	2.26	2.31
0.56	0.58	0.67	1.17	1.07	1.08	1.08	1.03	1.11	0.66	0.71
1.98	2.08	2.19	2.42	2.49	2.74	2.71	2.51	2.38	2.26	2.32
0.56	0.60	0.65	1.07	1.04	1.37	1.25	1.07	1.06	0.67	0.77
1.87	2.11	2.21	2.44	2.64	2.68	2.74	2.61	2.37	2.24	2.36
0.48	0.69	0.66	1.08	1.08	1.12	1.32	1.28	1.08	0.67	0.79
1.91	2.02	2.18	2.35	2.49	2.53	2.52	2.42	2.25	2.18	2.35
0.53	0.68	0.66	1.05	1.06	1.06	1.05	1.05	0.72	0.70	0.76
1.93	2.02	2.12	2.21	2.28	2.34	2.22	2.23	2.20	2.24	2.34
0.56	0.70	0.68	0.68	0.69	1.05	0.65	0.65	0.64	0.74	0.80
1.74	2.02	2.09	2.14	2.17	2.19	2.18	2.15	2.26	2.29	2.39
0.28	0.72	0.69	0.68	0.67	0.67	0.68	0.65	0.80	0.81	0.81
1.78	2.00	2.03	2.06	2.11	2.17	2.15	2.11	2.28	2.33	2.48
0.31	0.76	0.73	0.70	0.70	0.70	0.68	0.67	0.78	0.81	0.75
1.81	2.03	2.04	2.04	2.12	2.14	2.15	2.23	2.26	2.31	2.45
0.39	0.85	0.78	0.73	0.76	0.74	0.81	0.81	0.78	0.78	0.78



\* E-03

Figure 11  
189 earthquakes, no weighting, variance improvement 15%.

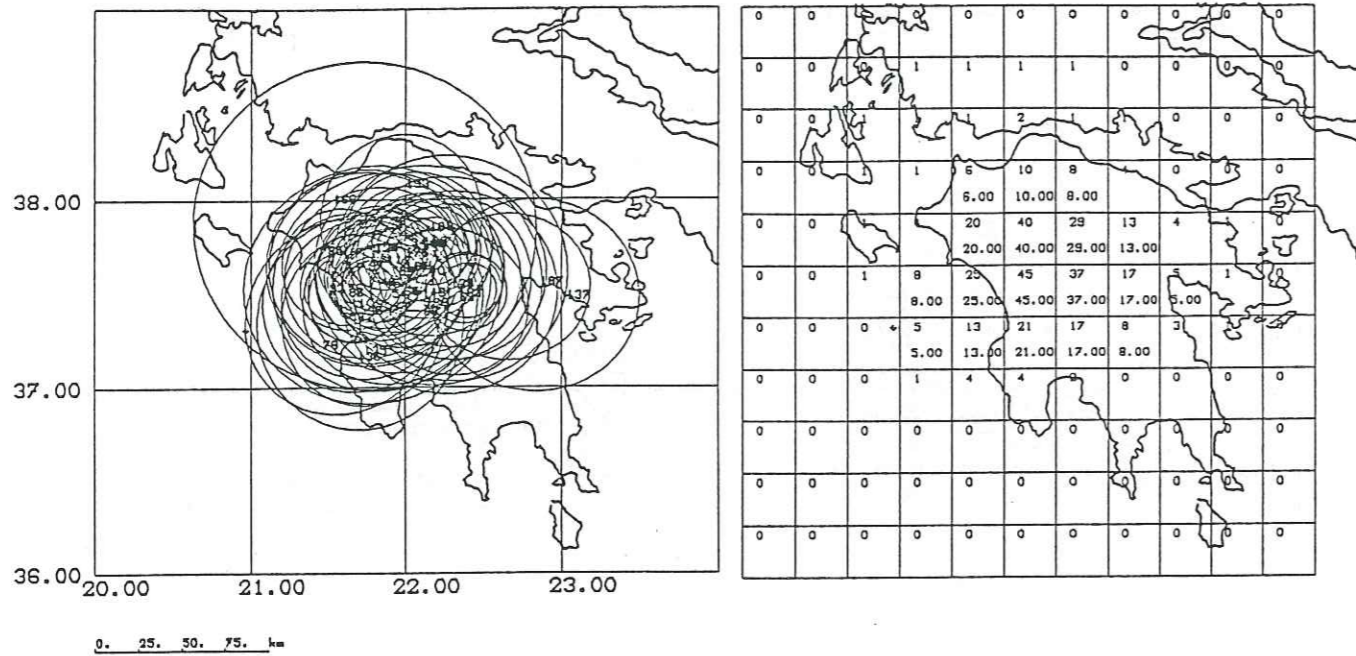
		2.23	2.29	2.29	2.03				
		0.65	0.57	0.57	0.38				
		2.24	2.28	2.62	2.64	2.35	2.10		
		0.46	0.47	0.45	1.63	1.67	0.49	0.36	
		2.32	2.45	2.69	2.64	2.50	2.56	2.70	2.05
		0.54	0.67	1.56	1.42	1.36	1.40	1.74	0.36
		2.20	2.32	2.71	2.76	2.80	2.69	2.77	2.38
		2.20	2.32	2.71	2.76	2.80	2.69	2.77	2.38
		0.44	0.59	1.49	1.33	1.30	1.31	1.31	0.62
		2.34	2.27	2.72	2.73	3.06	3.08	2.78	2.67
		0.64	0.59	1.35	1.20	1.59	1.44	1.29	1.41
		2.34	2.34	2.78	2.78	2.95	3.09	2.95	2.68
		0.64	0.60	1.38	1.23	1.24	1.51	1.38	1.46
		2.30	2.35	2.63	2.61	2.82	2.83	2.74	2.40
		0.71	0.61	1.43	1.33	1.25	1.23	1.34	0.76
		2.52	2.51	2.53	2.68	2.37	2.41	2.31	2.51
		0.62	0.64	0.70	1.47	0.54	0.64	0.65	0.88
		2.66	2.66	2.48	2.47	2.45	2.35	2.35	2.35
		0.66	0.58	0.62	0.62	0.67	0.71	0.71	0.71
		2.56	2.63	2.60	2.43				
		0.71	0.66	0.65	0.70				



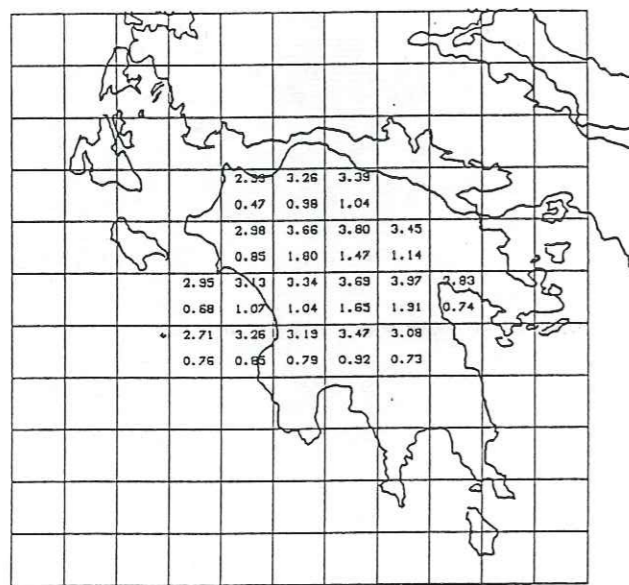
\* E-03

Figure 12  
129 earthquakes,  $\Delta \leq 100$  km, no weighting, variance improvement 16%.

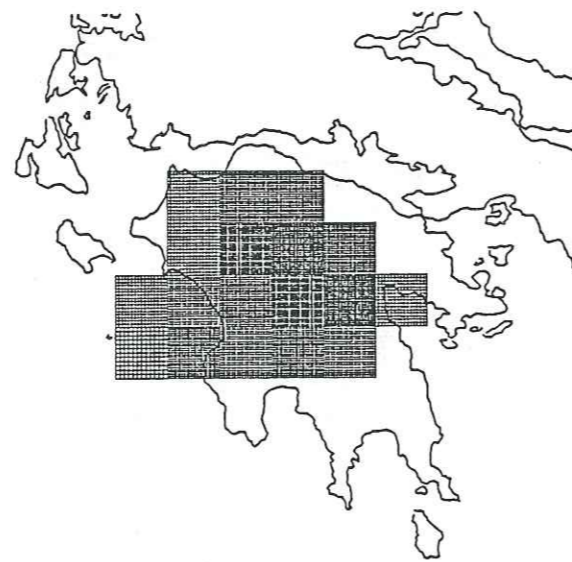




0. 25. 50. 75. km

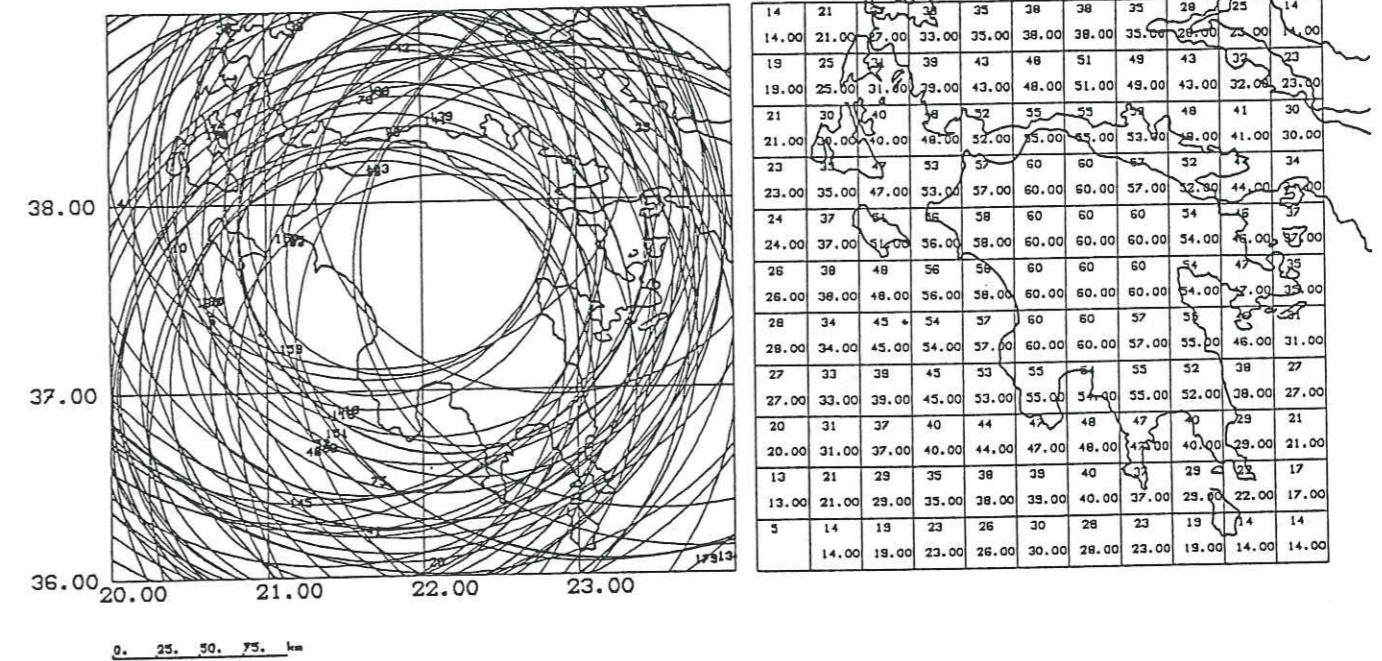


\* E-03

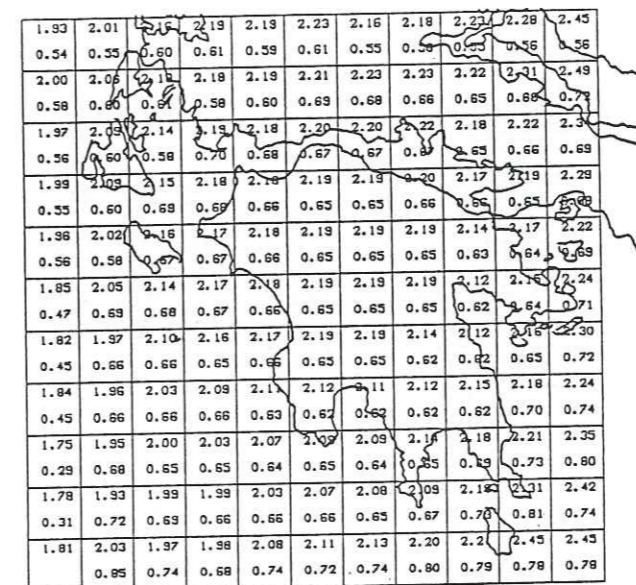


1.50 1.75 2.00 2.25 2.50 2.75 3.00 3.25 3.50 3.75 4.00 \* E-03

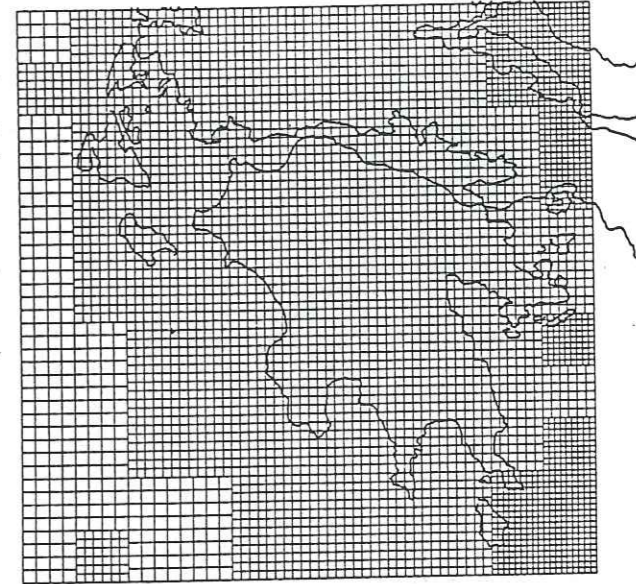
Figure 13  
65 earthquakes,  $\Delta \leq 50$  km, no weighting, variance improvement 23%.



