



HAL
open science

Etude sismotectonique et inversion tridimensionnelle en Grèce du nord.

Apostolos Christodoulou

► **To cite this version:**

Apostolos Christodoulou. Etude sismotectonique et inversion tridimensionnelle en Grèce du nord.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1986. Français. NNT : . tel-00719960

HAL Id: tel-00719960

<https://theses.hal.science/tel-00719960>

Submitted on 23 Jul 2012

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

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

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

ET

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D

050 035995 5

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

Géophysique interne et géochimie

par

Apostolos A. CHRISTODOULOU

SUJET

ÉTUDE SISMOTECTONIQUE ET INVERSION TRIDIMENSIONNELLE EN GRÈCE DU NORD

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 03 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Soutenue le 7 Juillet 1986 devant la Commission d'Examen

Président : M. G. PERRIER

Examineurs : MM. D. HATZFELD

N. LYBERIS

J.-L. MERCIER Rapporteur

J.-C. RUEGG Rapporteur

GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

ET

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :

Géophysique interne et géochimie

par

Apostolos A. CHRISTODOULOU

S U J E T

ÉTUDE SISMOTECTONIQUE ET INVERSION TRIDIMENSIONNELLE EN GRÈCE DU NORD

Soutenue le 7 Juillet 1986 devant la Commission d'Examen

Président : M. G. PERRIER

Examineurs : MM. D. HATZFELD

N. LYBERIS

J.-L. MERCIER Rapporteur

J.-C. RUEGG Rapporteur

10248524

GRENOBLE

- AVANT PROPOS -

Paradoxalement alors que je suis né et que j'ai grandi à Thessaloniki, une région fortement sismique, j'ai ressenti mon premier tremblement de terre seulement à l'âge de 16 ans. C'était le 13 septembre 1974 et le séisme était localisé au SE de la ville de Thessaloniki. L'intensité à l'échelle de Mercalli était de III dans la ville, ce qui signifie une secousse assez forte pour être ressentie par un certain nombre de personnes à l'intérieur des maisons et en particulier aux étages supérieurs.

J'ai connu depuis beaucoup de séismes, en particulier celui du 4 mars 1977 de magnitude 7.2 qui a détruit en partie Bucarest (Roumanie) et que j'ai ressenti à Thessaloniki, ainsi que la séquence sismique de 1978 qui a endommagé Thessaloniki et sa région avec comme principale secousse principale le séisme du 20 juin 1978 de magnitude 6.5.

Depuis ce dernier tremblement de terre qui m'a beaucoup marqué, les séismes exercent sur moi une véritable fascination. J'ai donc voulu en apprendre le plus possible et éventuellement contribuer modestement à la compréhension de ce phénomène naturel. La thèse que vous avez entre les mains est la suite logique de cette passion.

Ce travail ne se serait pas réalisé sans l'aide précieuse de plusieurs personnes que je voudrais remercier :

- M. G. PERRIER qui m'a accueilli dans son laboratoire, m'a enseigné la sismologie et m'a fait l'honneur de présider le jury.
- M. Denis HATZFELD qui m'a tout appris sur les sismographes et le travail de terrain et a magnifiquement dirigé cette thèse. Bien que nos idées divergeaient parfois -quelle tête de Turc ce Grec !- je suis heureux de dire que j'ai eu le plus grand plaisir à travailler avec lui et que je n'oublierai jamais les soirées devant un verre de résiné frais sous le beau ciel grec -quand il ne pleuvait pas-.
- M. J. MERCIER grand spécialiste de la région et auteur de plusieurs articles qui m'ont servi de références qui a accepté d'être l'un des rapporteurs de la thèse et dont j'ai apprécié les conseils et remarques constructifs.
- M. JC. RUEGG qui m'a écouté avec intérêt et a accepté d'être l'autre rapporteur de ce travail.
- M. N. LYBERIS qui s'est intéressé à mon travail et a bien voulu participer à mon jury.

Je tiens ensuite à remercier le Pr B.C. Papazachos, sans l'aide duquel cette thèse ne se serait jamais réalisée. Il nous a accueilli dans son laboratoire de Géophysique à Thessaloniki et a encouragé cette étude. Il a mis à notre disposition toutes les données et le matériel nécessaire pour ce travail.

Cette étude a été possible grâce à l'importante quantité de données dont j'ai disposé. Je remercie donc tous ceux qui ont participé à la collecte des données durant les deux campagnes sismologiques en Grèce : F. et L. Thouvenot, JR. Grasso, P. Rochette de l'équipe française et P. Hatzidimitriou, M. Skordilis, D. Panayotopoulos et R. Papadimitriou de l'équipe grecque.

Il serait injuste d'oublier les chercheurs du labo, je pense en particulier au Pr P. Vialon qui m'a enseigné la tectonique et puis m'a fait bénéficier des nombreux conseils et à G. Ménard, J. Fréchet, A. Paul, D. Schmitt et les autres qui m'ont fait profiter de leurs idées et de leur amitié de tous les jours.

Mention spéciale pour la SNCF et en particulier le TGV qui m'ont permis de faire durant ces années le trajet travail (Grenoble) - maison (Paris).

Ce travail a été en partie financé par le service culturel de l'ambassade de France en Grèce.

Enfin je voudrais dédier cette thèse à ma femme pour sa patience et sa compréhension et à mes parents pour leur aide financière durant toutes ces années.

PREMIERE PARTIE : SISMICITE

ETUDE MICROSISMIQUE ET EVOLUTION D'UN GRABEN COMPLEXE : EXEMPLE LE GRABEN MYGDONIEN (GRECE DU NORD).

I. - CONTEXTE GEODYNAMIQUE. ETUDES ANTERIEURES	
1. - CADRE REGIONAL	p. 3
1.1. - Tectonique	p. 3
1.2. - Géologie	p. 10
2. - CADRE LOCAL	p. 12
2.1. - Sismicité historique	p. 12
2.2. - Géologie	p. 12
2.3. - Le tremblement de Terre de 1978	p. 17
II. - ACQUISITION ET EXPLOITATION DES DONNEES.	
1. - INTRODUCTION	p. 23
2. - INSTRUMENTS ET DONNEES	p. 23
2.1. - Instruments	p. 23
2.2. - Le dépouillement	p. 27
2.3. - Erreurs de lecture	p. 28
3. - PROCESSUS DE LOCALISATION. CALCUL DE LA MAGNITUDE	p. 29
4. - UTILISATION DES ARRIVEES DES ONDES S	p. 30
5. - DETERMINATION DU RAPPORT V_p/V_s	p. 31
6. - DETERMINATION D'UN MODELE DE VITESSE UNIDIMENSIONNEL	p. 34
6.1. - Introduction	p. 34
6.2. - Choix des meilleurs événements	p. 34
6.3. - Modèles à une couche homogène	p. 40
6.4. - Modèles à deux couches	p. 40
6.5. - Modèles à gradient	p. 41
7. - HETEROGENEITES LATERALES ET CORRECTIONS DES STATIONS	p. 46
8. - TESTS SUR LES MECANISMES AU FOYER	p. 46
8.1. - Introduction	p. 46
8.2. - Parcours des rais et mécanismes au foyer	p. 47
9. - CONCLUSIONS	p. 51
III. - RESULTATS : REPARTITION SPATIALE DE LA SISMICITE ET MECANISMES AU FOYER	
1. - INTRODUCTION	p. 57
2. - CAMPAGNE DE 1984	p. 57
2.1. - Répartition spatiale des épacentres	p. 57
2.2. - Répartition des hypocentres et mécanismes au foyer	p. 61
2.2.a. - Introduction	p. 61
2.2.b. - Région Ouest	p. 62
2.2.c. - Région Est	p. 69
2.2.d. - Région Sud-est	p. 73
3. - CAMPAGNE DE 1985	p. 73
4. - REPARTITION DES AXES P ET T	p. 77
IV. - INTERPRETATION ET DISCUSSION	
1. - INTRODUCTION	p. 79
2. - REMARQUES SUR LA REPARTITION EPICENTRALE ET HYPOCENTRALE DES SEISMES	p. 79
2.1. - Répartition épacentrale	p. 79

2.2. - Plans des failles	p. 80
2.3. - Profondeur des séismes	p. 80
3. - LES DIFFERENTES FAMILLES DE FAILLES OBSERVEES	p. 81
3.1. - Failles normales	p. 81
3.2. - Failles de coulissage	p. 83
3.3. - Failles inverses	p. 83
4. - DISCUSSION SUR LES AXES P ET T	p. 89
5. - UN MODELE	p. 91
5.1. - Données	p. 91
5.2. - Interprétation	p. 93
ANNEXE I	p. 97
ANNEXE II	p. 103

DEUXIEME PARTIE : INVERSION EN 3-D

ETUDE DE LA CROUTE ET DU MANTEAU SUPERIEURE DE LA GRECE DU NORD A PARTIR DE L'INVERSION DES ONDES P DES TELESEISMES

I. - INTRODUCTION	
1. - POURQUOI CETTE INVERSION ?	p. 113
2. - METHODE DIRECTE ET METHODE INVERSE	p. 113
3. - RESIDUS	p. 114
II. - LA METHODE	
1. - DEFINITION DE LA METHODE	p. 117
2. - FORMULATION DU PROBLEME	p. 117
3. - SOLUTION INVERSE	p. 121
3.a. - Méthode de Levenberg-Marquart	p. 121
3.b. - Inverse stochastique	p. 122
III. - TRAITEMENT DES DONNEES	
1. - DONNEES	p. 125
1.a. - Réseau	p. 125
1.b. - Les séismes	p. 125
1.c. - Les résidus	p. 132
2. - PRESENTATION DU MODELE	p. 133
2.a. - Modèle de vitesse	p. 133
2.b. - Taille des blocs et des couches du modèle	p. 133
2.c. - Programme utilisé	p. 135
3. - CHOIX DE LA TAILLE DU VOLUME A MODELISER	p. 135
4. - CHOIX DU FACTEUR DE PONDERATION	p. 136
5. - RESOLUTION ET ERREURS DU MODELE	p. 137
IV. - RESULTATS ET INTERPRETATION	
1. - MODELES TRIDIMENSIONNELS	p. 141
2. - PRESENTATION DES ANOMALIES	p. 143
2.1. - Lithosphère	p. 143
2.1.a. - La croûte	p. 143
2.1.b. - Le manteau supérieur	p. 144
2.2. - Asthénosphère	p. 150

2.2.a. - Profondeur entre 90-170 km	p. 150
2.2.b. - Profondeur entre 170-250 km	p. 150
3. - INTERPRETATION	p. 150
3.1. - Lithosphère	p. 150
3.1.a. - Corrélation avec la lithologie	p. 151
3.1.b. - Corrélation avec l'isostasie	p. 151
3.1.c. - Corrélation avec le flux de chaleur	p. 153
3.1.d. - Corrélation avec la sismicité	p. 157
3.2. - Asthénosphère	p. 159
4. - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	p. 160
ANNEXE	p. 163

PREMIERE PARTIE

SISMICITE

ETUDE MICROSISMIQUE ET EVOLUTION D'UN GRABEN COMPLEXE : EXEMPLE LE
GRABEN MYGDONIEN (GRECE DU NORD).

I. - CONTEXTE GEODYNAMIQUE - ETUDES ANTERIEURES

1. - CADRE REGIONAL

La région que nous étudions, se situe au nord du domaine Egéen. C'est un domaine très complexe dont nous nous efforcerons de résumer les grands traits tectoniques géologiques et géophysiques observés jusqu'à ce jour.

1.1 - Tectonique

La région de la Grèce et de la mer Egée est sismiquement très active (fig. I.1). Deux phénomènes tectoniques majeurs sont observés dans cette région; l'extension vers le sud à sud-ouest de la mer Egée, et la terminaison ouest de la faille de coulissage Nord-Anatolienne (fig. I.2).

La mer Egée s'étend actuellement vers le S-SW; au niveau de l'arc Hellénique la plaque Africaine plonge sous la lithosphère Egéenne.

La plaque Africaine après avoir longtemps coulissé le long de la plaque de l'Eurasie (de -180 Ma à -65 Ma, selon Biju-Duval et al., 1976), a commencé à se rapprocher depuis l'Eocène (-65 Ma) de l'Europe sans coulissage. Actuellement le pôle instantané de rotation, relatif à ces deux plaques, se situe au sud des Canaries (Minster et Jordan, 1978), et la rotation est de 0.104 deg/Ma. Une telle rotation, donne une compression de 7 km/Ma au niveau de l'arc Hellénique (Lliboutry, 1982).

La mer Egée peut être comparée à un bassin marginal en extension. Plusieurs raisons ont été invoquées pour expliquer cette extension.

Tapponnier (1977) pense que cette extension est due à une extrusion horizontale, consécutive aux poinçonnements plastiques et aux serrages entre les différents blocs continentaux.

L'étalement plastique dû aux différences d'altitude entre la plaque Africaine et la mer Egée, avec un "appel au vide", est aussi invoqué pour expliquer l'extension (Le Pichon et Angelier, 1979; Angelier et Le Pichon, 1980).

Makris (1977) et Mc Kenzie (1978) proposent des petits courants de convection à la base de la lithosphère.

Toutefois, quels que soient les causes, cette extension provoque un amincissement de la croûte Egéenne. Au-dessous de cette croûte on trouve en général, un manteau supérieur anormal (Makris, 1977, 1978a, 1978b, 1978c), avec des densités plus faibles (fig. I.3 et I.4) et des vitesses pour les ondes P plus lentes, de l'ordre de 7.90 km/s.

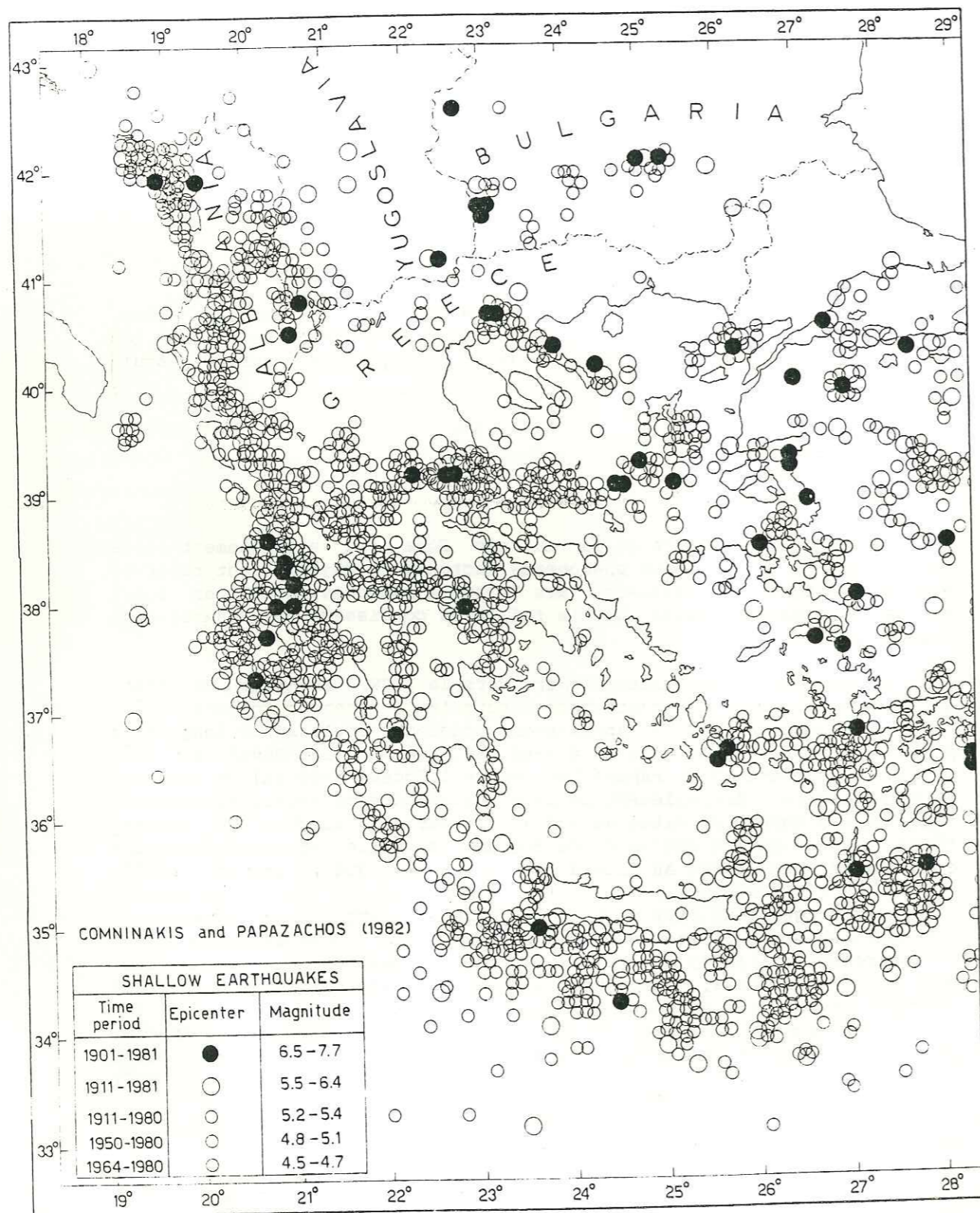


Figure I.1. - Carte de la sismicité de la Grèce. D'après Papazachos et Comninakis (1982).

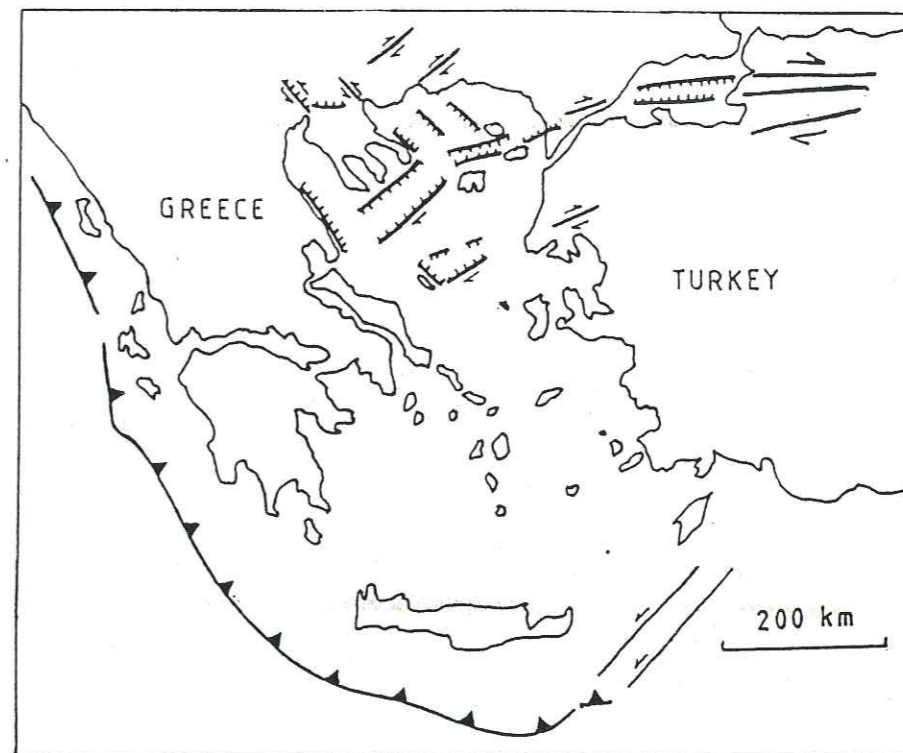
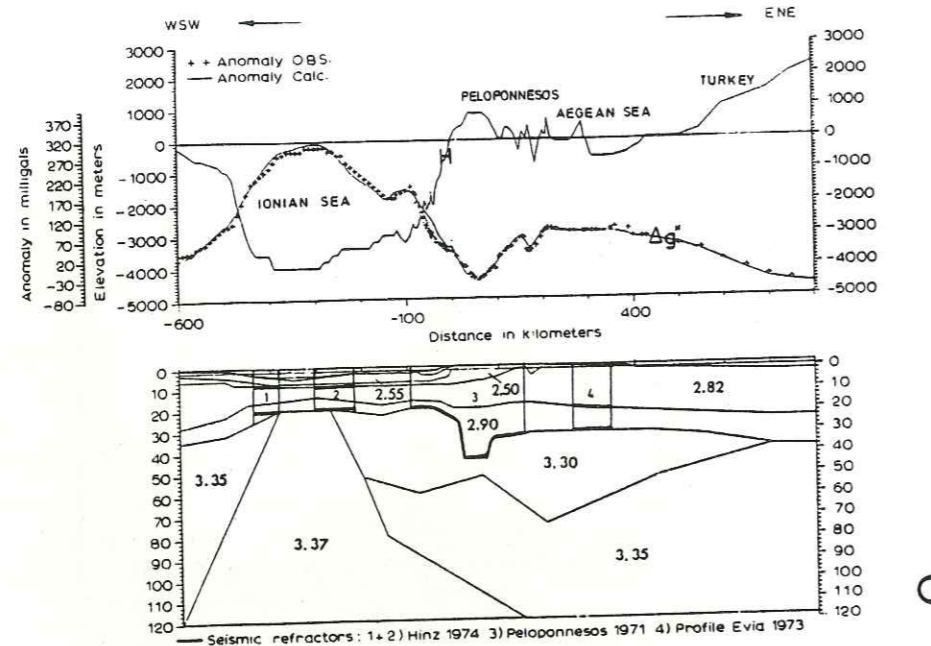


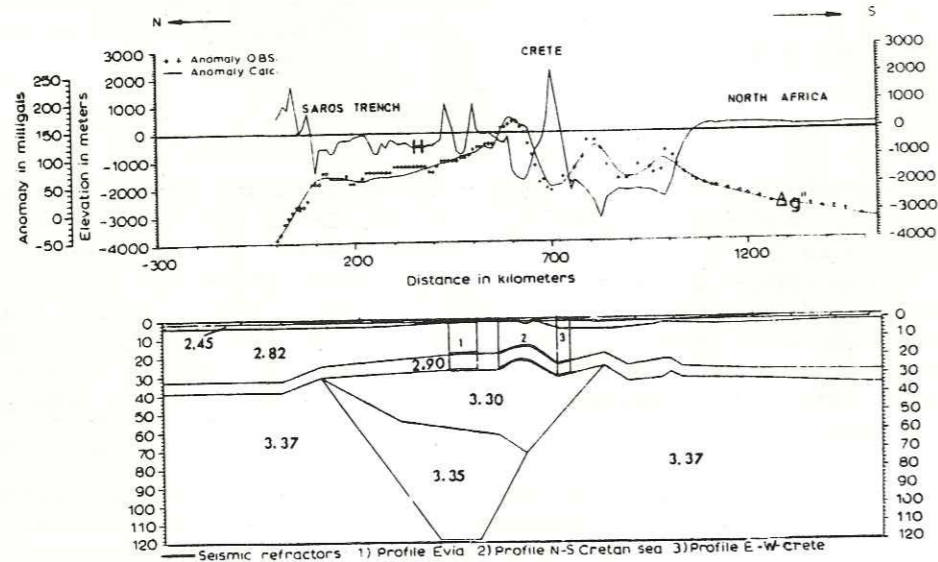
Figure I.2. - Esquisse des mouvements observés dans le domaine Nord-Egéen et l'arc Hellénique. Les triangles noirs indiquent la zone de subduction, avec les triangles du côté de la plaque chevauchante. Les failles normales sont indiquées avec les hachures du côté affaissé. Les demi-flèches indiquent les mouvements de coulissage.

L'autre phénomène tectonique majeur observé dans cette région, c'est la faille Nord-Anatolienne. Cette faille de coulissage dextre traverse le nord de la Turquie jusqu'aux côtes ouest. Le prolongement de cette faille vers l'ouest, sous la mer Egée, n'est pas défini de façon précise. Sur la figure I.2, nous montrons une esquisse des failles probables sous le domaine Nord-Egéen. C'est une compilation des travaux de Mc Kenzie (1970, 1972, 1978), Dewey et Sengor (1979), Mercier (1976, 1977, 1981), Mercier et al. (1975, 1979a, 1983a), Lyberis et Deschamps (1982).

La majorité des mécanismes au foyer observés dans le domaine Nord-Egéen, montrent des failles normales et des failles de coulissage (Mc Kenzie, 1972, 1978; Ritsema, 1974; Papazachos, 1976; Drakopoulos et Delibasis, 1982; Lyberis et Deschamps, 1982; Papazachos et al., 1984), fig. I.5. Les failles normales se dirigent E-W ou NW-SE. Les failles de coulissage montrent des mouvements dextres sur des plans NE-SW, et des mouvements senestres sur des plans NW-SE. Ces mouvements peuvent être comparés à la distribution de contraintes dans le domaine Egéen, résumée sur la figure I.6 (Mercier et al., 1983a).



a.



b.

Figure 1.3. - Modèles en 2-D de la croûte, obtenus à partir de données gravimétriques et sismiques. Ces modèles montrent que l'anomalie gravimétrique de Bouguer calculée peut être ajustée à l'anomalie observée, à condition d'introduire un manteau supérieur anormal (faible densité) sous la mer Egée et la fosse Hellénique.
 a. Profil selon une ligne Malte-Mer Egée- Turquie.
 b. Profil selon une ligne Bulgarie-Mer Egée-Egypte.
 D'après Makris (1977, 1978).

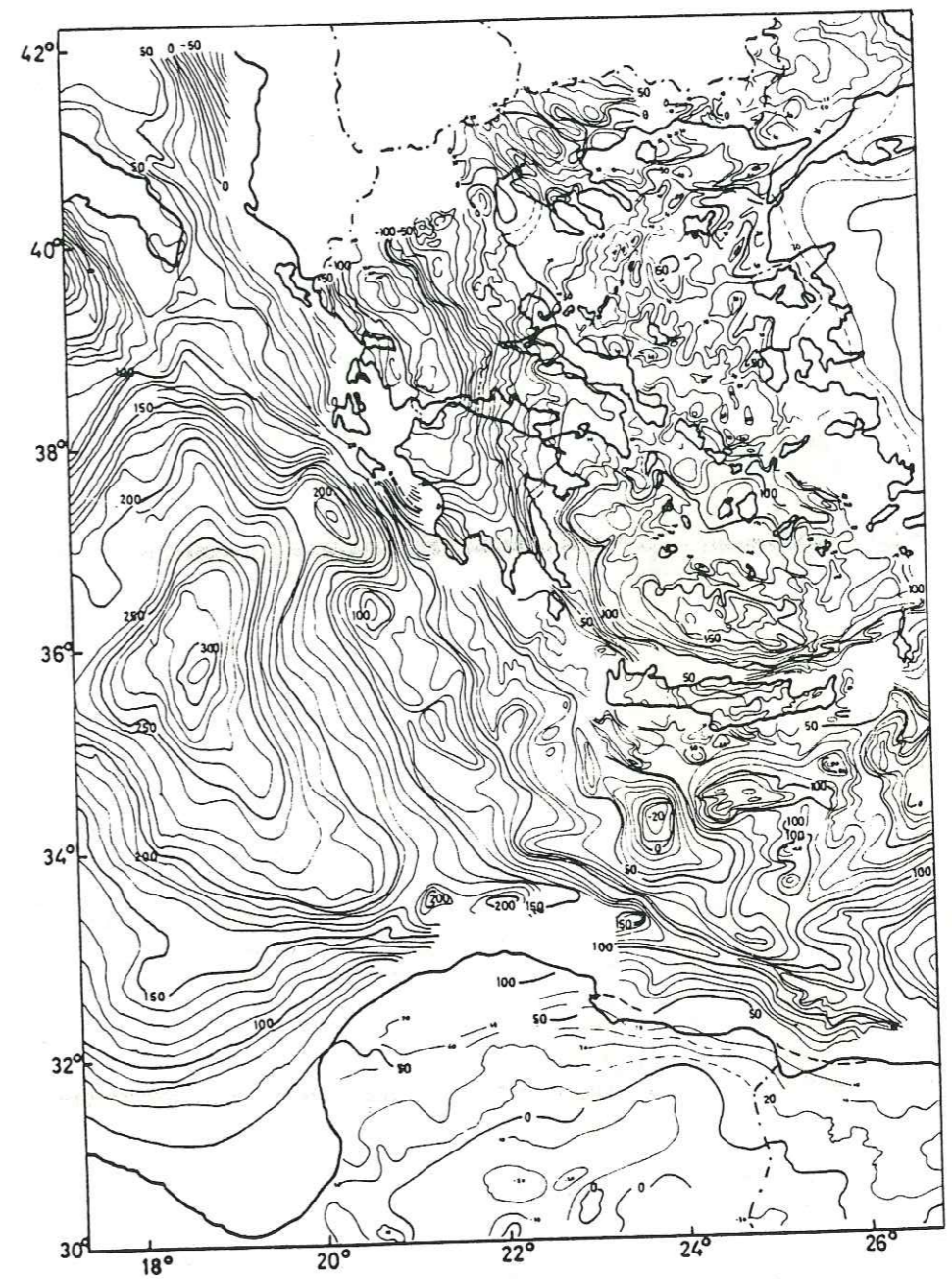


Figure 1.4. - Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer de la Grèce et des régions environnantes, d'après Makris (1977, 1978).

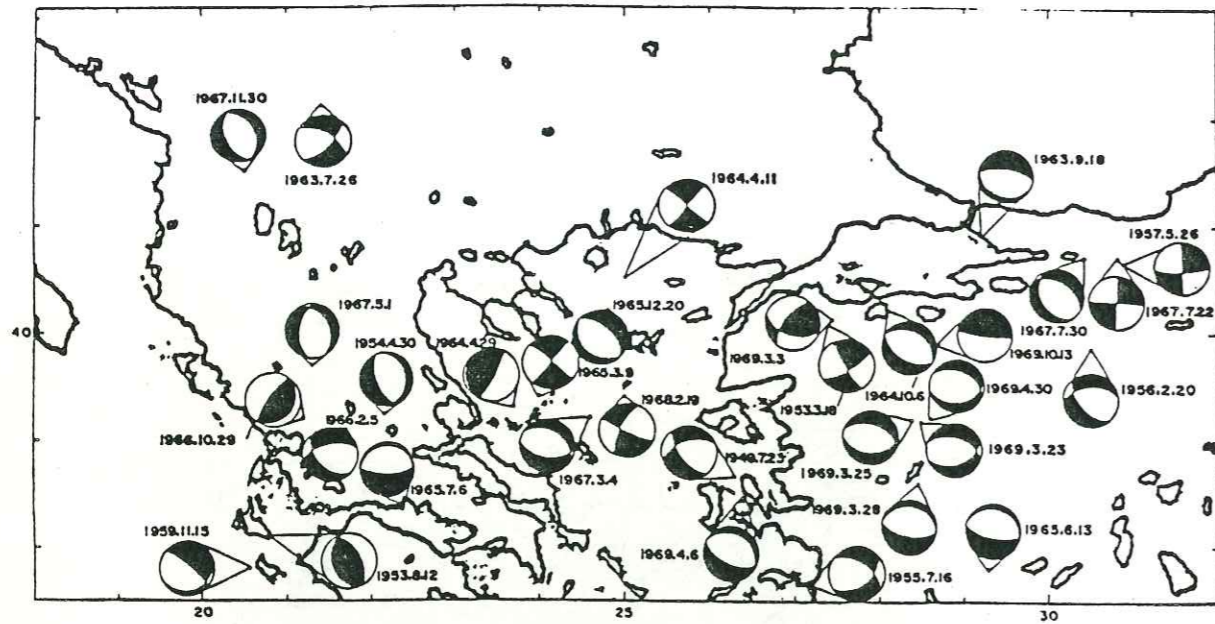


Figure I.5. - Mécanismes au foyer observés dans le domaine Nord-Egéen, d'après Mc Kenzie (1978).

Selon Carver et Bollinger (1981) cette distribution, dans la région Nord-Egéenne, peut être comparée aux lignes de glissement, observées à l'extrémité d'une grande faille coulissante (Chinnery, 1966), telle la faille Nord-Anatolienne (fig. I.7).

Selon Tapponnier (1977), Mercier (1977), Mercier et al. (1979, 1983a, 1983b), les grandes déformations intracontinentales du domaine Nord-Egéen peuvent être interprétées par un modèle de déformation continue, en utilisant la théorie des lignes de glissement dans le plan horizontal (Tapponnier et Molnar, 1976). Ainsi, les failles senestres NW-SE et les failles dextres NE-SW correspondent aux lignes de glissement attendues, en association avec la faille Nord-Anatolienne. Mais des mouvements normaux sont observés sur ces failles, ainsi que sur les failles dirigées E-W. Ceci indiquerait qu'il ne faut pas mésestimer le rôle de l'extension de la mer Egée dans ces déformations.

Donc, les phénomènes tectoniques observés dans le domaine Nord-Egéen seraient dus à l'action simultanée de la grande faille intracontinentale coulissante dextre Nord-Anatolienne, et l'extension vers le S-SW de la lithosphère Egéenne.

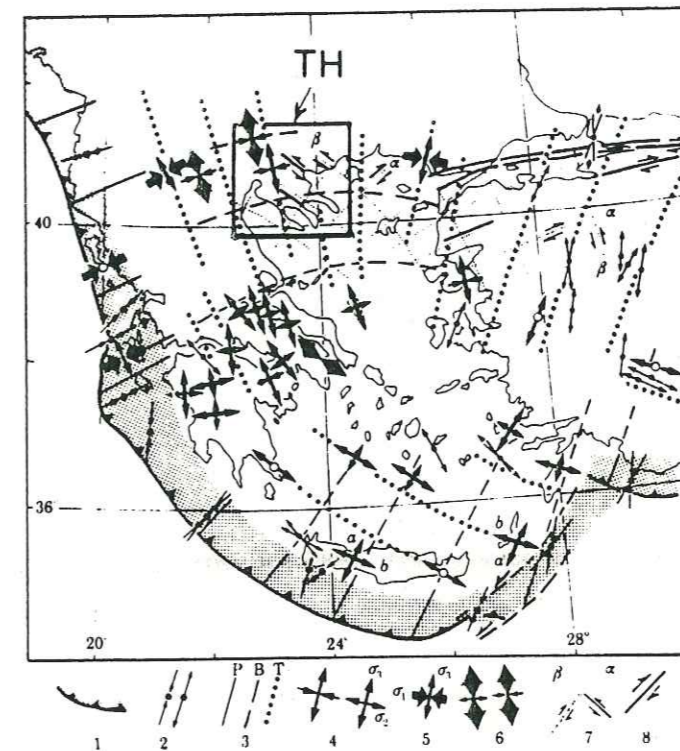


Figure I.6. - Stress trajectories in the Aegean domain from (a) focal mechanisms of shallow earthquakes; (b) structural analysis of neotectonic and active faults; and (c) in situ stress measurements. 1, Aegean subduction: the dotted area approximately represents the compressed convergent margin of the Aegean arc and of the Adriatic collision. 2, horizontal projections of the slip vectors determined from focal mechanisms of compressional (convergent arrows) and extensional (divergent arrows) shallow earthquakes (McKenzie 1972, 1978). 3, (P, B, T), Regional principal directions of compressional, intermediate and tensional stresses determined from clusters of focal mechanisms (from Ritsema, (1974), modified along the convergent margin, in SE Aegean and W. Turkey with the help of McKenzie's (1972, 1978) data). 4, 5, Deviatoric compressional (σ_1'), intermediate (σ_2'), and extensional (σ_3') principal stress directions determined from structural analysis of neotectonic and active faults. The two principal directions shown are those approximately situated in the horizontal plane. The intermediate deviatoric principal stresses are compressive (small convergent arrows) or extensional (small divergent arrows). In West Crete and on Karpathos (from J. Angelier), the two arrows marked a and b represent two σ_3' directions belonging to distinct Quaternary extensional phases. Arrows diverging from open circles represent extensional directions determined from graphical methods. 6, Principal extensional stress directions (σ_h , min, negative) from in situ stress measurements (Paquin et al., 1982); the other principal stress directions, having the smallest absolute values (σ_h , max), are compressive (small convergent arrows) or extensional (small divergent arrows). Measurements are made at a small depth (less than 4 m). 7, In the north Aegean, slip lines have been drawn bisecting at a 45° angle the P and T trajectories. 8, strike slip faults (see Mattauer and Mercier, 1980). Data from Ionian Islands, Sorel (1976) and Mercier et al. (1979b); Peloponnesus and Corinth Gulf, Sébrier (1977); Lokris, Euboea, and Beotie, Pegoraro (1972), Philip (1974), Mercier et al. (1979b) and Lemeille (1977); East Crete, Mercier et al. (1974); West Crete and Karpathos, Angelier (1979); Islands of Kos, Santorini, and Milos, Jarrige et al. (1976) and Jarrige (1978); Thessaloniki, Mercier et al. (1979a); Thrace and Lesbos, Mercier (1981); West Turkey, Dumont et al. (1979). Square marked TH shows situation of Figure 1.