0. 25. 50. 75. km



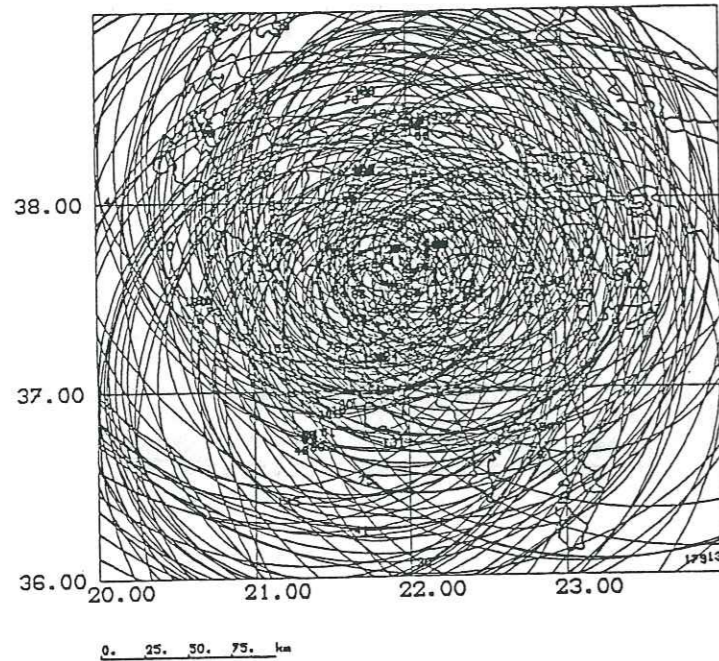
\* E-03



1.50 1.75 2.00 2.25 2.50 2.75 3.00 3.25 3.50 3.75 4.00 \* E-03

Figure 14  
60 earthquakes,  $\Delta \geq 100$  km, no weighting, variance improvement 3%.





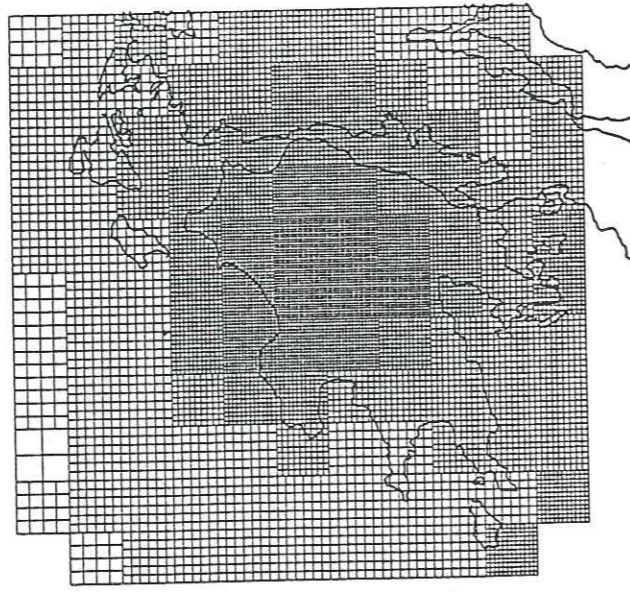
14	22	36	42	49	49	41	32	26	14
1.02	1.93	3.87	3.78	5.09	7.18	6.88	4.46	3.09	2.08
20	27	56	65	71	73	68	55	35	24
1.75	2.56	4.17	9.91	11.41	12.27	12.04	10.79	7.07	3.38
22	34	52	50	85	98	93	68	49	32
1.99	3.82	7.37	12.04	17.03	22.71	19.66	16.90	11.01	5.54
25	41	56	90	105	125	127	108	83	40
2.41	4.67	10.01	18.50	28.05	37.06	38.67	28.62	16.89	8.31
26	46	64	103	133	164	153	100	59	45
2.53	5.86	12.93	24.83	46.83	72.26	61.18	41.98	24.72	14.49
28	47	70	101	152	168	160	131	84	67
2.67	6.04	12.36	25.78	50.53	76.26	67.81	44.13	23.17	13.09
32	41	59	88	111	123	123	106	88	67
3.49	4.79	9.65	19.30	32.23	41.96	41.01	28.72	17.73	9.54
31	37	48	62	81	89	95	92	70	44
3.36	3.98	5.99	9.92	16.06	17.75	18.44	13.48	10.31	4.75
21	35	43	48	56	63	60	56	44	32
2.09	3.88	5.28	6.07	7.37	8.91	8.02	6.89	4.87	3.03
13	24	32	40	44	46	47	31	25	18
1.10	2.63	3.35	4.62	5.21	5.36	5.48	4.23	2.86	2.07
5	14	22	26	29	33	31	24	20	15
0.36	1.27	2.48	2.83	3.01	3.29	3.10	2.02	1.51	1.06

1.87	2.07	2.27	2.23	2.28	2.37	2.27	2.16	2.20	2.27
0.49	0.62	0.63	0.63	0.64	0.62	0.55	0.50	0.52	0.55
2.06	2.16	2.21	2.26	2.32	2.53	2.54	2.37	2.17	2.49
0.66	0.65	0.60	0.52	0.53	1.38	1.39	0.56	0.48	0.58
2.01	2.17	2.27	2.47	2.68	2.68	2.50	2.56	2.15	2.38
0.64	0.59	0.57	0.95	1.44	1.33	1.24	1.30	1.44	0.52
2.11	2.20	2.25	2.68	2.75	2.85	2.91	2.64	2.62	2.39
0.63	0.60	0.60	1.39	1.23	1.23	1.16	1.32	0.64	0.63
2.07	2.18	2.19	2.89	2.76	3.21	3.20	2.86	2.58	2.40
0.63	0.63	0.63	1.24	1.11	1.64	1.46	1.23	1.18	0.77
1.87	2.17	2.23	2.74	2.87	3.07	3.23	3.11	2.82	2.72
0.47	0.64	0.61	1.24	1.20	1.18	1.56	1.64	1.24	0.78
1.96	2.03	2.18	2.50	2.84	2.90	2.89	2.71	2.45	2.43
0.60	0.62	0.61	1.21	1.20	1.13	1.16	1.16	0.86	0.85
1.98	2.03	2.18	2.39	2.53	2.61	2.28	2.31	2.25	2.30
0.60	0.66	0.63	0.68	0.81	1.30	0.62	0.64	0.64	0.80
1.72	2.02	2.15	2.22	2.23	2.27	2.24	2.15	2.35	2.40
0.27	0.67	0.65	0.63	0.63	0.64	0.65	0.64	0.62	0.92
1.76	2.01	2.01	2.08	2.16	2.20	2.15	2.02	2.12	2.24
0.31	0.71	0.67	0.64	0.65	0.66	0.64	0.59	0.65	0.77
1.96	2.04	2.03	2.07	2.08	2.07	2.20	2.21	2.56	
0.72	0.72	0.68	0.70	0.69	0.66	0.77	0.81	0.77	

\* E-03

Figure 15

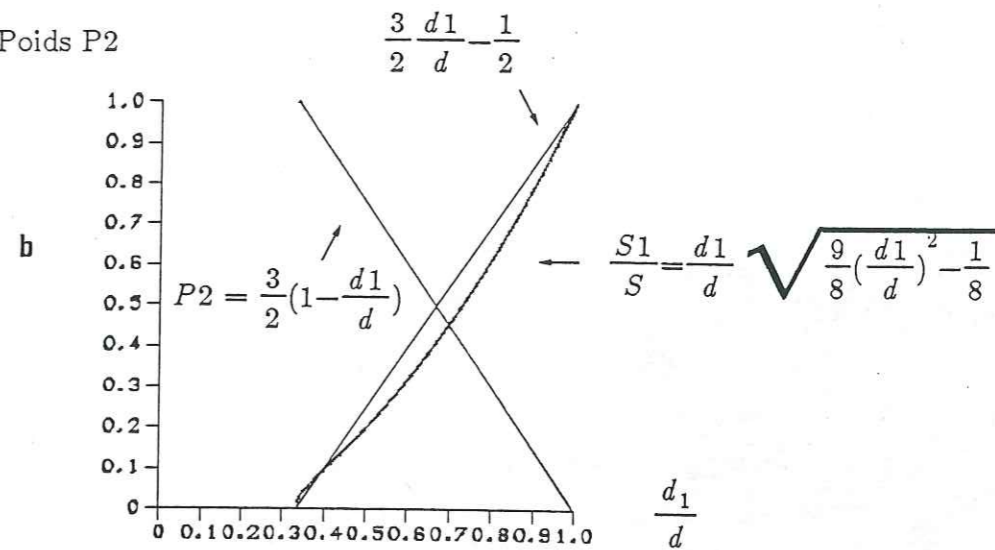
189 earthquakes, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta}$ , variance improvement 21 %.



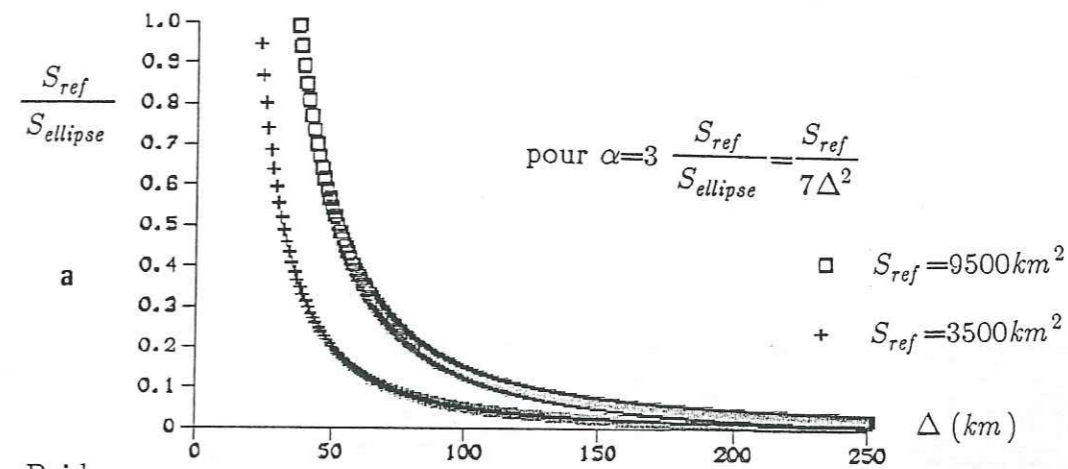
1.50 1.75 2.00 2.25 2.50 2.75 3.00 3.25 3.50 3.75 4.00 \* E-03



Poids P2



Poids P1



Poids

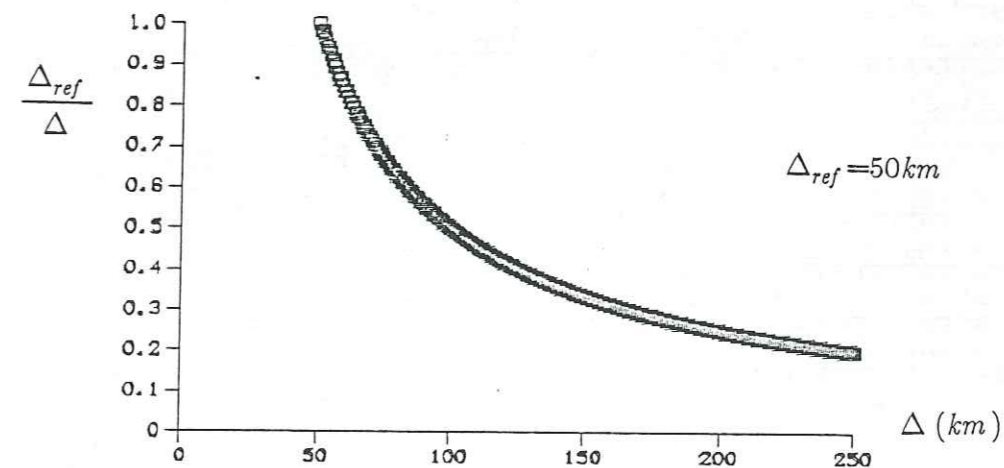
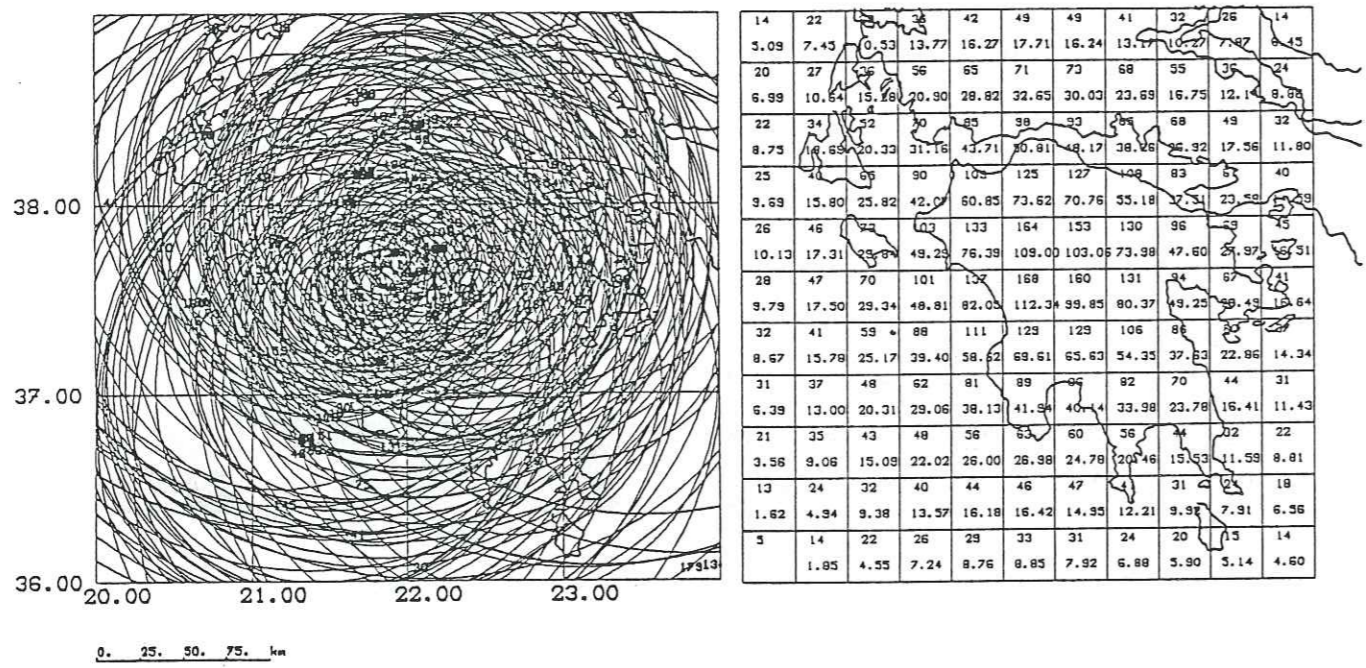


Figure 16: Normalisations utilisées.

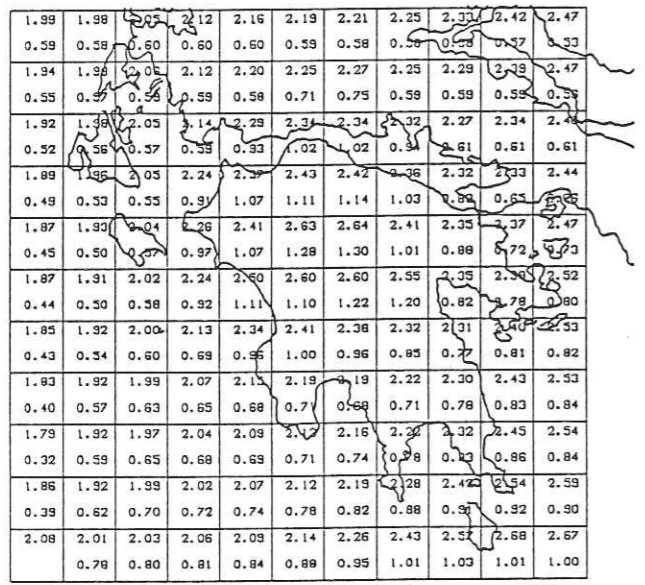
a: Pondération P1 ( $\frac{1}{S\Delta}$ ).

b: Pondération P2 ( $\frac{1}{Sdist}$ ).

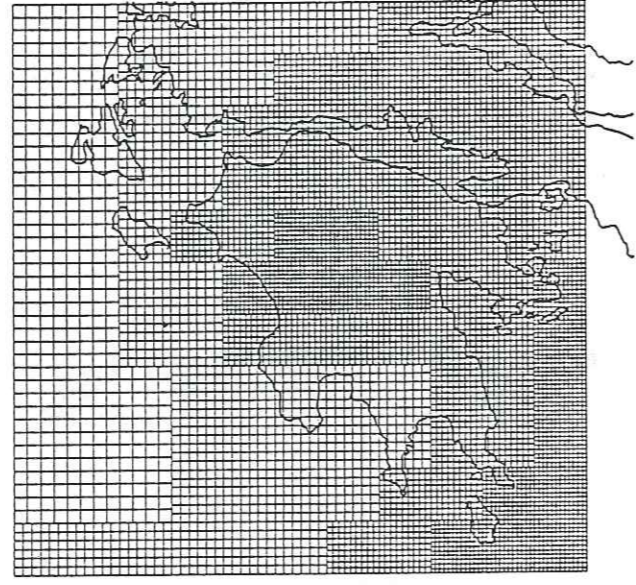




0. 25. 50. 75. km



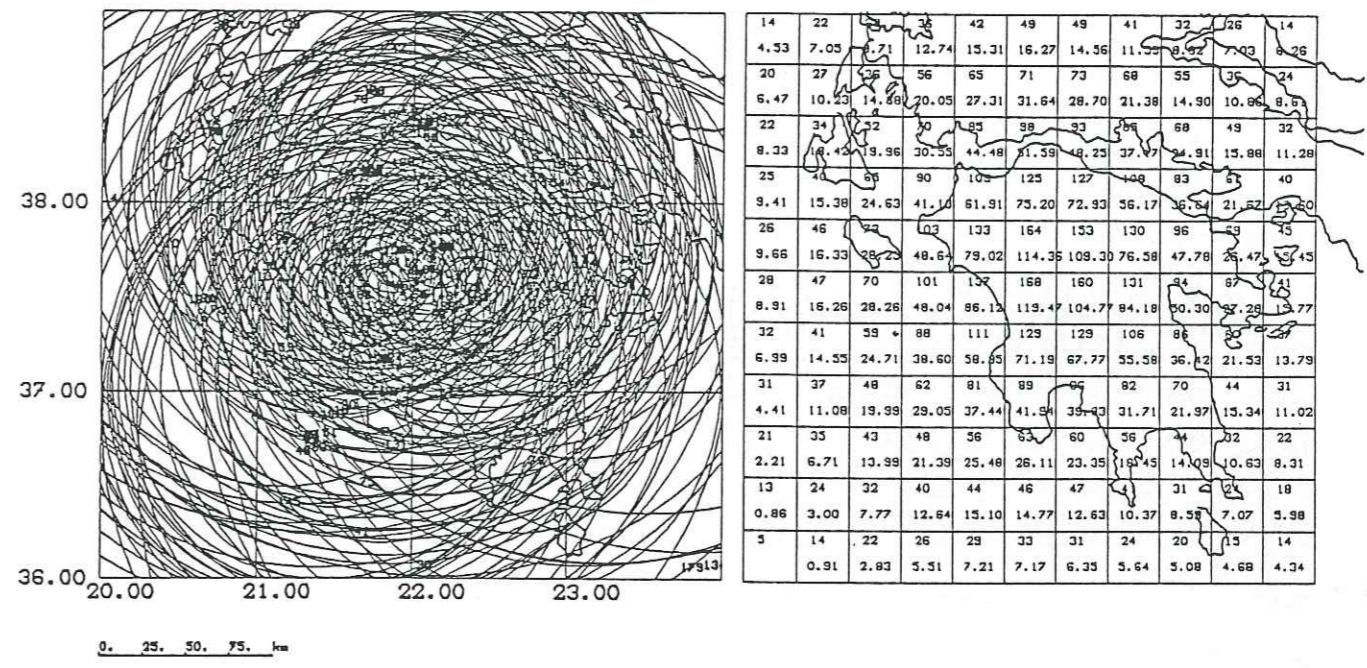
\* E-03



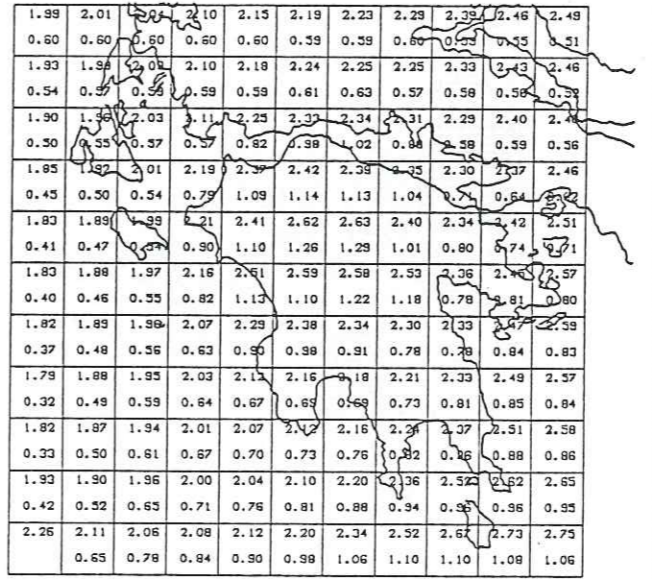
1.50 1.75 2.00 2.25 2.50 2.75 3.00 3.25 3.50 3.75 4.00 \* E-03

Figure 17

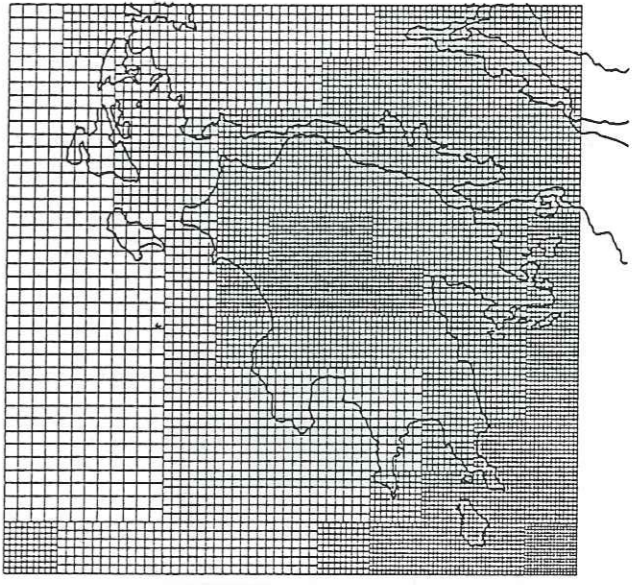
189 earthquakes, weighting  $\propto \frac{1}{S_{dist}}$ , variance improvement 16 %.



0. 25. 50. 75. km



\* E-03

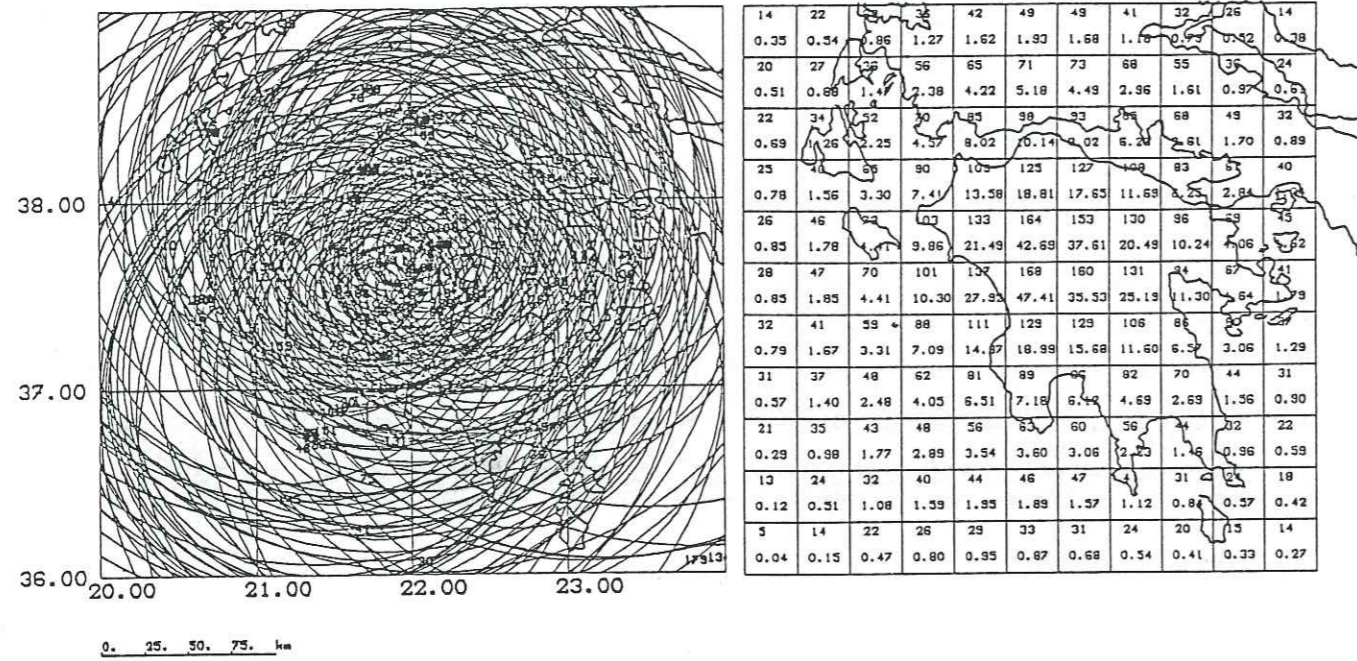


1.50 1.75 2.00 2.25 2.50 2.75 3.00 3.25 3.50 3.75 4.00 \* E-03

Figure 18

189 earthquakes, weighting  $\propto \frac{1}{SHanning}$ , variance improvement 16 %.

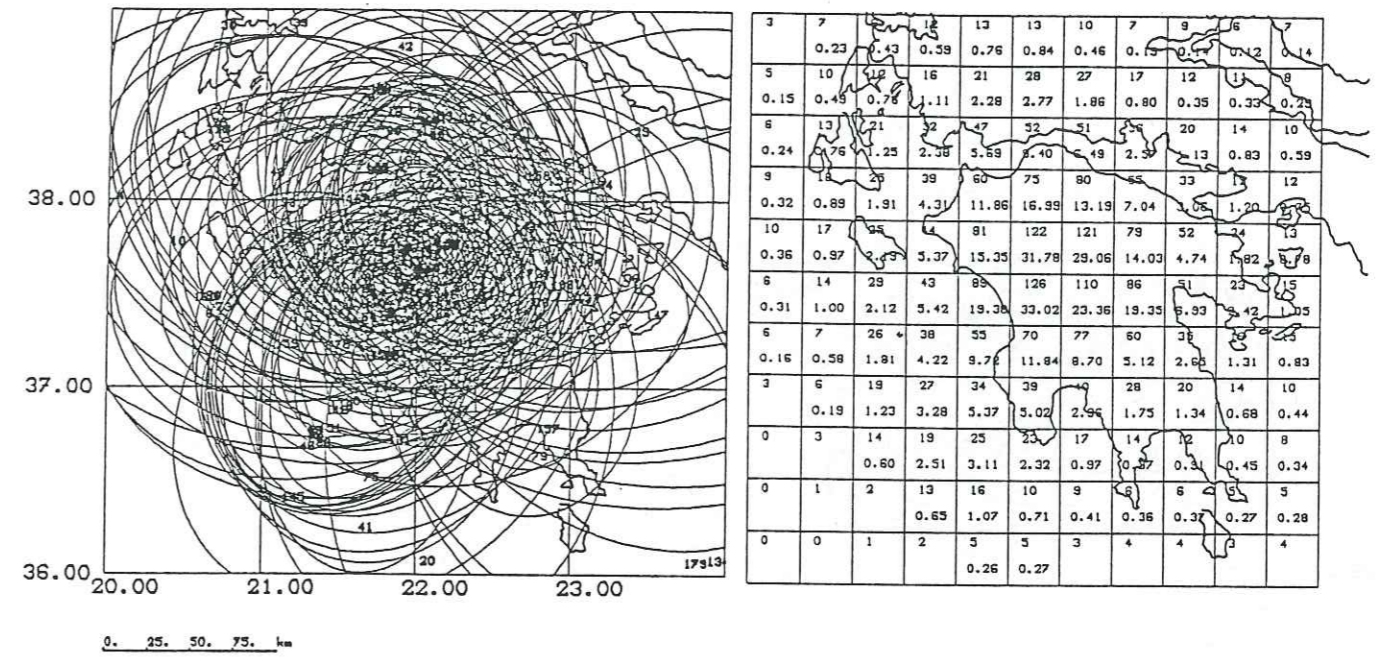




\* E-03

Figure 19

189 earthquakes, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{S_{dist}}$ , variance improvement 20 %.