D'après Mercier et al. (1983a).

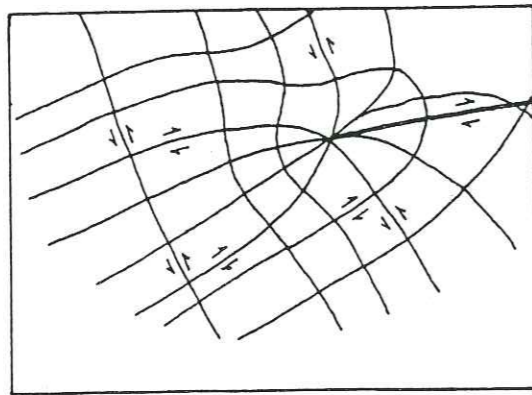


Figure 1.7. - Lignes de glissement observées à l'extrémité d'une faille de coulissage dextre, d'après Chinnery (1966).

1.2. - Géologie

Les Hellénides sont une chaîne d'âge alpin (fig. 1.8) (Brunn, 1956; Aubouin, 1959; Aubouin et al., 1963; Mercier, 1966; Smith et Moores, 1974; Jacobshagen et al., 1978). C'est une chaîne constituée de formations géologiques autochtones, et de nappes allochtones. La direction des limites structurales et tectoniques est NNW-SSE à NW-SE.

De l'ouest à l'est nous pouvons résumer les Hellénides de la façon suivante.

- La série autochtone de la zone préapulienne.
- Une suite de nappes, superposées sur la zone préapulienne, allant de la série Ionienne à l'ouest à la nappe Pélagonienne à l'est.
- Plus à l'est, l'unité de Axios-Vardar, le massif Servomacédonien et le complexe cristallin du massif de Rhodope.

Il faut également souligner la présence de roches ultrabasiques (complexes ophiolithiques), qui jalonnent les Hellénides du NW au SE. Ces roches sont les témoins d'anciennes zones de subduction.

Enfin, il faut rappeler l'activité volcanique actuelle de l'arc Egéen interne (îles de Cyclades), liée à la subduction de la plaque Africaine sous la mer Egée.

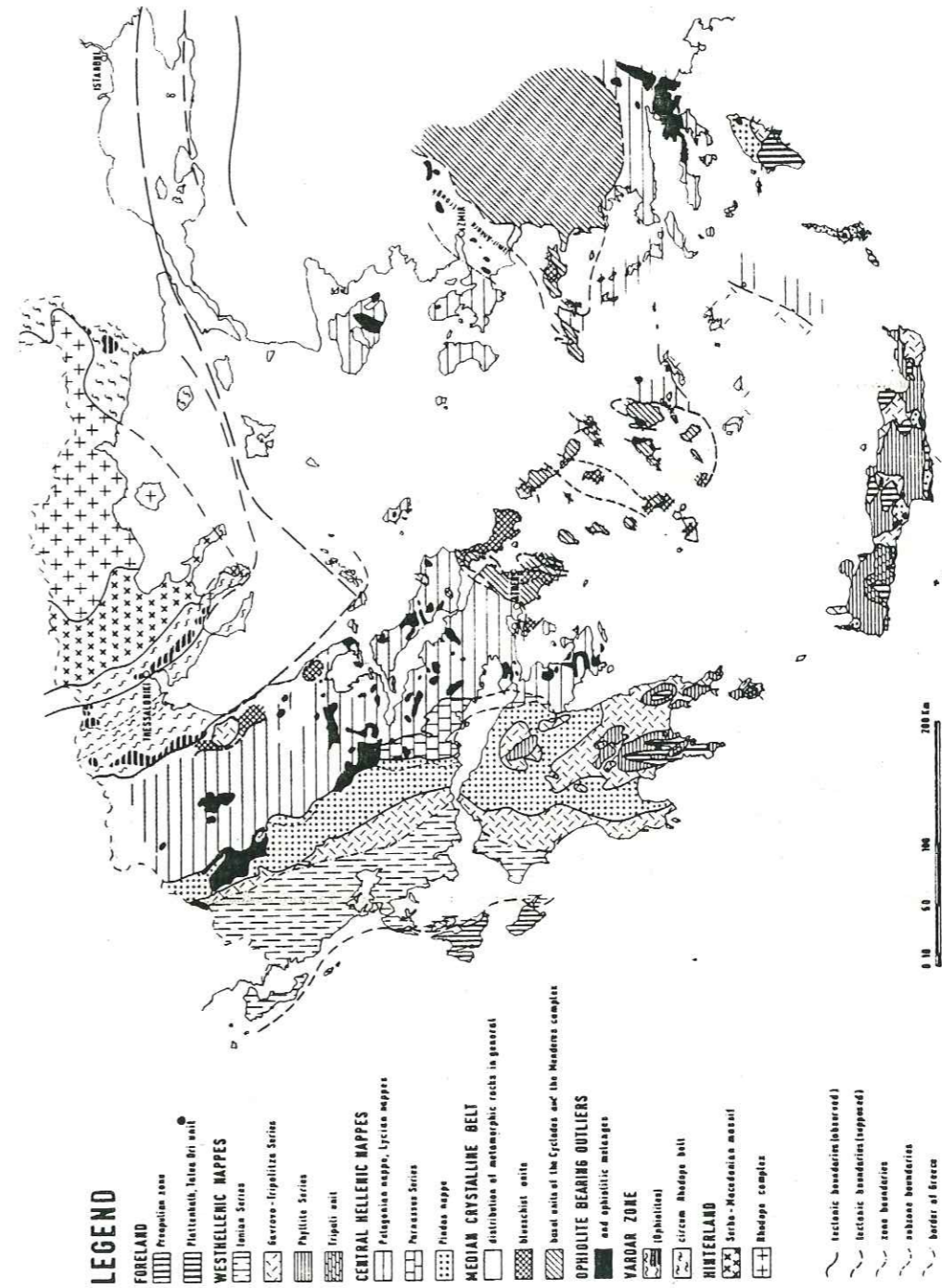


Figure 1.8. - Carte géologique de la Grèce, d'après Jacobshagen et al. (1978).

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: pialour@ujf grenoble.fr

2. - CADRE LOCAL

2.1. - Sismicité Historique

La Grèce du nord est très sismique. La particularité de la sismicité est qu'elle est surtout localisée à l'intérieur de l'unité géologique du massif Servomacédonien ou aux limites de cette formation avec les autres formations géologiques (fig. I.9 et I.10) (Skordylis, 1985).

Durant ce siècle, plusieurs séquences sismiques destructives ont eu lieu dans cette région (Papazachos et Comninakis, 1982).

Une première séquence a commencé en 1902, avec un séisme (Ms=6.6) localisé à l'intérieur du bassin Mygdonien (fig. I.9). Cette séquence s'est continuée en 1904, avec un séisme (Ms=7.6) localisé plus au nord, et un séisme (Ms=7.4) localisé au sud de la péninsule du Mont Athos.

Une deuxième séquence a commencé en 1931, avec un tremblement de Terre (Ms=6.6) localisé au nord de la région. Quelques mois plus tard, en 1932, un fort séisme (Ms=6.9) a eu lieu au nord de la péninsule du Mont Athos, une centaine de km plus au sud que le premier.

La dernière séquence destructive a eu lieu en 1978. Le choc principal du 20 Juin 1978 (Ms=6.5), était précédé par deux précurseurs de forte magnitude, le 24 Mai (Ms=5.8), et le 19 Juin (Ms=5.2), et suivi d'une réplique le 4 Août (Ms=5.2). Tous ces séismes étaient localisés à l'intérieur du bassin Mygdonien (fig. I.9 et I.14). Cette séquence a fait beaucoup de dégâts matériels dans la zone épacentrale et la ville proche Thessaloniki, mais surtout, elle a causé la mort de 50 personnes. Nous allons discuter plus en détail cette séquence au paragraphe 2.3.

2.2 - Géologie

Le massif Servomacédonien (fig. I.8 et I.11), est le trait géologique prédominant de la région. Il s'agit de roches cristallines et de schistes d'âge pré-mésozoïque, recouvertes par des sédiments mésozoïques (Kockel et Walther, 1965, 1968; Kockel et al., 1971, 1977).

A l'ouest cette formation est bordée par la zone Axios-Vardar; des métasédiments mésozoïques très déformés. La limite structurale entre ces deux unités montre la même direction NW-SE que la chaîne des Hellénides dans son ensemble.

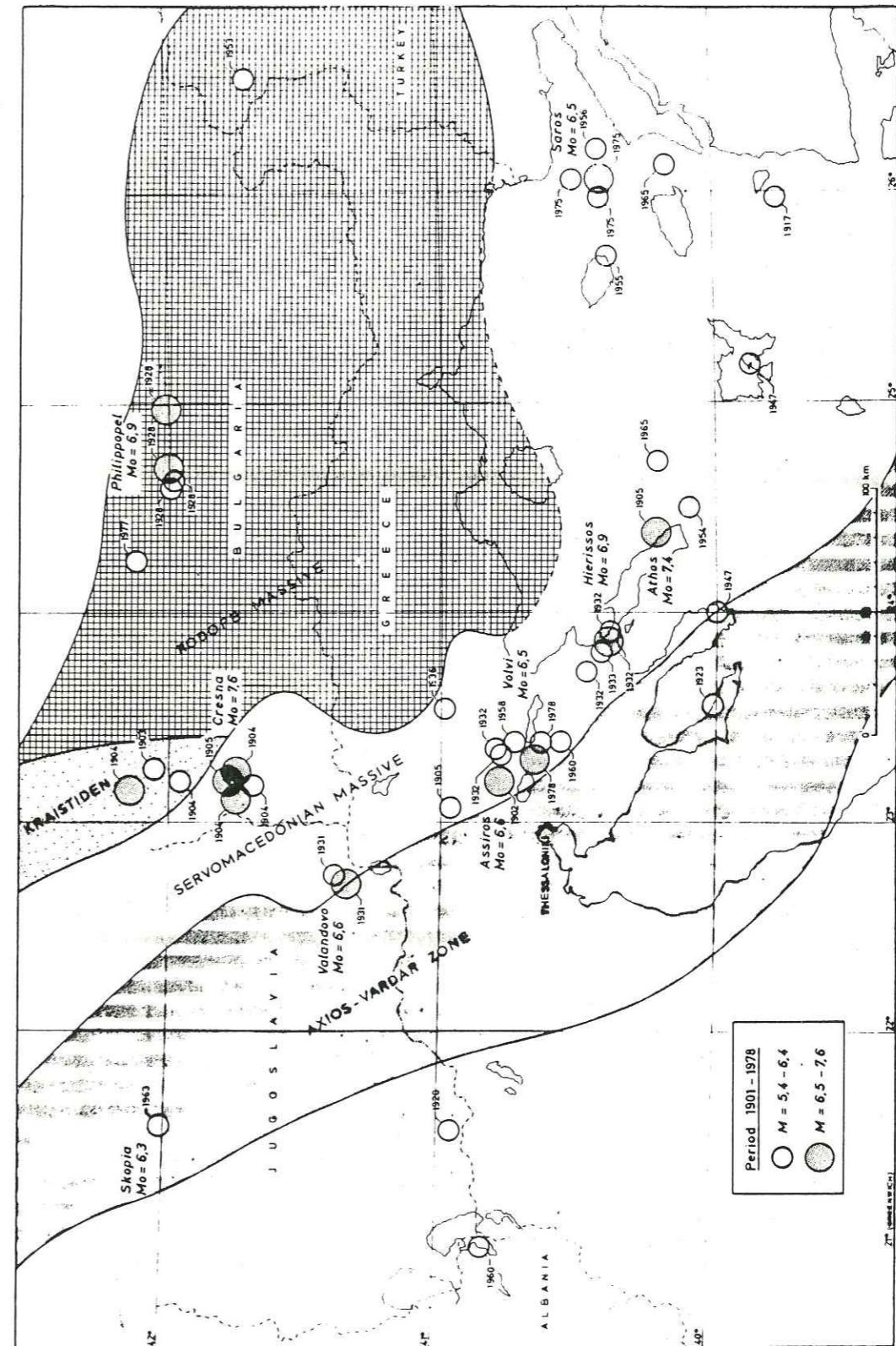


Figure I.9. - Séismes de magnitude Mb>5.4 localisés en Grèce du nord durant ce siècle, d'après Papazachos et al. (1980).

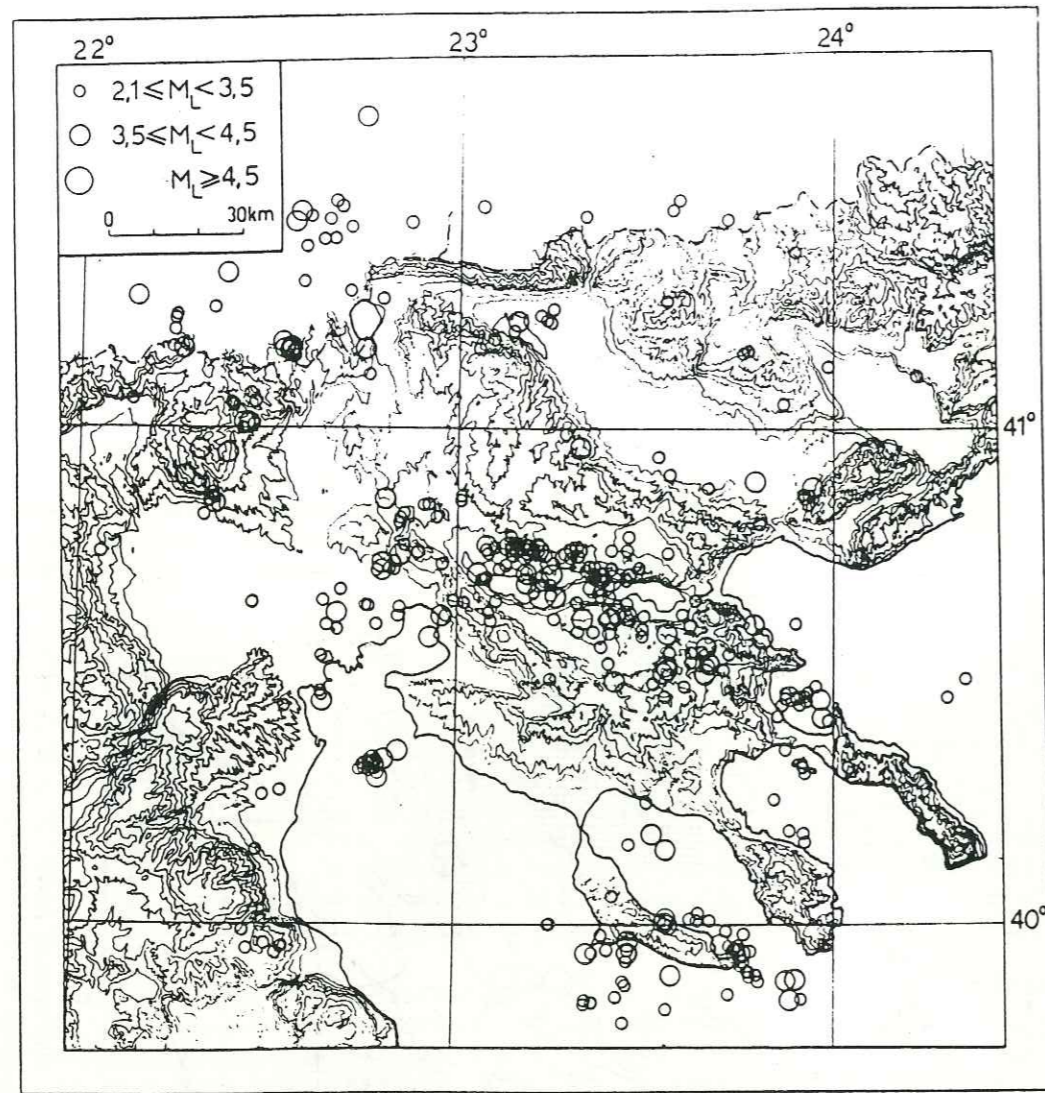


Figure I.10. - Localisation des séismes locaux enregistrés par le réseau permanent du Laboratoire de Géophysique de l'Université de Thessaloniki, pour la période du 1.1.1981 au 31.12.1984, d'après Skordylis (1985).

Certains auteurs (Kockel et al., 1971, 1977; Kauffman, 1976; Jacobshagen et al., 1978), individualisent une nouvelle unité géologique entre le massif Servomacédonien et la zone Axios-Vardar, qu'ils appellent Ceinture "Circum-Rhodope". Des roches ultrabasiqes (complexes ophiolithiques), ayant une direction NW-SE, ont été observés entre la zone Axios-Vardar et massif Servomacédonien (fig. I.8).

A l'est la zone Servomacédonienne chevauche le massif cristallin de Rhodope (Kockel et Walther, 1965), qui forme un complexe cristallin d'âge probablement post-cambrien.

Du point de vue géomorphologique le massif Servomacédonien est constitué d'une série de bassins (grabens) et de horst (Mountrakis et al., 1983; Psilovikos, 1977, 1984) (fig. I.11). En particulier, la

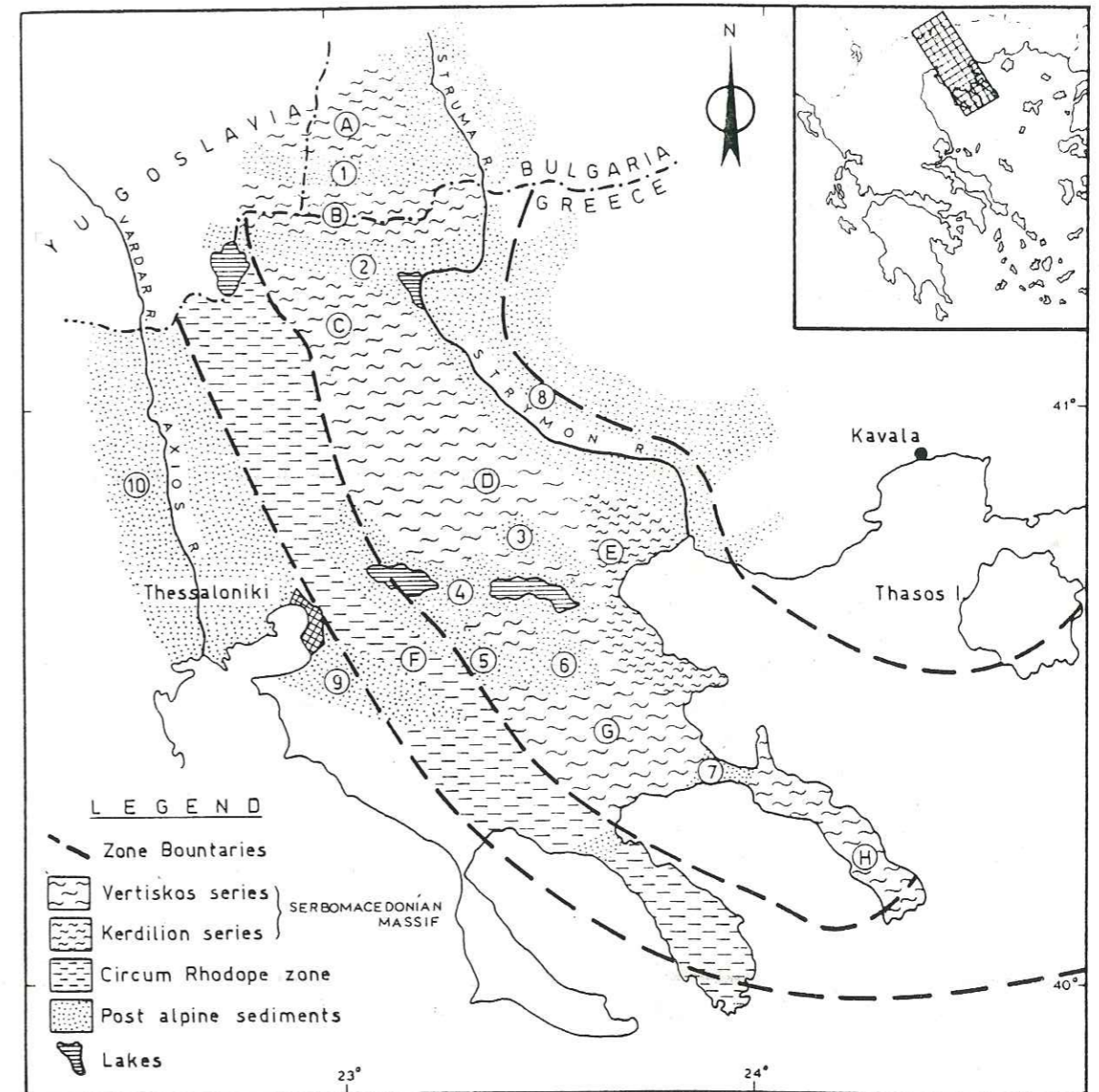


Figure I.11 Geological map of the Serbomacedonian massif and the surrounding area.

Basins		Horsts	
1. Strumeshnitsa	6. Marathousa	A. Orzazhden	E. Kerdilion
2. Rodopolis	7. Nea Rôda	B. Kerkini/Belassitsa	F. Chortiatis
3. Vromolimnes	8. Struma/Strymon	C. Krusia	G. Cholomon
4. Mydonia	9. Anthemous	D. Vertiskos	H. Athos
5. Zangliveri	10. Vardar/Axios		

D'après Mountrakis et al. (1983).

dépression du bassin Mygdonien et des bassins environnants (fig. I.12 et I.13), est actuellement très sismique et indique que la croûte terrestre de la région, est soumise à une traction.

La forme en coude du bassin Mygdonien est interprété comme le résultat d'effondrements le long de failles de direction différentes : failles NW-SE coulissantes senestres à composante normale et failles E-W à ENE-WSW normales (Mercier et al., 1979, 1983a, 1983b), que l'on peut également observer sur les images du satellite LANDSAT 1 (fig. I.12).

La géologie (Kockel et al., 1971, 1977) et la néotectonique (Faugères, 1975; Mercier, 1977; Mercier et al., 1979, 1983a, 1983b; Fountoulis, 1980) (fig. I.10 et I.13), ont mis en évidence trois directions principales de failles.

- Des failles dirigées N 100° à N 130°, avec un mouvement normal et coulissage senestre.
- Des failles dirigées N 10° à N 40°, avec un coulissage dextre et une composante normale.

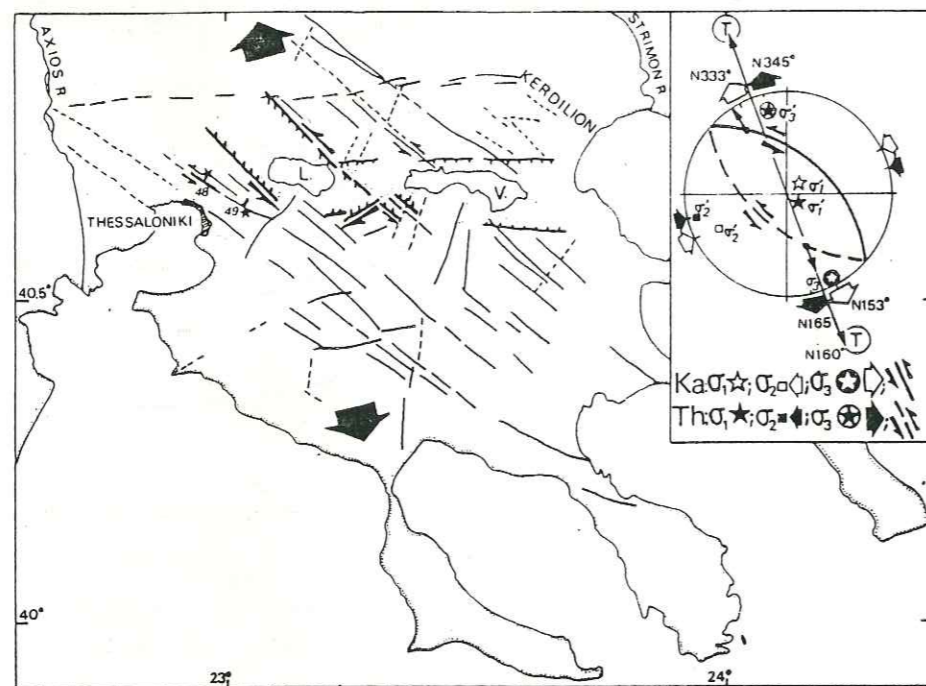


Figure I.12.- Carte structurale du bassin Mygdonien et des régions environnantes : linéaments observés sur les images du satellite LANDSAT 1 (traits fins), failles sismiques et néotectoniques (traits épais), bassins (surface ombrée). Dans l'encart le stéréogramme de Wulf (Hémisphère inférieur) montre une faille quaternaire (Ka) au SW du lac Langadha et la principale zone de failles sismiques superficielles (Th) avec les directions correspondantes. D'après Mercier et al. (1983b).

- Des failles dirigées N 60° à N 90°, avec un mouvement essentiellement normal.

Ces mêmes directions ont été observées, dans l'ensemble du domaine Nord-Egéen, au niveau régional (fig. I.2).

Selon Lyberis (1984) trois épisodes tectoniques ont affecté le domaine nord Egéen depuis le néogène.

- Une extension de direction N 140° du Miocène inférieur au prépliocène
- Une extension de direction N 50° au pliocène inférieur
- Une extension de direction N-S au quaternaire.

2.3. - Le Tremblement de Terre de 1978

Les séismes qui ont secoué la région le printemps et l'été de 1978, constituaient ce qu'on appelle une séquence complète, avec des précurseurs (Ms= 5.8 et 5.2) le choc principal (Ms=6.5) et une série complète de répliques (Papazachos et al., 1982, 1983).

L'intensité des dégâts était de + VIII dans la région épiscopale, et VII dans la ville de Thessaloniki (Comninakis et al., 1983).

Plusieurs failles sismiques se sont formées dans la région épiscopale, soit dans les formations meubles (alluvions), soit dans le bedrock (micaschistes), (Mercier et al., 1983; Andropoulos et al., 1983), fig. I.14.

Dans les formations meubles, il s'agissait de fissures d'ouverture centi- à décimétrique (1-15 cm) et de profondeur plurimétrique. Trois familles de failles ont été cartographiées.

- Des failles de direction N 60° à N 90°, avec un mouvement essentiellement normal et des rejets maxima de 18 à 20 cm.
- Des failles de direction N 110° à N 130°, avec un mouvement normal et une forte composante horizontale senestre, avec des décrochements maxima de 10 cm.
- Des failles de direction N 15° à N 40°, avec un mouvement normal, et une composante horizontale dextre, et avec des décrochements maxima de 5 cm.

Ces failles sismiques, comparées aux photographies aériennes (fig. I.14), correspondent à des failles bien visibles dans le bedrock, où à de ruptures de pente (dénivelés verticaux de l'ordre de 5 cm) dans les formations meubles. Ces failles sismiques résultent donc, pour la plupart, de l'activation d'un réseau de failles plus anciennes, d'orientations diverses.

Les mécanismes au foyer des 3 événements majeurs, montrent des mouvements en faille normale avec une composante senestre, fig. I.15b (Soufleris, 1980; Soufleris et Stewart, 1981, 1983). Les plans des failles ont une direction approximative E-W, et plongent de 46° à 56°

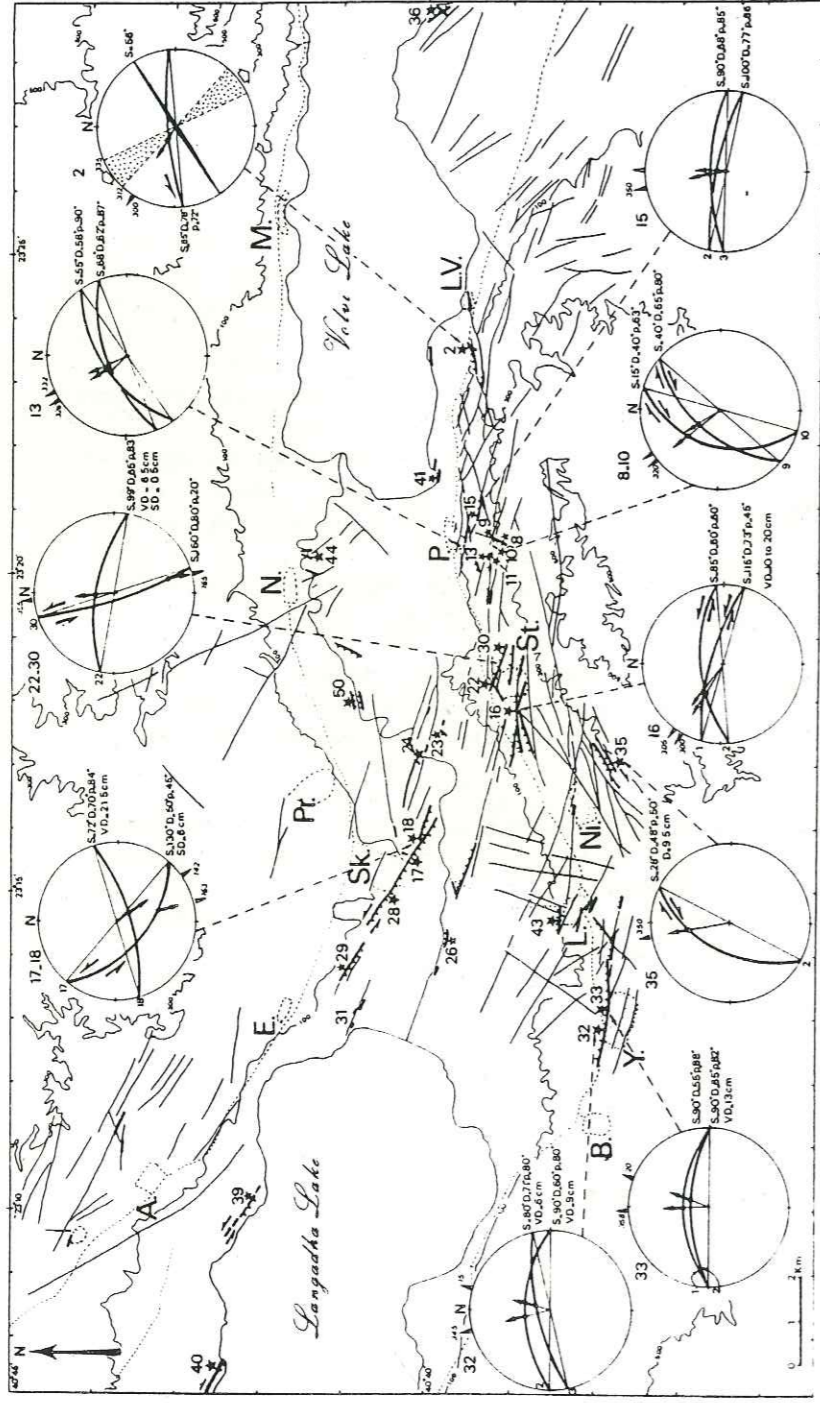


Figure I.13. - Carte détaillée de la région épicertrale: linéaments et failles observés sur les photographies aériennes (traits fins), fissures et failles de 1978 (traits épais nuchurés du côté effondré). Les étoiles numérotées correspondent aux sites étudiés. Les stéréodiagrammes de Wulff (hémisphère inférieur) illustrent: la direction (S), le pendage (D) des failles, la pitch (p) du vecteur-glissement (angle entre la strie et l'horizontale dans le plan de faille), la composante verticale (VD) et horizontale (SD) du déplacement (Dcm). La tête de flèche à l'extérieur du cercle indique l'orientation du vecteur-glissement tandis que le point sur la trace du plan de faille représente le vecteur-glissement; la flèche qui lui est attachée indique le mouvement du bloc supérieur. Les sites où intervient un glissement de terrain sont décrits dans le texte (sites 23, 24, 26, 50 et 9, 11, 13, 43). Le fond topographique correspond à celui des cartes de la Grèce au 1/50.000e de Thermi et Zanglivé-rion (édition de juillet 1970). Les lettres indiquent les villages

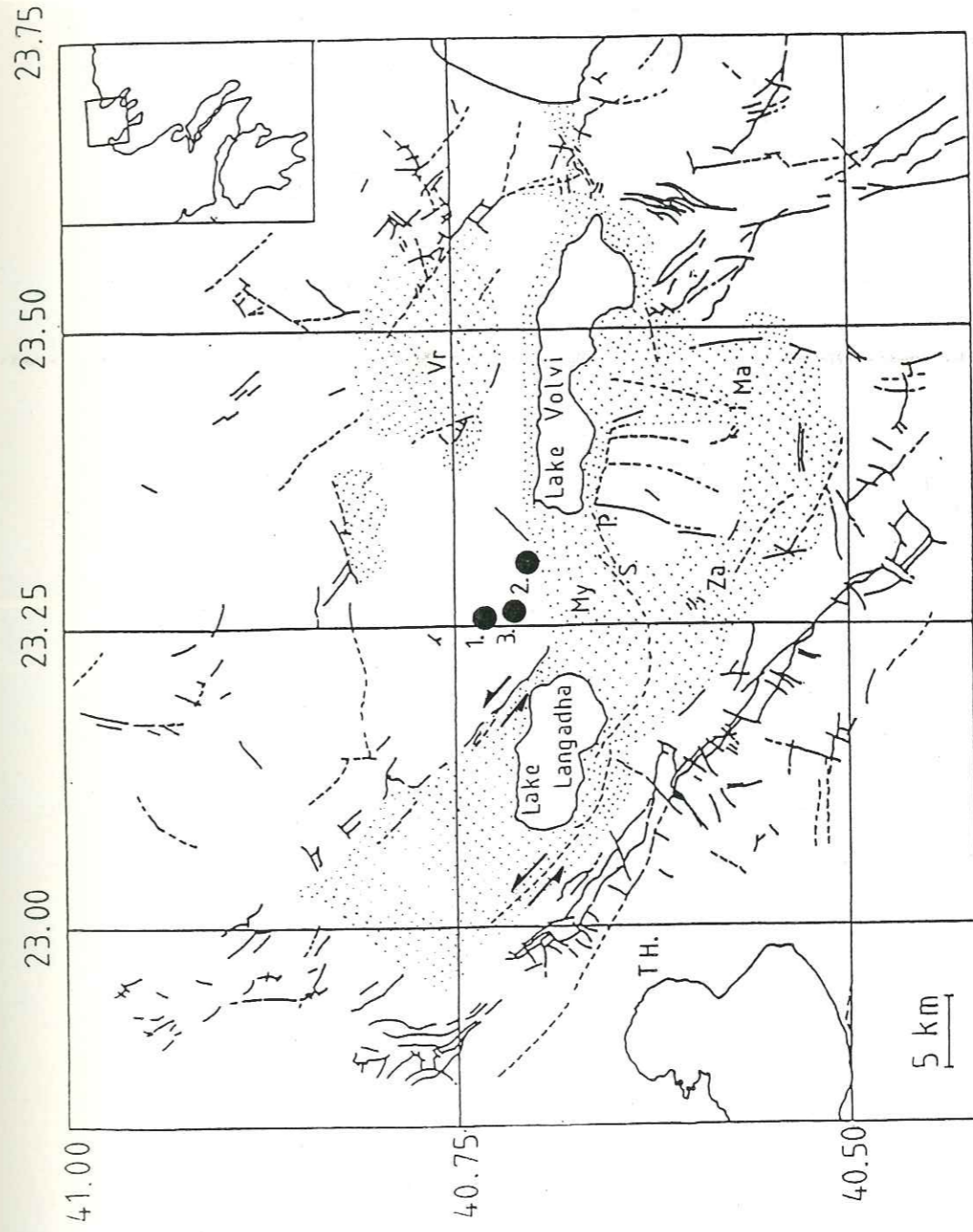
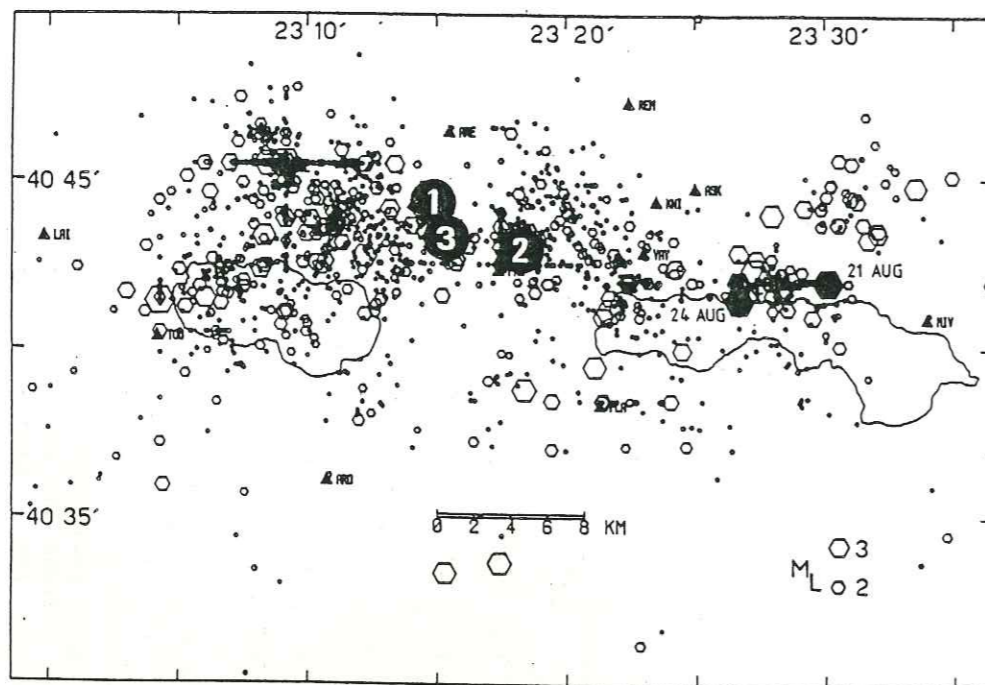
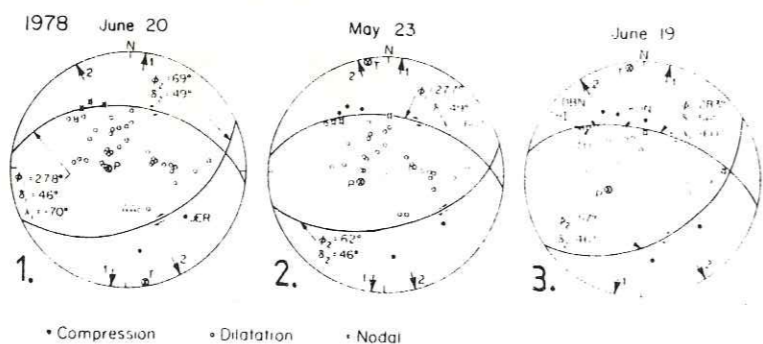


Figure I.14. - Carte structurale basée sur la carte géologique au 1:100.000 de Kockel et al. (1977). La surface ombrée indique les bassins remplis d'alluvions néogènes et quaternaires de Mygdonia (My), Zagliveri (Za), Marathousa (Ma) et Vromoiimnes (Vr). La localisation du séisme principal de 1978 (1) et de ses deux plus forts précurseurs (2) sont (3) sont indiquées par des points. TH indique la ville de Thessaloniki.



a.



b.