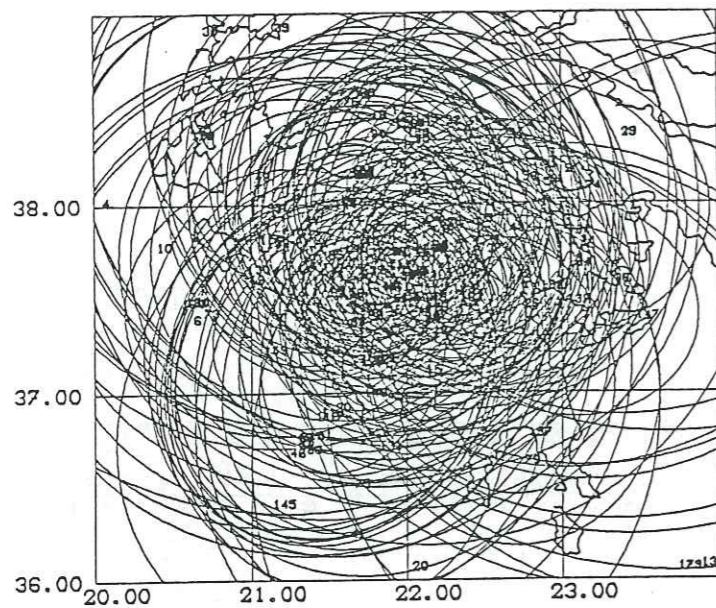


\* E-03

Figure 20

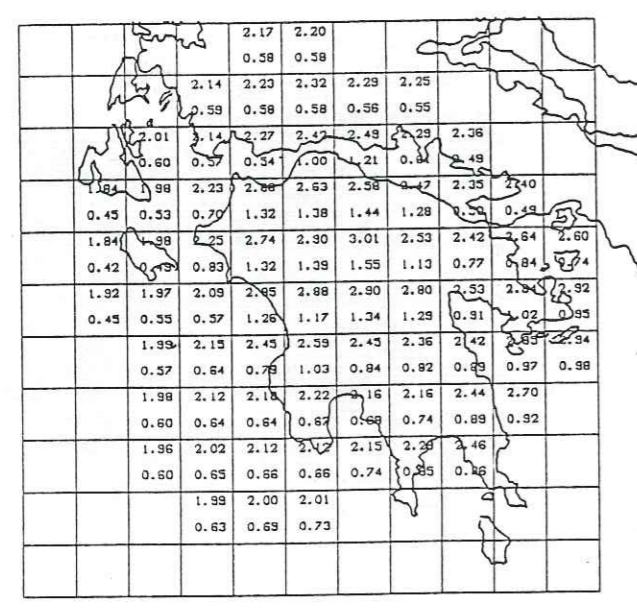
189 earthquakes,  $u=2.3$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{S_{dist}}$ , variance improvement 39 %.



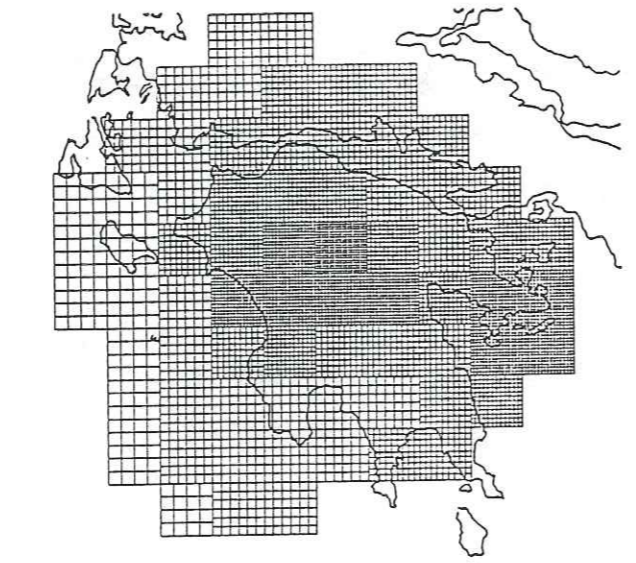


8	11	15	20	23	24	19	11	10	8
0.17	0.38	0.37	0.73	1.10	1.19	0.89	0.45	0.25	0.22
10	14	18	28	36	49	45	33	22	14
0.32	0.60	0.98	1.68	2.65	4.03	3.00	1.45	0.77	0.52
13	20	28	42	58	65	65	37	18	13
0.47	0.98	1.70	3.20	7.28	10.01	7.93	4.18	0.99	0.73
15	22	32	53	80	92	92	41	56	19
0.58	1.11	2.34	5.57	13.23	17.85	15.64	9.01	1.68	1.19
16	21	34	57	104	144	135	102	67	30
0.60	1.23	2.80	7.62	18.88	37.58	34.40	17.00	7.10	2.52
13	23	40	64	111	149	135	102	68	38
0.49	1.26	3.17	7.10	24.25	40.75	28.89	22.37	9.00	3.19
10	25	35	51	80	99	90	80	51	17
0.31	0.95	2.49	5.24	11.66	14.85	12.02	7.96	3.86	1.72
6	20	30	40	50	58	64	44	32	23
0.14	0.51	1.92	3.91	5.78	6.08	4.48	2.56	1.66	1.07
4	10	21	28	33	38	40	29	20	13
0.19	1.25	2.56	3.43	2.99	1.95	1.53	1.08	0.80	0.39
0	3	16	20	21	23	17	12	11	8
0.40	1.26	1.52	1.19	0.72	0.57	0.48	0.37	0.30	0.30
0	1	2	8	10	9	9	6	7	6
			0.24	0.42	0.42	0.32	0.23	0.23	0.24

0. 25. 50. 75. km



\* E-03



1.50 1.75 2.00 2.25 2.50 2.75 3.00 3.25 3.50 3.75 4.00 \* E-03

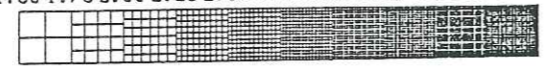
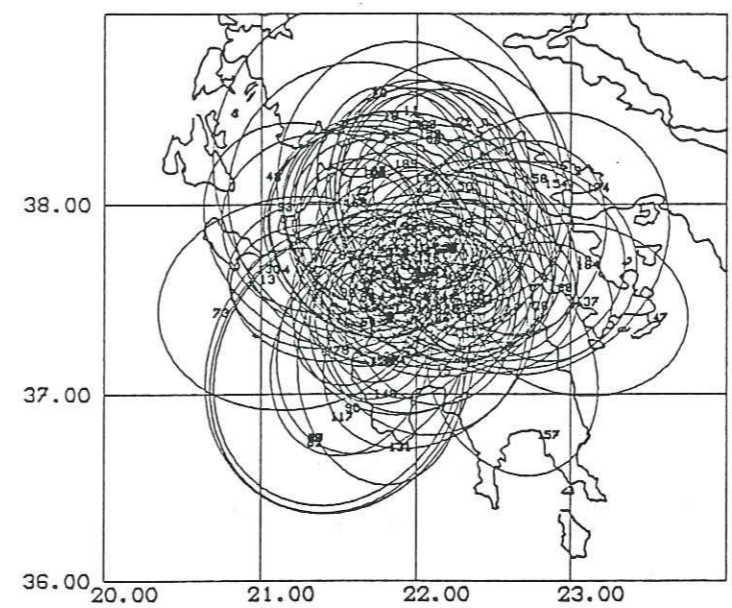


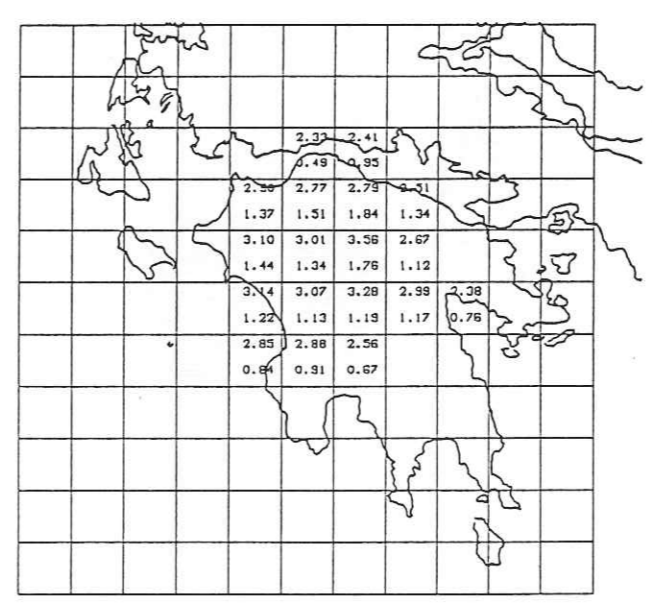
Figure 21

189 earthquakes,  $u=2.7$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{S_{dist}}$ ,  
variance improvement 24 %.

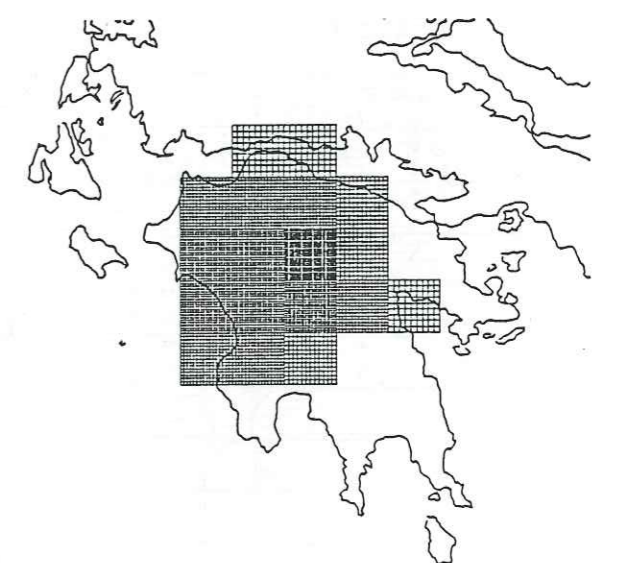


0	0	1	1	1	0	0	0	0	0
0	0	2	3	9	8	3	0	0	0
				0.27	0.21				
0	0	7	20	16	3	1	0		
		0.15	0.76	0.76	0.21	0.33			
0	0	11	25	34	36	9	1	1	
		0.53	2.53	4.42	3.00	1.39	0.53		
0	1	38	70	64	32	13			
		0.88	4.04	12.64	11.78	3.20	0.83	0.24	
0	1	5	13	46	73	54	34	5	5
		0.19	0.99	7.74	15.96	8.58	5.70	3.05	3.39
0	1	4	7	21	28	28	18	7	7
		0.42	2.54	3.26	1.73	0.72	0.45		
0	0	4	6	7	10	3	1	0	0
		0.34	0.68	0.66	0.92				
0	0	3	3	6	4	0	1	0	0
		0.28							
0	0	0	2	3	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

0. 25. 50. 75. km



\* E-03



1.50 1.75 2.00 2.25 2.50 2.75 3.00 3.25 3.50 3.75 4.00 \* E-0

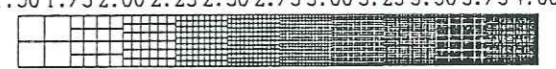


Figure 22

129 earthquakes,  $\Delta \leq 100$  km,  $u=2.3$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{S_{dist}}$ ,  
variance improvement 41 %.



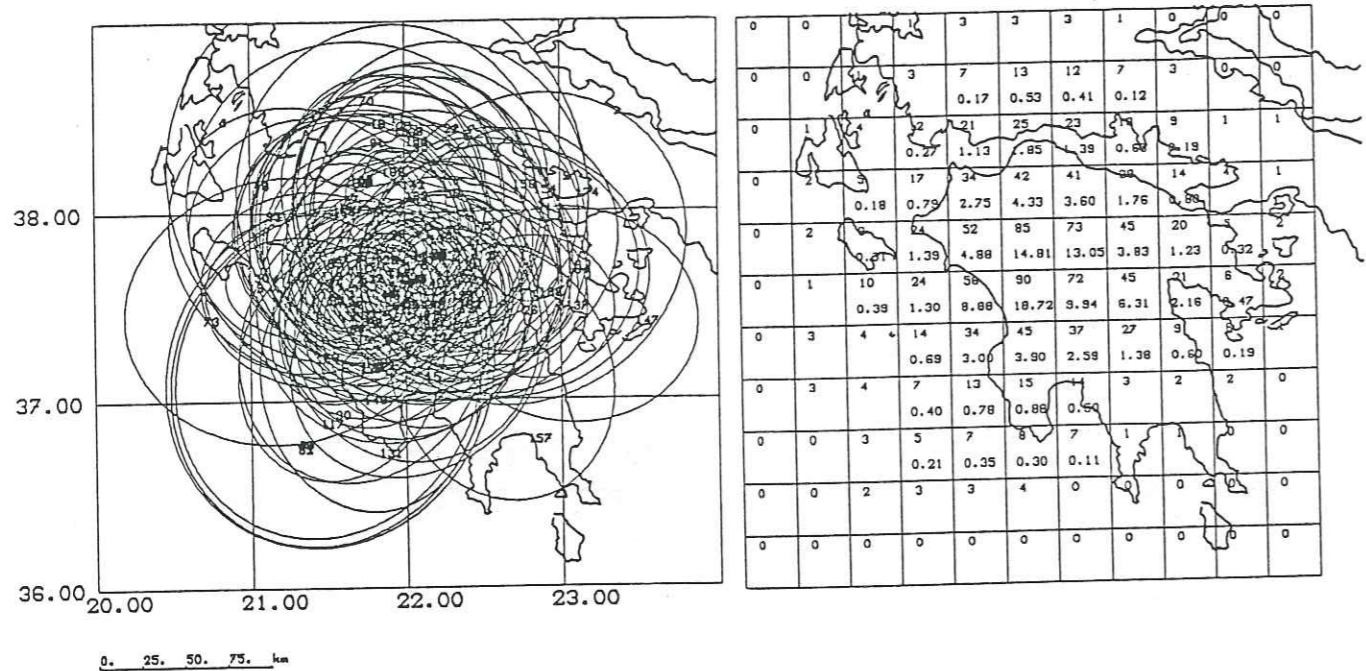


Figure 23

129 earthquakes,  $\Delta \leq 100$  km,  $u = 2.7$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{Sdist}$ ,  
variance improvement 25 %.