Figure I.15.a. - Localisation des répliques du séisme de 1978, d'après Soufleris et al. (1983). Les chiffres 1,2,3 indiquent la localisation du choc principal et des deux plus forts précurseurs.

b. - Mécanismes au foyer du séisme principal (1) et des deux précurseurs (2) et (3), d'après Soufleris et Stewart (1981).

vers le nord. Selon Soufleris et al. (1983), ces événements étaient localisés sur deux segments de faille adjacents et parallèles entre eux.

Des études faites sur la source du choc principal (20 Juin) et pour une longueur totale de faille de 35 à 38.8 km, ont montré un déplacement moyen de 24.5 à 28 cm et une chute de contraintes de 4 à 5.2 bars (Kulhanek et Meyer, 1979, 1981; Soufleris, 1980; Soufleris et Stewart, 1981, 1983).

Les répliques de la séquence de 1978, ont été enregistrées et étudiées par deux équipes, fig. I.15a (Soufleris, 1980; Soufleris et al., 1981, 1983; Carver et Bolinger, 1981, 1983). Les séismes étaient localisés dans la partie située au nord de deux lacs et formaient trois essaims séparés par des lacunes de sismicité. Les séismes les plus profonds, ont été localisés à 14 km.

A cause du petit nombre de stations employées (8 lors de chaque expérience), il n'a été obtenu que des sphères focales composites. La majorité des solutions montre des failles normales dirigées E-W, avec parfois des composantes de coulissage senestre ou dextre. Un seul mécanisme montre un coulissage pur avec décrochement senestre sur le plan nodal dirigé WNW-ESE, et décrochement dextre sur le plan dirigé NNE-SSW.

II. - ACQUISITION ET EXPLOITATION DES DONNEES.

1. - INTRODUCTION

Nous avons installé du 9 Mars au 15 Avril 1984, un réseau de 29 stations portables, autour du graben Mygdonien, près de la ville de Thessaloniki (fig. II.1).

Ce réseau a été installé et entretenu par le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble et le Laboratoire de Géophysique de Thessaloniki. Deux équipes de deux à trois personnes, basées à Thessaloniki, assuraient la maintenance du réseau, soit 24 sismographes à enregistrement sur papier "noir de fumée" et 5 sismographes à enregistrement sur bande magnétique.

Cette expérience n'était pas l'étude des répliques d'un tremblement de terre -où l'on connaît avec exactitude la région des foyers- mais l'étude de la microsismicité permanente d'une région, fortement sismique. Il était donc difficile de savoir à priori la géométrie du réseau qu'il fallait adopter. C'est pour cette raison, que dans un premier temps, nous avons déployé le réseau, autour des foyers des répliques du séisme de 1978.

Cependant, les premières localisations faites sur le terrain ont démontrées que le sismicité couvrait une région beaucoup plus vaste que les répliques de 1978, et qu'il y avait une très forte activité microsismique vers le sud-ouest. Nous avons alors, été amenés à modifier quelque peu la géométrie du réseau, après les 15 premiers jours, pour mieux couvrir cette sismicité.

La sismicité de la région est très superficielle -entre 0 et 15 km- et de ce fait il fallait un réseau très dense pour une localisation précise, et une bonne étude des mécanismes au foyer. Nous avons donc installé, un réseau qui ne présente pas une grande extension géographique (60 km environ), et la distance moyenne entre deux stations est de l'ordre de 5 km.

2. - INSTRUMENTS ET DONNEES

2.1. - Instruments

Nous possédions 24 sismographes portables de type SPRENGNETHER MEQ 800, munis d'un capteur à composante verticale MARK PRODUCT L4C de fréquence propre 1 Hz. Ces stations enregistrent en continu une trace

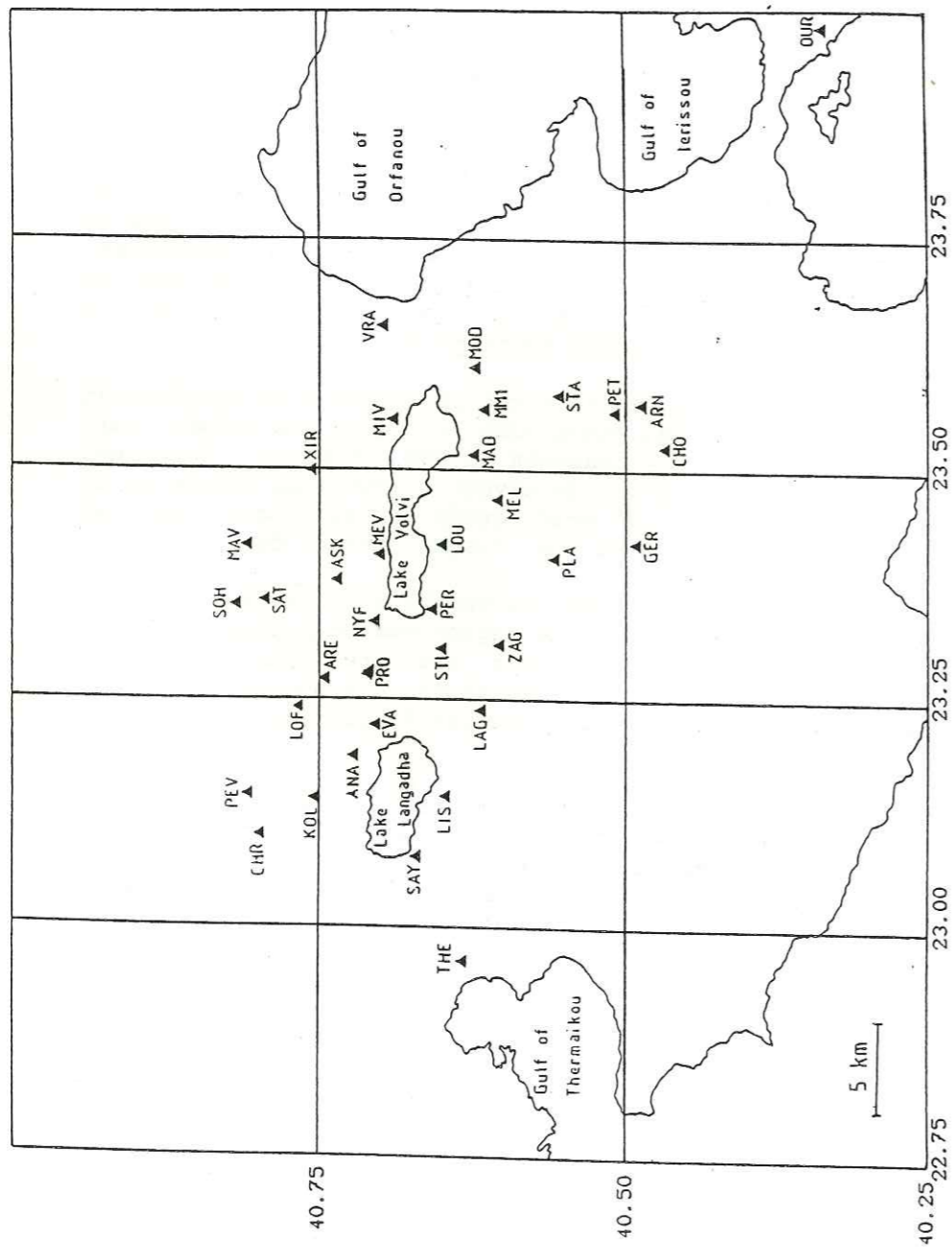
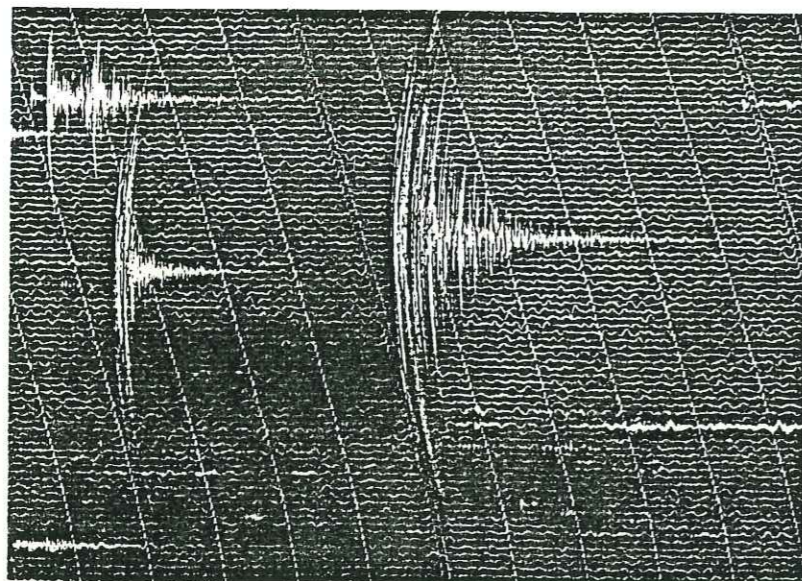


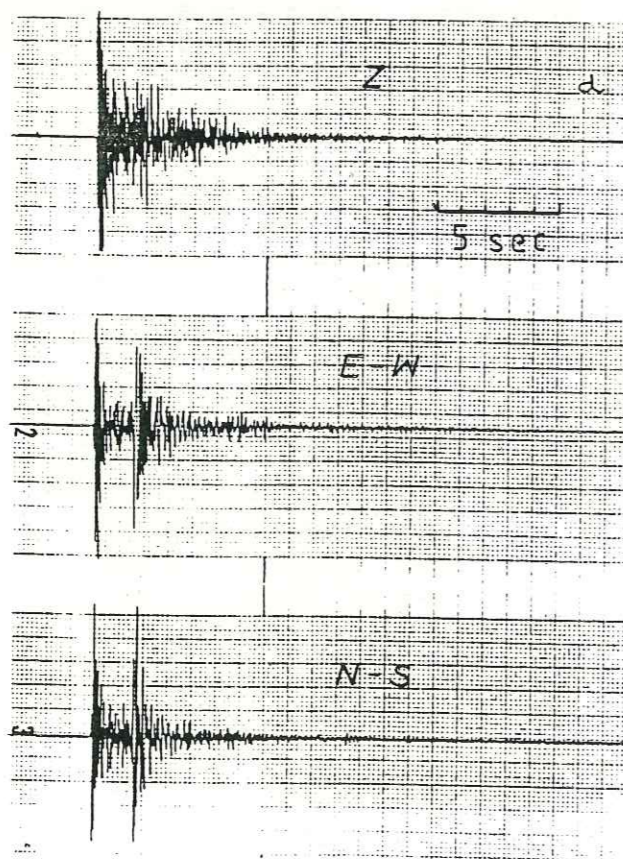
Figure II.1. - Emplacement des stations sismologiques du réseau 1984.

STA	LATITUDE	LONGITUDE	ALT	DUREE DE FONCTIONNEMENT		
				en 1984	en 1985	
1	GRG	4057.40N	2224.08E	560	RESEAU PERMENANT	
2	PAG	3955.63N	2340.78E	140	RESEAU PERMENANT	
3	LIT	40 6.05N	2229.40E	480	RESEAU PERMENANT	
4	OUR	4020.07N	2358.92E	60	RESEAU PERMENANT	
5	SOH	4049.03N	2321.23E	670	RESEAU PERMENANT	
6	KNT	41 9.72N	2253.88E	380	RESEAU PERMENANT	
7	SRS	41 7.03N	2335.53E	400	RESEAU PERMENANT	
8	THE	4037.93N	2257.90E	70	RESEAU PERMENANT	
9	SAY	4040.18N	23 4.68E	150	9.3 - 24.3	26.4 - 10.5
10	LIS	4038.78N	23 8.63E	180	9.3 - 15.4	26.4 - 10.5
11	STI	4038.95N	2318.45E	160	9.3 - 15.4	26.4 - 10.5
12	ZAG	4036.15N	2318.74E	340	10.3 - 15.4	
13	LOU	4038.92N	2325.21E	110	9.3 - 15.4	26.4 - 10.5
14	MEL	4036.24N	2328.17E	160	15.3 - 15.4	
15	MAD	4037.41N	2331.04E	95	9.3 - 19.3	
16	MOD	4037.27N	2336.72E	130	10.3 - 15.4	
17	LAG	4037.05N	2314.39E	150	10.3 - 15.4	
18	VRA	4041.78N	2339.42E	160	13.3 - 24.3	
19	MIV	4041.32N	2333.31E	180	10.3 - 15.4	26.4 - 10.5
20	XIR	4045.35N	2330.00E	390	11.3 - 15.4	26.4 - 10.5
21	ASK	4044.06N	2322.88E	380	11.3 - 15.4	26.4 - 10.5
22	EVA	4042.18N	2313.35E	200	9.3 - 15.4	26.4 - 10.5
23	ANA	4043.30N	2311.25E	180	9.3 - 15.4	26.4 - 10.5
24	CHR	4047.90N	23 6.08E	260	12.3 - 15.4	26.4 - 10.5
25	PEV	4048.43N	23 8.70E	390	11.3 - 15.4	
26	LOF	4046.00N	2314.47E	470	10.3 - 15.4	26.4 - 10.5
27	SAT	4047.58N	2321.57E	590	11.3 - 15.4	26.4 - 10.5
28	MEV	4042.03N	2324.57E	100	14.3 - 15.4	26.4 - 10.5
29	MV1	4041.97N	2324.60E	90	9.3 - 14.3	
30	NYF	4042.25N	2320.18E	120	9.3 - 15.4	
31	PRO	4042.47N	2316.93E	300	9.3 - 2.4	
32	GER	4029.46N	2325.32E	500	25.3 - 15.4	
33	STA	4033.22N	2334.95E	480	26.3 - 15.4	
34	PLA	4033.47N	2324.36E	240	23.3 - 15.4	
35	ARN	4029.16N	2334.40E	700	25.3 - 15.4	
36	CHO	4028.03N	2331.55E	1020	25.3 - 15.4	
37	ARE	4044.64N	2316.36E	360	2.4 - 15.4	26.4 - 10.5
38	MM1	4036.89N	2333.99E	170	13.3 - 19.3	
39	MM2	4037.41N	2331.04E	95	19.3 - 15.4	
40	PER	4039.41N	2321.00E	170	11.3 - 15.4	
41	PRM	4042.57N	2316.69E	280	14.3 - 15.4	26.4 - 10.5
42	MAV	4048.48N	2325.14E	500	13.3 - 27.3	
43	KOL	4045.19N	23 8.45E	90	15.3 - 15.4	26.4 - 10.5
44	PET	4030.49N	2333.91E	510	27.3 - 15.4	
45	KRY	4049.86N	2317.80E	500		26.4 - 10.5
46	NF2	4042.45N	2320.00E	120		26.4 - 10.5
47	VER	4053.78N	2314.77E	1200		26.4 - 10.5

Table II.1 - Coordonnées des stations.



a.



b.

Figure II.2 - a. Exemples de séismes locaux enregistrés sur papier noir de fumée. La distance entre deux "tops" équivaut à 10 sec.

b. Exemple d'un séisme enregistré par un sismographe magnétique à trois composantes. Notez la très nette arrivée des ondes S sur les deux composantes horizontales (E-W et N-S).

sur un tambour équipé de papier, enduit de noir de fumée. La vitesse d'enregistrement réglée à 60 ou 120 mm/min, donne une autonomie de 24 ou 48 heures respectivement. Le temps est donné par une horloge interne à quartz, et enregistré sur la trace par des "tops", toutes les secondes ou 10 s, selon les stations. Cette horloge interne a une faible dérive de l'ordre de 0.05 s/jour et doit être calée par rapport au temps G.M.T. Cette opération, s'effectuait sur le terrain toutes les 24 ou 48 heures, avec des signaux radio, ondes courtes.

Nous possédions également 5 sismographes analogiques de type SCAITA, Strasbourg. Ces appareils enregistrent le signal sur une bande magnétique avec un dispositif à déclenchement, asservis par le réglage préalable des seuils. L'autonomie de la bande magnétique est d'environ 2 heures. Les stations sont munies d'une radio, qui reçoit les signaux horaires de l'émetteur allemand D.C.F., et sont enregistrés sur la bande magnétique. Ces instruments étaient reliés à un capteur à trois composantes, de fréquence propre 2 Hz.

Pour certains événements, plus importants, nous avons utilisé en complément les 8 stations du réseau local du Laboratoire de Géophysique de l'Université de Thessaloniki.

Nous pensons que pour une étude de la microsismicité d'une région -où le plus important des séismes enregistrés a une Ml de l'ordre de 3.0- l'appareil adéquat est le sismographe à enregistrement continu sur papier noir de fumée.

L'intérêt des sismographes magnétiques est de pouvoir enregistrer la totalité du signal, avec un capteur à trois composantes. Il est ainsi possible, de faire un traitement numérique du signal (étude spectrale, étude de l'atténuation). Par contre, à cause de la faible magnitude des événements, seulement 6 sur 538 séismes localisés ont été enregistrés par les 5 stations magnétiques simultanément. En effet, le dispositif à déclenchement ne fonctionnait pas lorsque le séisme avait un faible signal.

Il est évidemment possible d'abaisser le seuil de déclenchement, mais ceci occasionne de très désagréables surprises, lorsque le temps est très mauvais -ce qui fut le cas pendant toute l'expérience-. Des coups de vent ou la pluie provoquent des déclenchements continuels. Or, l'autonomie d'une bande magnétique est de deux heures, et par conséquent il y a une perte importante de données. Nous pensons donc, que les sismographes magnétiques peuvent être utilisés seulement comme complément des appareils "noir de fumée" à enregistrement continu lors d'une étude de microsismicité telle que la nôtre.

2.2. - Le dépouillement des sismogrammes

Le dépouillement des sismogrammes noir de fumée, (fig. II.2a) s'est effectué à l'aide d'une loupe millimétrique. J'ai personnellement

dépouillé les 2/3 des sismogrammes. Les autres enregistrements ont été lus par l'équipe grecque. Ce travail manuel est assez long et fastidieux, mais il permet de mieux individualiser les séismes retenus. Nous avons ainsi retenu 538 événements, enregistrés par cinq stations au minimum.

Nous avons effectué le dépouillement des sismogrammes magnétiques à Grenoble. Nous avons procédé en deux étapes. Dans un premier temps, nous avons repéré les événements sismiques sur les bandes magnétiques. Dans une deuxième étape nous avons enregistré sur des nouvelles bandes, les événements qui nous intéressent. Ceci est très pratique pour la suite des opérations, lorsque nous voulons démoduler ou numériser ces événements (fig. II.2b).

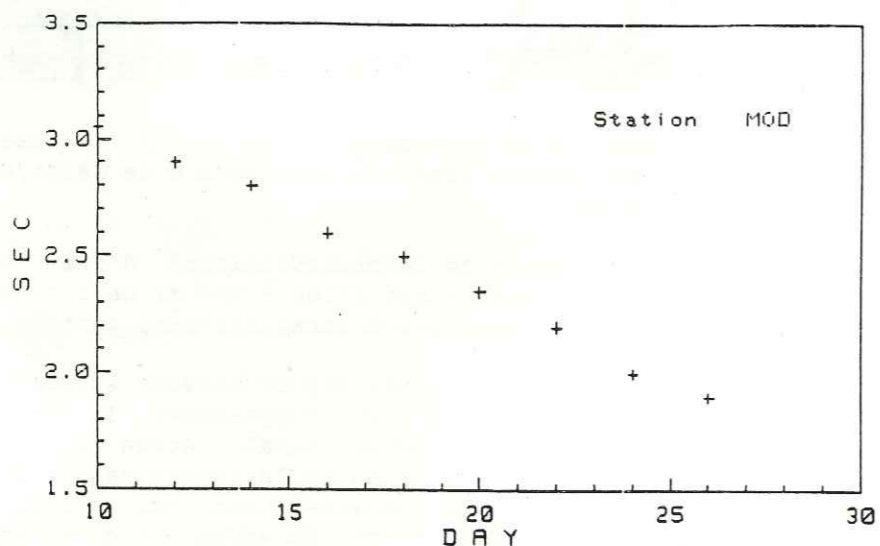


Figure II.3. - Exemple de dérive de l'horloge interne d'une station SPRENGNETHER.

2.3 - Erreurs de lecture

Pour les enregistrements sur papier noir de fumée, il existe trois sortes d'erreurs possibles, sur la lecture du temps d'arrivée des ondes P. Pour les ondes S nous en discuterons plus loin.

a. - La lecture à la loupe permet de faire des mesures à 0.05 mm près, dans des conditions normales. Or, la qualité de cette lecture est liée au soin apporté par l'opérateur, et à la finesse de la trace enregistrée, qui n'est pas toujours la même selon que le papier a été plus ou moins enduit de fumée.

b. - Erreurs dues à la dérive des horloges internes à quartz. Ces dérives doivent être corrigées, par une interpolation linéaire en se basant sur la référence G.M.T. reçue par radio (fig. II.3).

c. - Erreurs mécaniques liées à l'enregistrement, telles que contraction du papier ou irrégularités de l'entraînement du tambour.

En conclusion, nous estimons que la lecture des temps d'arrivées des ondes P, se fait à 0.05 s près, sur les bons enregistrements noir de fumée.

Dans le cas des enregistrements magnétiques la précision de lecture dépend de la vitesse de déroulement du papier lors de la démodulation de la bande magnétique. Nous estimons l'erreur sur le temps d'arrivée des ondes P à 0.05 s, pour une vitesse de déroulement de 10 mm/s.

3. - PROCESSUS DE LOCALISATION. CALCUL DE LA MAGNITUDE.

Les séismes ont été localisés en utilisant le programme HYP071 (Lee et Lahr, 1975). Ce programme est basé sur la méthode de Geiger (1912), pour la détermination des quatre paramètres hypocentaux (t,x,y,z). Nous exposerons en quelques lignes la façon, dont le programme opère pour la localisation

Soit x_i, y_i, z_i , les coordonnées de la ième station, et τ_i le temps d'arrivée observé à cette station. Si t_i , est le temps calculé pour un premier épicycle, le résidu sera

$$R_i = \tau_i - t_i \quad 1.$$

Si R est petit nous pouvons écrire le développement de Taylor

$$R_i = dt + \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + e_i \quad 2.$$

Nous pouvons obtenir les vecteurs dt, dx, dy, dz, par la méthode des moindres carrés en minimisant l'erreur e pour toutes les stations. Soit

$$\sum e_i^2 \rightarrow \min \quad 3.$$

Nous obtenons ainsi, un nouvel hypocentre. Un processus itératif est alors adopté et le foyer estimé lors de chaque itération est utilisé pour la nouvelle solution. L'itération s'arrête lorsque la racine de

$$dx^2 + dy^2 + dz^2 \quad 4.$$

qui représente les vecteurs d'ajustement lors de chaque itération,

devient inférieure à une valeur que nous fixons au départ, soit 50m dans notre cas. La solution finale comporte outre les coordonnées et le temps d'origine du séisme, un certain nombre de renseignements sur la précision et les erreurs de la solution, tels que

- la racine des moindres carrés des résidus du temps de parcours RMS, soit

$$RMS^2 = N^{-1} \sum (R_i^2 p_i) \quad 5.$$

où R_i^2 est le résidu à chaque station, N est le nombre d'observations, p_i est le poids donné au résidu.

- l'erreur ERH sur l'épicentre avec

$$ERH = \sqrt{(\sum dx^2 + \sum dy^2)} \quad 6.$$

où $\sum dx^2$ et $\sum dy^2$ sont les erreurs sur la latitude et la longitude respectivement.

- l'erreur ERZ, sur la profondeur du foyer.

- le plus grand angle azimuthal entre les stations GAP.

Le calcul de la magnitude pour les séismes locaux de faible énergie, se fait généralement en utilisant la durée du signal. Nous avons utilisé la formule de Lee et Lahr (1975) pour calculer la magnitude locale.

$$Ml = -0.087 + 2.00 \log(T) + 0.035 D \quad 7.$$

T étant la durée du signal, en s; D la distance épicentrale, en km. Les coefficients ont été déterminés en utilisant les séismes de Californie. De ce fait, la magnitude calculée pour les séismes locaux en Grèce du nord, avec cette formule, est assez approximative. En ce qui concerne le but de ce travail, nous n'avons pas besoin de magnitudes précises mais plutôt des points de comparaison entre les événements d'une même époque. C'est pour cette raison que nous avons gardé cette formule.

4. - UTILISATION DES ONDES S

Plusieurs études (James et al., 1969; Buland, 1976; Soufleris, 1980; Ellsworth et Roecker, 1981) ont démontré que la localisation des tremblements de terre, est bien plus précise, lorsque nous utilisons les ondes S, en plus des P. En particulier, selon Ellsworth et Roecker (1981), l'information obtenue à partir d'une onde S, est équivalente à celle d'une onde P. L'utilisation des ondes S contraint le temps d'origine des séismes. Ainsi, l'ambiguïté entre le temps d'origine et la profondeur, produite lorsque seules les ondes P sont utilisées est

réduite et la profondeur du séisme est mieux résolue. Pour cette raison l'utilisation -quand cela est possible- des ondes S, est préférable pour la localisation.

La majorité des données utilisées dans ce travail provient de signaux enregistrés par des sismomètres verticaux. Ce type de sismomètres est inadéquat pour l'enregistrement des ondes de cisaillement (ondes S). Les ondes S sont souvent en émergence sur ces enregistrements et donc difficiles à lire avec précision (fig. II.2a). Quand l'arrivée des ondes S peut être identifiée avec précision l'erreur sur la lecture est beaucoup plus grande que pour les ondes P, le début des S se trouvant dans la coda des P. Nous estimons une erreur de lecture de l'ordre de 0.2 à 0.3 s, soit environ 4 à 6 fois l'erreur sur les ondes P. De ce fait, le poids donné à ces lectures dans le programme de localisation est de 1/4 ou 1/6 par rapport au poids des ondes P. Ainsi, un résidu de 0.2 s sur les ondes S (avec un poids 1/4), contribuera de la même façon au calcul de la somme du RMS (cf. II.3) qu'un résidu de 0.05 s sur les ondes P (poids 1).

Par contre l'identification des ondes S est beaucoup plus facile sur les enregistrements magnétiques, car les signaux sont enregistrés par des sismomètres horizontaux. Ces sismomètres enregistrent très bien les ondes de cisaillement (fig. II.2b), et nous estimons l'erreur de lecture sur l'arrivée de ces ondes à 0.1 s. Le poids attribué à ces lectures dans le programme de localisation est de 1/2 par rapport au poids des ondes P.

5. - DETERMINATION DU RAPPORT Vp/Vs

Le premier paramètre du modèle de vitesse à déterminer est le rapport des vitesses Vp/Vs. Ce rapport peut être calculé par la méthode de Wadati sans qu'une première localisation du tremblement de terre soit nécessaire.

En construisant les droites des temps d'arrivées des ondes P, contre la différence entre le temps d'arrivées des ondes S moins le temps des P, pour chaque événement (fig. II.4) nous obtenons une droite, dont la pente est égale à 1 - Vp/Vs et à partir de laquelle nous pouvons calculer le rapport Vp/Vs.

Nous avons calculé le rapport Vp/Vs pour 90 événements avec au moins 5 arrivées d'ondes S. Les valeurs qui s'écartaient de $\pm 2\sigma$ de la droite, n'ont pas été considérées pour le calcul de ce rapport. Nous avons reporté les valeurs du rapport Vp/Vs sur l'histogramme de la fig. II.5. La moyenne de ce rapport est de 1.74 ± 0.04 . Nous remarquons que la forme de cet histogramme est presque une Gaussienne, mais qu'il n'y a pas de pic apparent au niveau de la valeur moyenne.

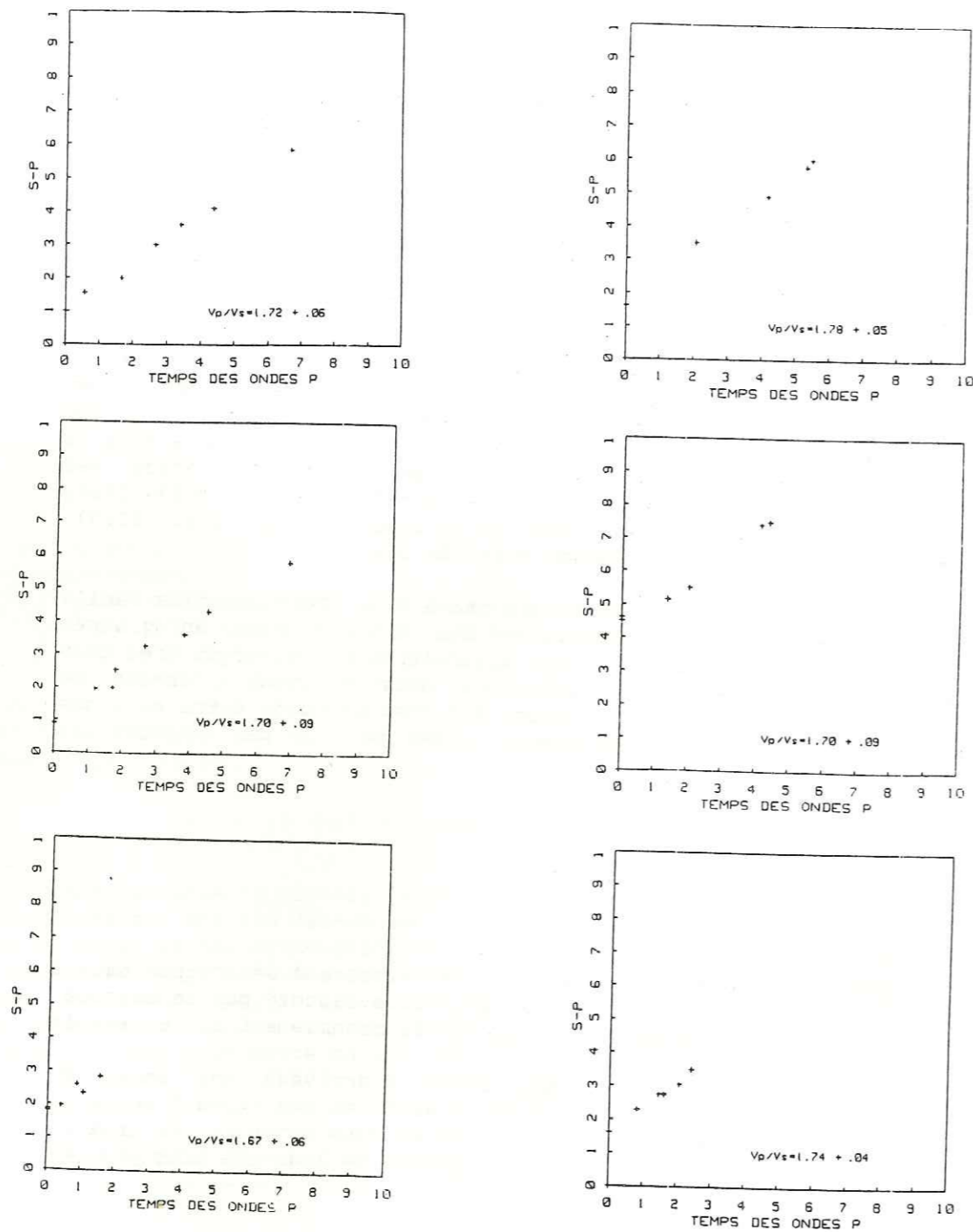


Figure II.4. - Exemples de droites obtenues avec la méthode de Wadati. Le temps d'arrivée des ondes P est construit contre la différence entre le temps d'arrivée des S moins les P. Seuls les séismes avec plus de 5 arrivées d'ondes S ont été utilisés. A partir de la pente de la droite, nous pouvons calculer le rapport V_p/V_s . Les points qui s'écartaient de $\pm 2\sigma$ de la droite n'ont pas été considérés pour le calcul.

Cette relative dispersion et absence de pic peuvent avoir plusieurs origines. La première est à chercher sur l'erreur de lecture des ondes S. Une deuxième explication peut être fournie par une réelle variation de ce rapport à l'intérieur du réseau.

Pour cela nous avons classé les séismes selon la répartition géographique et calculé des rapports V_p/V_s pour chaque région. Nous n'avons pas constaté de variations significatives entre ces différents rapports.

Enfin, le rapport V_p/V_s peut varier d'une couche à l'autre. Cependant, le programme de localisation HYPO71 n'accepte qu'une valeur unique de V_p/V_s . Si ce rapport varie réellement à l'intérieur des couches et du réseau (fait que nous n'avons pas pu démontrer), la localisation peut être quelque peu faussée. Ce cas a été examiné par Kisslinger et Engdahl (1973) qui concluent que si un rapport moyen de V_p/V_s est utilisé, au lieu de différents rapports, dans chaque couche du modèle, la localisation ne change pas.

Nous avons utilisé pour la localisation la valeur de $V_p/V_s = 1.74$.

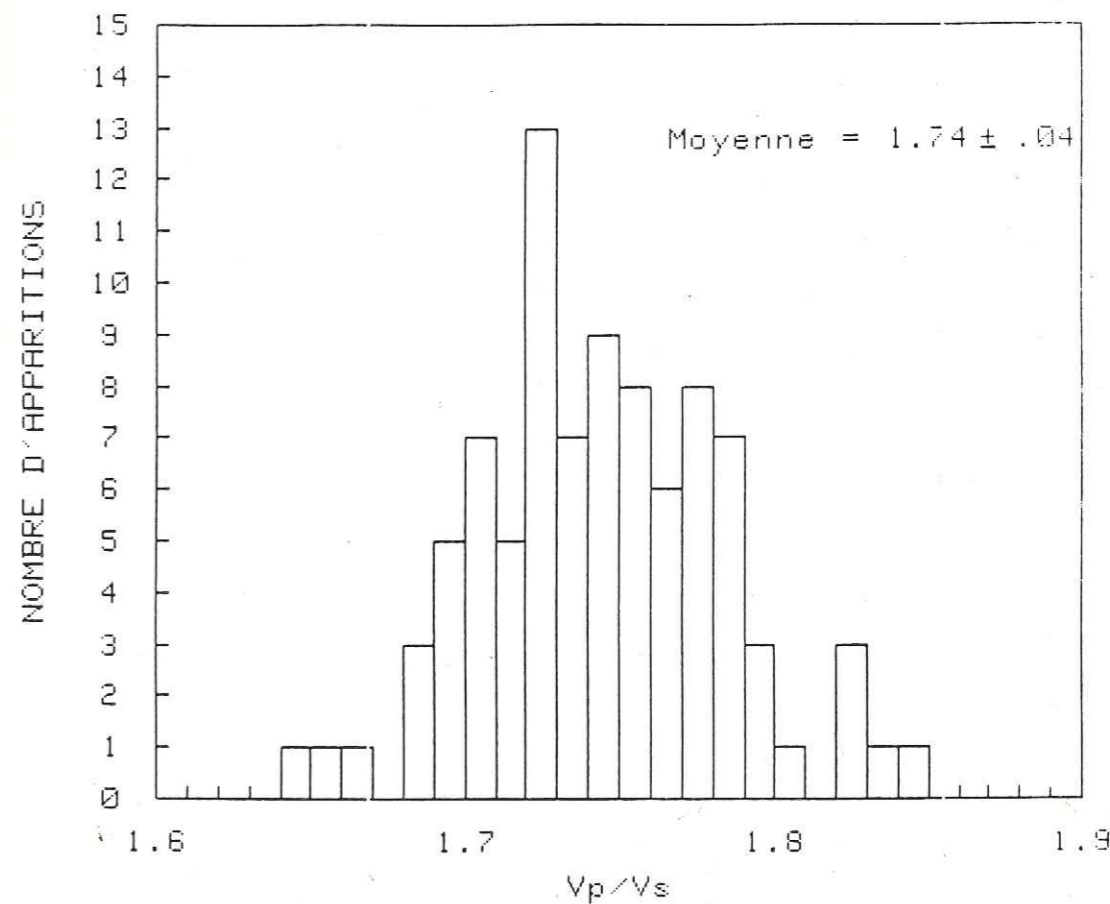


Figure II.5. - Histogramme des rapports V_p/V_s , obtenus par la méthode de Wadati pour 90 événements.

6. - DETERMINATION D'UN MODELE UNI-DIMENSIONNEL DE VITESSE

6.1. - Introduction

Pour étudier la sismotectonique d'une région il est essentiel de connaître la précision sur la localisation des séismes. Par exemple, nous avons besoin d'une localisation relative, si nous voulons définir des plans de failles, ou d'une localisation absolue, si nous voulons relier la sismicité avec des phénomènes observés en surface. Mais pour localiser les séismes, nous avons besoin d'un modèle de vitesse, et nous devons choisir le plus approprié à la région et d'évaluer quelles sont les effets des différentes incertitudes sur la localisation.

Différentes études faites sur la région de la Méditerranée orientale, nous ont fourni plusieurs modèles de vitesse et des indications sur la structure de la région (Table II.2).

Le premier modèle (Papazachos et al., 1966) est trouvé à partir des profils de réfraction, et montre une croûte à trois couches.

Le deuxième modèle (Papazachos, 1969) est trouvé à partir des ondes de surface. Ces deux modèles trouvés pour toute la Méditerranée orientale, ne sont pas directement applicables sur le graben Mygdonien (Papazachos, communication personnelle).

Le troisième modèle (Barker et Langston, 1981), est une combinaison de deux précédents.

Makris et Moller (1977) proposent un modèle, qu'ils ont calculé à partir des profils de réfraction sur les ophiolites de Chalkidiki, quelques dizaines de km au sud du graben Mygdonien.

Finalement, Panagiotopoulos (1984) et Skordylis (1985) proposent un modèle pour l'ensemble de la Grèce du nord, calculé à partir de la microsismicité locale, et les ondes P_g et P_n des séismes Egéens.

6.2. - Choix des meilleurs événements

Dans un premier temps nous devons déterminer un modèle de vitesse pour la région étudiée. Il est donc préférable ne pas travailler avec tous les séismes, mais avec un certain nombre, que nous qualifierons les "meilleurs" événements. Nous devons établir des critères de sélection des événements, en fonction de l'exactitude de leur localisation.

Des tests sur la précision de la localisation (Chatelain, 1978; Grange, 1983) montrent que l'influence de la structure sur la localisation peut être définie par la combinaison d'un certain nombre de paramètres tels que le RMS, la couverture azimuthal des stations (GAP), la distance entre le séisme et la station la plus proche (DMIN)

Auteurs - Modèles	Vp (km/s)	Epaisseur (km)	Profondeur (km)
Papazachos et al. (1966)	5.57	16	16
	6.14	15	31
	6.88	11	42
	7.87	demi-espace	
Papazachos (1969)	sediments	2-6	2-6
	5.56	6	8-12
	6.14	14-18	22-30
	7.90	demi-espace	
Barker et Langston (1981)	5.57	8	8
	6.14	15	23
	6.88	11	34
	7.87	demi-espace	
Makris et Moller (1977) et Makris (1978)	4.70-5.35	2.5	2.5
	6.50	28.5	31.0
	7.90	demi-espace	
Panagiotopoulos (1984) et Skordylis (1985)	5.00	1.5	1.5
	6.00	17.0	18.5
	6.60	12.5	31.0
	7.90	demi-espace	

Table II.2. - Modèles de vitesse calculés pour la Grèce, lors des études antérieures.

et l'erreur estimée sur la localisation. Tous ces paramètres, sont calculés par le programme HYPO71.

De notre côté, pour choisir les meilleurs événements, nous avons essayé de trouver un critère de sélection, qui dépend uniquement du modèle de vitesse. Hatzfeld et al. (1985) pensent qu'une localisation est précise, quand l'hypocentre ne change pas de façon importante lorsque nous localisons les séismes en utilisant différents modèles de vitesse. Ainsi, nous avons localisé tous les séismes avec deux modèles différents, d'une couche homogène et de vitesses 5.60 km/s et 6.40 km/s. Nous avons ensuite calculé, pour chaque séisme, la différence en km entre les épacentres (Delta H) et les profondeurs (Delta Z) de deux hypocentres trouvés avec ces deux modèles.

Nous avons voulu examiner, la relation qui existe entre les erreurs estimées par le programme HYPO71 et les différences Delta(Z) et Delta(H) trouvées pour les hypocentres (fig. II.6). D'une façon générale, nous constatons que l'épicentre est peu influencé par le changement de modèle, alors que la profondeur y est plus sensible.

Nous observons (fig. II.6.a et II.6.b) que le fait d'avoir des petites erreurs ERZ et ERH ne signifie pas que la localisation est bonne; l'hypocentre change beaucoup entre les deux modèles. Des essais faits par Grange (1983), montrent qu'il serait illusoire de vouloir relier directement les erreurs ERZ, ERH données par le programme, aux erreurs vraies dz et dh. Les ERZ et ERH ne sont que des erreurs statistiques, issues de la méthode de moindres carrés mise en œuvre : ce sont les projections horizontales et verticales de l'ellipsoïde d'erreur, construit à partir de la matrice des variances et des covariances. Il faut donc les considérer, comme des évaluations du degré de cohérence entre les données, le modèle et la localisation calculée. C'est pourquoi, nous ne les utiliserons pas comme critère de sélection.

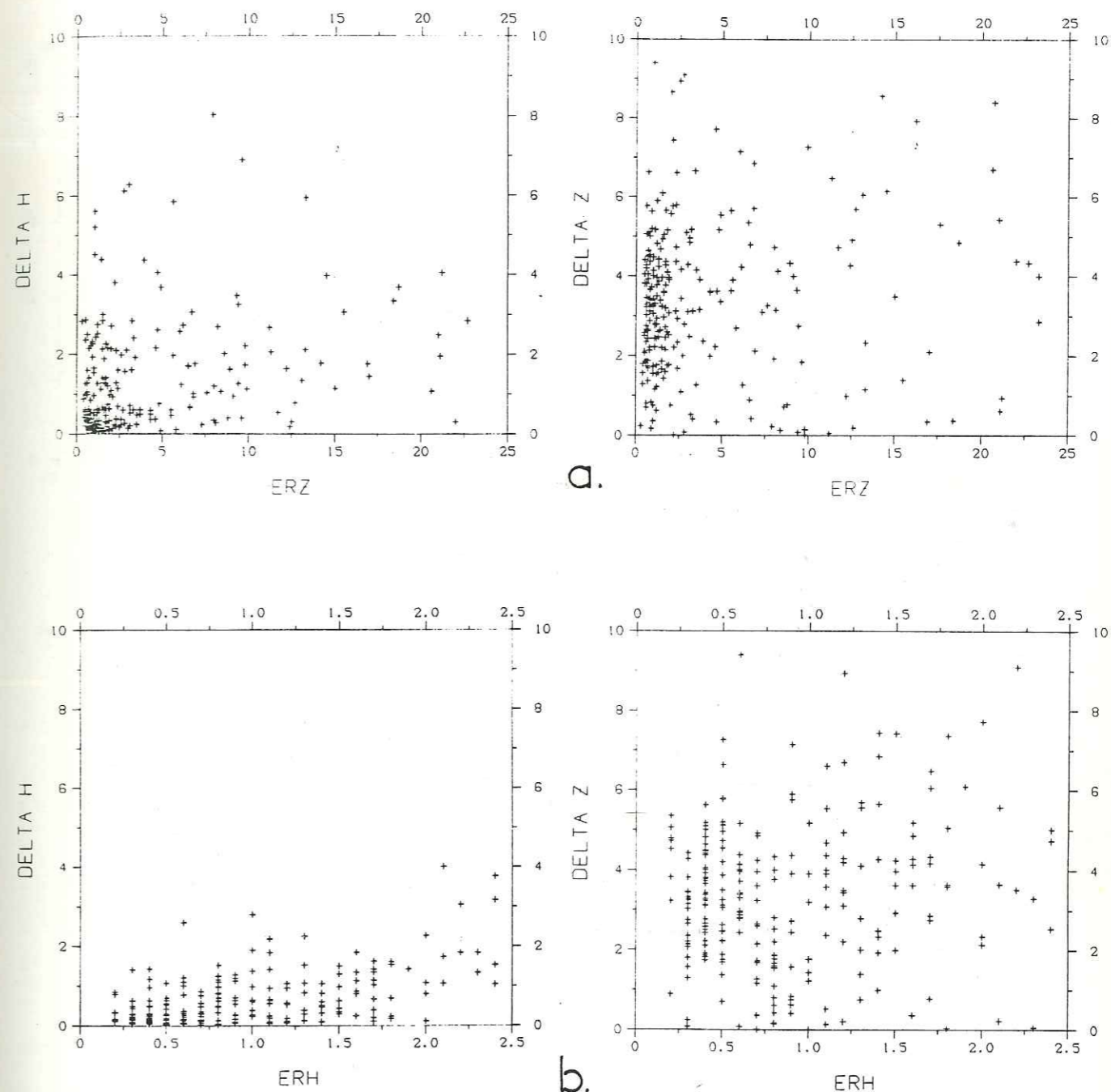
Un RMS élevé, n'est pas forcément un signe de mauvaise localisation (fig. II.6.c). En particulier, le RMS dépend du nombre des observations (P et S). Toutefois, il apparaît qu'en moyenne les séismes avec des RMS élevés ont une localisation plus douteuse.

Les critères géométriques, comme la lacune azimuthale (GAP) et la distance à la station la plus proche (DMIN), sont souvent utilisés comme critères de sélection. Mais pour chaque réseau et région, les valeurs de ces critères sont différentes et dépendent de l'ouverture du réseau, de la densité et du nombre des stations.

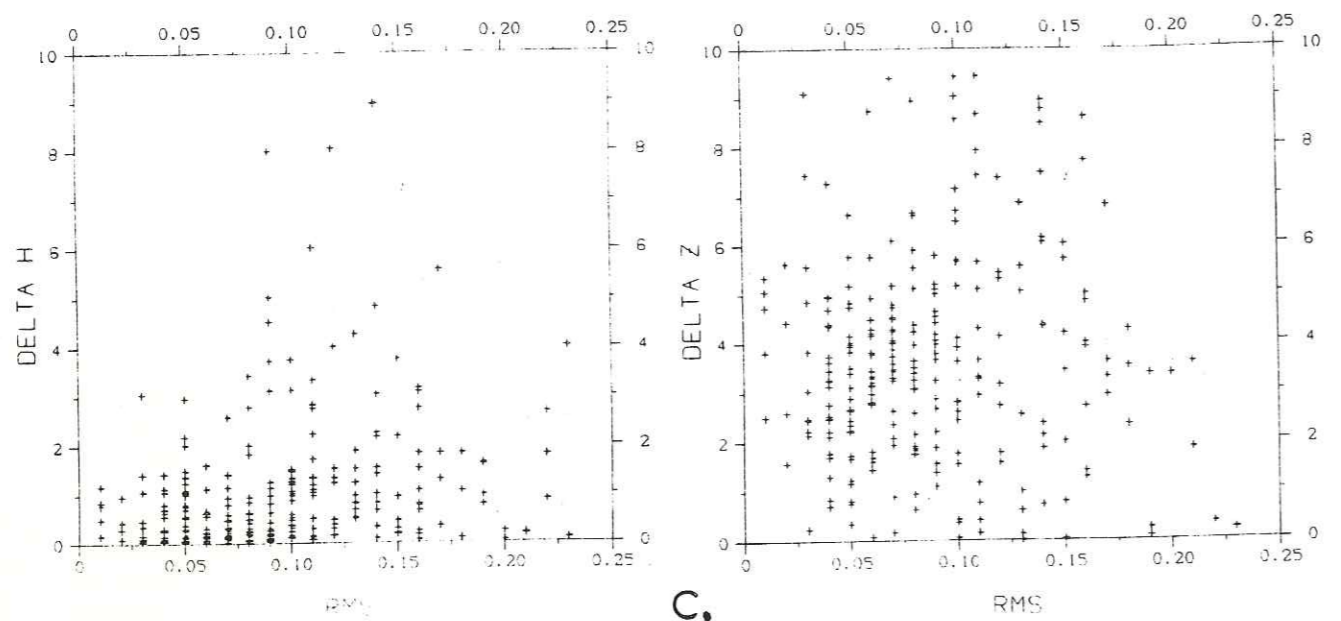
Finalement, nous choisirons les "meilleurs" événements -qui nous serviront pour chercher la structure en vitesse de la région- sur les critères suivants.

- Nombre d'observations >10, avec au moins deux phases S.
- Delta(H) et Delta(Z) < 2.5 km.

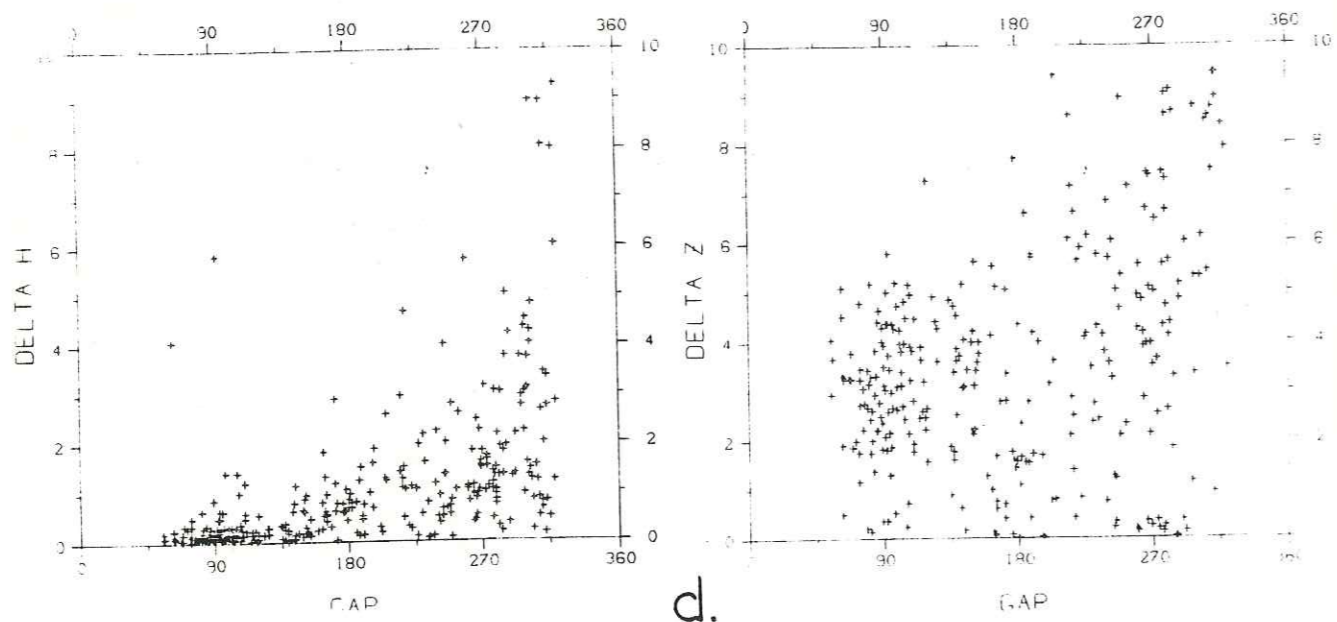
Ce tri laisse 89 événements sur lesquels nous travaillerons par la suite. La démarche que nous allons suivre pour la détermination du modèle de vitesse a été décrite par Yielding (1984). Les "meilleurs" événements sont localisés avec plusieurs modèles de vitesse. Un RMS



Figures II.6.a et II.6.b.

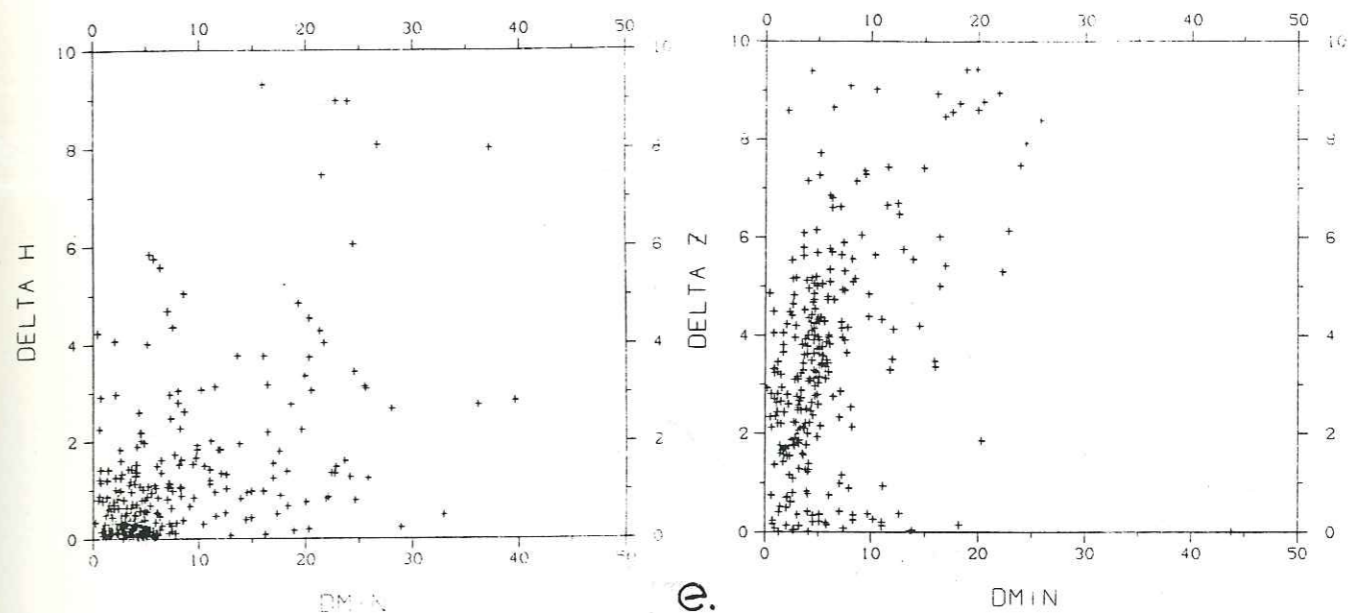


c.



d.

Figures II.6.c et II.6.d.



e.

Figure II.6. - Diagrammes montrant la relation entre la différence des épicentres (Delta H) et des profondeurs (Delta Z) en km, pour un séisme localisé avec deux modèles différents de vitesse 5.60 km/s et 6.40 km/s, et les erreurs données par la programme HYP071.

- a. ERZ, erreur statistique sur la profondeur, en km.
- b. ERH, erreur statistique sur l'épicentre, en km.
- c. RMS, résidus de temps d'arrivées, en sec.
- d. Couverture azimuthale du séisme par le réseau, en degrés.
- e. Distance minimale entre le séisme et la station la plus proche, en km.

moyen pour tous les séismes est calculé et le modèle qui présente la plus faible valeur est considéré comme le modèle qui se rapproche le plus du modèle réel.

6.3.- Modèles à une couche homogène.

Dans un premier temps nous avons localisé les 89 "meilleurs" événements avec différents modèles d'une couche homogène et des vitesses entre 5.20 km/s et 6.40 km/s. Nous avons ensuite calculé la moyenne des RMS pour tous ces événements (fig. II.8). Il apparaît un minimum pour le modèle de $V_p=5.80$ km/s.

Nous avons calculé les hodochrones pour tous les modèles. Nous montrons trois de ces hodochrones sur la fig. II.7. A partir de ces hodochrones nous avons calculé les vitesses apparentes pour chaque modèle. Nous avons obtenu, pour les modèles de 5.20 km/s à 5.70 km/s, des vitesses apparentes plus fortes que la vitesse donnée au départ, alors que pour les modèles de 5.90 km/s à 6.40 km/s des vitesses apparentes plus faibles. Enfin le modèle 5.80 km/s montre une vitesse apparente de 5.83 ± 0.03 km/s (origine = 0.062) assez proche de la vitesse initiale.

Sur ce dernier hodochrone nous pouvons distinguer deux droites avec un point de brisure à environ 7 km de distance. Ces deux droites correspondent à deux ondes différentes, l'onde directe (jusqu'à 7 km) et l'onde réfractée (au-delà de 7 km). Pour l'onde directe, nous trouvons une vitesse apparente de 5.75 ± 0.06 km/s (origine = 0.003) et pour l'onde réfractée nous avons une vitesse de 5.88 ± 0.03 km/s (origine = 0.070). A partir de ces valeurs nous pouvons calculer une couche d'environ 2 km d'épaisseur en surface avec une vitesse de 5.75 km/s se superposant à une couche de vitesse 5.88 km/s.

$$\sin(i_c) = V_1 / V_2 \quad \sin(i_c) = 5.75 / 5.88 \quad i_c = 77.9^\circ$$

$$H = 0.07 \cdot V_1 / \cos(i_c) \quad H = 0.07 \cdot 5.75 / \cos(77.9) \quad H = 1.9 \text{ km}$$

Toutefois, ce calcul n'a qu'une valeur relative. En effet, nous n'avons pas de données suffisamment bonnes autour de l'origine, pour avoir avec précision les différentes brisures de la pente de l'hodochrone. Malgré cela nous avons une première indication, à savoir que le milieu que nous étudions ne peut pas être représenté par une couche homogène.

6.4. - Modèles à deux couches.

Nous avons vu précédemment qu'une ou plusieurs couches de plus faible vitesse peuvent exister en surface. Ces couches de faible vitesse

peuvent avoir des origines diverses.

Le bassin Mygdonien et les bassins environnants sont largement couverts de sédiments, et bien que la majorité des stations se situaient sur des terrains cristallins autour du graben, l'influence de ces bassins doit être considérée.

Pour une roche donnée, la vitesse des ondes sismiques est influencée par le nombre et la taille des fissures qu'elle contient. Or, ces fissures sont beaucoup plus importantes et nombreuses dans les premiers kilomètres de la croûte, à cause de l'altération.

Pour ces raisons, nous avons essayé un grand nombre de modèles à deux couches (tableau II.3), avec comme deuxième couche un demi-espace de vitesses 5.80, 5.90, 6.00, 6.10 km/s. La couche superficielle avait une épaisseur variant de 1 à 7 km et des vitesses allant de 3 km/s à 5.50 km/s. Le modèle qui montre le meilleur RMS moyen est celui ayant une couche superficielle de 2 km d'épaisseur et une vitesse de 4 km/s, se superposant à un demi-espace de vitesse 5.90 km/s. Ce RMS moyen, égal à 0.0691 représente une amélioration de 4.6% par rapport au RMS moyen, trouvé pour un demi-espace de vitesse 5.80 km/s.

Nous avons reporté sur la fig. II.8 la variation du RMS moyen pour une couche superficielle de 2 km d'épaisseur et de vitesse 4 km/s, se superposant aux différents demi-espaces.

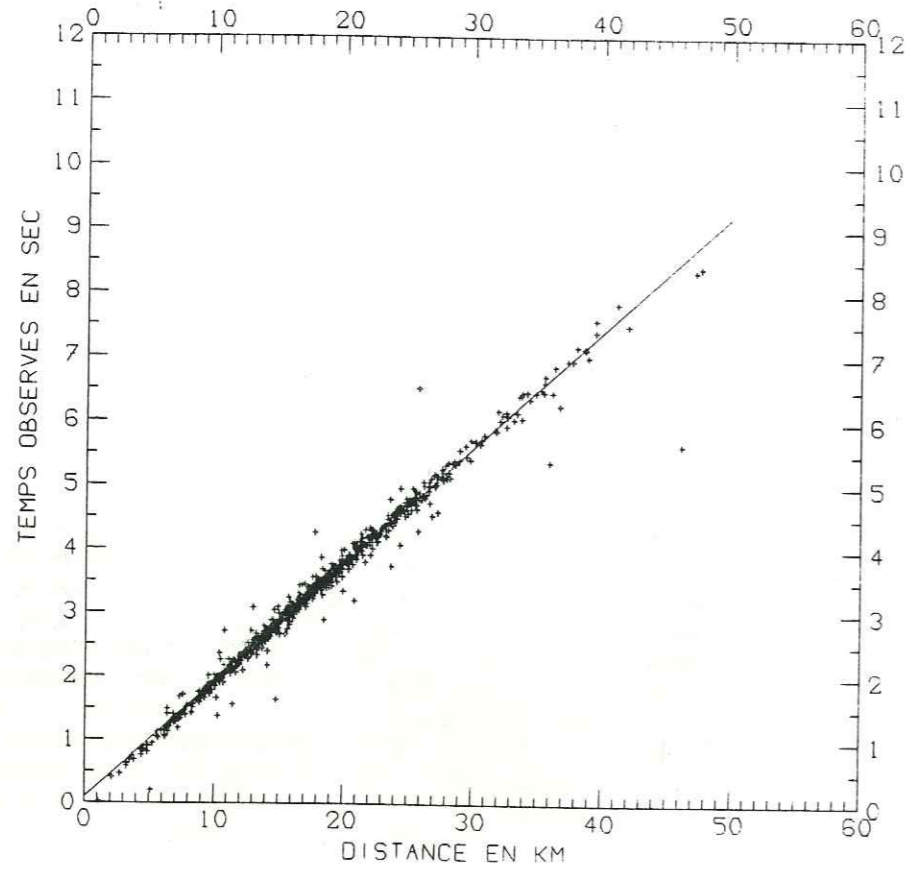
6.5.- Modèles à gradient

Une autre façon de représenter les faibles vitesses au niveau supérieur de la croûte, est d'utiliser un modèle de vitesse à gradient. Malheureusement, le programme que nous utilisons, n'accepte pas de tels modèles.

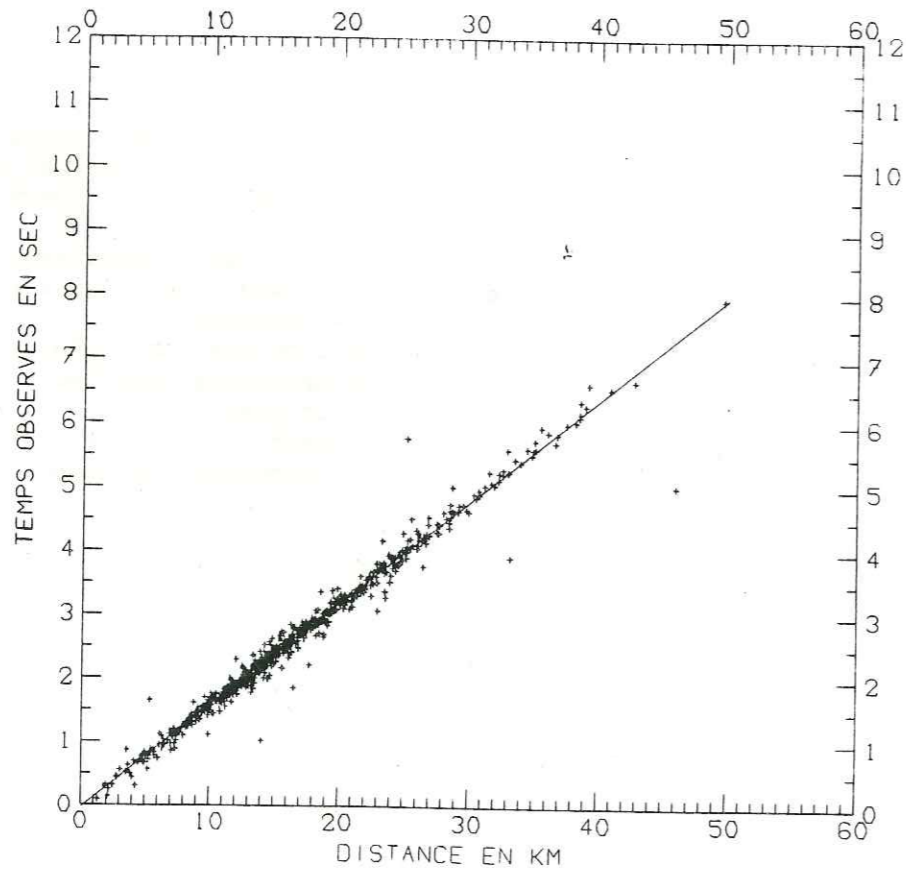
Pour simuler le gradient, nous avons utilisé un modèle avec plusieurs couches d'une épaisseur égale à 1 km avec des vitesses changeant d'une valeur égale au gradient. Ces modèles, que nous appellerons multicouches, ont été choisis de manière à ce que la vitesse moyenne au-dessus de 10 km (la profondeur de la majorité des "meilleurs" événements) soit égale à 5.80 km/s ou 5.90 km/s. En outre, un gradient au-delà de 10 km se justifie assez mal, dans la mesure où c'est aux premiers km de la croûte qu'il existe des hétérogénéités verticales importantes.

Le meilleur modèle est obtenu, pour une vitesse initiale de 5.70 km/s et un gradient égal à 0.04 /s (tableau II.4). Nous remarquons que l'amélioration du RMS moyen est de 1% par rapport au modèle demi-espace de vitesse 5.80 km/s, et beaucoup moins sensible que l'amélioration obtenue avec le modèle à deux couches (4.6%).

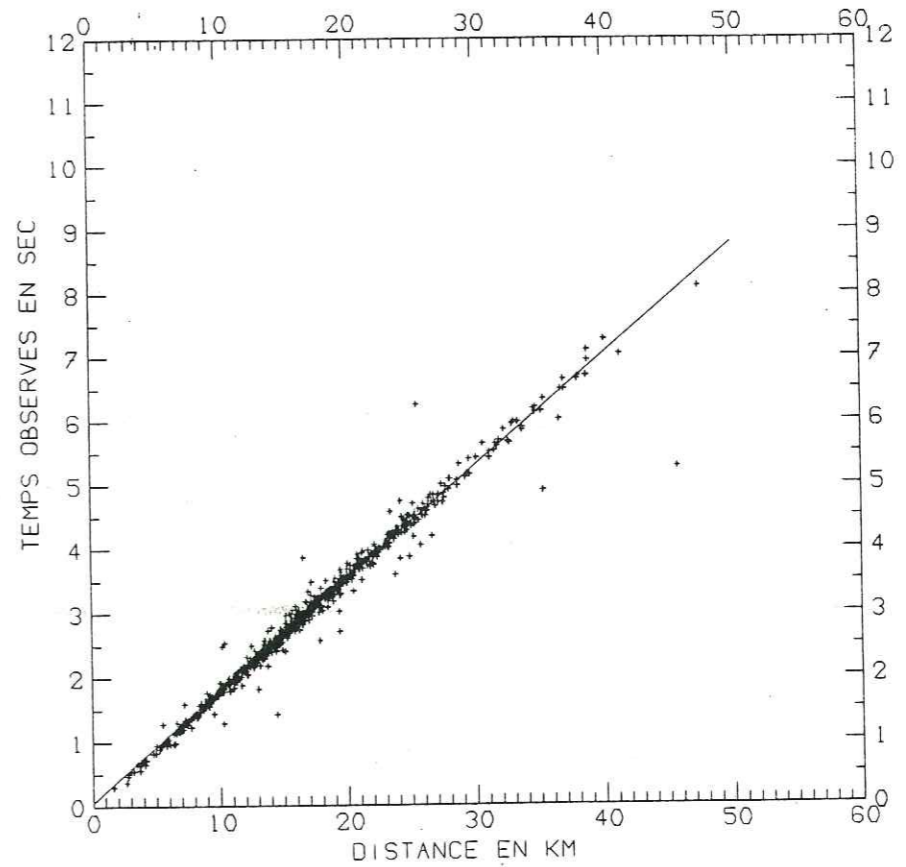
Cette constatation nous a amené à ajouter une couche sédimentaire de 2 km d'épaisseur et de vitesse 4.00 km/s, se superposant à un modèle multicouches. Nous obtenons une amélioration de 4.2% pour le RMS moyen



a.



b.



c.

Figure II.7. - Exemples d'hodochrones calculés à partir des modèles à un demi-espace.

a. Modèle de vitesse $V_p=5.30$ km/s. La vitesse apparente calculée à partir de l'hodochrone est $V_a=5.47\pm 0.03$ km/s, plus forte que la vitesse donnée au départ.

b. Modèle de vitesse $V_p=6.30$ km/s. La vitesse apparente calculée à partir de l'hodochrone est de $V_a=5.23\pm 0.03$ km/s, plus faible que la vitesse donnée au départ.

c. Modèle de vitesse $V_p=5.80$ km/s. La vitesse apparente calculée à partir de l'hodochrone est de $V_a=5.83\pm 0.03$ km/s. Nous observons une brisure de l'hodochrone vers 7 km de distance.

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

Ep/V	3	4	5	5.5	5.8	3	4	5	5.5	5.9	3	4	5	5.5	6.0	3	4	5	5.5	6.1
1	728	713	713	714	714	720	696	704	709	709	701	699	700	714	714	700	700	716	714	714
2	718	697	702	718	718	714	691	696	703	711	710	700	699	709	708	709	707	709	708	708
3	709	714	704	721	721	708	700	702	711	718	724	701	693	708	707	723	714	697	707	707
4	706	726	714	727	727	720	730	704	718	720	736	719	693	708	707	737	720	693	707	707
5	729	738	727			720	746	716	720	724	736	735	707	711		736	706	706	703	703
6	737	746				720	746	729	724	726	736	739	730	719		720	720	714	714	714
7								746	726	726		739	726	726		726	726	724	724	724

Table II.3. - RMS moyens calculés pour les 89 "meilleures" événements, à partir de modèles à deux couches. Une couche sédimentaire en surface se superposant aux demi-espaces de vitesse 5.80, 5.90, 6.00 et 6.10 km/s. Ep=épaisseur de la couche sédimentaire en km, V=vitesse de la couche sédimentaire en km/s. Les valeurs des RMS sont à multiplier par 10⁻⁴.

No	Vo	grad	RMS / 5.80	grad	RMS / 5.90
1	5.4	0.08	0.07395	0.10	0.07410
2	5.5	0.06	0.07222	0.08	0.07200
3	5.6	0.04	0.07211	0.06	0.07189
4	5.7	0.02	0.07211	0.04	0.07167
5	5.8	--	0.07244	0.02	0.07211

Table II.4. - RMS moyens calculés pour les 89 "meilleures" événements à partir de modèles multicouches à gradient. Les gradients de ces modèles sont choisis de façon que la vitesse moyenne dans les premiers 10 km de la croûte soit égale à 5.80 km/s ou 5.90 km/s.

MODELE DE VITESSE		AVANT CORRECTION	APRES CORRECTION
Milieu homogène : Vp = 5.80 km/s		0.07244	0.06567
Milieu à deux couches : V1 = 4.00 km/s z = 2.00 km V2 = 5.90 km/s		0.06910	0.06400
Milieu multi-couches sans couverture sédimentaire : Vo = 5.70 km/s grad = 0.04 /s		0.07167	0.06389
Milieu multi-couches avec couverture sédimentaire : V1 = 4.00 km/s z = 2.00 km V2 = 5.70 km/s grad = 0.05 /s		0.06944	0.06289

Table II.5. - RMS moyens calculés à partir des meilleurs modèles de chaque série d'essais avant et après correction des stations.