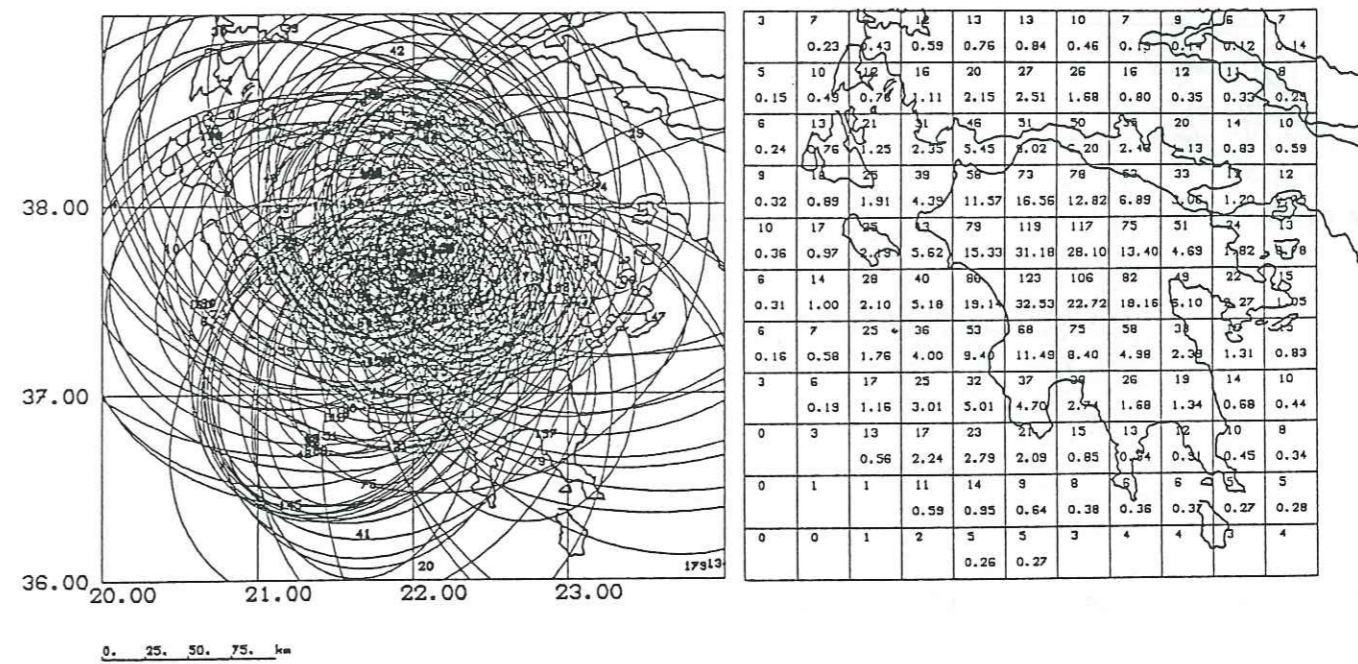


Figure 24

Frequency=3 Hz, 184 earthquakes,  $u = 2.3$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{Sdist}$ ,  
variance improvement 33 %.

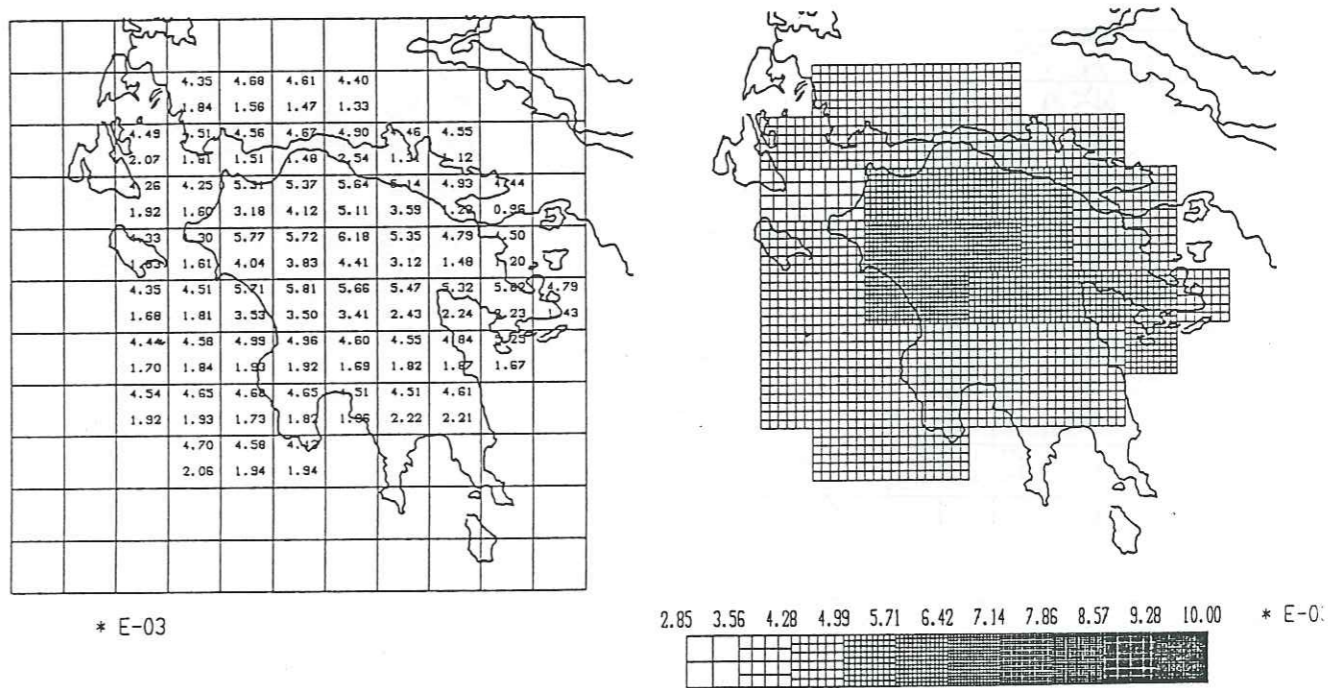
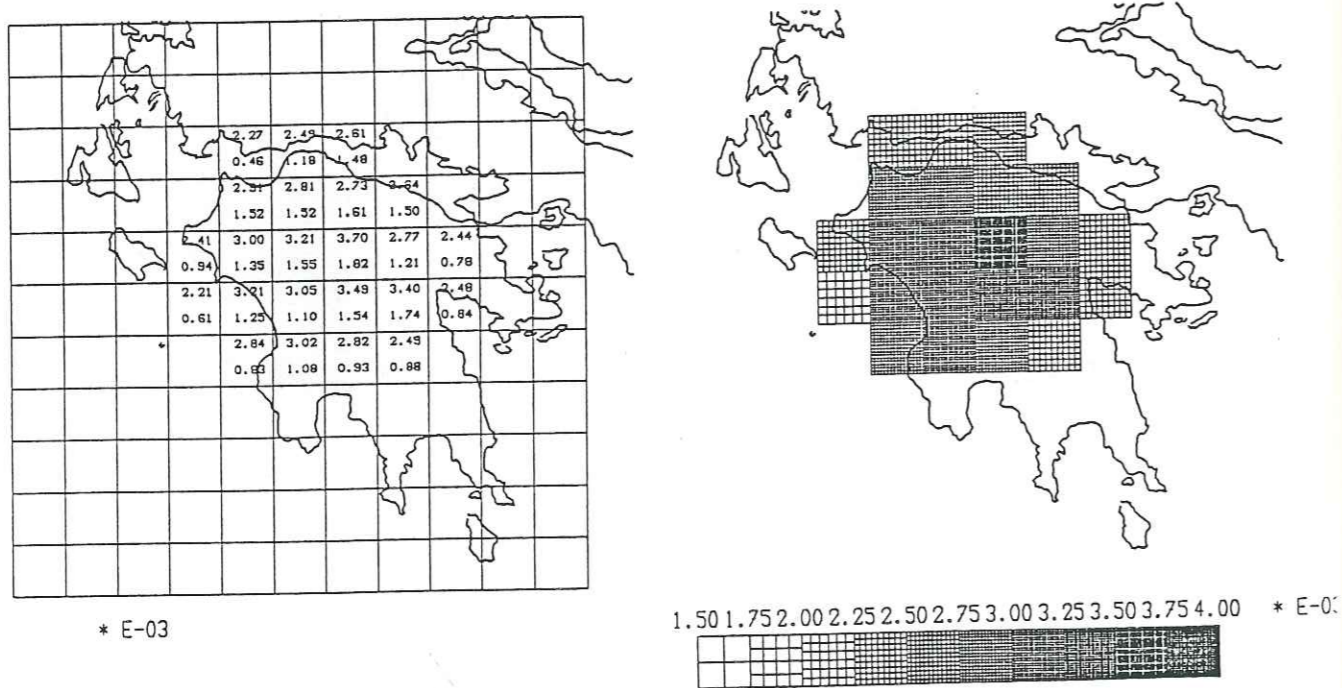


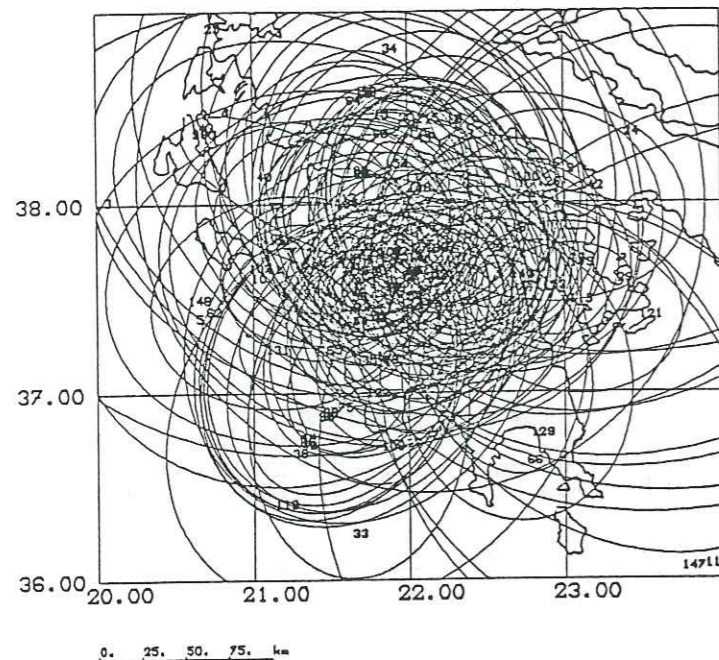
Figure 23

129 earthquakes,  $\Delta \leq 100$  km,  $u = 2.7$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{Sdist}$ ,  
variance improvement 25 %.

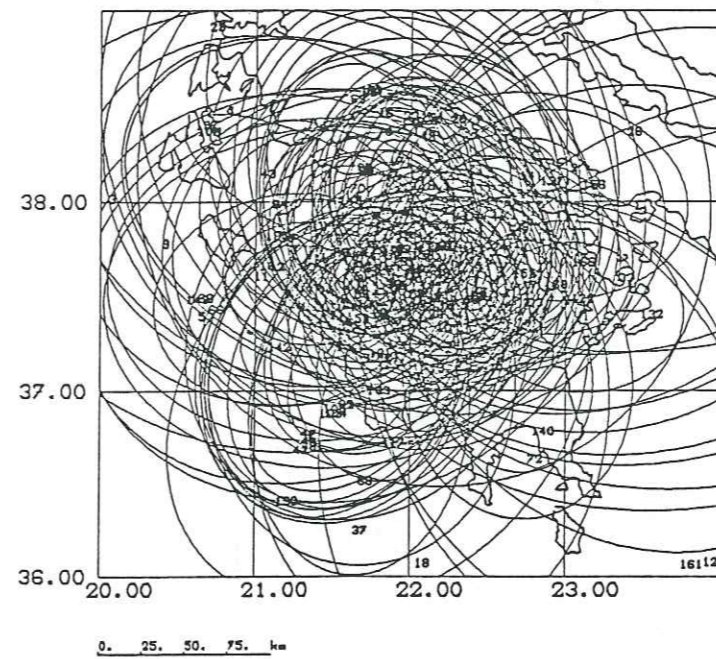
Figure 24

Frequency=3 Hz, 184 earthquakes,  $u = 2.3$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{Sdist}$ ,  
variance improvement 33 %.