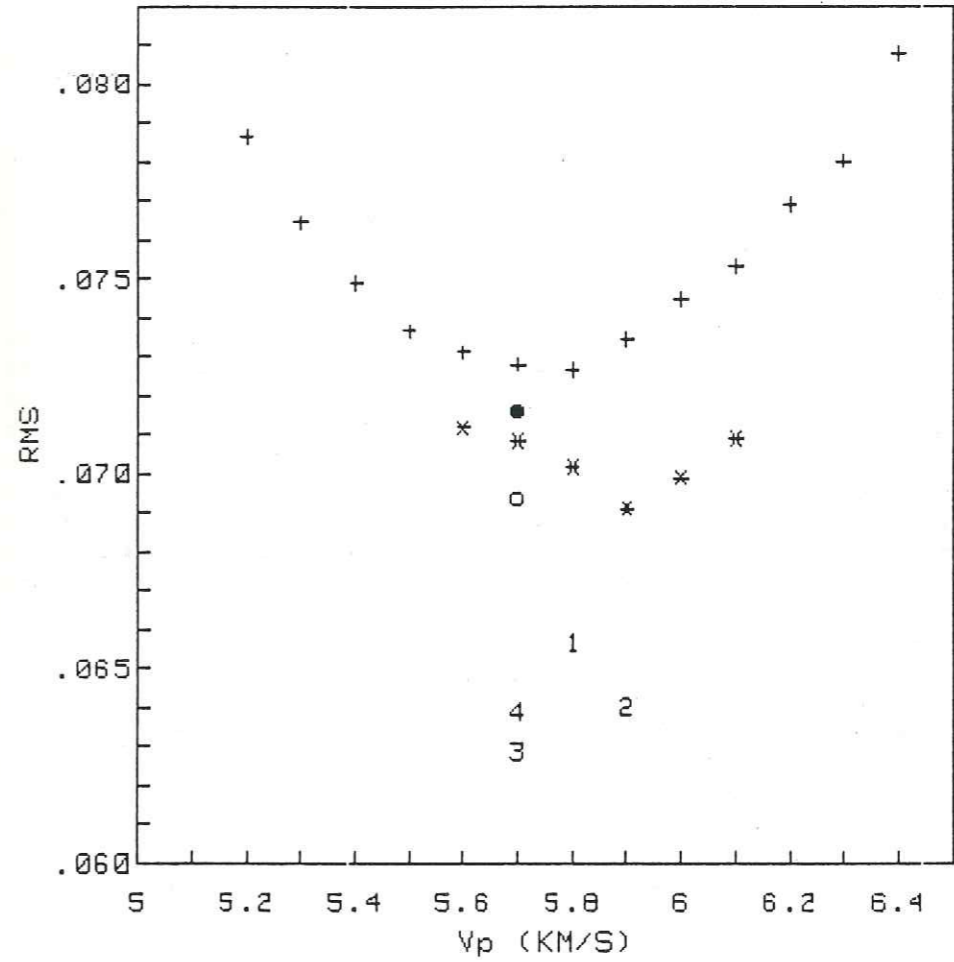


Figure II.8. - Diagramme de variation du RMS moyen pour le groupe de 89 "meilleures" événements localisés à partir de modèles de vitesse différents.
 + : Variation pour les modèles à demi-espace. Le minimum a lieu pour Vp=5.80 km/s (1).
 * : Variation pour les modèles à deux couches. Une couche sédimentaire de Vp=4.00 km/s et d'épaisseur z=2 km, se superposant à des demi-espaces de vitesses variant de 5.60 km/s à 6.10 km/s (2).
 ● : Le RMS moyen obtenu pour le meilleur modèle multicouche à gradient, avec Vp=5.70 km/s et grad=0.04 /s (3).
 o : Le RMS moyen obtenu pour le meilleur modèle multicouche à gradient, avec couche sédimentaire de Vp=4.00 km/s et z=2 km se superposant aux multicouches de Vp=5.70 km/s et grad=0.05 /s (4).
 (1,2,3,4) : Amélioration du RMS moyen, après correction des stations, pour les meilleurs modèles de chaque série décrits plus haut.

par rapport au demi-espace homogène. Sur le tableau II.5 nous avons récapitulé les meilleurs modèles de chaque série d'essais.

7. - HETEROGENEITES LATERALES ET CORRECTIONS DES STATIONS.

Durant les essais pour trouver un modèle de vitesse, des résidus systématiques ont été observés à certaines stations. Pour mettre ceux-ci en évidence, nous avons présenté sur la fig. II.10, les résidus pour le modèle à gradient en fonction des stations. Certaines stations présentent des avances ou des retards sur le temps de parcours calculé. Par exemple, les arrivées sur la station MIV présentent un certain retard (résidus positifs), alors que ceux de la station XIR présentent une avance (résidus négatifs). Ces résidus montrent qu'il existe des variations par rapport au modèle de vitesse, autour des stations. Ces variations peuvent être dues

- aux variations latérales de la vitesse près de la surface.
- aux différences d'altitude entre les stations

Par exemple les stations MIV et NYF, bien qu'elles soient situées sur le substratum cristallin, sont à la bordure du graben avec son importante couverture sédimentaire.

Nous avons fait la correction des stations et relocalisé le groupe des 89 "meilleurs" événements pour les 4 modèles du tableau. Nous remarquons que les deux modèles à gradient donnent le meilleur RMS moyen après la correction.

8. - TESTS SUR LES MECANISMES AU FOYER

8.1. - Introduction

Le mécanisme au foyer traduit la manière dont la rupture s'est produite au foyer d'un séisme. En lisant le premier mouvement d'un séisme nous pouvons en déduire le sens du premier mouvement du sol au-dessus de la station, et l'ébranlement émis en premier au foyer (compression ou dilatation).

Nous utilisons le modèle du double couple, sans moment associé pour interpréter ces observations. A partir des premiers mouvements, nous pouvons construire sur une projection plane stéréographique - en occurrence la projection inférieure sur un canevas équiarré de Schmidt - deux plans orthogonaux, qui représentent le plan de faille et le plan auxiliaire. En absence de toute information géologique - failles,

géomorphologie - il est impossible de distinguer le plan de faille du plan auxiliaire. Nous avons présenté sur la fig. II.11 les mécanismes au foyer pour 3 cas de failles typiques, que nous pouvons rencontrer; faille normale, inverse ou de coulissage. Nous choisissons toujours le plan de la figure pour faire les projections. Par la suite nous testons l'influence des différents modèles de vitesse sur la construction des sphères focales.

8.2. - Parcours des rais et mécanismes au foyer

Le programme de tracé des rais PROMOS (Will, 1976), adapté sur un micro-ordinateur HP-9845B par F. Thouvenot (1981), nous a permis de dessiner le parcours des rais pour les 3 modèles suivants

- demi-espace homogène de vitesse 5.8 km/s
- modèle à deux couches avec $V_1=4.00$ km/s, $z=2$ km et $V_2=5.90$ km/s
- modèle multicouches à gradient $V=5.70$ km/s et $\text{grad}=0.04$ /s.

Nous remarquons (fig. II.12), que pour le modèle à gradient, les arrivées à partir d'une certaine distance présentent des rais qui sont partis vers le bas au foyer. De ce fait, les rais dans ce modèle présentent une plus grande variété d'angles d'émergence que les deux autres modèles.

Ellsworth et Roecker (1981) montrent que l'angle d'émergence des rais est lié à la profondeur, le temps d'origine du séisme et l'épicentre. Jackson (1980) montre également l'importance d'avoir une grande variation d'angle d'émergence pour la détermination des foyers. Ainsi, les trois modèles ne montreront pas les mêmes mécanismes au foyer à cause de la différence de parcours des rais et l'angle d'émergence. Nous avons construit les sphères focales pour un certain nombre de séismes types et nous avons obtenu les résultats suivants.

- Lorsque le séisme se situe à une profondeur $Z > 2$ km, le mécanisme est similaire ou identique pour les différents modèles.

- Lorsque le séisme est plus superficiel ($z < 2$ km) le modèle à une couche (fig. II.12.a et II.13.a) montre des rais qui partent tous à l'horizontale, et de ce fait il est impossible de construire un mécanisme. Le modèle à deux couches (fig. II.12.b et II.13.b) montre une solution, laquelle ne satisfait pas la théorie du double couple, à cause de la réfraction de la majorité de rais. Enfin, le modèle multicouche à gradient (fig. II.12.c et II.13.c) peut nous fournir une solution, même si elle n'est pas très bien contrainte.

- Lorsque le séisme est localisé en bordure du réseau, les solutions sont mauvaises pour tous les modèles.

Nous n'avons pas encore parlé du dernier modèle multicouches à gradient avec une couche sédimentaire de plus faible vitesse en surface. Ce modèle présente tous les inconvénients du modèle à deux couches lorsque le séisme est localisé près de la surface ($z < 2$ km) et tous les

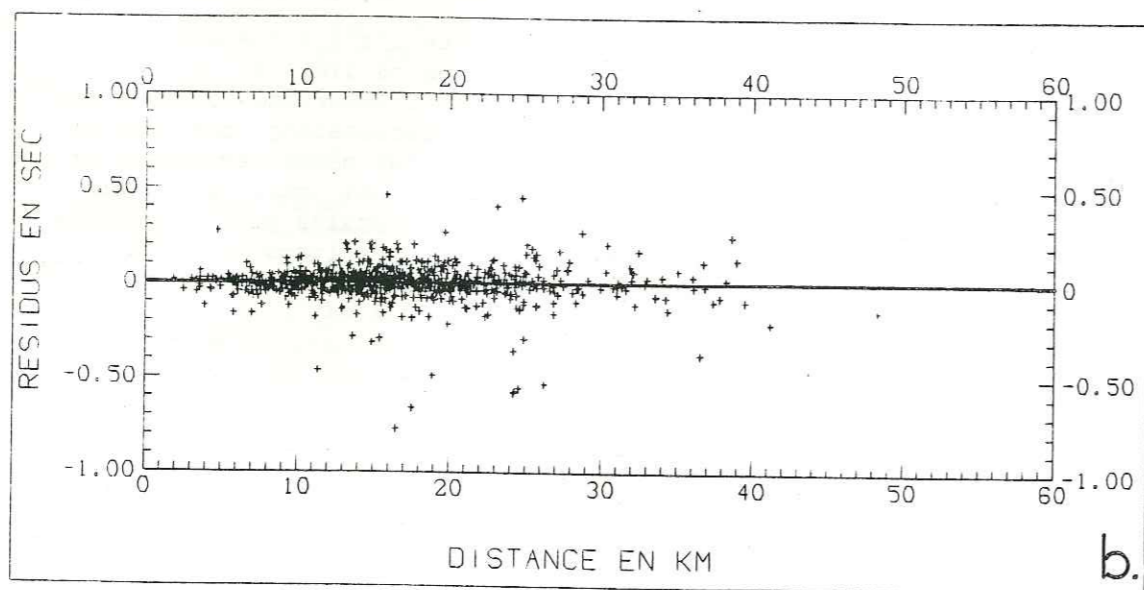
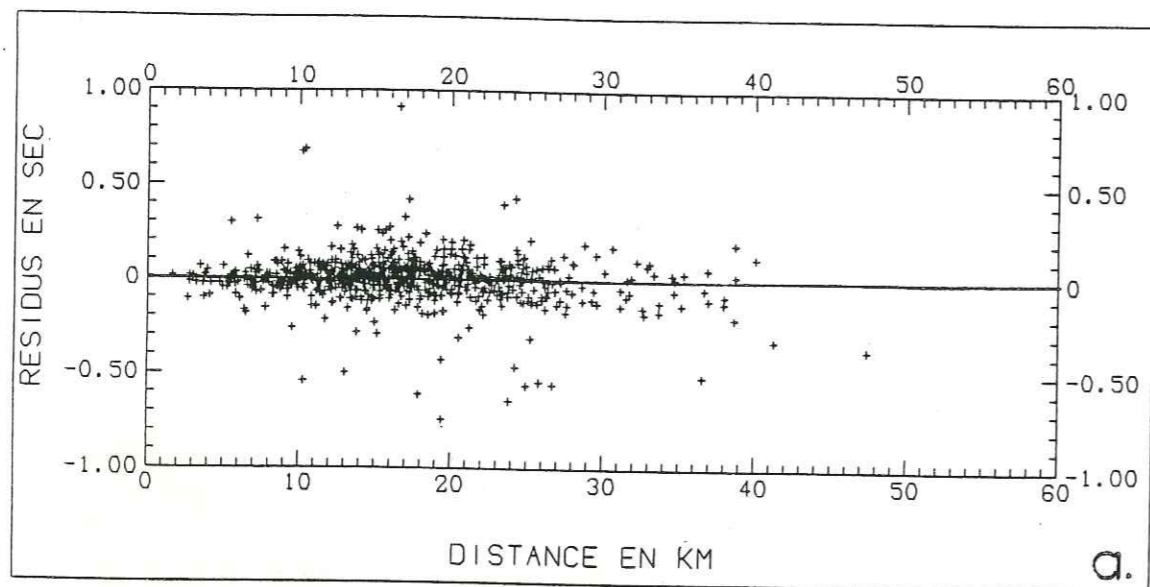


Figure II.9. - Résidus observés (en sec) en fonction de la distance de l'événement (en km). a. Avant correction. b. Après correction des stations, pour le modèle multicouches à gradient. Les autres modèles montrent des résultats similaires.

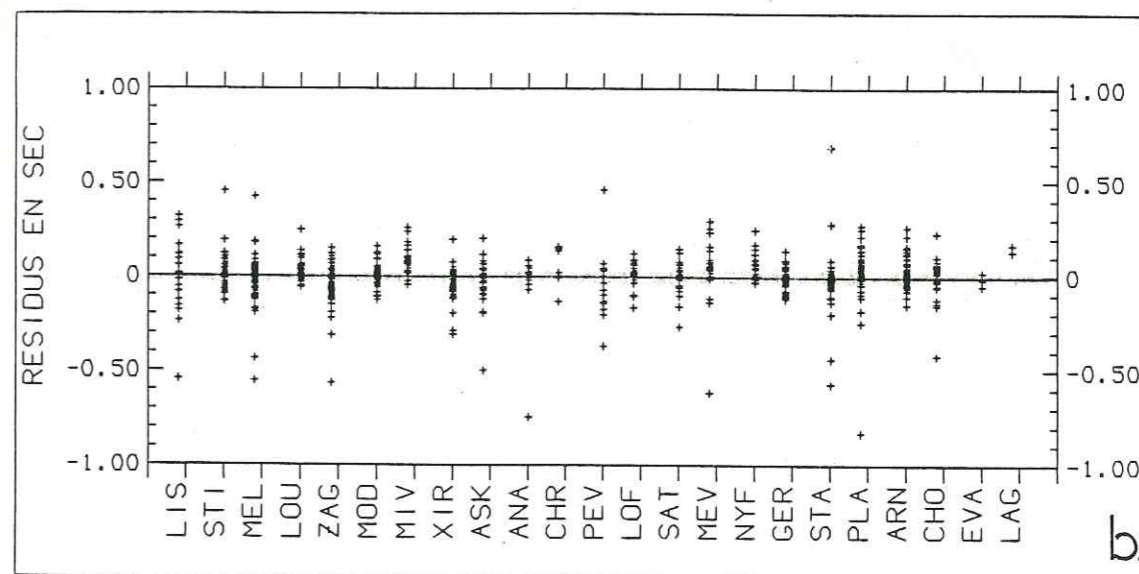
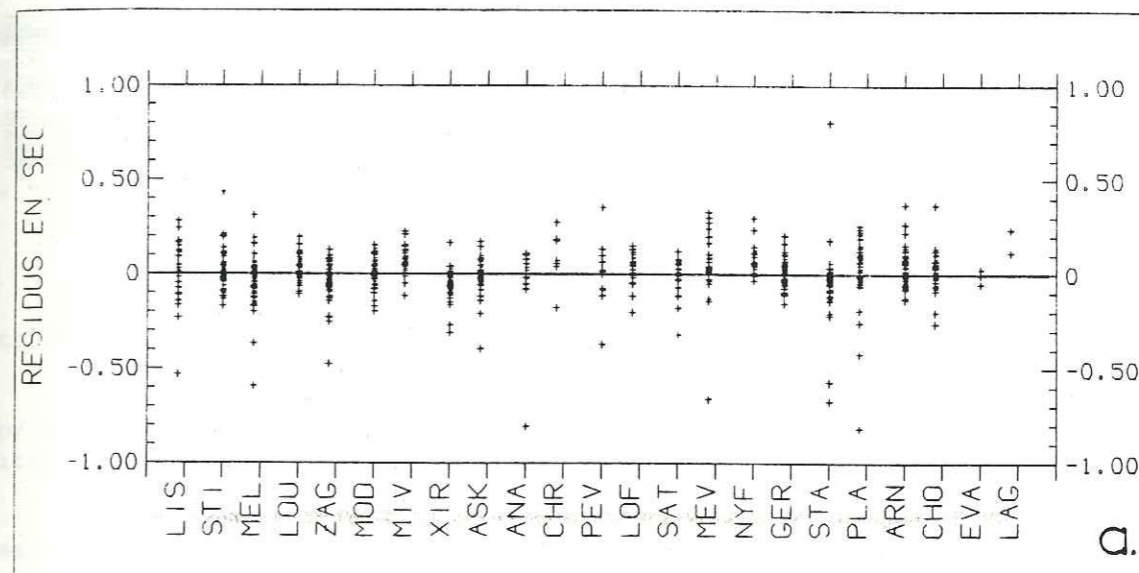


Figure II.10. - Résidus observés (en sec) à chaque station. a. Avant correction. b. Après correction des stations, pour le modèle multicouches à gradient.

Répartition en quadrants des premiers mouvements et modèle du double couple sans moment.

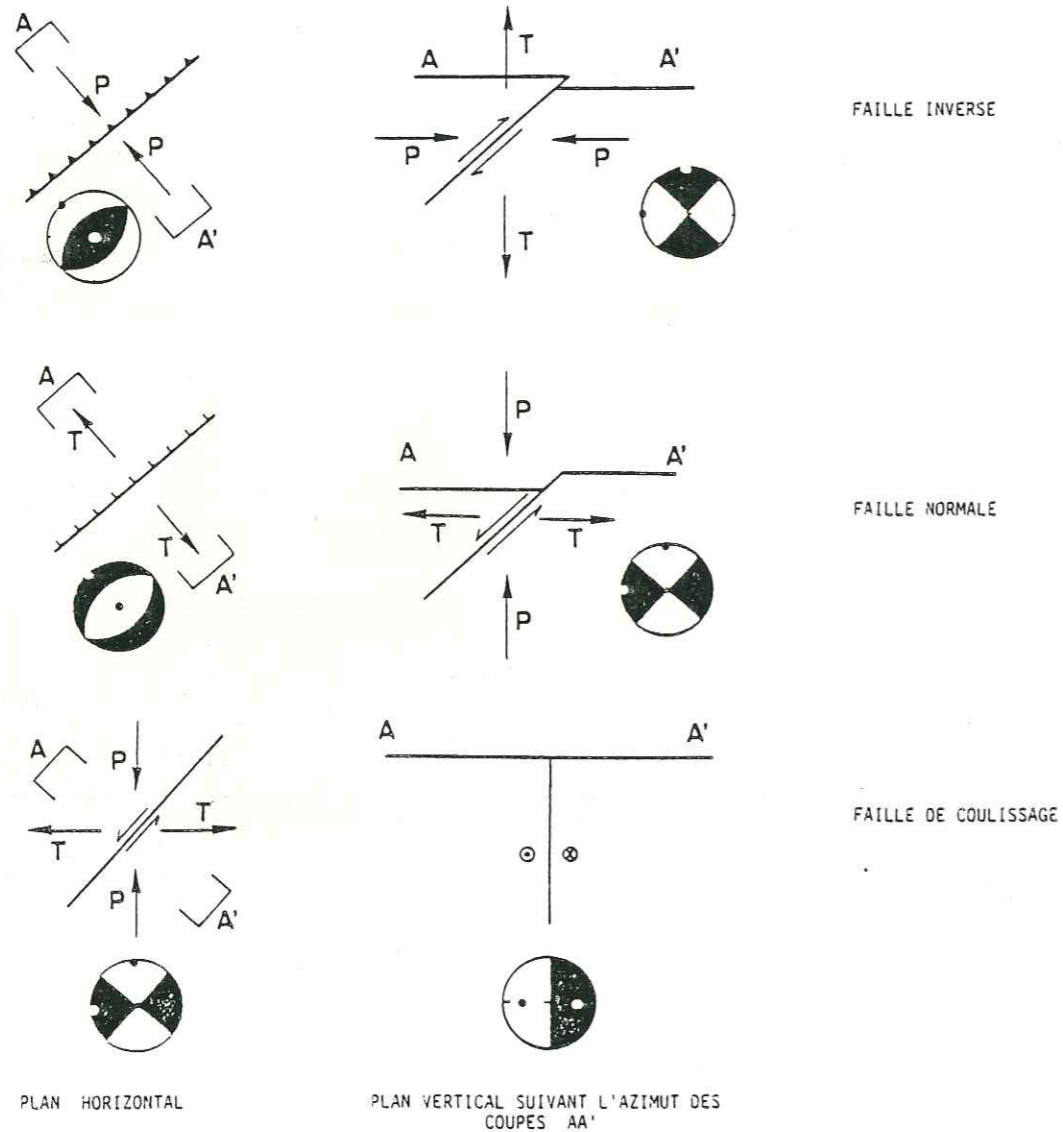
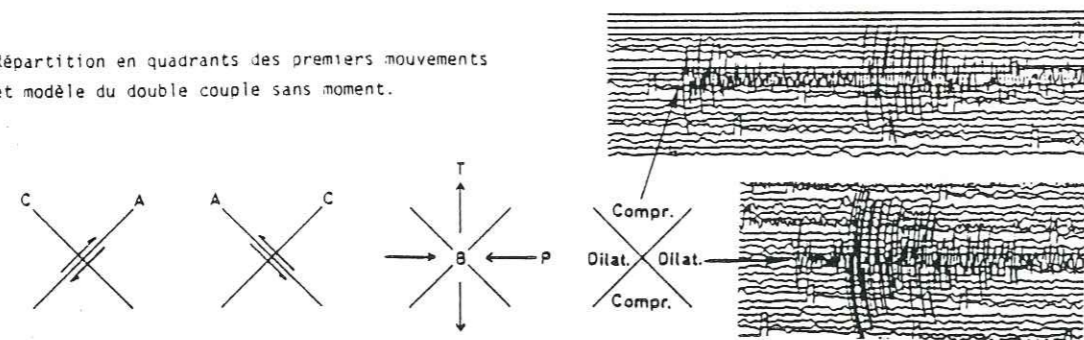


Figure II.11. - Premiers mouvements et mécanismes au foyer. Les aires noires (resp. blanches) sont les quadrants des premiers mouvements en compression (resp. dilatation); point blanc : axe T; point noir : axe P. Projections équiréales de Schmidt de l'hémisphère inférieure sur plan horizontal et de l'hémisphère arrière sur plan vertical (D'après Grange, 1983).

avantages d'un modèle à gradient lorsque le séisme est plus profond ($z > 2$ km).

9. - CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, nous avons obtenu des informations sur la structure de la Terre sous le réseau.

A partir de la méthode de Wadati nous avons démontré qu'un rapport $V_p/V_s=1.74$ semble approprié pour représenter la différence entre la vitesse des ondes P et la vitesse des ondes S.

Pour choisir la structure de vitesse qui se rapproche le plus de la réalité nous avons testé un très grand nombre de modèles. Nous avons classé ces modèles en 4 groupes

- modèles à un demi-espace homogène
- modèles à deux couches (couche sédimentaire et demi-espace homogène)
- modèles multicouches à gradient
- modèles multicouches à gradient avec couche sédimentaire

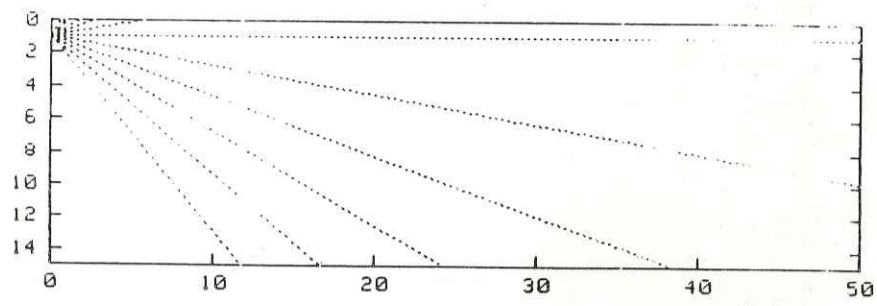
Le meilleur modèle de chaque groupe -en se basant sur le RMS- est montré sur la table II.5. La différence entre ces modèles est très faible.

Nous avons testé par la suite l'influence de ces modèles sur les mécanismes au foyer. Les deux modèles multicouches à gradient ont montré une plus grande variation d'angle d'émergence et par conséquent des meilleures solutions focales. Les modèles avec couche sédimentaire en surface ont montré des solutions parfois incompatibles avec la théorie du double couple lorsque les séismes étaient localisés à l'intérieur de la couche sédimentaire. La grande majorité de nos événements sont localisés au-dessous de cette couche sédimentaire et le problème ne s'est pas posé pour les solutions focales finalement retenues (Annexe I et II).

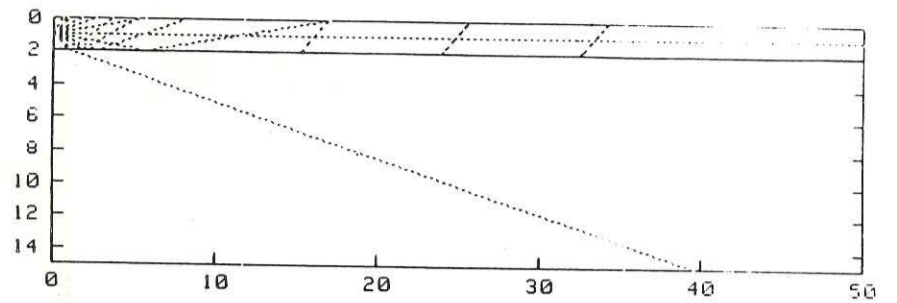
Pour choisir les meilleurs événements, nous avons procédé de la façon suivante. Nous avons localisé tous les séismes avec les 4 meilleurs modèles (table II.5). Nous avons, par la suite, retenus les séismes qui satisfaisaient les conditions suivantes

- Nombre de lectures minimum 9, avec au moins deux phases S
- Différence des hypocentres et épocentres entre les 4 modèles inférieur à 1.5 km.

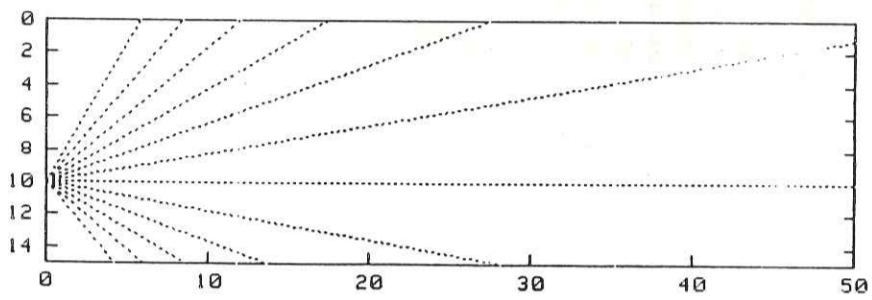
Ce tri laisse 254 événements sur 538, dont nous croyons la localisation suffisamment stable. Pour la localisation finale nous avons choisi le modèle multicouches à gradient, avec couche sédimentaire en surface, lequel présente le meilleur RMS moyen (table II.5).



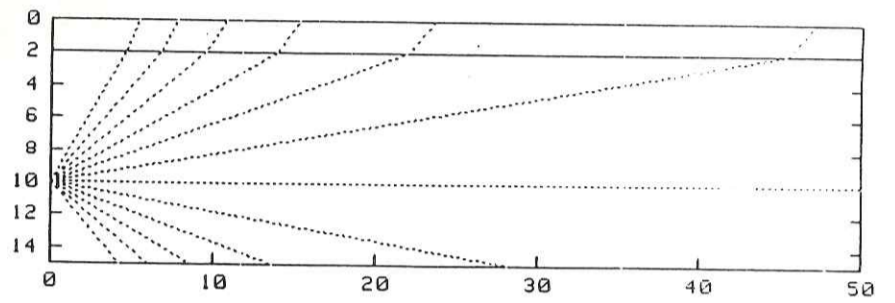
a.



b.



c.



d.

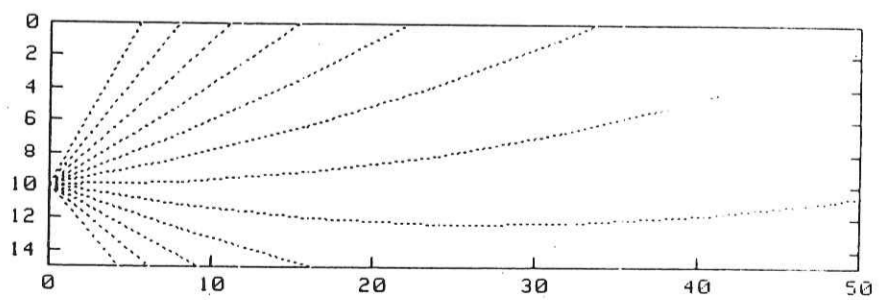
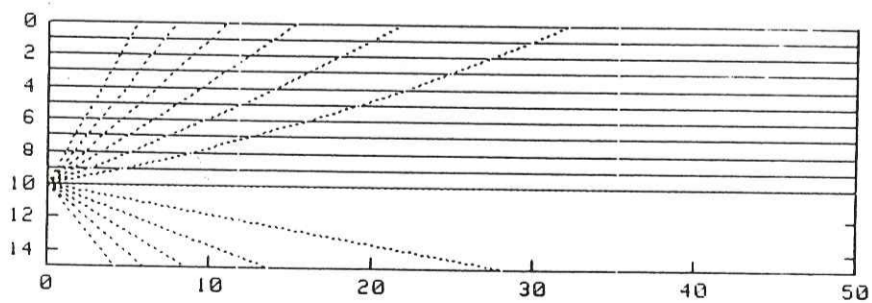
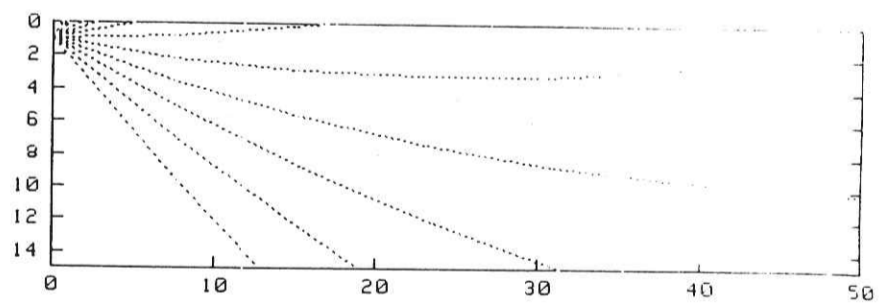
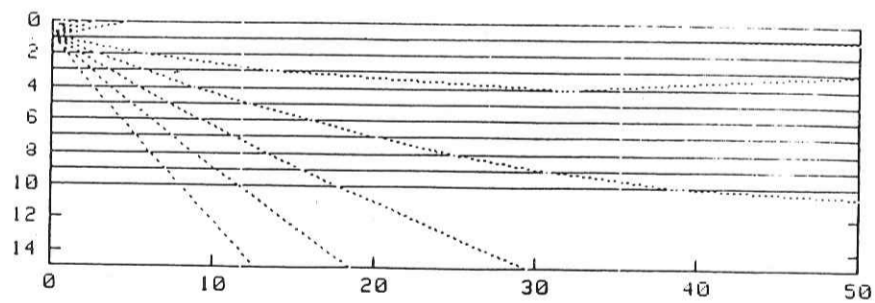


Figure. II.12. - Parcours des rais pour différents modèles de vitesse et pour des séismes localisés à des profondeurs de 1 km et 10 km respectivement.

a. Modèle à une couche homogène.

b. Modèle à deux couches : $V = 4.00$ km/s $z = 2$ km, et $V = 5.90$ km/s.

c. Modèle multicouches à gradient avec $V_p = 5.70$ km/s et $\text{grad} = 0.04$ /s.

d. Modèle à vrai gradient avec $V_p = 5.70$ km/s et $\text{grad} = 0.04$ /s.

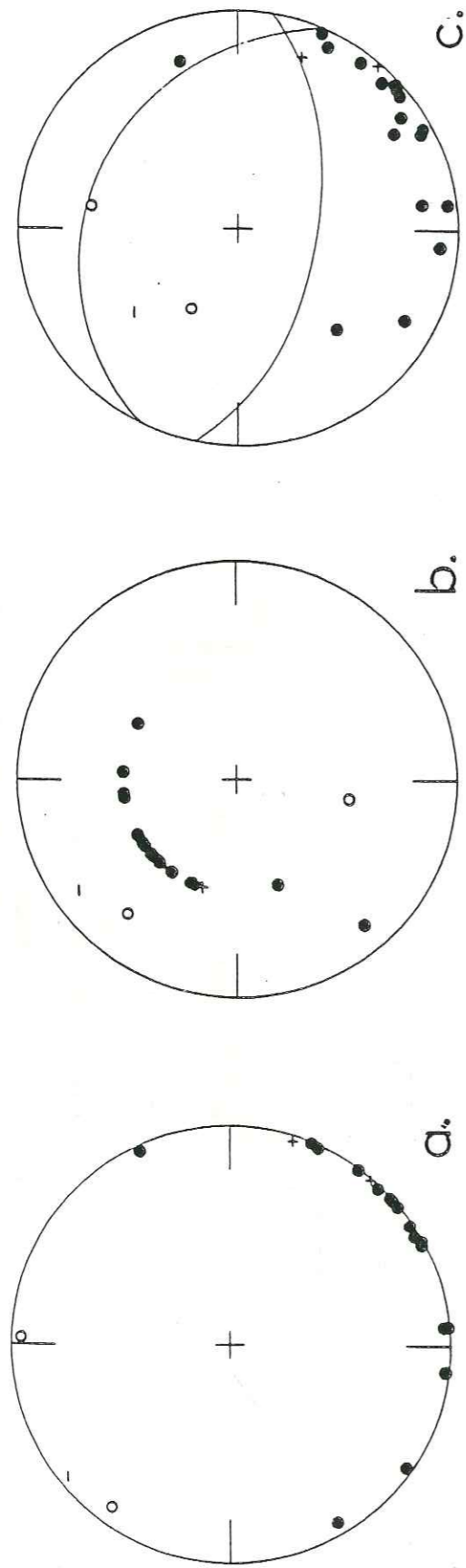


Figure II.13. - Sphères focales d'un événement superficiel pour différents modèles de vitesse.

- a. Modèle à demi-espace de vitesse $V_p=5.80$ km/s.
 - b. Modèle à deux couches avec $V_1=4.00$ km/s $z=2$ km et $V_2=5.90$ km/s.
 - c. Modèle multicouches à gradient avec $V_p=5.70$ km/s et $grad=0.04$ /s.
- Les points noir (resp. blancs) représentent les compressions (resp. dilatations). Les signes + et - indiquent des polarités incertaines en compression et dilatation respectivement. Le séisme était localisé à 40.53° N et 23.56° E et à une profondeur de 1.8 km.

Ce modèle n'est certainement pas le vrai modèle de la structure de la Terre sous le réseau. Il ne faut pas oublier que nous nous trouvons dans un graben, donc avec des variations latérales de vitesse très importantes. Le modèle que nous avons choisi, présente l'avantage d'expliquer au mieux nos données.

VITESSE (km/s)	PROFONDEUR (km)
4.00	0.0
5.70	2.0
5.75	3.0
5.80	4.0
5.85	5.0
5.90	6.0
5.95	7.0
6.00	8.0
6.05	9.0
6.10	10.0
7.90	32.0

Table II.6 - Modèle final utilisé pour la localisation des séismes.

III. - RESULTATS : REPARTITION SPATIALE DE LA SISMICITE
MECANISMES AU FOYER

1. - INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous décrivons les résultats obtenus lors des campagnes d'enregistrement de 1984 et 1985. Nous commenterons chaque cas et nous nous efforcerons de comparer brièvement ces résultats avec des études antérieures (géologie, géomorphologie, failles sismiques). Ce n'est qu'au chapitre suivant que nous ferons une interprétation plus complète de ces résultats.

2. - CAMPAGNE DE 1984

2.1. - Répartition spatiale des épicentres

Durant la campagne de 6 semaines en 1984 (du 9 Mars au 15 Avril), nous avons localisé 538 événements (fig. III.1). De ces événements, nous en avons retenu 252 (fig. III.2), qui satisfait aux critères de sélection (cf. chapitre II).

La répartition spatiale des séismes est différente de la répartition des répliques du séisme de 1978 (fig. I.15a), lorsque la sismicité était localisée essentiellement au nord du lac Langadha et dans la région entre les deux lacs.

Actuellement, la sismicité couvre une région beaucoup plus vaste et s'étend vers le SW et le SE de la région épacentrale des séismes de 1978. Il faut noter que toute la sismicité est localisée dans la même unité géologique, le massif Servomacédonien.

La distribution des séismes n'est pas uniforme, mais nous observons des groupes bien distincts séparés par des lacunes de sismicité.

Un certain nombre de remarques peut être fait sur ces groupes.

a. Un groupe de séismes est observé à l'ouest entre le golfe Thermaïque et le lac Langadha. Ce groupe est très important, car il est situé seulement à 1 ou 2 km à l'est de la ville de Thessaloniki. Cette partie n'était pas active lors de la séquence de 1978, mais des failles sismiques ont été observées en surface par Mercier et al. (1983a, 1983b). Malheureusement, cette région se trouvait à l'extérieur de notre réseau, et de ce fait nous n'avons que 4 événements bien localisés (fig. III.2).

b. La sismicité située au nord de la région, comprise entre la partie est du lac Langadha et la partie ouest du lac Volvi est

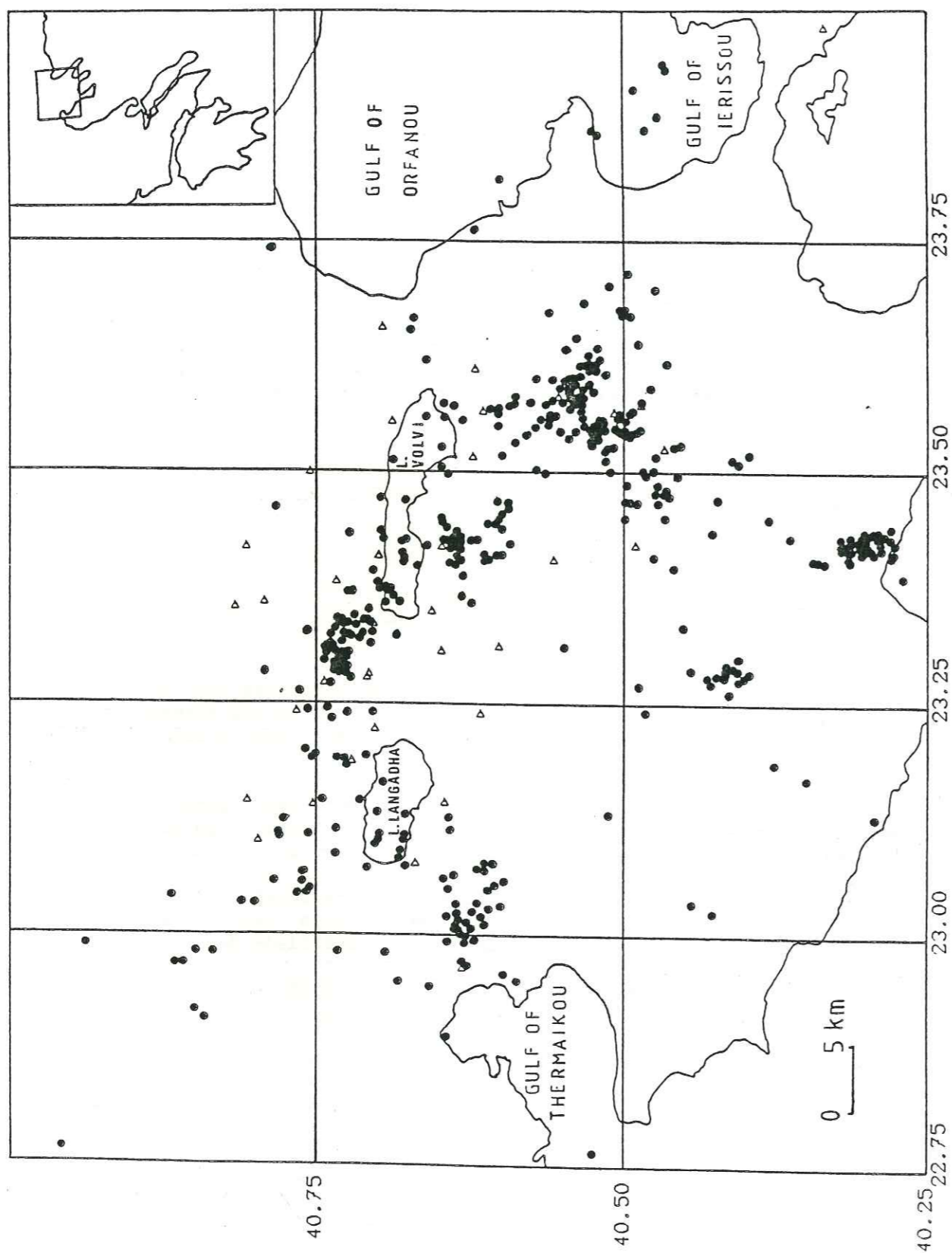


Figure III.1 Carte des 540 séismes enregistrés entre le 5 Mars et le 15 Avril 1984. Les triangles indiquent les stations sismologiques.

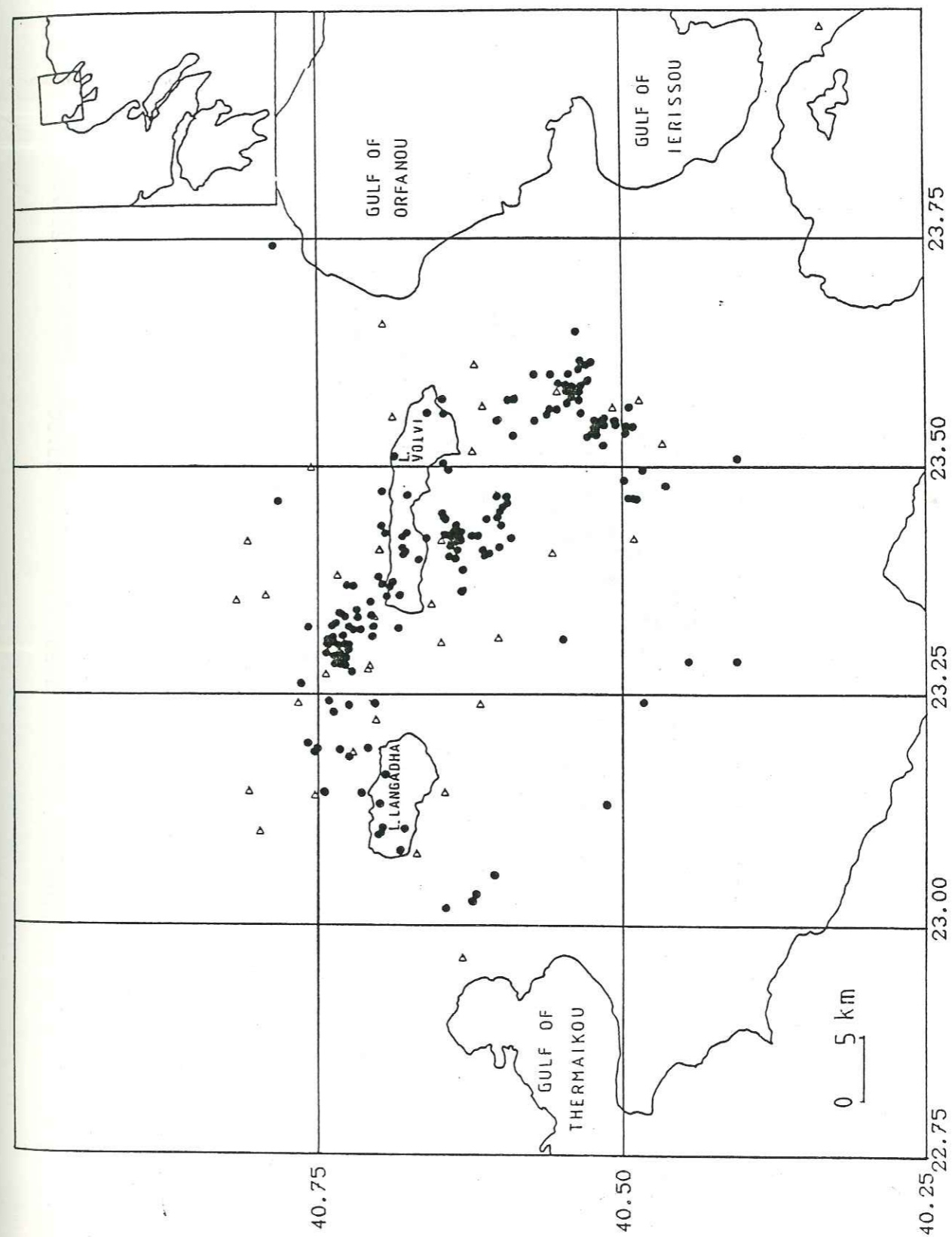


Figure III.2 Carte des 254 séismes de la campagne de 1984, qui ont passé les critères de sélection (cf. texte), et pour lesquels nous estimons la localisation à 1.5 km près.

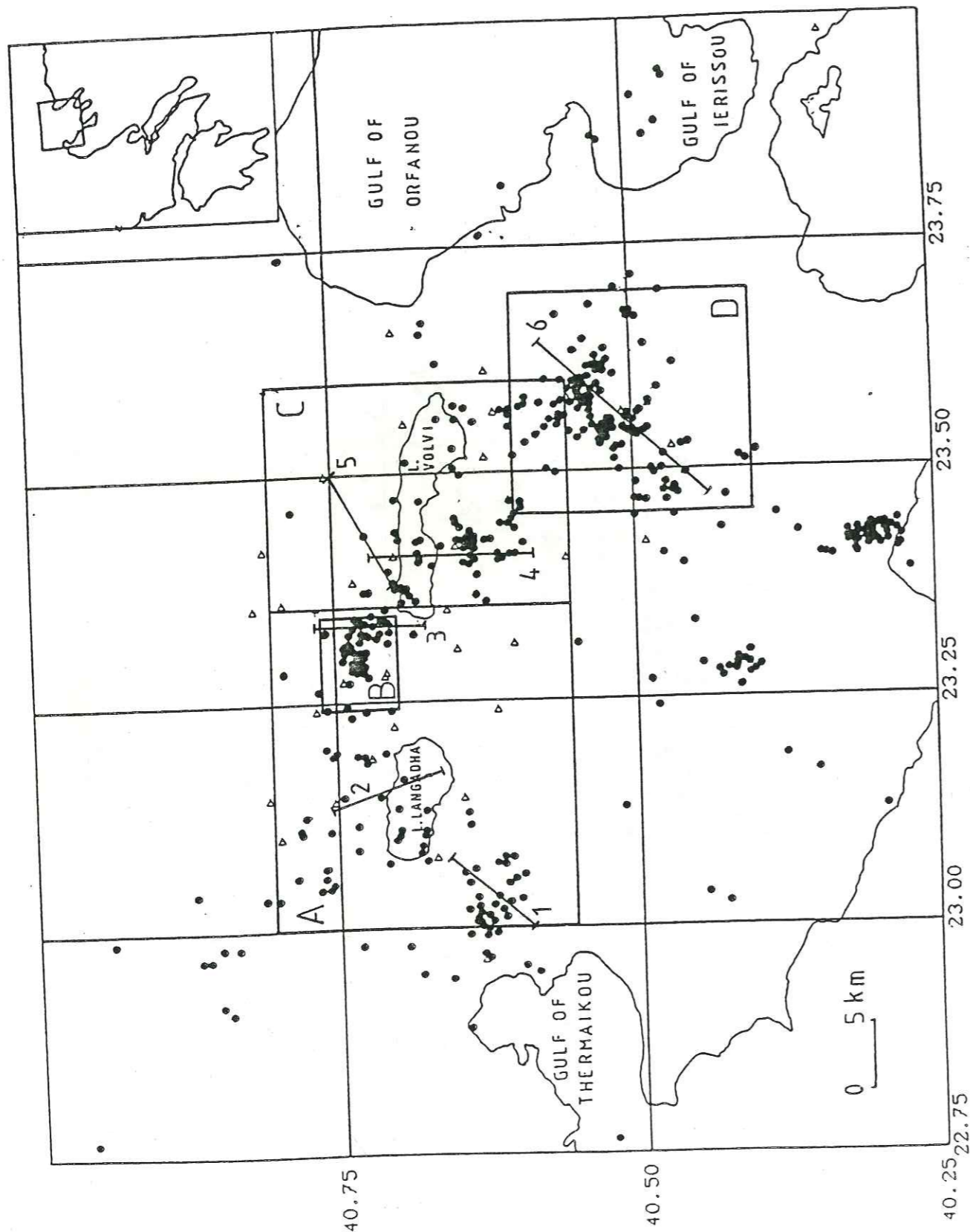


Figure III.3 Carte des régions couvertes par les cartes A, B et C et les coupes 1, 2, 3, 4, 5 et 6.

comparable à la sismicité des répliques de 1978. Le groupe très dense de séismes situé au NW du lac Volvi est localisé à l'endroit où les trois événements majeurs de la séquence de 1978 ont été localisés (fig. I.13).

c. Au sud du lac Volvi nous pouvons distinguer deux groupes de séismes séparés par une lacune de sismicité. Cette partie n'était pas active en 1978.

d. Vers le SE de la région il y a actuellement une activité très importante. Trois essaims séparés par des lacunes de sismicité sont observés (ceci est plus évident sur la fig. III.2).

e. Au sud-est dans le golfe de Ierissou, il y a actuellement une activité sismique. C'est ici qu'en lieu un très grand tremblement de Terre en 1931 de Ms=6.9 (fig. I.9). Malheureusement notre capacité en hommes et matériel ne nous a pas permis d'étudier cette région.

f. Deux essaims très denses ont été localisés au sud du réseau. Ces essaims sont des tirs dans les mines de Vavdos et Yerakini.

2.2. - Répartition des hypocentres et mécanismes au foyer

2.2.a. - Introduction

Pour une meilleure description des résultats nous avons divisé la région en différentes parties, que nous allons présenter séparément (fig. III.3).

Grace au grand nombre de stations utilisées, nous avons pu calculer 54 solutions focales individuelles (Annexes I et II). La majorité de ces solutions est bien contrainte, et les plans nodaux sont calculés avec une précision meilleure que 10°. Toutefois, dans certains cas, l'un des plans nodaux est contraint avec un seul point (lecture). Dans ces cas, la précision est supérieure à 10°.

Nous montrons sur les cartes la projection équiaréale de Schmidt de l'hémisphère inférieur sur plan horizontal et, sur les coupes la projection de l'hémisphère arrière sur plan vertical.

Il est important de parler ici de la terminologie que nous utiliserons par la suite.

Des termes comme : faille normale à composante dextre, faille inverse à composante senestre ou encore faille de coulissage à décrochement senestre et avec une composante normale, seront largement employés.

Nous nous basons pour cette terminologie sur l'angle d'intersection des deux plans nodaux. Lorsque cet angle est inférieur à 45° il s'agit d'une faille normale ou inverse avec une composante de décrochement dextre ou senestre. Lorsque l'angle est supérieure à 45° nous parlerons de faille de coulissage avec composante normale ou inverse.

Nous avons fait un très grand nombre de coupes, dont seules les

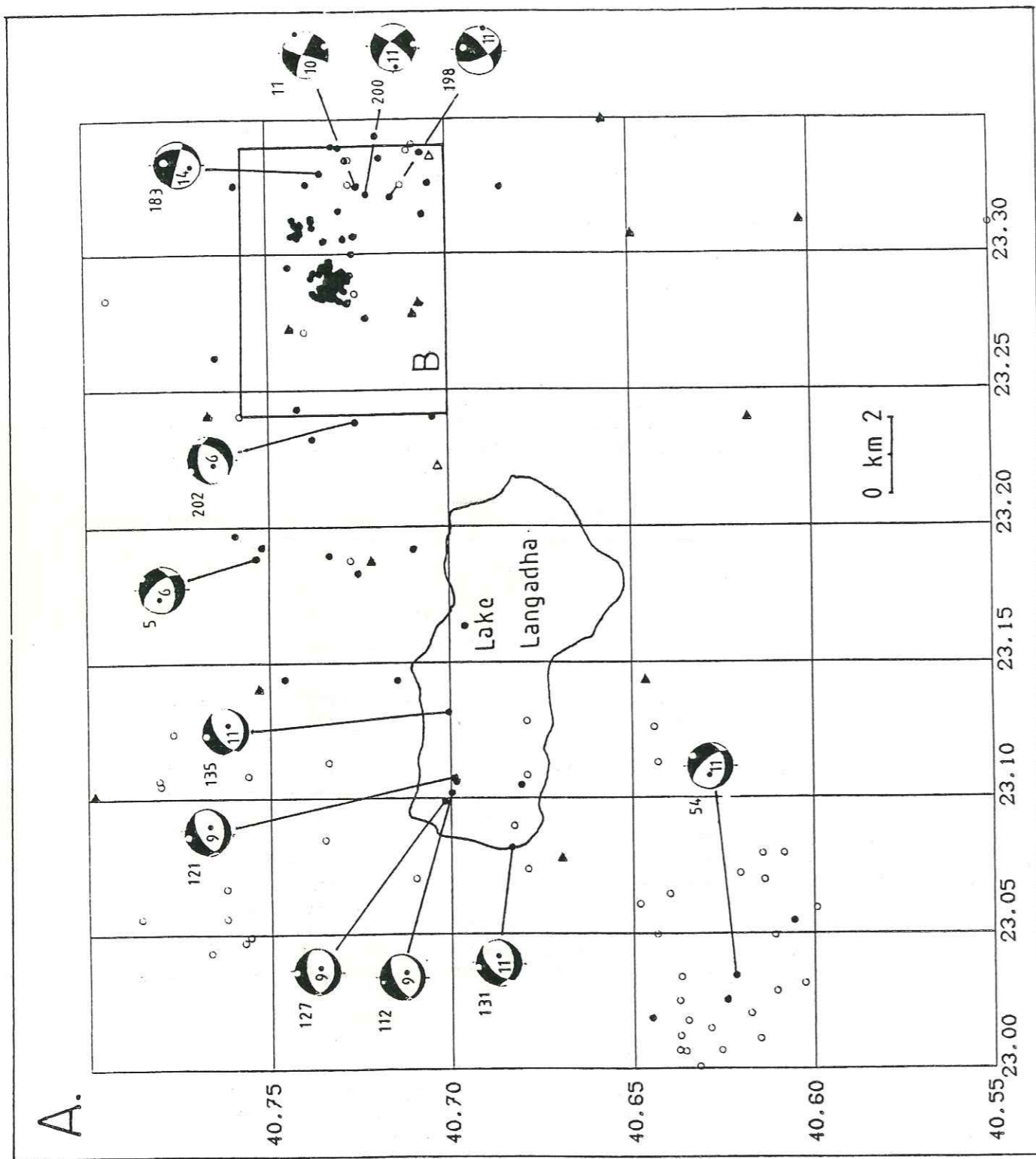


Figure III.4 Carte A, de la partie ouest de la région. Les points noirs indiquent les séismes qui ont passés les critères de sélection (fig. III.2). Les mécanismes au foyer sont montrés en projection équiréale de Schmidt, hémisphère inférieur. Les quadrants noirs (resp. blancs) sont en compression (resp. dilatation). Les axes P et T sont indiqués par des points noirs et blancs respectivement. Les chiffres à l'intérieur des sphères indiquent la profondeur de l'événement, et à l'extérieur des sphères le numéro du séisme. Cf. figure III.3 pour la localisation de la carte A.

plus importantes sont présentées et discutées ici (fig. III.3). Le choix de l'orientation de ces coupes est fait de deux façons :

- soit en considérant la direction des failles géologiques de la partie étudiée
- soit en considérant la direction des plans nodaux obtenus par les sphères focales.

2.2.b. - Région ouest

Cette région se situe à l'ouest du lac Volvi et c'est la seule qui était active lors de la séquence de 1978. De nombreuses failles sismiques ont été observées en surface et ces observations sont très utiles pour rapprocher les mécanismes au foyer à la géologie et la tectonique.

Nous présentons les sphères focales sur les cartes A (fig. III.4) et B (fig. III.5) en projection plane, et sur les coupes 1, 2, et 3 (fig. III.5, III.6, et III.7) en projection verticale.

Nous observons un certain nombre de groupes séparés par des lacunes de sismicité.

Un premier groupe est localisé au SW du lac Langadha, carte A (fig. III.4). Ce groupe se trouve à l'extérieur du réseau et seuls 4 événements sont bien localisés. Sur la carte 1 (fig. III.5) nous observons que la majorité de séismes sont localisés entre 0 et 7 km de profondeur. Seulement 3 événements sont plus profonds -dont un bien localisé-. Le mécanisme au foyer No 54, montre un mouvement en faille normale avec une composante senestre sur le plan nodal orienté NW-SE.

Ce groupe de séismes est localisé à la bordure SW du graben Mygdonien, à l'intérieur du réseau de failles qui délimitent les unités géologiques du massif Servomacédonien à l'est et la zone Axios-Vardar à l'ouest. Dans ce réseau nous observons deux familles de failles (fig. I.13). La première famille se dirige de N 110° à N 130° et plonge vers le NE, et la deuxième se dirige de N 19° à 40° avec un plongement proche de la vertical.

Après le séisme de 1978, Mercier et al. (1983a, 1983b) ont cartographié deux failles sismiques dans cette partie. La première orientée N 115°, avait un mouvement normal avec une composante senestre et plongeait vers le NE (à comparer avec le mécanisme No 54). La deuxième orientée N 18°, avait un mouvement normal avec une composante dextre.

Il semble donc, que les deux familles de failles géologiques de cette région, soient actuellement sismiques.

Un deuxième groupe de séismes est localisé sous la partie ouest du lac Langadha, carte A (fig. III.4) et coupe 2 (fig. III.6). Les 5 mécanismes au foyer (No 112, 121, 127, 131, 135), montrent des solutions

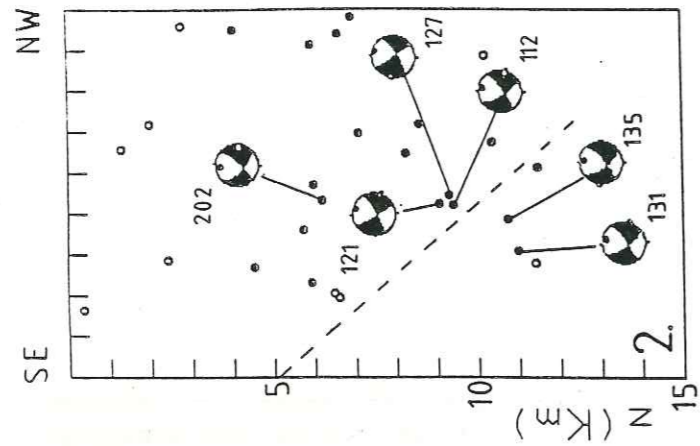


Figure III.5 Coupe 1, montrant les sphères focales pour les événements localisés dans la partie ouest (cf. figure III.3 pour la localisation de la coupe). Les mécanismes sont montrés en projection équatoriale de Schmidt, hémisphère arrière. Les quadrants noirs (resp. blancs) sont en compression (resp. dilatation). Les axes P et T sont indiqués par des points noirs et blancs respectivement. Les cercles noirs indiquent les événements qui ont passés les critères de sélection. La trace des failles géologiques, ainsi que leurs pendage est indiquée en surface, d'après la carte géologique de Kockel et al. (1977).

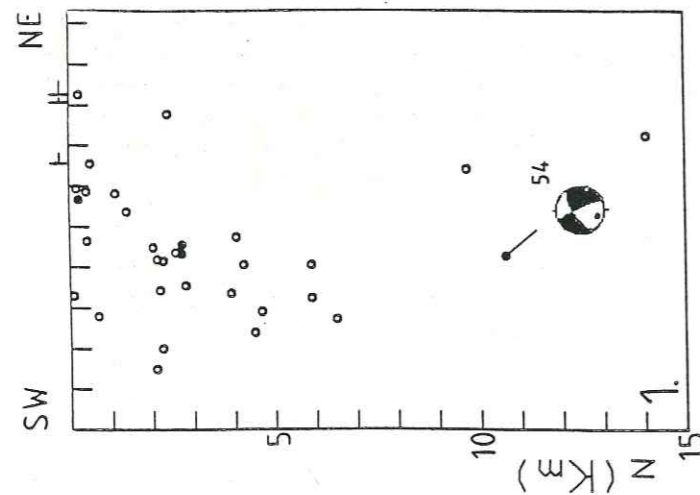


Figure III.6 Coupe 2. Les tirets indiquent la position supposée de la faille sismique observée en surface en 1978, d'après Mercier et al. (1979, 1983a, 1983b). Le pendage a été pris égal à 46°, comme le pendage de l'événement majeur de la séquence de 1978. Pour les signes cf. figure III.5.

similaires : faille normale, avec une composante de coulissage dextre sur le plan nodal ENE-WSW. Sur la coupe 2, nous n'observons aucun alignement de séismes sur un plan de faille, bien que tous les plans nodaux soient parallèles entre eux. Nous avons reporté sur cette coupe la trace supposée de la faille sismique observée en surface au SE du lac Langadha par Mercier et al. (1979, 1983a, 1983b) (mesure No 32, fig. I.14). Nous avons pris un pendage égal à 46°, comme le pendage de la faille de l'événement majeur de la séquence de 1978. La faille sismique, observée en surface, avait une direction N 80° et un mouvement normal avec une petite composante dextre comme l'un de deux plans nodaux observés par les sphères focales. Il semble donc que le plan orienté de N 60° à N 80° plongeant vers le NNW soit le plan de faille.

Un séisme localisé au nord du lac Langadha à une profondeur de 6 km montre une solution en faille normale avec coulissage senestre sur le plan nodal orienté NW-SE. Ce séisme se situe à la bordure est de la partie ouest du graben Mygdonien (fig. I.13) délimitée par des failles normales dirigées N 110° à N 130° avec une composante de décrochement senestre.

Pour l'essai dense localisé au NE du lac Langadha, nous avons fait un agrandissement sur la carte B (fig. III.7) que nous commenterons conjointement avec la carte A (fig. III.4) et la coupe 3 (fig. III.8). Il faut noter que les 3 événements majeurs de la séquence de 1978, étaient localisés dans cette région. Nous observons sur une petite surface un grand nombre de cas différents

- Des mécanismes en faille normale (No 34, 60, 70, 80, 82) sur la carte B, et No 202 sur la carte A localisé bien plus à l'est que les premiers. Les mécanismes No 34, 80, 82, montrent la même solution que les 3 événements majeurs de la séquence de 1978, localisés au même endroit. Sur la coupe 3 (fig. III.8), nous avons reporté la trace supposée de la faille sismique observée en surface dans le village de Stivos (fig. I.14), avec un pendage de 46°, obtenu par le mécanisme au foyer du séisme majeur de 1978. Nous remarquons que les séismes en faille normale forment un essaim qui plonge vers le nord, lequel se situe dans la partie inférieure de la faille.

- Au dessus de ces événements en faille normale, nous avons un essaim très dense localisé entre 6 et 9 km de profondeur (fig. III.8). Les mécanismes au foyer montrent des solutions en faille inverse (No 2, 3, 7, 9, 25, 28, 98, 99, 103). Ce groupe semble plonger vers le nord, avec un fort pendage entre 70° et 80°.

- Trois événements localisés plus à l'est (No 11, 198, 200), montrent des mécanismes en faille de coulissage avec décrochement senestre sur les plans nodaux dirigés NW-SE, et décrochement dextre sur les plans nodaux dirigés NNE-SSW à NE-SW. Tous ces séismes sont localisés au-dessous de 10 km de profondeur. Mercier et al. (1979, 1983a, 1983b) ont cartographié à l'est de la faille normale majeure, dans le village de Peristeronas, deux failles sismiques de direction N

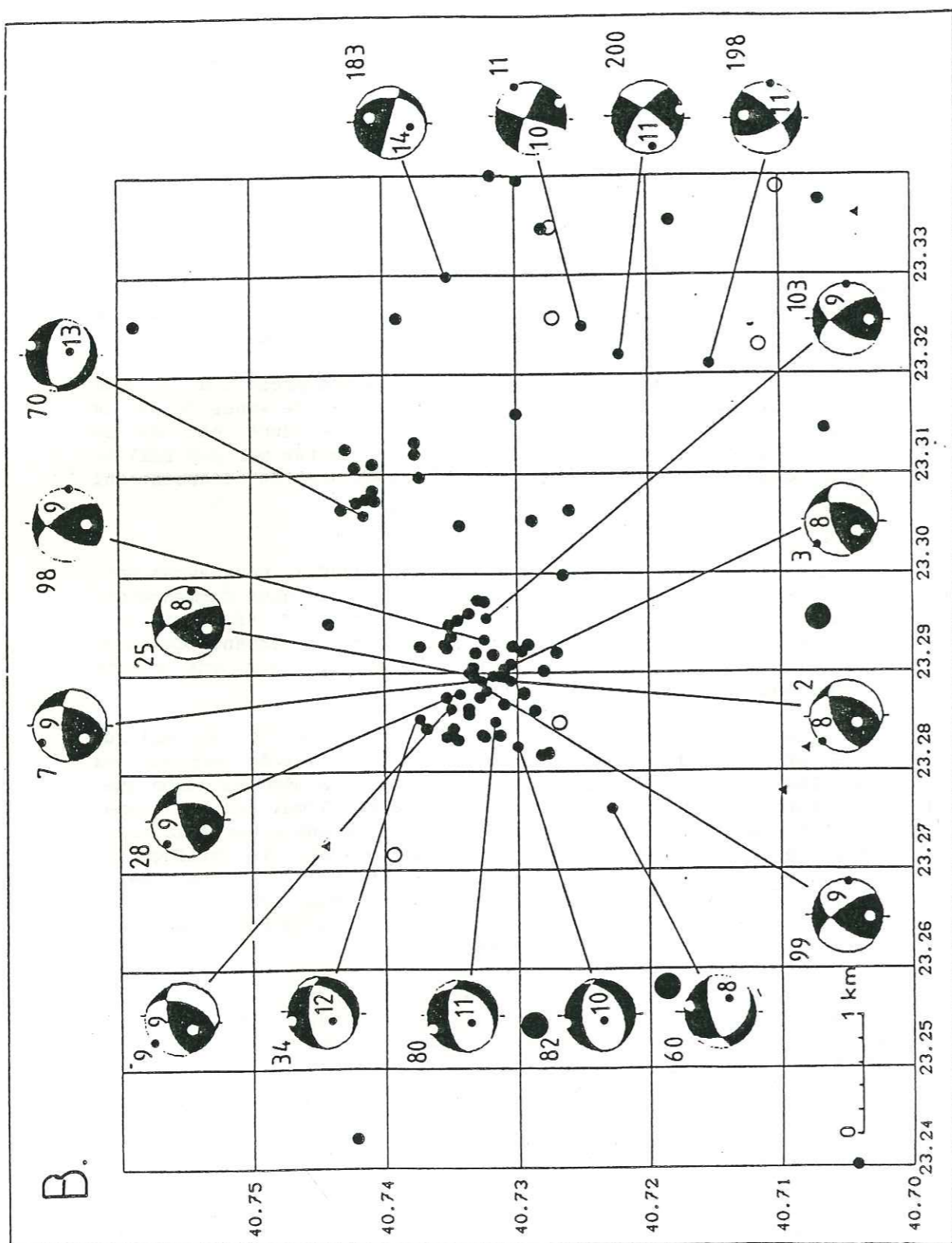


Figure III.7 Carte B. Les grands cercles noirs indiquent la localisation des trois événements majeurs de la séquence de 1978. Pour les autres signes cf. figure III.4.

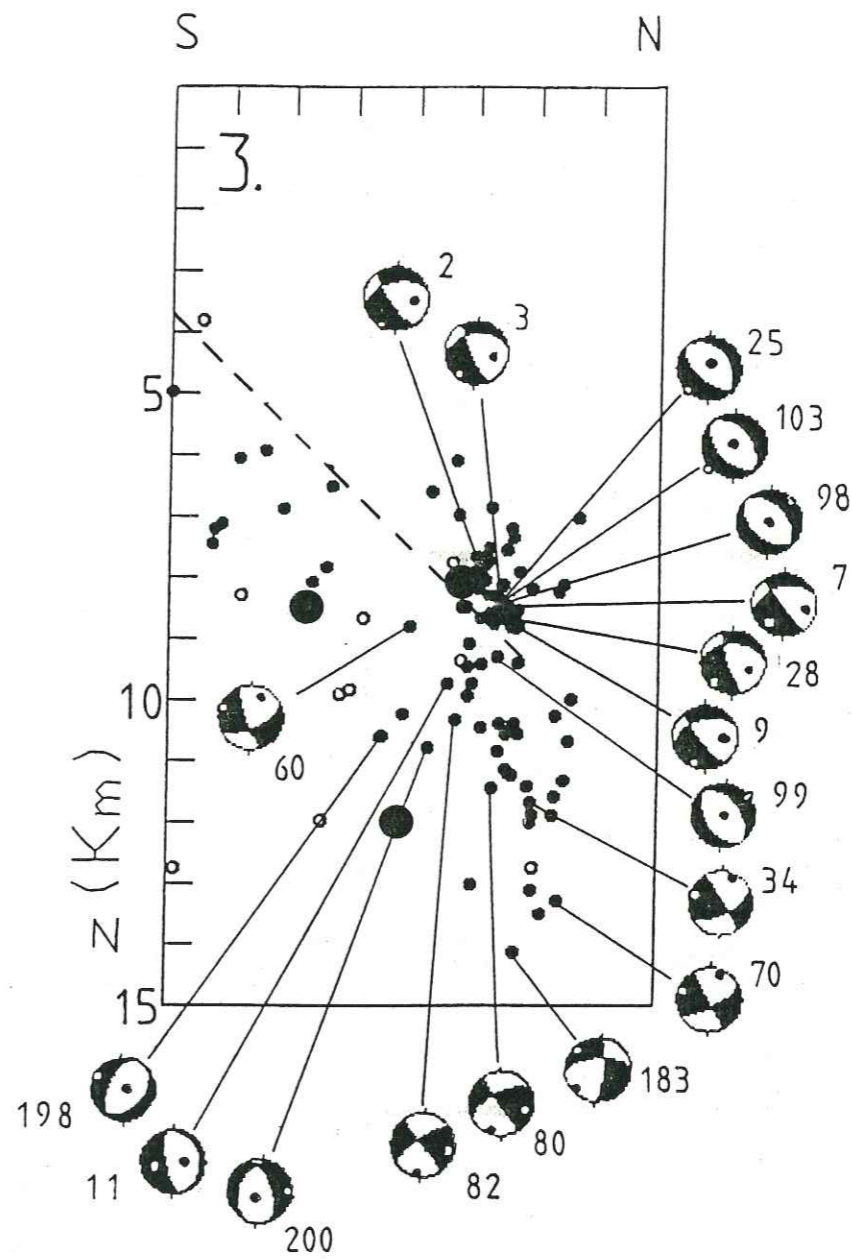


Figure III.8 Coupe 3. Les tirets indiquent la position supposée de la faille sismique mesurée en surface en 1978, avec un pendage de 46°. Les grands cercles noirs indiquent la position des trois chocs majeurs de la séquence de 1978. Pour les autres signes cf. figure III.5.