2	5	11	11	8	7	9	6	7
0.11	0.23	0.36	0.59	0.74	0.43	0.15	0.12	0.14
3	6	12	16	22	22	15	12	15
0.24	0.38	0.73	1.84	2.21	1.46	0.75	0.35	0.32
4	7	13	17	23	23	18	13	9
0.36	0.69	1.73	4.78	6.34	6.68	2.32	0.04	0.76
5	9	17	24	30	30	23	17	11
0.15	0.41	1.16	3.34	5.92	14.53	11.34	6.25	1.08
5	10	17	22	28	28	20	15	12
0.16	0.46	1.25	4.25	12.83	27.93	24.21	12.44	4.38
3	9	18	30	41	41	31	22	14
0.56	1.40	4.14	16.03	29.16	20.26	17.22	6.41	2.29
3	4	16	25	41	36	63	49	28
1.26	3.08	7.72	9.85	7.53	4.33	2.38	1.20	0.74
2	4	12	19	24	31	21	15	12
0.86	2.44	4.26	3.96	2.90	1.35	1.21	0.62	0.40
0	2	8	12	18	18	11	9	8
0.42	1.81	2.19	1.55	0.51	0.57	0.88	0.45	0.34
0	1	1	8	10	5	5	5	5
			0.39	0.58	0.31	0.17	0.28	0.31
0	0	1	1	3	3	2	3	4



3	6	11	11	9	7	9	6	7
0.20	0.34	0.46	0.65	0.67	0.44	0.19	0.12	0.14
5	9	15	18	25	24	16	12	15
0.15	0.44	0.66	0.98	1.90	2.22	1.55	0.80	0.35
6	12	20	28	44	47	34	20	14
0.24	0.71	1.15	2.21	5.15	6.71	6.37	2.44	0.83
9	11	17	25	35	35	26	18	12
0.32	0.85	1.82	4.25	11.22	15.86	12.09	6.74	1.20
10	15	24	32	42	42	31	24	15
0.36	0.96	2.25	5.52	14.78	29.87	26.55	13.66	4.74
8	14	27	40	62	117	105	84	49
0.31	1.00	2.07	5.21	17.95	30.87	22.63	19.08	6.85
6	7	24	35	51	66	75	58	38
0.16	0.58	1.74	3.98	9.88	10.95	9.37	4.89	2.52
3	6	17	25	32	37	26	18	14
0	3	12	17	23	21	15	12	10
0	1	1	8	10	5	5	5	5
0	0	1	2	5	5	3	4	4

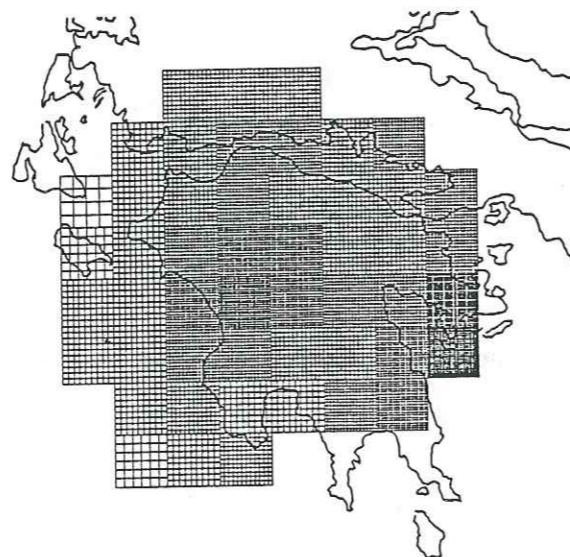
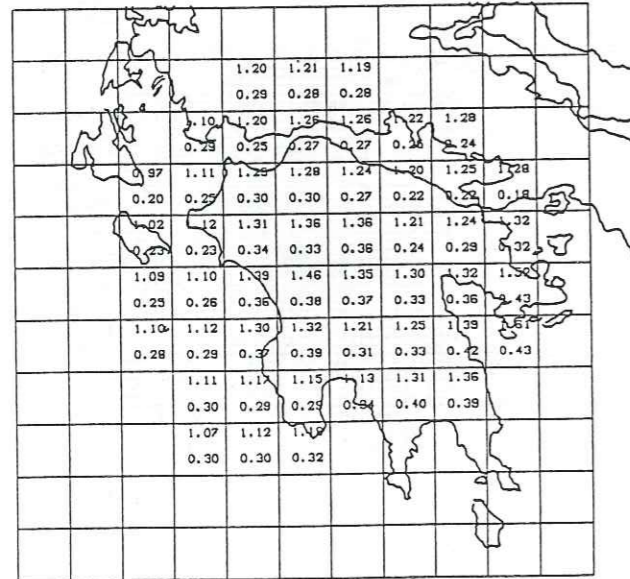


Figure 25

Frequency=12 Hz, 154 earthquakes,  $u=2.3$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{Sdist}$ ,  
 Variance improvement 15 %.

Figure 26

Frequency=20 Hz, 173 earthquakes,  $u=2.3$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{Sdist}$ ,  
 Variance improvement 23 %.



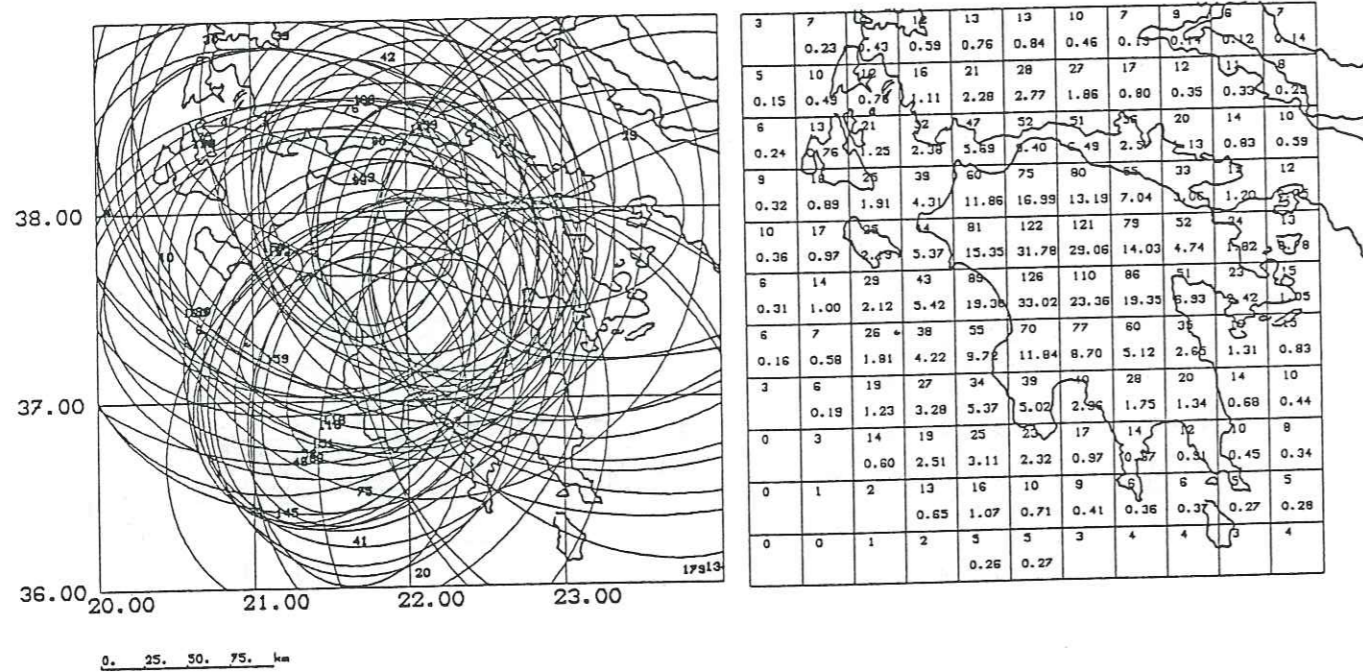


Figure 27  
60 earthquakes,  $\Delta \geq 100$  km,  $u=2.3$  km/s, weighting  $\propto \frac{1}{S\Delta} \times \frac{1}{Sdist}$ ,  
Variance improvement 10 %.

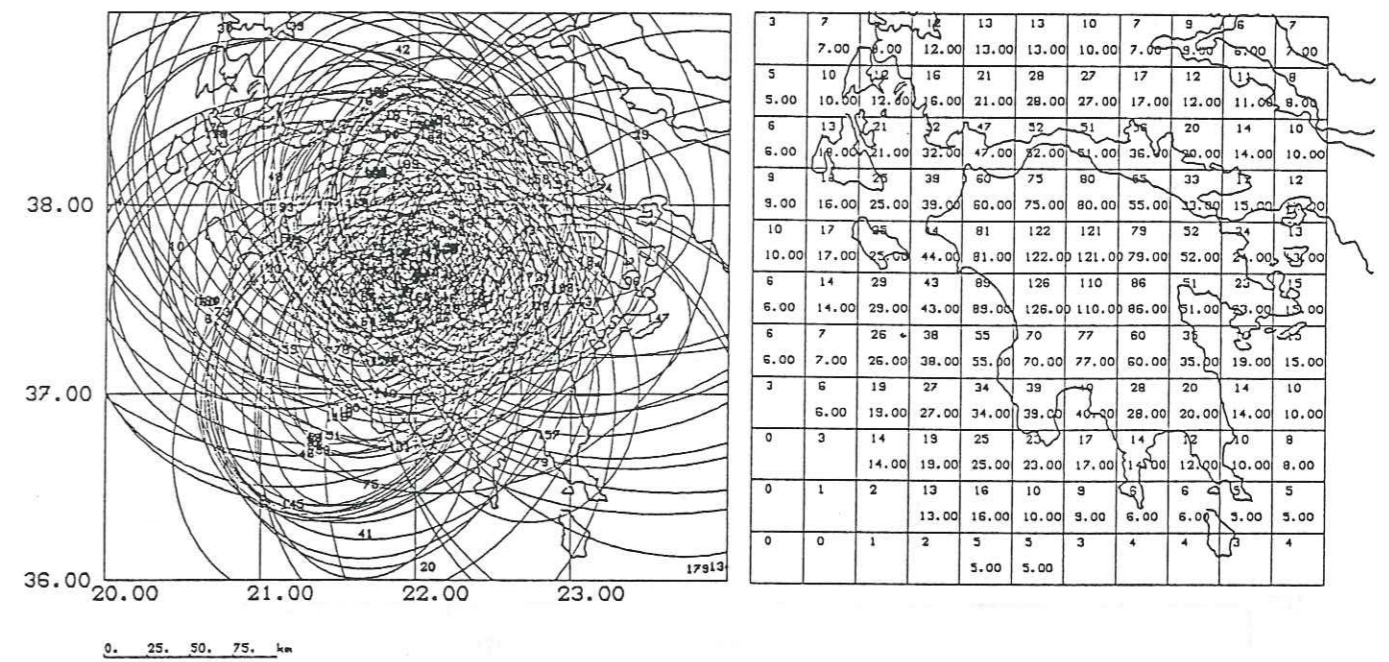


Figure 28  
189 earthquakes,  $u=2.3$  km/s, no weighting, variance improvement 35 %.



$$Q = Q_0 f^\alpha$$

$$Q = 73.45 \pm 34.77 f^{0.95 \pm 0.11}$$

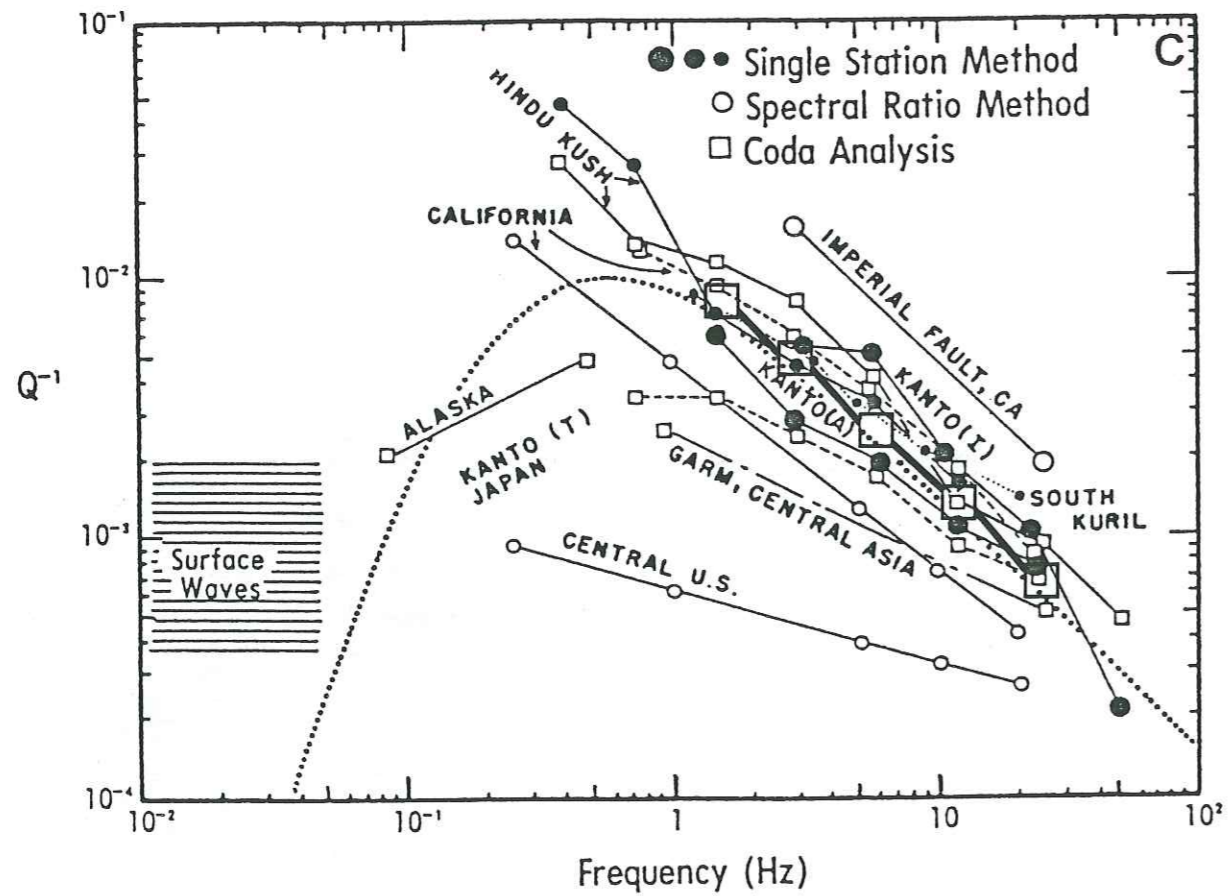


Figure 29 : Valeurs moyennes du facteur de qualité Q (en gras) à différentes fréquences, comparées aux travaux antérieurs.