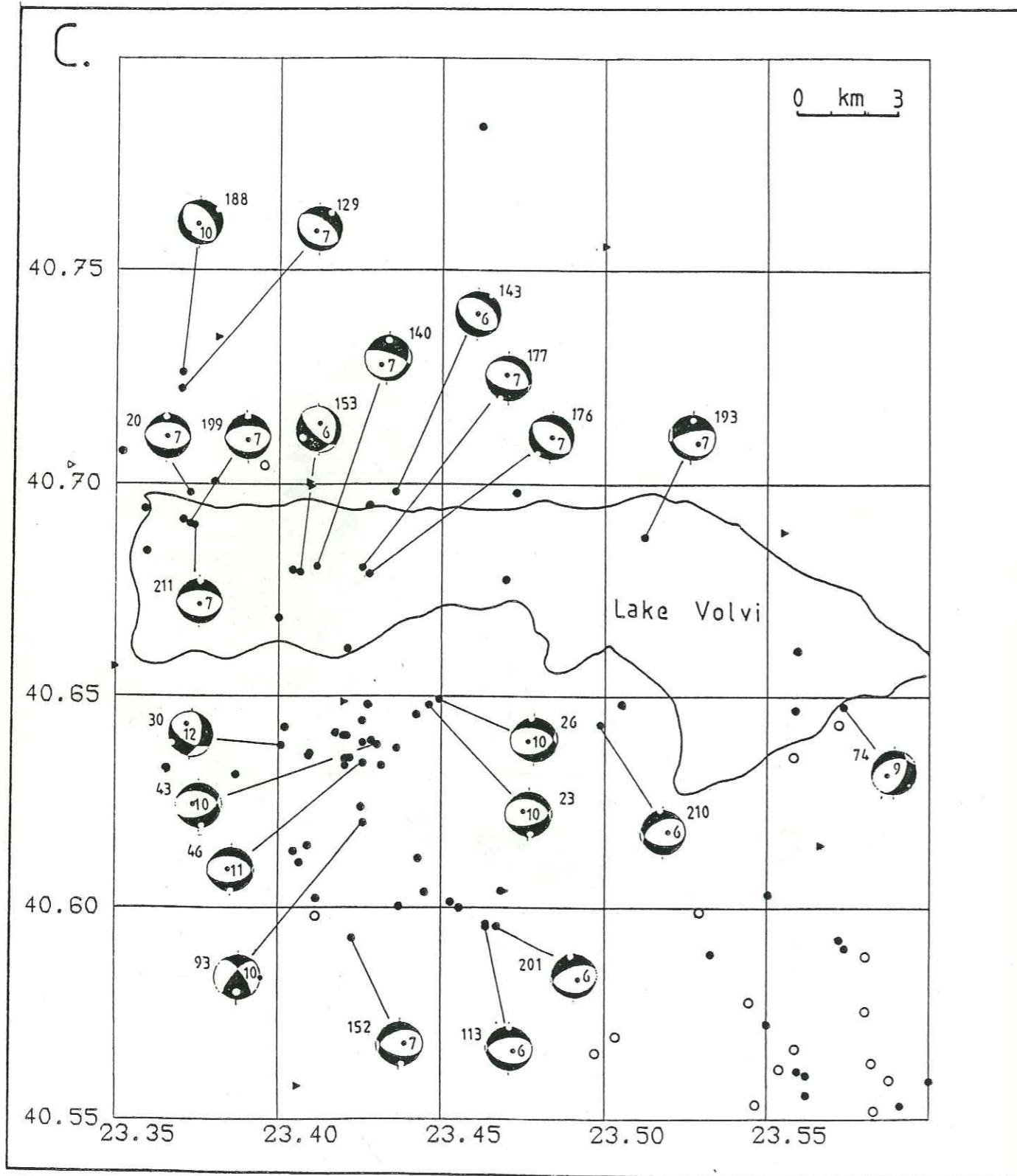


Figure III.9 Carte C, montrant les événements localisés dans la partie est.
Cf. figure III.4 pour la légende.

15° à N 40° avec un mouvement de décrochement dextre (mesures No 8, 10, fig. I.14).

- Enfin, le séisme No 183 localisé à 14 km montre un plan nodal vertical et un autre avec un très faible pendage de 28°. Cet événement est l'un de plus profonds. Il faut préciser que, comme pour les répliques de 1978, les séismes sont localisés dans les premiers 15 km de la croûte.

2.2.c. - Région est

Cette région se situe entre 40.55°N 40.80°N et 23.55°E - 23.60°E. Seule la partie au nord du lac Volvi était active lors de la séquence de 1978 (fig. I.15a). A l'époque, la géométrie du réseau et le faible nombre de stations n'avaient pas permis d'obtenir des solutions focales. De plus, il n'a pas été observé des failles sismiques importantes, comme dans la partie ouest.

Nous avons porté sur la carte C (fig. III.9) et sur les coupes 4 et 5 (fig. III.10 et III.11) les mécanismes au foyer. Presque tous les mécanismes montrent des mouvements en faille normale, de directions diverses. Nous pouvons classer les failles normales en différentes familles, selon leurs direction.

Une première famille montre des mécanismes, avec des plans nodaux dirigés NW-SE. Un premier groupe est localisé au nord du lac Volvi, No 188, 129. Un deuxième groupe se situe sous le lac, No 143, 176, 177. Nous avons fait la coupe perpendiculaire aux plans nodaux (fig. III.11); aucun alignement particulier de séismes n'est visible, bien que les plans nodaux soient parallèles entre eux. Une des rares failles sismiques observée au sud du lac Volvi (mesure No 36, fig. I.14) montre une faille normale dirigée NW-SE, avec une petite composante senestre.

La deuxième famille montre des mécanismes de faille normale, avec les plans nodaux dirigés presque E-W. Un groupe de cette famille est localisé au nord-ouest du lac Volvi, No 20, 199, 211. Ce groupe est à rapprocher aux failles sismiques observées dans le village de Loutra Volvi (mesure No 2, fig. I.14). Un deuxième groupe plus important est localisé au sud du lac No 23, 26, 43, 46, 210. Enfin, un troisième groupe est localisé plus au sud No 113, 152, 201. Sur la coupe 4 (fig. III.10) il est impossible de définir un plongement pour ces séismes.

Un séisme, No 30, localisé au sud-ouest du lac, montre une solution en faille normale avec une composante de décrochement.

Le séisme No 74 localisé au sud-est du lac montre une faille normale avec des plans nodaux dirigés NE-SW et une composante décrochante dextre sur le plan nodal de direction N 70°.

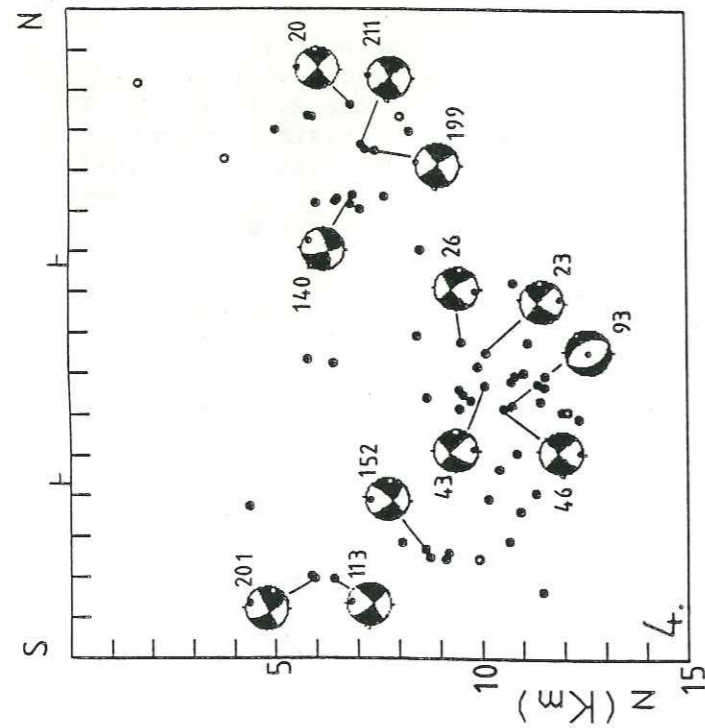
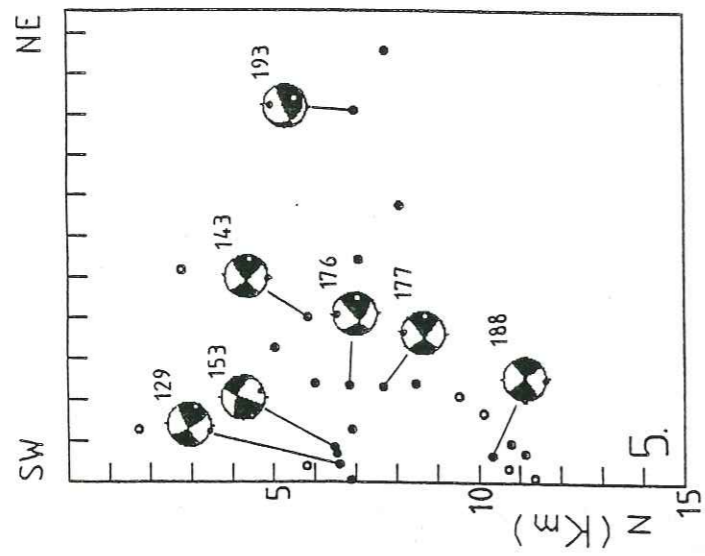


Figure III.10 Coupe 4. Cf. figure III.5 pour la légende.

Figure III.11 Coupe 5. Cf. figure III.5 pour la légende.

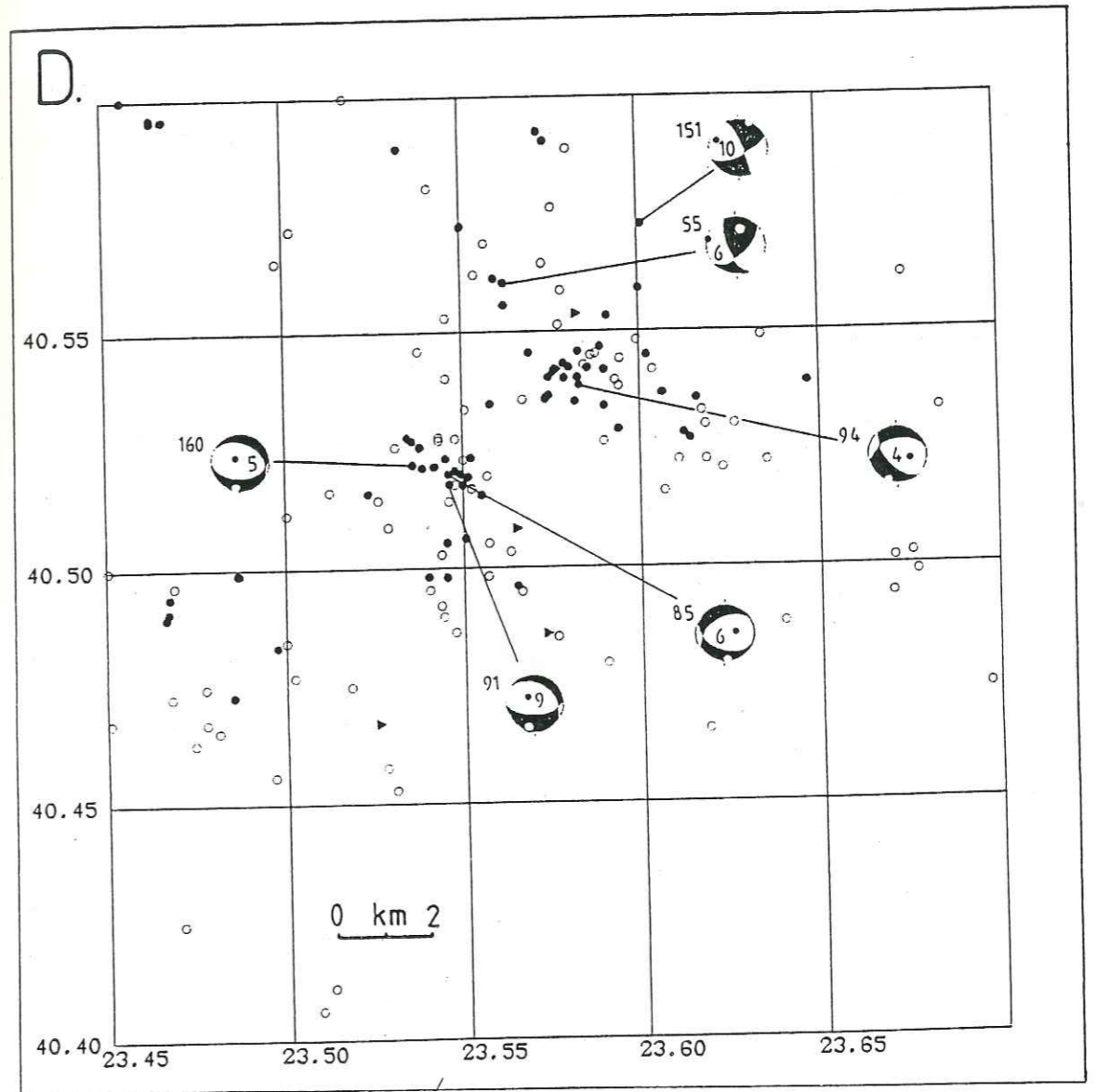


Figure III.12 Carte D, montrant les séismes localisés au sud-est de la région. Cf. figure III.4 pour la légende.

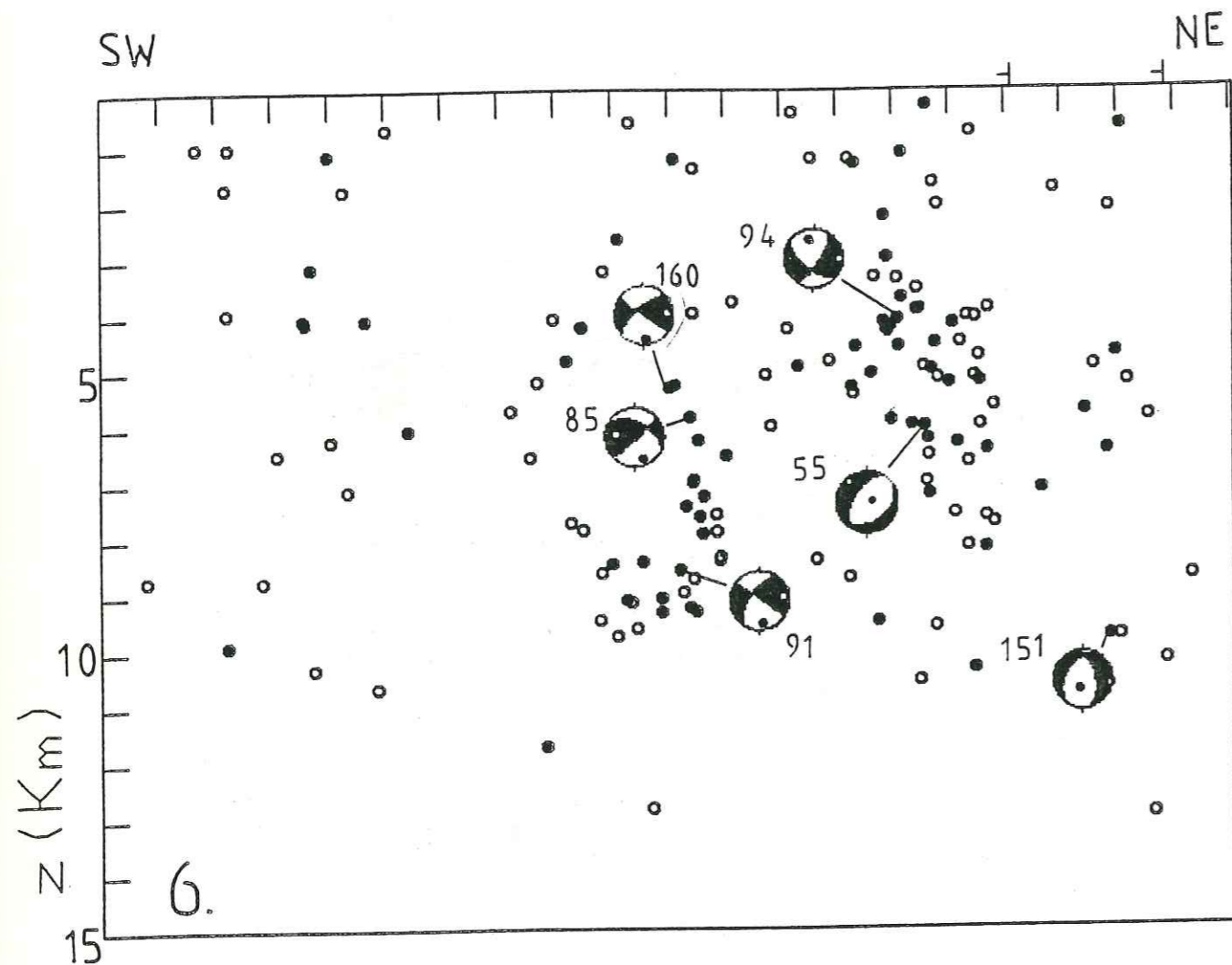


Figure III.13 Coupe 6. Cf. figure III.5 pour la légende.

Enfin, quatre mécanismes n'appartiennent à aucune des familles de faille normale décrites précédemment. Trois d'entre eux, No 140, 153 et 193, localisés sous la partie ouest et sous la partie est du lac respectivement, montrent un plan nodal presque vertical et un autre proche de l'horizontale. Tous ces mécanismes sont localisés à 7 km de profondeur. Le dernier mécanisme, No 93, localisé au sud du lac à 10 km, montre une faille de coulissage avec décrochement senestre sur le plan nodal dirigé NW-SE, et décrochement dextre sur le plan nodal dirigé NE-SW.

2.2.c - Région sud-est

Ce groupe de séismes est séparé du précédent par une importante lacune de sismicité (fig. III.1 et III.2). Il semble qu'il soit subdivisé en 3 groupes, séparés par des lacunes de sismicité, carte D (fig. III.12). L'alignement des séismes à l'intérieur de chaque groupe a une direction NW-SE, qui est également la direction des failles géologiques observées dans cette région (fig. I.13).

Comme pour la région Est nous ne possédons pas de renseignements tectoniques et sismologiques très précis car cette partie n'a pas été active lors de la séquence de 1978.

Nous avons tracé la coupe perpendiculaire à l'alignement de séismes, coupe 6 (fig. III.13). Comme pour les coupes précédentes il n'existe aucun alignement particulier de séismes.

Les solutions focales montrent des failles de coulissage et des failles normales.

- Deux séismes, No 55, 151, localisés dans la partie nord, montrent des coulissages senestres sur des plans nodaux dirigés NNW-SSE, et des coulissages dextres sur des plans nodaux dirigés NE-SW.

- Les mécanismes en faille normale, No 85, 91, 94, 160, montrent des plans nodaux dirigés NW-SE ou E-W.

3. - CAMPAGNE DE 1985

Nous sommes retournés en Grèce en Avril et Mai 1985, pour une deuxième campagne de microsismicité. Le but était d'étudier la sismicité autour de la ville de Thessaloniki et le golfe Thermaïque. Mais les failles inverses observées en 1984, et l'importance de tels mouvements à l'intérieur d'un graben, nous ont conduit à intégrer au programme initialement prévu, une étude plus précise de ces mouvements. Ainsi, pendant 15 jours (du 26 Avril au 10 Mai 1985) nous avons déployé 24

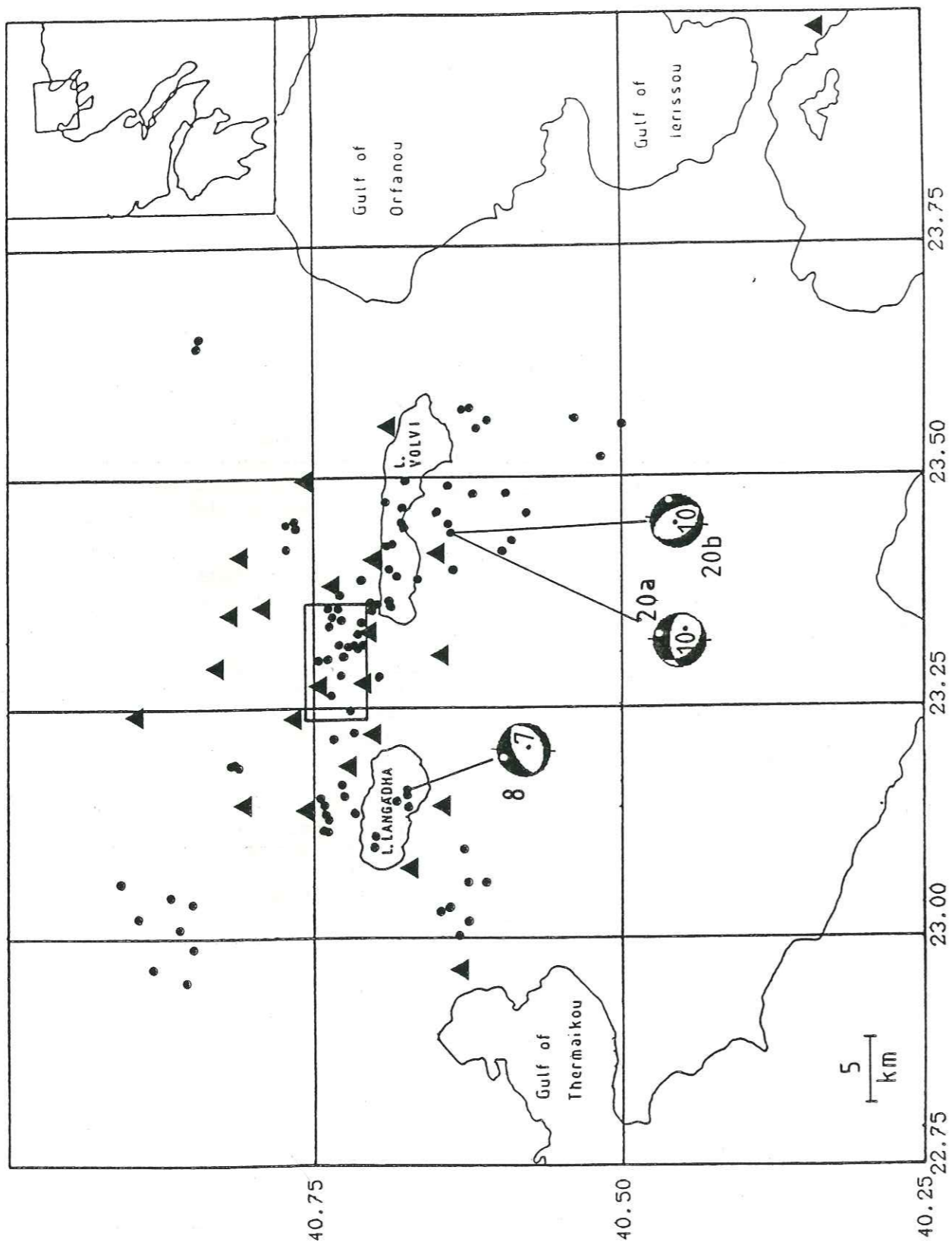


Figure III.14 Carte des 95 événements enregistrés entre le 26 Avril et le 10 Mai lors de la campagne de 1985. Les triangles indiquent les stations sismologiques. Le rectangle indique la position de la carte de la figure III.15. Pour les signes des mécanismes au foyer cf. figure III.4.

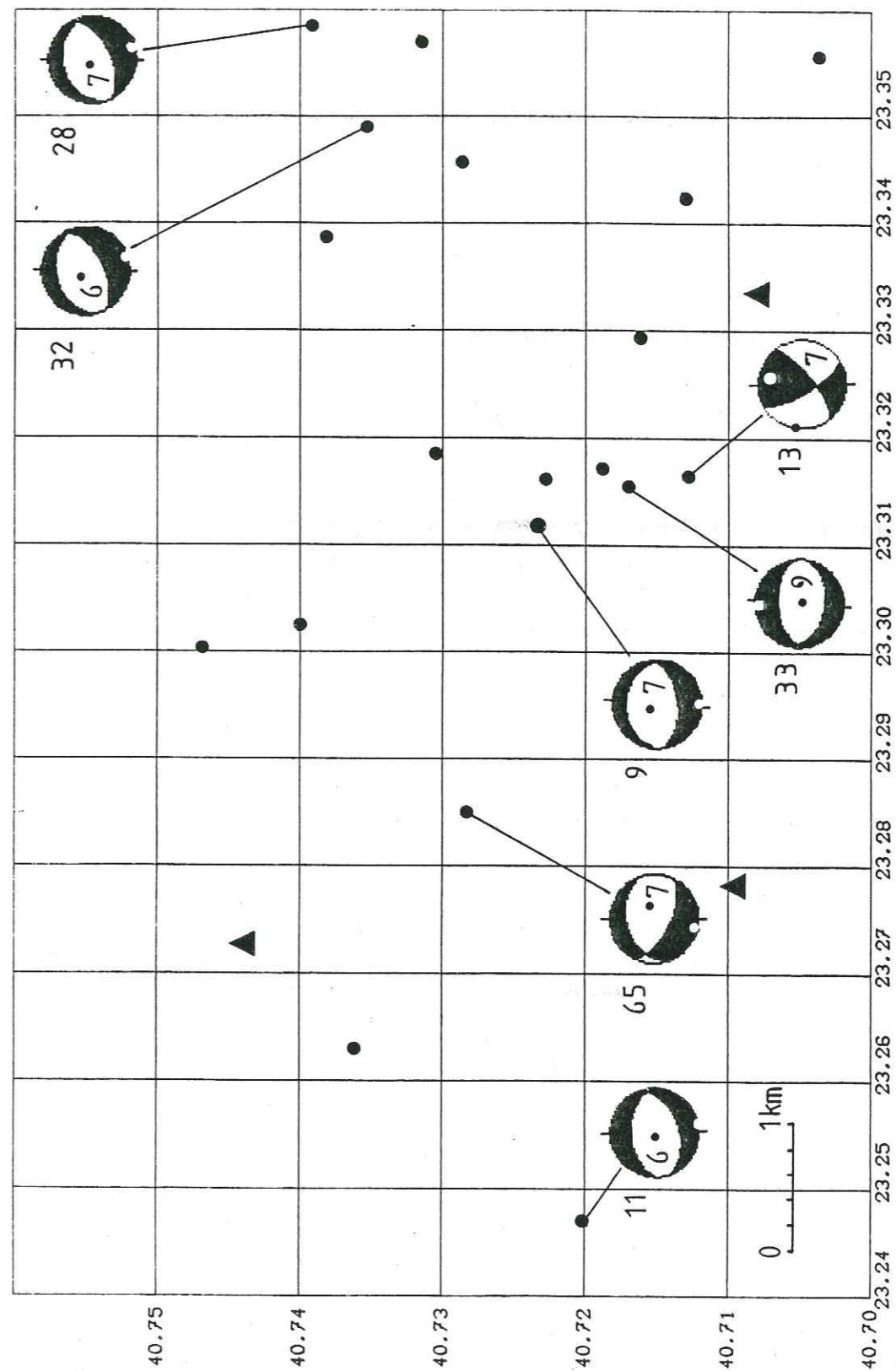


Figure III.15 Carte de la zone des mouvements inverses montrant les événements enregistrés lors de la campagne de 1985. Cf. figure III.14 pour la localisation de la carte, et figure III.4 pour les signes des mécanismes au foyer.

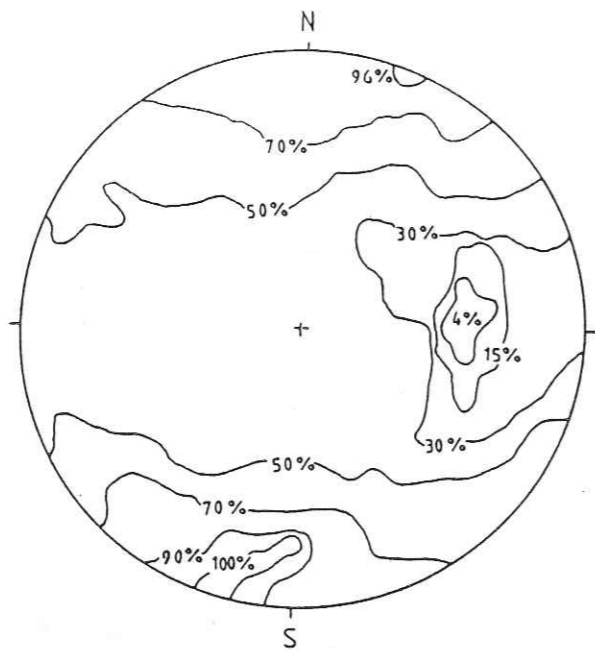


Figure III.16 Canevas de Schmidt, projection hémisphère inférieur, obtenu par la superposition de tous les mécanismes au foyer (méthode des dièdres droits).

100% : directions d'extension
0% : directions de compression.

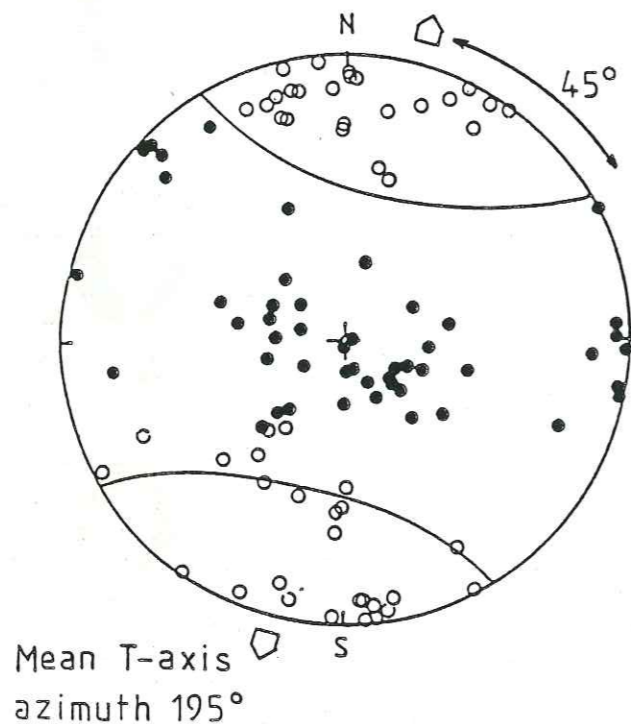


Figure III.17 Projection des axes P et T de tous les mécanismes au foyer, sur canevas de Schmidt, projection hémisphère inférieur. Les points noirs (resp. blancs) indiquent les axes P (resp. T). L'axe T moyen a une direction N 195° et un plongement proche de l'horizontale.

stations SPRENGNETHER autour de la zone des failles inverses.

Les résultats sont plutôt décevants (fig. III.14 et III.15). Nous n'avons observé aucun séisme dans la zone des mouvements inverses. Le schéma général de la sismicité régionale est similaire à celui observé en 1984.

Un mécanisme, No 8, observé sous le lac Langadha montre une faille normale. Ce mécanisme est comparable avec ceux observés en 1984 dans la même région (No 112, 121, 127, 131, 175, fig. III.4).

Un mécanisme, No 20, montre une faille normale. Seul le plan nodal dirigé NW-SE, plongeant vers le SW est bien contraint. La solution 20a est comparable avec celles observées au même endroit en 1985 (fig. III.9).

La fig. III.15 montre la zone des mouvements inverses. Nous observons qu'aucun événement n'est localisé dans la zone espérée. Six mécanismes (No 9, 11, 28, 32, 33, 65) montrent des failles normales. Un mécanisme, No 13, montre du coulissage avec décrochement dextre sur le plan nodal dirigé NE-SW et du décrochement senestre sur le plan dirigé NW-SE. Ce mécanisme est comparable aux mécanismes No 11, 198, 200 (fig. III.7), observés en 1984.

4. - REPARTITION DES AXES P ET T

Nous avons montré sur la fig. III.17 les axes P et T trouvés pour tous les mécanismes au foyer. Pour déterminer l'extension maximale -axe T moyen- nous avons utilisé la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977). Nous avons adapté, pour les mécanismes au foyer, le programme de cette méthode écrit par Mugnier (1984), sur un micro-ordinateur HP-9845B. Le résultat est montré sur la fig. III.16. Nous observons une zone d'extension allant de N 180° à N 200° (100%) avec un plongement compris entre 18° et 0°. L'axe T moyen a une direction N 195°, avec un plongement proche de la verticale.

Nous remarquons (fig. III.17) que la dispersion des axes T autour de cette moyenne ne dépasse pas 45°. Un résultat comparable a été trouvé pour les répliques du tremblement de Terre d'El Asnam (Algérie) en 1980 (Ouyed, 1980; Ouyed et al., 1981). Les axes P forment un essaim perpendiculaire à la direction moyenne de l'axe T. Dans ce essaim nous observons deux groupes. Le premier avec les axes P presque verticaux indique les failles normales avec une petite composante de coulissage. Le deuxième avec les axes P horizontaux indique les failles de coulissage ou les failles inverses.

IV. - INTERPRETATION ET DISCUSSION

1. - INTRODUCTION

Des études géologiques et néotectoniques antérieures ont mis en évidence trois familles de failles dans la région du graben Mygdonien (Kockel et al., 1971, 1977; Fountoulis, 1980).

- Une famille dirigée N 110° à N 130°, avec un mouvement normal et une composante de coulissage senestre. Cette famille est le trait structural majeur de la région, et forme les limites entre les différentes unités géologiques.

- La deuxième famille de failles avec une direction N 10° à N 40° montre un plongement généralement vertical ou proche de la verticale et un mouvement normal avec du coulissage dextre.

- La troisième famille montre des failles normales avec une direction N 60° à N 90°.

Après le séisme de 1978 les failles sismiques observées en surface avaient les mêmes directions que les failles géologiques décrites plus haut (Mercier et al., 1979, 1983a, 1983b; Papazachos et al., 1979; Mountrakis et al., 1983).

Les mécanismes au foyer des trois événements majeurs de la séquence de 1978 ainsi que la majorité des répliques ont montré des failles normales avec une direction E-W (Soufleris 1980; Soufleris et Stewart, 1981, 1983; Soufleris et al., 1981, 1983; Carver et Bollinger, 1981, 1983).

La zone des répliques était localisée au nord des deux lacs, en trois groupes de séismes séparés par des lacunes de sismicité.

2. - REMARQUES SUR LA REPARTITION EPICENTRALE ET HYPOCENTRALE

2.1. - Répartition épiscopentrale

La sismicité actuelle couvre une zone beaucoup plus vaste que les répliques du tremblement de Terre de 1978, et montre une extension vers le SW. Toutefois, l'aspect général reste le même, à savoir que nous observons une distribution non uniforme avec des groupements de séismes séparés par des lacunes de sismicité. Ces lacunes ressemblent à des obstacles pour une distribution plus uniforme des séismes, obstacles que nous pouvons comparer à des barrières géométriques suivant le modèle de Das et Aki (1977) et Aki (1979).

2.2. - Plans de failles

Nous observons sur les coupes que les séismes ne s'alignent presque jamais sur un plan de faille bien défini, exception faite du groupe des séismes localisé à l'endroit où les trois événements majeurs de la séquence de 1978 ont eu lieu (coupe 3, fig. III.8). Il est donc impossible de définir des plans de faille à partir de nos événements. Des cas similaires ont été souvent observés pour les répliques des grands tremblements de Terre soit en faille normale (Soufleris et al., 1980, 1981, 1983; Carver et Bollinger, 1981, 1983) pour le séisme de Thessaloniki ou encore de Corinthe-Grèce (Jackson et al., 1982), Norcia-Italie (Deschamps et al., 1984), Campania-Lucania-Italie (Deschamps et King, 1984), ou pour des séismes en faille inverse comme en Tabas-Iran (Berberian, 1982) ou El-Asnam-Algerie (Ouyed, 1980; Ouyed et al., 1983). Des exemples où les répliques sont localisées sur des plans de failles bien définis sont Parkfield-California (Eaton et al., 1970) ou Coyote Lake-California (Reasenberg et Ellsworth, 1982).

Nous constatons donc que le plus souvent les séismes ne sont pas localisés sur un seul plan de faille. En ce qui nous concerne nous croyons que la géométrie du réseau et le nombre des stations utilisées excluent la possibilité d'erreurs suffisamment importantes pour modifier cette idée. Cet aspect particulier peut être expliqué par le fait que les séismes ont lieu dans un milieu très préfracturé. Dans ce cas les petits événements -tels que les répliques ou les séismes que nous avons enregistrés- ont lieu sur des plans où la résistance à la traction ou compression régionale devient petite. Des tels points faibles représentent l'ensemble des fractures de la croûte et non pas seulement les grands plans de failles sur lesquels les événements majeurs ont lieu. Il faut toutefois remarquer que même lorsque les séismes ne sont pas sur un plan de faille bien défini, les plans nodaux des mécanismes au foyer sont presque parallèles entre eux à l'intérieur de chaque groupe et leur mouvement est conforme aux directions des contraintes locales.

2.3. - Profondeur des séismes

Les hypocentres de nos événements se trouvent entre 0 et 15 km de profondeur. C'est dans les premiers kilomètres que la croûte a un comportement fragile (cassant) et que la déformation se fait par génération de séismes. Au-delà la croûte a un comportement ductile et la déformation se fait par écoulement plastique, sans séismes. La profondeur à laquelle ce changement se produit dépend du gradient de température.

Chen et Molnar (1983) utilisent la profondeur maximale des séismes continentaux et Caristan (1982) des mesures sur la diabase pour proposer que le passage de la zone sismique à la zone assismique se produit à une température de 350° C. Cette température est atteinte entre 10 et 15 km de profondeur. Cependant il existe une zone de transition entre les deux comportements mécaniques de la croûte (fragile-ductile), avec une épaisseur inférieure à 5 km (Caristan, 1982), fig. IV.1.