## CONCLUSION GENERALE



### Conclusion générale.

Nous avons effectué une discussion ou donné une interprétation dans chacune des parties de notre travail. Nous rappelons ici les résultats les plus importants avant de les replacer dans le contexte géodynamique général du domaine égéen.

Dans le chapitre II, nous avons établi la géométrie de la subduction égéenne à partir des séismes les mieux localisés des bulletins mensuels de l'ISC de 1964 à 1984. Ces séismes ont été classés en fonction de la qualité des localisations, appréciée selon certains critères, tels que le nombre de lectures, la répartition azimutale des stations sismologiques, l'utilisation de phases pP pour la localisation.

Sur cette période de 20 ans, la géométrie de la subduction que nous obtenons diffère de celles obtenues dans les travaux antérieurs:

- La profondeur des foyers augmente peu des fossés à l'arc sédimentaire.
- La plaque plongeante débute assez loin des fossés (100 km ou plus) tout le long de l'arc.
- Le plan de subduction n'est pas symétrique.
- Le modèle de McKenzie est le mieux décrit par les paramètres  $l_2$  et L.

La distribution des séismes subcrustaux ( $40 \text{ km} < z < 70 \text{ km}$ ) et intermédiaires ( $z > 70 \text{ km}$ ) montre qu'il existe un plan de Bénéioff aux deux extrémités de l'arc égéen. Sous le Péloponnèse, ce plan est orienté NW-SE et plonge de  $40^\circ$  à  $45^\circ$  vers le NE. Sous les îles du Dodécanèse, la direction du plongement n'est pas déterminée avec autant de certitude, la distribution des séismes les mieux localisés montre cependant un plongement de  $30^\circ$  vers le NNE. Entre ces deux régions, la subduction n'est pas clairement définie par la sismicité. Cette discontinuité de la subduction peut être interprétée soit comme une lacune de sismicité sur la période étudiée, soit comme un fractionnement de la subduction égéenne. Quoi qu'il en soit, nous avons montré que la subduction pouvait être homogène le long de l'arc, avec une direction de plongement orientée NNE à NE, proche de la direction du rapprochement Afrique-Europe.

Nous avons étudié le déplacement sur le plan de subduction en analysant les vecteurs glissement des mécanismes au foyer des séismes localisés le long de l'arc égéen.

- Dans la croûte, on observe une dispersion de l'azimut des vecteurs glissement, qui traduit la complexité du champ de contrainte et laisse supposer que la cinématique est gouvernée par des phénomènes locaux.



- Pour les séismes subcrustaux, nous observons une variation de l'azimut du vecteur glissement avec la longitude (68° à l'Ouest à 20° à l'Est). La cinématique semble donc gouvernée par un phénomène régional.

- Enfin, les vecteurs glissement des séismes intermédiaires, de direction moyenne 15° montrent que la cinématique, en profondeur, est essentiellement contrôlée par le rapprochement Afrique-Europe.

Pour étudier la structure en vitesse sous le Péloponnèse (Chap. III), nous avons effectué de nombreuses inversions de temps de trajet en considérant soit les ondes directes (Pg), soit les ondes réfractées (Pn), soit les ondes correspondant aux séismes subcrustaux et intermédiaires, soit un amalgame de ces ondes.

Le résultat le plus remarquable est la grande stabilité des solutions, à partir de données indépendantes et ce, quelles que soient l'orientation de la structure et la taille des blocs.

Pour une structure de vitesse à une dimension, nos résultats confirment que la profondeur du Moho se situe vers 40 km de profondeur et que le rapport  $V_p/V_s$  est élevé (1.79). A trois dimensions, la structure en vitesse obtenue dans la croûte est très stable, quels que soient les types de données, ce qui donne une bonne confiance dans les résultats. Le faible nombre de séismes intermédiaires ne nous a pas permis une étude très étendue du manteau supérieur.

Nos résultats sont interprétables en termes de géologie, d'histoire tectonique, de sismicité et de gravimétrie.

- Les anomalies de vitesse obtenues dans la couche superficielle peuvent être interprétées en fonction de la géologie de surface. Les anomalies négatives dans cette couche correspondent effectivement aux bassins sédimentaires néogènes et quaternaires du Péloponnèse.

- Les anomalies de vitesse présentent, dans la croûte, une direction similaire à la direction des unités structurales et sont bien corrélées avec la gravimétrie. De 10 à 30 km de profondeur, l'anomalie négative NNW-SSE est probablement liée à l'existence d'un bloc crustal représentatif de la mise en nappes des Hellénides.

- L'anomalie de vitesse positive orientée EW au niveau du golfe de Corinthe peut s'expliquer par la présence d'une remontée de matériel mantellique, plus dense, dont la mise en place a pu être favorisée par l'extension NS que subit cette région et l'amincissement consécutif de la croûte.

- Les anomalies dans la croûte inférieure peuvent être expliquées par la profondeur variable du Moho. Les vitesses de l'anomalie négative orientée NNW-SSE sont plus faibles d'environ 6 % par rapport aux vitesses des régions avoisinantes, où la profondeur du Moho est moindre.

- Dans le manteau supérieur, la distribution des anomalies de vitesse est très probablement due à la présence de la plaque plongeante sous le Péloponnèse. L'anomalie de vitesse positive correspond notamment à la région où le plan de subduction est fortement incliné.

- Nous constatons enfin une bonne corrélation avec la sismicité. Dans la croûte, la zone lente correspond à la région la plus sismique et dans le manteau, la zone rapide correspond à la plaque plongeante.

Dans le dernier chapitre, nous avons établi une nouvelle méthode pour régionaliser l'atténuation des ondes. Nous avons calculé le facteur de qualité  $Q_c$  à partir de la décroissance de l'amplitude des ondes de la coda et nous avons effectué une rétroprojection. Le modèle du "single scattering", sur lequel est basée la méthode, impose certaines limitations au niveau de l'interprétation. On ne peut en effet différencier l'atténuation intrinsèque qui représente la perte d'énergie élastique en chaleur, de l'atténuation liée à la dispersion des ondes de volume. Ce modèle rend cependant bien compte de la décroissance de l'amplitude de la coda commune aux sismogrammes des séismes d'une même région. Il permet en outre, un calcul simple du facteur de qualité apparent  $Q_c$ .

Nous avons calculé ce facteur de qualité  $Q_c$  par des méthodes spectrales et temporelles qui donnent des résultats très similaires. Les 189 valeurs ainsi calculées nous ont permis, moyennant certaines hypothèses, d'effectuer une régionalisation de l'atténuation dans la croûte, sous le Péloponnèse. L'atténuation, qui augmente de la marge occidentale au Péloponnèse central, où elle est la plus forte, traduit probablement le passage d'une croûte de type océanique dans le bassin ionien à une croûte continentale plus hétérogène sous le Péloponnèse. Nous trouvons, par ailleurs, une bonne corrélation entre la structure en atténuation et la structure en vitesse, les zones à vitesses plus rapides correspondant aux régions où l'atténuation est la plus faible.

La variation du facteur de qualité en fonction de la fréquence suit la loi  $Q = 73.5 \pm 34.5 f^{0.95 \pm .11}$ . Cette loi est comparable à celles obtenues à partir de l'étude de séismes crustaux, dans d'autres régions du globe sismiquement et tectoniquement actives.

Les résultats que nous apportons, constituent une modeste contribution à l'étude du domaine égéen, nous les intégrons ici dans le contexte géodynamique général.

Il faut rappeler que la vitesse relative du déplacement entre la plaque Egée et la plaque Afrique (4.5 cm/an à 10 cm/an suivant les hypothèses), établie avec les



données paléomagnétiques et les données de géologie structurale, est environ quatre fois plus élevée que le taux du rapprochement Afrique-Europe (2 cm/an). En admettant une extension radiale, il résulte de ce phénomène une migration du domaine de convergence vers le Sud-Ouest au niveau du Péloponnèse et vers le Sud au niveau de la Crète.

Nous avons montré que contrairement aux zones de subductions classiques, la subduction égéenne, matérialisée par les séismes intermédiaires, débutait relativement loin des fossés (100 km) tout le long de l'arc. Le problème est de comprendre comment s'effectue le déplacement de la zone de convergence par rapport à celui de la limite du début de la subduction.

La direction constante des vecteurs glissement des séismes intermédiaires et la dispersion de l'azimut des vecteurs glissement des séismes crustaux, laissent supposer l'existence d'un découplage mécanique au niveau de l'interface croûte / manteau. La dynamique de la subduction égéenne semble en tout cas être gouvernée par deux phénomènes. Le rapprochement Afrique-Europe en profondeur, un phénomène beaucoup plus complexe en surface, et que l'on peut probablement associer à l'étalement gravitaire de la lithosphère égéenne au dessus de la lithosphère africaine.

L'analyse de la structure en vitesse dans la croûte laisse supposer que les anomalies sont liées aux structures issues de la phase tectonique tertiaire, hormis pour la couche superficielle et pour la région du golfe de Corinthe. On notera en effet le parallélisme entre les directions des anomalies et des unités structurales des Hellénides, la bonne corrélation entre les anomalies de la couche superficielle et la géologie et la présence d'une anomalie positive sous le golfe de Corinthe, perpendiculaire à la direction d'extension que subit cette région. Dans le manteau supérieur, les anomalies de vitesse sont contrôlées par la plaque plongeante plus froide et plus dense.

La régionalisation de l'atténuation corrobore les résultats de l'inversion (les zones lentes correspondant à une atténuation plus forte), et reflète très certainement la nature différente de la croûte, océanique dans le bassin ionien et continentale sous le Péloponnèse. La région où l'atténuation est la plus forte correspond notamment à la région où la structure des nappes est la plus complexe. Notons enfin que la dépendance du facteur de qualité en fonction de la fréquence, très forte, est caractéristique des régions tectoniquement et sismiquement actives.

## BIBLIOGRAPHIE



- 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.
- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, **74**, 615-631.
- Aki, K., 1979. Three dimensional seismic velocity anomalies and their relation to local seismicity, *Tectonophysics*, **56**, 85-88.
- Aki, K., 1980a. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **21**, 50-60.
- Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6496-6504.
- Aki, K., 1984. Short-period seismology. *J. Comput. Phys.*, **54**, 3-17.
- Aki, K., 1985. Theory of earthquake prediction with spatial reference to monitoring of the quality factor of the lithosphere by the coda method. *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 219-230.
- Aki, K., 1986. Attenuation and scattering of short-period seismic waves in the lithosphere. *Seismic Hazard in Mediterranean Regions*, Ecole d'été Strasbourg.
- Aki, K., A. Christofferson and E.S. Husebye, 1976. Three dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana LASA, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 501-526.
- Aki, K., and B. Chouet, 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Aki, K., and W.H.K. Lee, 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes. 1 A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4381-4399.
- Aki, K., A. Christofferson and E.S. Husebye, 1977. Determination of three-dimensional structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **82**, 277-296.
- Ambraseys, N.N., 1981. On the long term seismicity in the Hellenic arc. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **23**, 355-359.
- 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. Lybérís, 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., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire



- et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays hell.*, **10**.
- 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., M. Bonneau, J. Davidson, P. Leboulenger, S. Matesco and A. Zambetakis, 1976. Esquisse structurale de l'arc Egéen externe: des Dinarides aux Taurides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, XVIII, 327-336.
- 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.
- Barazangi, M., and B.L. Isacks, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**, 686-692.
- Barazangi, M., and B.L. Isacks, 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 537-555.
- Bath, M., 1974. *Spectral analysis in seismology*, Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.
- Bath, M., 1983. The seismology in Greece. *Tectonophysics*, **98**, 165-208.
- Berckhemer, H., and G. Kowalczyk, 1978. Postalpine geodynamics of the Peloponnesus, in *Alps, Appenines, Hellenides*. H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt Eds, 519-522.
- Beuzart, P., 1972. La séismicité de la région méditerranéenne et de ses bordures. Dipl. Ingénieur Géophysicien, IPG Strasbourg, 77 p.
- Biju-Duval, B., J. Dercourt & X. Le Pichon, 1976. La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, **71**, 811-822.
- Biju-Duval, B., J. Dercourt & X. Le Pichon, 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system, *Int. Symp. on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split. Technip., Paris*, 143-164.
- Birch, F., 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
- 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.
- Born, M., and E. Wolf, 1965. Principles of optics, 3rd edn. *Pergamon Press, Oxford*.
- Bouchon, M., 1982. The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances. *J. Geophys. Res.*, **87**, 1735-1741.
- Brunn, J.H., 1956. Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine centrale. *Ann. géol. Pays hell.*, **VII**.
- Brunn, J.H., 1976. L'arc concave Zagro-taurique et les arcs convexes taurique et égéen: collision et arcs induits. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **18**, 553-567.
- Bulletin of the International Seismological Center, 1964-1987.
- Calcagnile, G. and R. Scarpa, 1985. Deep structure of the European-Mediterranean area from seismological data. *Tectonophysics*, **118**, 93-111.
- Campillo, M. and M. Bouchon, 1985. Synthetic SH seismograms in a laterally varying medium by the discrete wavenumber method. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **83**, 307-317.
- Campillo, M., 1987. Lg wave propagation in a laterally varying crust and the spatial distribution of the quality factor in central France. *J. Geophys. Res.*, **92**, 12604-12614.
- Caputo, M., G.F. Panza, D. Postpischl, 1970. Deep structure of the Mediterranean basin, *J.G.R.*, **75**, 4919-4923.
- Cerveny, V. & Pretlova V., 1977a. Application of smoothed splines in the computation of ray amplitudes of seismic body waves, *Publ. Inst. Pol. Acad. Sci.*, **115**, 187-197.
- Chernov, L.A., 1960. Wave propagation in a random medium. *Mc Graw-Hill, New York*.
- Chouet, B., 1976. Source, scattering, and attenuation effects on high frequency seismic waves, Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
- Chouet, B., 1979. Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 143-146.
- Christodoulou, A. A., 1986. Etude sismotectonique et inversion tridimensionnelle en Grèce du nord, Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 181 pp.
- Christodoulou, A. A. & D. Hatzfeld, 1988. Three-dimensional crustal and upper mantle structure beneath Chalkidiki (Northern Greece), *Earth and Planetary Science Letters*, **88**, 153-168.
- 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.
- Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos, 1976. Note on the crustal structure of the eastern Mediterranean. *Ann. Geofis.*, **24**, 59-63.
- Comninakis, P. E. and B. C. Papazachos, 1986. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985, *University of Thessaloniki Geophys. Labor.*, **1**, 1-67.
- Crosson, R.S., 1976. Crustal modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3036-3046.
- Cunningham, P. S., 1984. Earthquake locations and three-dimensional seismic structure of southern Peru, *Master of Science, M. I. T.*
- Dainty, A.M., and M.N. Toksöz, 1981. Seismic codas on the Earth and the Moon: a comparison. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **26**, 256-266.
- Del Pezzo, E. and A. Zollo, 1984. Attenuation of coda waves and turbidity coefficient in central Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2655-2959.
- Delibasis, N.D., 1982. Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Aegean. *Pure and Applied Geophysics*, **120**, 820-839.
- Der, Z., M.E. Marshall, A. O'Donnell, and T.W. McElfresh, 1984. Spatial coherence structure and



- attenuation of the Lg phase, site effects, and the interpretation of the Lg coda. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1125-1147.
- Dercourt, J., 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, XII, 261-317.
- Dercourt, J., L.P. Zonenshain, L.E. Ricou, V.G. Kasmin, X. Le Pichon, A.L. Knipper, C. Grandjacquet, I.M. Sbertshikov, J. Geysant, C. Lepvrier, D.H. Pechersky, M.L. Bazhenov, J.P. Lauer et D. Biju-Duval, 1986. Geological evolution of the Tethys belt convergence zone from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, **123**, 241-315.
- 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.
- Dziewonski, A. M., G. Ekstrom, J. E. Franzen and J. H. Woodhouse, 1980-1988. Centroid moment tensor solution, *Phys. of the Earth and Planetary Interiors*.
- Ellsworth, W.L. and R.Y. Koyanagi, 1977. Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5379-5394.
- Fleury, J.J., 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*. Publication n° 4.
- Frankel, A., 1982. The effects of attenuation and site response on the spectra of microearthquakes in the northeastern Caribbean, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1379-1402.
- Frankel, A., and R.W. Clayton, 1984. A finite difference simulation of wave propagation in two-dimensional random media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2167-2186.
- Frankel, A., and R.W. Clayton, 1986. Finite difference simulations of seismic scattering: implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **91**, 6465-6489.
- Franklin, J.N., 1970. Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear Problems, *J. Math. Anal. Appl.*, **31**, 682-716.
- 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.
- Gagnepain-Beyneix, J., 1987. Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **89**, 681-692.
- 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.
- Gao, L.S., L.C. Lee, N.N. Biswas, K. Aki, 1983a. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 377-389.
- Grasso, J.R., 1981. Inversion des anomalies de propagation des ondes sismiques: Inverse stochastique et programmation linéaire. Application aux Nouvelles Hébrides et aux Pyrénées (Arudy). Thèse de Docteur-Ingénieur, Université de Grenoble.
- Gregersen, S., 1977. P-wave travel time residuals caused by a dipping plate in the Aegean arc in Greece. *Tectonophysics*, **37**, 83-93.
- Gutenberg, B. and C.F. Richter, 1948. Deep-focus earthquakes in the Mediterranean region, *Geofis. Pura Appl.*, **12**, 3-4.
- Gutenberg, B., and C.F. Richter, 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **32**, 163-191.
- Hashida, T., G. Stavrakakis and K. Shimazaki, 1987. Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication. *Tectonophysics*, **145**, 43-54.
- Herraiz, M., and A.F. Espinosa, 1986. Scattering and attenuation of high-frequency seismic waves: development of the theory of coda waves. *USGS Open-file report*, 86-455.
- Herrmann, R.B., 1980. Q estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 447-468.
- Innocenti, F., P. Manetti, A. Peccerillo and G. Poli, 1979. Inner arc volcanism in NW Aegean Arc: geomechanical and geochronological data. *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 145-158.
- Isacks, B.L. & P. Molnar, 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys.*, **9**, 103.
- 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.
- Jacoby, W.R., Agarwal, N.K. and Berckhemer, H., 1978. Crustal and upper mantle structure of the Aegean arc from travel time residuals and gravity. *H. Closs, H., Roeder, D. and Schmidt, K. Ed. Alps, Apennines, Hellenides*. **38**, 401-406.
- Jeffreys, H. and K.E. Bullen, 1940. Seismological tables. British Association. London (reprinted, with addition, 1967).
- Jeffreys, H., 1962. The Earth. Its origin, history and physical constitution, *Cambridge University Press*, 438pp.
- Jin, A-S., and K. Aki, 1986. Temporal change in coda Q before the Tsanghan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *J. Geophys. Res.*, **91**, 665-673.
- Karnik, V., 1969. Seismicity of the European Area. Part 1. Reidel. Dordrecht, 364 p.
- 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.
- Kissel, C., 1986. Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'évolution géodynamique tertiaire du domaine égéen de l'Épire à l'Anatolie occidentale. Thèse d'Etat, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 415 p.
- Klein, F.W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE, *U.S. Geological Survey open File Report*, 78-694.



- Kopnichev, Y.F., 1975. A model of generation of the tail of the seismogram (English Translation). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **222**, 333-335.
- Laj., C., M. Jamet, D. Sorel & J. P. Valente, 1982. First paleomagnetic results from Mio-Pliocene 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. Paris*, **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., 1979. Bassins marginaux et collision intracontinentale : exemple de la zone égéenne. *C.R.Acad.Sci. Paris*, t. **288**, 1083-1086.
- 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 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., J. C. Sibuet & J. Francheteau, 1977. The fit of the continents around the North Atlantic ocean. *Tectonophysics*, **38**, 169-210.
- 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.
- Lee, W. H. K. & 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.
- Lee, W.H.K., K. Aki, B. Chouet, P. Johnson, S. Marks, J.T. Newberry, A.S. Ryall, S.W. Stewart, and D.M. Tottingham, 1986. A preliminary study of Q coda in California and Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1143-1150.
- Levenberg, K., 1944. A method for a solution of certain non-linear problems in least-squares. *Quart. Appl. Math.*, **2**, 164-168.
- Lybérís, N., 1984. Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur. Thèse de Doctorat, Université de Paris 6, 367 pp.
- Lyon-Caen, H., R. Armijo, J. Drakopoulos, J. Baskoutas, N. Delibassis, 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., 1973. Some geological aspects of the evolution of the Hellenides. *Bull. Soc.géol. Grèce*, vol. X, **1**, 206-213.
- 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, Apenninnes, Hellenides. D. Roeder, K. Schmidt editors. 392-401.
- Makris, J. & C. Stobbe, 1984. Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. *Marine Geol.*, **55**, 347-363.
- 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, 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.
- Mercier, J.L., 1966. Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale. Thèse Paris.
- 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., B. Bousquet, N. Delibasis, I. Drakopoulos, B. Keraudren, F. Lemeille & D. Sorel, 1972. Déformations en compression dans le Quaternaire des rivages ioniens (Céphonie, Grèce). Données néotectoniques et séismiques. *C.R.Acad.Sci. Paris*, t. **275**, 2307-2310.
- Mercier, J.L., E. Carey, H. Philip & D. Sorel, 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., 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.
- 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., 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. K. Simeakis, D. Sorel & P. Vergely, 1988. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*. In : The structural and sedimentary evolution of the Neotectonic Aegean basins. sous presse.



- Morelli, C., M. Pisani, and G. Gantar, 1975. Geophysical studies in the Aegean Sea and the Eastern Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **18**, 127-168.
- Nafe, J.E. & C.L. Drake, 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, **22**, 523-552.
- Oliver, J. and B. Isacks, 1967. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere, *J. Geophys. res.*, **72**, 4259-4275.
- 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.
- 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.
- Papadopoulos, G. A., D. P. Kondopoulo, G. A. Leventakis & S. B. Pavlides, 1985. Seismotectonics of the Aegean region. *Tectonophysics*, **124**, 67-84.
- Papadopoulos, P., M. Wyss and D. L. Schmerge, 1988. Earthquake location in the western hellenic arc relative to the plate boundary. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1222-1231.
- 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, 1971. Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc. *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.
- 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.
- 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., P.E. Comninakis, 1978. Deep structure and tectonics of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, **46**, 285-296.
- Papazachos, B.C., P.E. Comninakis, 1982. Long term earthquake prediction in the Hellenic trench arc system. *Tectonophysics*, **86**, 3-16.
- Paquin, C., J. Bloyet et C. Angelidis, 1984. Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain, "in situ" measurements by overcoring, *Tectonophysics*, **51**, 145-150.
- Patriat, P., Segoufin J., Schlich R., Goslin J., Auzende J.M., Beuzart P., Bonnin J., Olivet J.L., 1982.

- Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, I, 415-421.
- Pavlis, G.L., and J.R. Booker, 1980. The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake parameter and velocity structure, *J. Geophys. Res.*, **85**, 4801-4810.
- Pedotti, G. & D. Hatzfeld, 1987. Observed ground motion for earthquakes recorded across a valley. European Geophysical Society, XII General Assembly.
- Perrier, G. & J. C. Ruegg, 1973. Structure profonde du Massif Central français, *Ann. Geophys.*, **29**, 435-502.
- Pitman, W. C. & M. Talwani, 1972. Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 619-646.
- Pedotti, G., 1988. Etude sismotectonique du Péloponnèse et réponse sismique d'une vallée sédimentaire en Grèce du nord. *Thèse de doctorat*, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Rautian, T.G., and V.I. Khalturin, 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-943.
- Rhea, S., 1984. Q determined from local earthquakes in the South Carolina coastal plain. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2257-2268.
- 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.
- Roecker, S., B. Tucker, J. King, and D. Hatzfeld, 1982. Estimates of Q in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 129-149.
- Roecker, S.W., 1981. Seismicity and tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of central Asia, Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge Massachusetts.
- Roecker, S.W., 1982. Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: possible evidence of subducted crust. *J. Geophys. Res.*, **77**, 945-959.
- Roecker, S.W., B. Tucker, J. King, and D. Hatzfeld, 1982. Estimates of "Q" in central Asia as a reflected at the core-mantle boundary [abs]. EOS Transactions AGU, American Geophysical Union 45th Ann. Meeting, Washington, D.C.
- Rothé, J.P., 1969. The seismicity of the earth, 1953-1965, *Earth Sciences*, UNESCO, 1.
- Sato, H., 1977. Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth.*, **25**, 27-41.
- Sato, H., 1984. Attenuation and envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **89**, 1221-1241.
- 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.

- Smith, A. G., 1971. Alpine deformation and the oceanic areas of the Thetys Mediterranean Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 2039-2070.
- Sorel, D., 1976. Etude néotectonique dans l'arc égéen externe occidental ; les îles ioniennes de Kephallenia et Zakintos et l'Elide occidentale. *Thèse 3ème cycle*, Orsay, 196 p.
- Spakman, W., M. J. R. Wortel & N. S. Vlaar, 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamical implications. *Geoph. Res. Let.*, **15**, n° 1, 60-63.
- Spencer, C. and D. Gubbins, 1980. Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure. Determination in lateral varying media. *Géophys. J. R. Soc.*
- 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.
- Thurber, C.H., and W.L. Ellsworth, 1980. Rapid solution of ray tracing problem in heterogeneous media, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **70**, 1137.
- Tselentis, G-A., J. Drakopoulos & C. Makropoulos, 1988. On the frequency dependence of Q in the Kalamata (South Greece) region as obtained from the analysis of the coda of the aftershocks of the Kalamata 1986 earthquake. *Tectonophysics*, **152**, 157-159.
- Tsujiura, M., 1978. Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **53**, 1-48.
- 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.
- 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 DE L'U.J.F. de GRENOBLE  
*Spécialité: Géophysique Interne*

GEOMETRIE ET CINEMATIQUE  
DE LA SUBDUCTION EGEENNE  
STRUCTURE EN VITESSE ET EN ATTENUATION  
SOUS LE PELOPONNESE

*Auteur: Christophe MARTIN*

*Etablissement: Observatoire de Grenoble.*

RESUME

**1° partie:** Géométrie et cinématique de la subduction égéenne.

Utilisant le fichier de séismes localisés par l'ISC, nous avons effectué un tri (fonction du nombre de lectures, de la couverture azimutale, des ondes pP etc...) concernant les séismes subcrustaux. Ce tri nous permet de définir une géométrie précise de la subduction, peu pentée sur environ 150 km, puis plongeant avec un angle de 45° jusqu'à 150 km de profondeur. Cette géométrie, qui n'est pas symétrique, est en accord avec le modèle cinématique de McKenzie.

Les vecteurs glissements des mécanismes principaux, le long de l'arc, montre une grande dispersion pour les mécanismes crustaux, mais une direction moyenne similaire à celle du rapprochement Europe-Afrique pour les séismes intermédiaires.

**2° partie:** Structure en vitesse sous le Péloponnèse.

L'inversion des temps d'arrivée de séismes locaux, enregistrés dans un réseau couvrant le Péloponnèse, montre une grande stabilité des résultats quelque soit le type d'onde considéré.

Les anomalies de surface sont représentatives de la géologie de surface. Dans la croûte nous retrouvons la direction NW-SE, correspondant aux grandes unités structurales. Sous la croûte, une anomalie rapide peut être associée à la lithosphère plongeante.

**3° partie:** Structure en atténuation sous le Péloponnèse.

Nous avons calculé le facteur  $Q_c$  à partir de la décroissance de l'amplitude de la coda de séismes locaux enregistrés sous forme numérique dans le Péloponnèse. Une régionalisation du facteur  $Q_c$  met en évidence une atténuation plus élevée sous le Péloponnèse que sous les bordures, ceci traduit probablement le passage d'une croûte amincie à une croûte épaisse.

La variation de  $Q_c$  avec la fréquence suit une loi de la forme  $Q_c = 73.5 \pm 34.5 f^{0.95 \pm .11}$  similaire à ce qui est observé dans les régions à tectonique active.

**Mots clés:** Arc hellénique, géodynamique, subduction, sismologie, inversion, atténuation.