3. - LES DIFFERENTES FAMILLES DE FAILLES OBSERVEES

3.1. - Failles normales

a. - Direction

La majorité des mécanismes au foyer montrent des failles normales -ce qui est normal pour une structure en graben-. Ces mécanismes sont souvent regroupés et à l'intérieur de chaque groupe nous observons des solutions focales similaires. Nous pouvons classer les mécanismes de faille normale en deux familles en fonction de leur direction.

La première montre des solutions avec une direction des plans NW-SE et souvent une composante de coulissage dextre.

La deuxième famille, beaucoup plus nombreuse, regroupe les failles normales de direction N 60° à N 90°. C'est à cette famille qu'appartenaient les mécanismes des trois événements majeurs de la séquence de 1978.

b. - Pendage

Deux géométries de failles normales sont généralement invoquées pour expliquer l'extension dans une région. Des failles planes et des failles listriques (fig. IV.2) (Mc Kenzie, 1978; Wernicke et Burchfiel, 1982; Jackson et Mc Kenzie, 1983; Brun et al., 1985).

La variation de la rhéologie des roches avec la profondeur milite en faveur d'une forme courbée des failles normales. En effet dans une croûte soumise à la distension l'état des contraintes initiales est tel que σ_1 est globalement vertical et σ_3 horizontal. L'obliquité de σ_1 avec les failles est

$$\theta = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2} \quad 1.$$

d'après le critère de Mohr-Coulomb, avec ϕ le frottement interne. L'angle de frottement interne est environ 30° pour les roches superficielles (Hubbert, 1961) ce qui implique un pendage de la faille

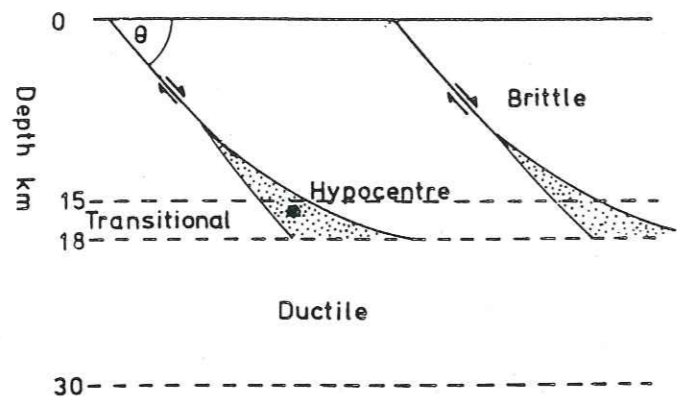


Figure IV.1. - Propriétés mécaniques de la croûte continentale, d'après Jackson et Mc Kenzie (1983).



Figure IV.2. - Basculement des blocs le long de failles planes et le long de failles listriques. D'après Wernicke et al. (1982).

de 60° en surface. L'angle ϕ s'annule en profondeur si on admet que les roches deviennent plus plastiques et donc le pendage tend vers 45°. La majorité des plans de faille que nous avons observés présentent un pendage situé entre 45° et 60°. Mais nous n'observons aucune variation de ce pendage avec la profondeur.

Au-delà d'une certaine profondeur le critère de rupture de Mohr-Coulomb n'est plus valable et la (1) n'est plus vraie. Cependant de très faibles pendages, bien inférieurs à 45°, sont souvent décrits en profondeur (Wernicke, 1981; Wernicke et Burchfiel, 1982; Proffett, 1977; Webb et Kanamori, 1985; Jackson et Eyidoyan, 1985). Le mécanisme le plus profond que nous avons calculé (14 km) montre un plan nodal avec un pendage de 28°. Ces résultats suggèrent que dans la zone de transition (fig. IV.1) entre la partie fragile (cassante) et la partie ductile de la croûte, la déformation peut se produire par génération de séismes le long des failles de faible pendage (Jackson et Eyidoyan, 1985).

En conclusion nous pouvons dire que la géométrie des failles normales dans une zone d'extension est un problème loin d'être résolu et que nous n'avons pas pu apporter des renseignements essentiels en faveur de l'une des hypothèses, avec nos mécanismes au foyer. Le pendage des failles normales dans la partie fragile de la croûte (entre 45° et 60°) ne présente pas de variations avec la profondeur. Un mécanisme profond (14 km) montre un plan nodal avec un faible pendage (28°).

3.2. - Failles de coulissage

Tous les mécanismes en faille de coulissage montrent des solutions similaires; mouvement senestre le long de plans nodaux dirigés NW-SE et mouvement dextre le long des plans nodaux dirigés NE-SW ou NNE-SSW. Ces directions sont les deux directions géologiques majeures observées dans la région. Il faut souligner que presque tous ces mécanismes sont localisés au-dessous de 10 km de profondeur.

3.3. - Failles inverses

Un groupe de mécanismes inverses a été observé dans la région épacentrale du séisme de 1978 et ses deux plus importants précurseurs (fig. III.5). Ce groupe a été observé lors de la campagne de 1984 mais pas lors de la campagne de 1985. Ces séismes sont localisés au-dessus de la faille normale (fig. III.8) entre 6 et 9 km de profondeur. Les solutions focales, ainsi que l'alignement des séismes semblent indiquer un plongement vers le nord avec un fort pendage (entre 70° et 80°).

Des tels phénomènes compressifs dans une région en extension sont difficilement explicables. Nous pouvons souligner ici que l'étude des

Figure IV.3. - Bloc-diagramme montrant une flexure aux extrémités de la faille normale. La ligne en pointillés indique la ligne neutre. Les fleches convergentes (resp. divergentes) indiquent les compressions (resp. extensions). D'après Zandt et Owens (1980).

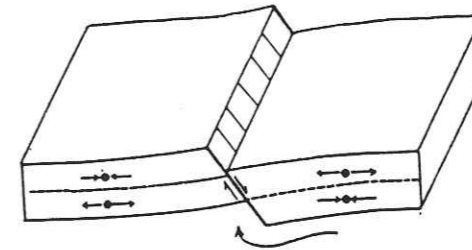
Figure IV.4. - Bloc-diagramme montrant la formation de failles inverses en surface. A cause de la forme particulière de la faille normale majeure il y a expulsion de volume vers le haut et formation de failles inverses. D'après Mattauer (1980).

Figure IV.5. - Bloc-diagramme montrant une hypothèse pour la formation des failles inverses.

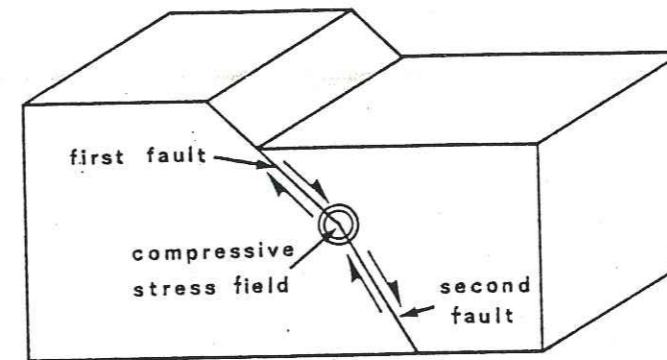
a. Dans un premier stade de déformation il y a formation d'un bloc, délimité par la faille normale majeure et une faille normale de seconde génération.

b. Après une très forte séquence sismique, le bloc se déplace vers le bas pour reajuster la déformation, produisant des mouvements inverses sur la faille normale de la seconde génération.

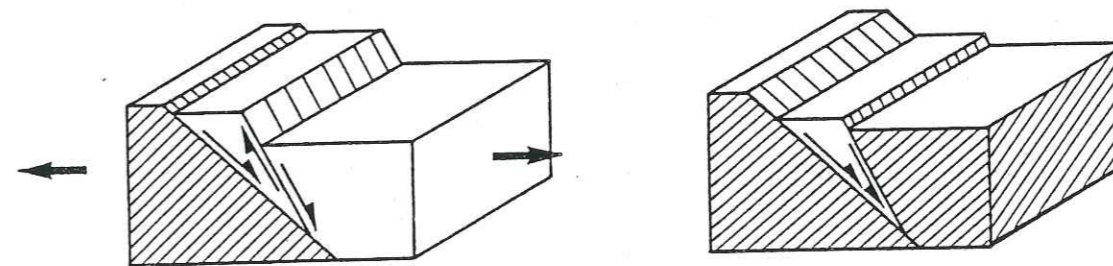
Les blocs hachurés sont considérés comme fixes lors de chaque étape de déformation.



IV.3.



IV.4.



IV.5.

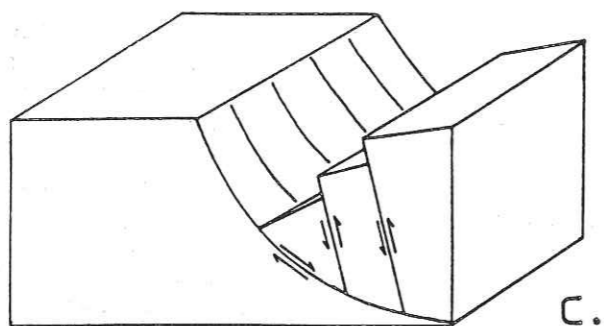
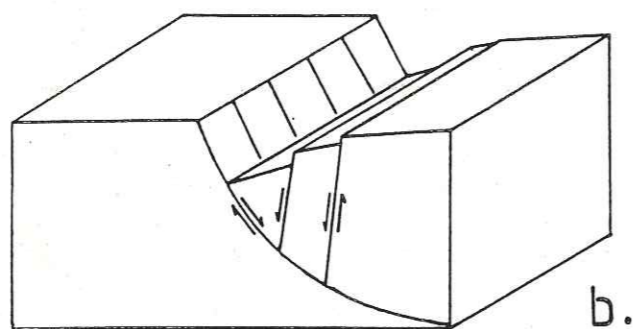
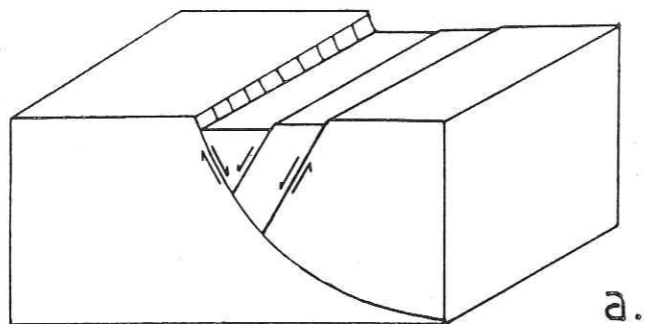


Figure IV.6. - Bloc-diagramme montrant une hypothèse pour les mouvements inverses. Dans une première étape nous avons la faille listrique majeure et une ou plusieurs failles antithétiques (a). le déplacement continu des failles antithétiques sur la faille majeure provoque une rotation de ces failles (b). Le plan de ces failles peut passer la verticale de sorte qu'elles apparaissent comme des failles inverses avec un très fort pendage (c).

répliques du séisme de Campania-Lucania en Italie (Deschamps et King, 1984) a montré l'activité simultanée des failles normales et inverses. Dans certains cas des failles inverses mineures sont également mises en évidence par des profils sismiques, au-dessus de la faille listrique majeure (Wernicke et Burchfiel, 1982).

Dans notre cas nous croyons qu'il s'agit d'un phénomène local d'origine géométrique, et où les contraintes régionales n'interviennent pas. Nous proposons quatre hypothèses pour expliquer l'origine de ces mouvements inverses.

1.- Des études faites sur le comportement des extrémités d'une faille normale (Bott, 1976; Zandt et Owens, 1980) montrent une légère courbure des extrémités au niveau de la faille (fig. IV.3). Nous observons sur le comportement affaissé, qu'au-dessus d'un niveau appelé ligne neutre, il y a des phénomènes extensifs alors qu'au dessous des phénomènes compressifs peuvent apparaître.

2.- Une deuxième hypothèse est schématisée sur le bloc diagramme de la figure IV.4. D'après Mattauer (1980) aux abords d'une faille normale, avec un pendage qui devient plus raide en profondeur, des failles inverses peuvent apparaître. Ce phénomène est possible à cause de la diminution du volume en surface au fur et à mesure que le comportement s'affaisse. Dans notre cas le pendage de la faille principale (46°) devient plus raide (60°-70°) au-delà de 8 km de profondeur. Dans la partie inférieure nous observons des mouvements en faille normale, alors qu'à l'endroit où le changement de pendage se produit nous observons des mouvements inverses. Les répliques de 1978 étaient localisés entre 0 et 9 km, partie supérieure de la faille, alors que le segment inférieur s'est activé probablement plus tard. Nous croyons que cette interprétation pourrait être la bonne dans le cas qui nous intéresse.

3.- La troisième hypothèse est illustrée par le bloc diagramme de la figure IV.5. Dans un premier temps il y a la faille normale majeure et une faille normale d'une deuxième génération située au-dessus de la faille majeure. Il y a ainsi formation d'un bloc délimité par les deux failles. Après une forte séquence sismique -avec trois événements de très forte magnitude localisés à cette endroit- un déséquilibre de volume se produit entre les différents blocs en présence. Ce déséquilibre peut être dû à un déplacement différent, plus ou moins important de chaque bloc. Ainsi un réajustement de volume devient nécessaire et le bloc se déplace vers le bas par la seule force de la gravité, produisant des mouvements normaux sur la faille majeure mais des mouvements inverses sur la faille secondaire. Il est évident qu'un tel mouvement ne peut continuer et il s'arrêtera lorsque le réajustement des volumes finira. Dans ce cas la faille inverse refonctionnera en faille normale.

4.- La dernière hypothèse est illustrée sur les 3 blocs diagrammes de la figure IV.6. Proffett (1977) a observée un cas similaire au Yerington (Nevada) sur les failles géologiques, mais dans son cas les

deux failles -normale et inverse- n'était pas actives simultanément. Dans un premier temps nous avons une faille normale listrique (fig. IV.6a), accompagné d'une ou plusieurs failles normales antithétiques. A cause de la forme listrique de la faille majeure, le pendage des failles antithétiques devient de plus en plus raide au fur et à mesure que les compartiments s'éloignent (fig. IV.6b). La rotation des blocs sur la faille listrique à partir d'un niveau qui dépend de la courbure de la faille listrique, fait basculer les failles antithétiques au-delà de la verticale. Dans ce cas ces failles apparaissent comme des failles inverses de fort pendage. Jackson et al. (1982) proposent une explication similaire pour des mouvements observés en Grèce du sud. Toutefois Mercier (1983) montre qu'un tel cas de figure ne s'applique pas aux mouvements instantanés.

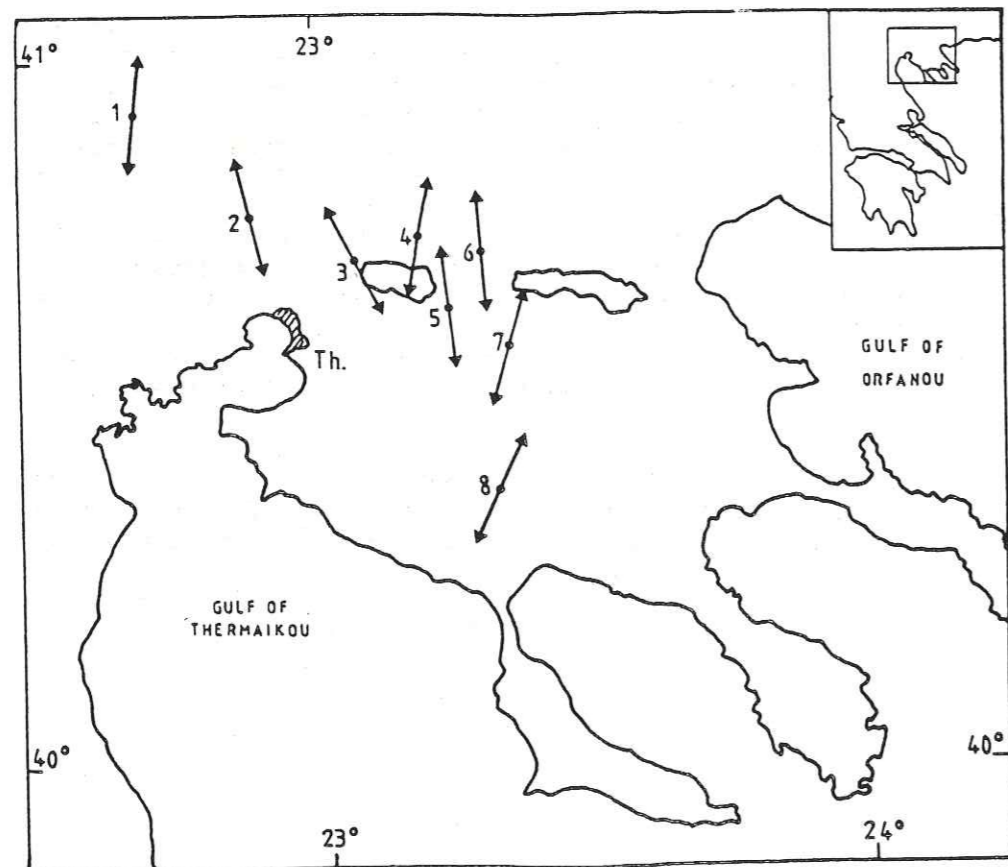


Figure IV.7. - Directions de l'axe T trouvées dans la région.
 1,2 d'après des mesures in situ
 3,5 d'après des mesures géologiques
 4,6,7,8 d'après des mécanismes au foyer.

4. - DISCUSSION SUR LES AXES P ET T

Les directions pour les axes T lors des précédentes études sont un peu différentes entre elles (fig. IV.7). Toutefois, toutes ces directions montrent une extension régionale avec une direction approximative N-S.

Trois sortes de mesures ont été faites pour le calcul de ces axes T; des mesures in situ des contraintes principales, des mesures géologiques et des mesures sismologiques.

Les mesures in situ montrent deux directions pour la contrainte principale horizontale minimale, (No 1 et 2, fig. IV.7) des directions N 165° et N 185° respectivement. La contrainte horizontale maximale était en compression. Ces mesures ont été effectuées au NW de la région (Paquin et al., 1982).

Des mesures géologiques sur les failles néotectoniques effectuées dans la partie ouest du lac Langadha montrent une direction pour l'axe σ'_3 de N 152° (No 3) en extension. L'axe σ'_2 perpendiculaire à l'axe σ'_3 dans le plan horizontal est soit compressif soit extensif (Fountoulis, 1980). Les failles sismiques de la séquence de 1978 montrent un axe σ'_3 dans le plan horizontal en extension, dirigé 350° (No 5). L'axe σ'_1 est compressif.

Les directions No 4,6,7,8 sont calculées à partir de mécanismes au foyer. La direction No 4 (N 9°) est calculée à partir des répliques de la séquence de 1978 (Soufleris et al., 1981, 1983); la No 6 (N 355°) à partir de trois événements majeurs de cette même séquence (Soufleris et Stewart, 1981); la No 8 (N 25°) à partir des séismes localisés par le réseau permanent de l'Université de Thessaloniki (Skordylis, 1985); enfin la No 7 (N 195°) est calculée à partir des séismes enregistrés lors des campagnes de 1984 et 1985. Nous remarquons que la direction trouvée par les séismes majeurs (No 6) est quelque peu différente de celles trouvées par les plus petits événements, comme les répliques de 1978 (No 4) et l'activité sismique permanente de la région.

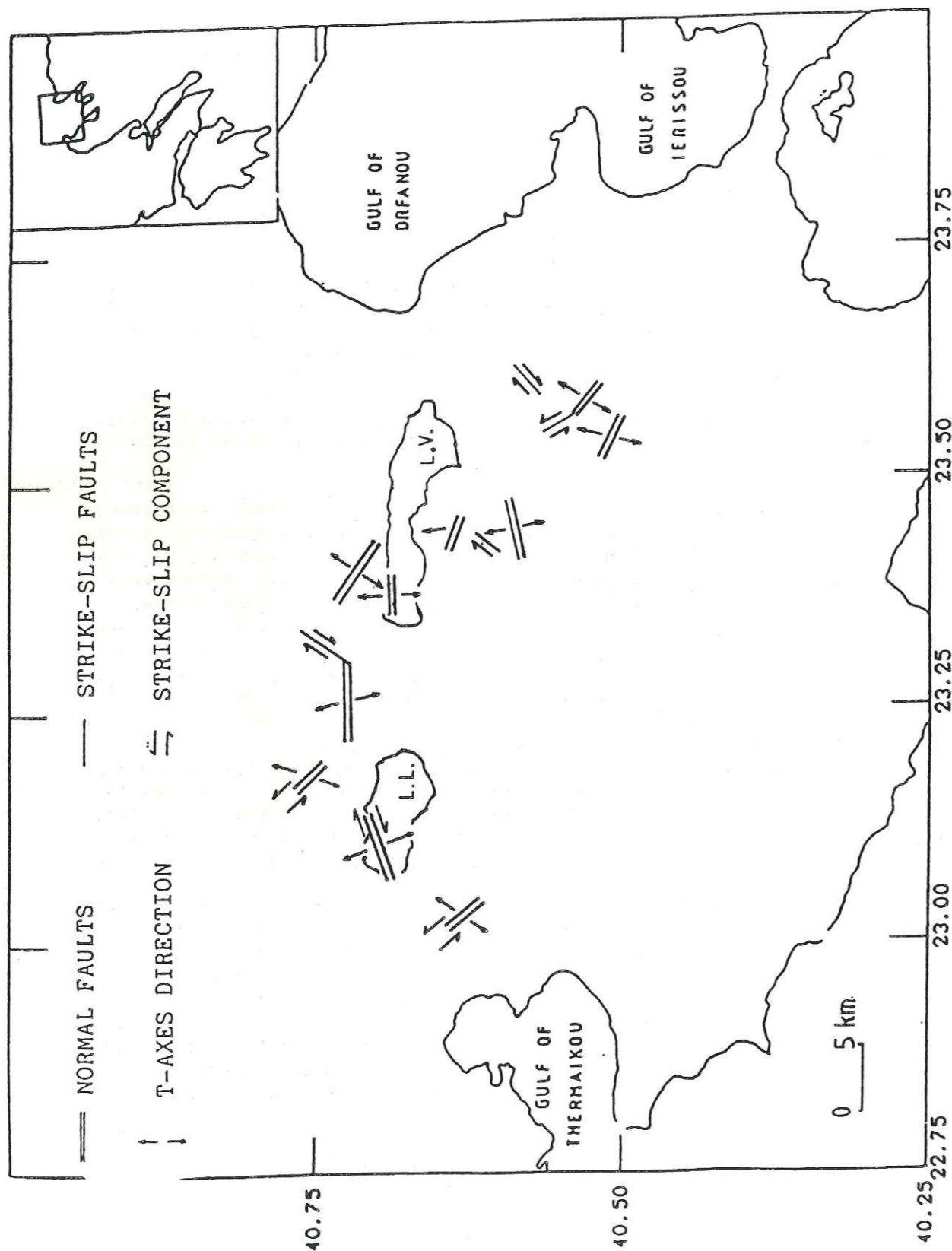


Figure IV.8. - Carte des mouvements observés en profondeur obtenus d'après les mécanismes au foyer.

5. - UN MODELE

5.1. - Données

Nous proposons au paragraphe suivant un modèle pour expliquer la sismotectonique de la région. Certes c'est un modèle complexe mais il présente l'avantage d'expliquer la majorité des phénomènes observés. L'hypothèse importante de départ c'est que l'extension a lieu dans un milieu très préfracturé.

La particularité de la sismicité c'est qu'elle n'est pas distribuée de façon uniforme, mais forme des essaims séparés par des lacunes de sismicité (fig. III.1 et III.2). Presque tous ces groupes montrent des mouvements en faille normale, à l'intérieur desquels les solutions focales et la direction des axes P et T sont similaires. A l'extrémité de certains groupes nous observons des mécanismes en faille de coulissage, de direction différentes de celle des failles normales. De tels changements de direction peuvent expliquer les lacunes de sismicité par la formation de barrières géométriques, selon le modèle de Das et Aki (1977) et Aki ((1979). Nous nous sommes basés sur les solutions focales observées à l'intérieur de chaque groupe pour proposer une esquisse des différents mouvements qui ont lieu dans cette région (fig. IV.8). Cette figure montre les mouvements en profondeur.

Dans la partie ouest nous observons deux sortes de mouvements. Le premier montre des failles normales avec une composante senestre sur des plans dirigés NW-SE. Ce mouvement concorde bien avec celui des failles géologiques qui délimitent la partie ouest du graben Mygdonien (fig. I.13). L'autre mouvement montre des failles normales avec une direction moyenne de N 70° et une composante de coulissage dextre.

Dans la région située au nord de deux lacs nous avons mis en évidence un grand mouvement normal, avec une direction E-W. Les trois événements majeurs de la séquence de 1978 étaient localisés dans cette partie du graben (fig. I.15). Soufleris et al. (1983) pensent que ces événements ont eu lieu sur deux failles parallèles. Nous n'avons pas mis en évidence deux failles parallèles à cet endroit. Toutefois, ces mouvements concordent très bien avec les observations géologiques (fig. I.13 et I.14). A la partie est de ce mouvement normal nous avons trouvé des mécanismes de coulissage dextre sur des plans dirigés NE-SW. Ce changement de direction de la faille se voit bien sur les photographies du satellite LANDSAT 1 (R. Armijo, communication personnelle). Nous pensons que ce changement de direction constitue une barrière géométrique à l'extension vers l'est de la faille normale.

Dans la partie située au nord et au sud du lac Volvi nous observons une multitude de mouvements en faille normale avec des directions NW-SE et E-W, ainsi que des mouvements de coulissage. Malheureusement il nous

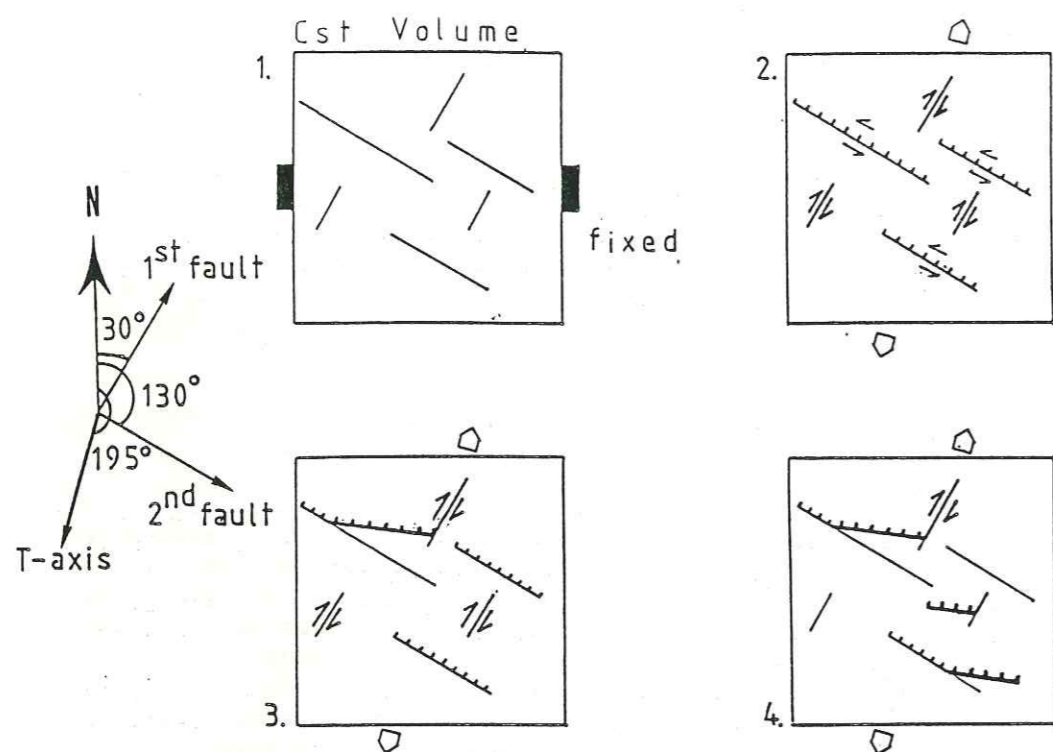


Figure IV.9. - Le comportement d'un élément de volume, que nous comparons à la région étudiée.

1. Les deux familles de failles initiales. Nous supposons que les limites latérales de volume sont fixées.

2. Première étape de déformation, sous un régime en extension avec un axe T moyen ayant une direction N 195° et un plongement sub-horizontale.

3. Formation d'une nouvelle famille de failles. Cette famille a une direction perpendiculaire à l'axe T. Les failles initiales sont actives seulement aux endroits où ces trois familles peuvent être actives simultanément.

4. Evolution vers un système dans lequel la nouvelle génération de failles est prédominante, alors que les failles initiales jouent le rôle d'ajusteurs de déformation dans ce système.

est impossible de relier directement ceux-ci avec la géologie ou la géomorphologie de la région. Cette partie n'était pas active lors de la séquence de 1978, et il n'existe pas d'études néotectoniques détaillées. Toutefois, ces directions concordent très bien avec les directions majeures observées dans la région.

Dans la partie située au sud-ouest du lac Volvi, nous observons des failles normales et des failles de coulissage senestre dirigées NW-SE, ainsi que des failles de coulissage dextre dirigées NE-SW. Ce deux directions sont les mêmes que les directions des failles géologiques observées dans cette partie du graben (fig. I.13).

5.2. - Le Modèle

Nous nous basons sur le schéma proposé précédemment, ainsi que sur les données des études antérieures pour proposer un modèle qui explique la majorité de phénomènes observés. Un modèle similaire a été proposé par Yielding (1984) et King et Yielding (1984) pour expliquer l'évolution d'un système de failles inverses, en utilisant la séquence du tremblement de Terre d'El Asnam (Algérie) en 1980.

En ce qui nous concerne nous avançons une hypothèse pour la formation d'un graben complexe. Nous proposons une évolution possible de ce système, dont nous avons illustré les différentes étapes sur la figure IV.9.

Nous devons faire au départ un certain nombre d'hypothèses. Nous considérons un élément avec un volume constant et nous supposons que les limites de ce volume sont fixées. Dans notre cas nous pouvons comparer cet élément avec le massif Servomacédonien. Nous pouvons ensuite appuyer l'hypothèse de limites fixes par le fait qu'actuellement la sismicité régionale est localisée dans la formation géologique du massif Servomacédonien, alors que les régions environnantes sont peu ou pas sismiques (Skordylis, 1985). Ainsi le maximum de la déformation sismique actuelle a lieu à l'intérieur de la région étudiée.

Un réseau de deux groupes de fractures existe initialement dans ce volume -en occurrence le massif Servomacédonien- (fig. IV.9.1). Un premier groupe montre des fractures dirigées N 110° à N 130° qui plongent vers le NE ou le SW. Le deuxième groupe montre des plans verticaux ou sub-verticaux de direction N 10° à N 40°.

Nous appliquons à ce système de fractures un régime de distension avec un axe T moyen de direction N 195° et un plongement proche de l'horizontale. Sous ce régime les fractures N 110° à N 130° fonctionneront en faille normale avec une composante de décrochement dextre, alors que les fractures dirigées N 10° à N 40° fonctionneront essentiellement en failles de coulissage dextre.

Deux facteurs sont responsables des mouvements de ces fractures. Le plus important est l'angle qui forment les plans de failles avec les directions principales de contraintes ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$). Un deuxième facteur,

moins important, c'est le pendage initial de ces fractures.

Nous avons apporté sur la figure IV.10 les deux familles de failles initiales. Nous avons choisi un système d'axes de la façon suivante : l'axe des x parallèle à l'axe T moyen, l'axe des y perpendiculaire à l'axe des x et l'axe des z vertical. Nous savons que la direction x c'est la direction de la contrainte régionale minimale et par conséquent σ_x peut être confondu à σ_3 . Les deux autres contraintes principales, σ_1 et σ_2 , se trouvent sur le plan (y,z), mais il nous est impossible de déterminer leur direction précise.

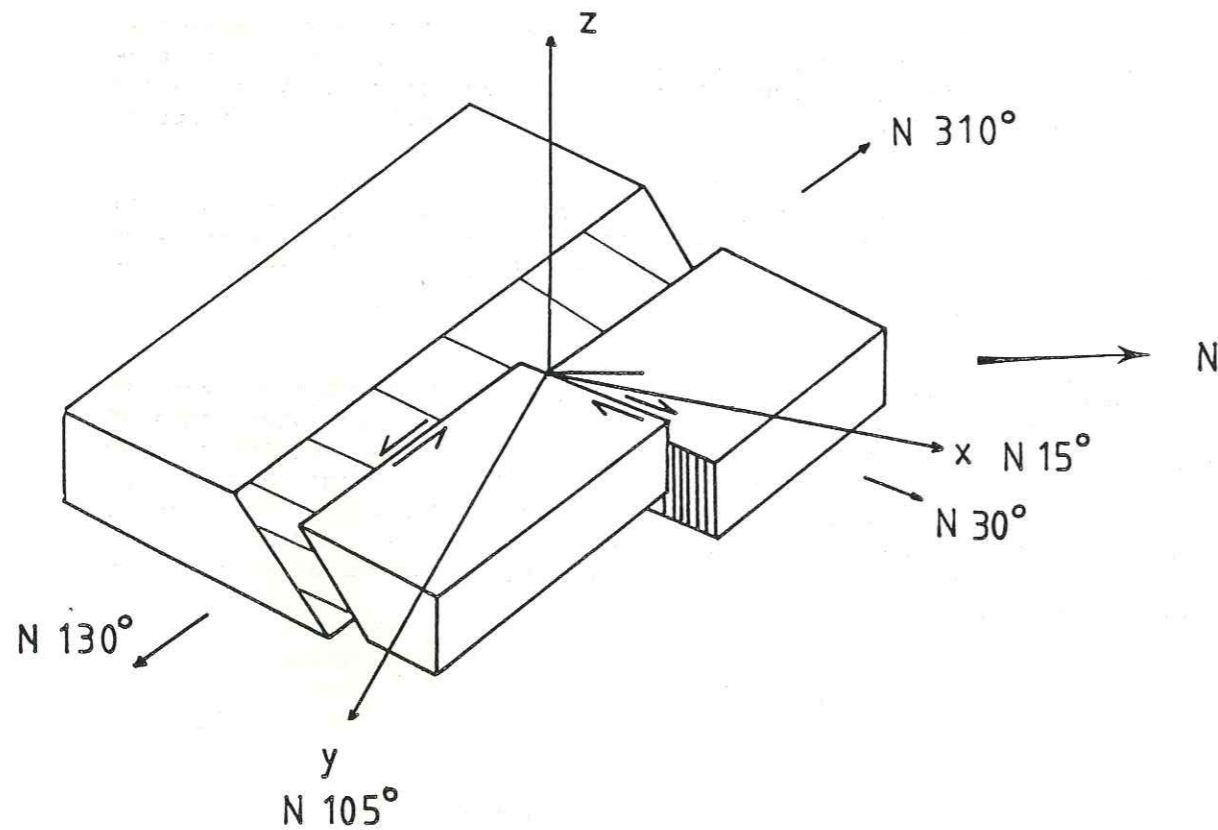


Figure IV.10. - Bloc-diagramme montrant les deux familles de failles initiales observées dans le volume de la figure IV.9. L'axe des x est parallèle à l'axe T moyen, l'axe des y est perpendiculaire à l'axe x dans le plan horizontal et l'axe des z est vertical. Les directions respectives par rapport au nord (N) sont également indiquées.

Le mouvement de deux familles de failles initiales est déterminé par les critères d'Anderson (1951). Si $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$ le mouvement sera plutôt normal avec peut être du coulissage. Si $\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$ le mouvement sera plutôt de coulissage. Les mécanismes au foyer montrent les deux types de mouvement avec les failles normales majoritaires. En outre les failles dirigées N 10° à N 40° montrent systématiquement du coulissage dextre.

King et Yielding (1984) démontrent dans leur modèle que ces deux directions de fractures ne peuvent évoluer longtemps ensemble, car chacune constitue une barrière pour l'autre (fig. IV.9.2 et IV.10).

L'étape suivante commence avec la formation d'une troisième famille de failles. Cette famille de failles normales a une direction moyenne perpendiculaire à la direction de l'axe T moyen et vient se superposer aux familles précédentes. Cette nouvelle génération devient rapidement le phénomène majeur, alors que les failles initiales sont actives à des points particuliers où ces trois familles peuvent évoluer ensemble. Ainsi, les grands tremblements de Terre ont lieu sur cette nouvelle génération qui accomode mieux l'état actuel de contraintes, alors que les deux familles initiales jouent un rôle d'ajusteur de déformation dans ce système.

Nous pouvons donc expliquer la forme angulaire du graben de la façon suivante. La direction NW-SE à l'ouest est due à une ouverture du graben le long de la première génération de failles. La direction E-W du graben à l'est est due à l'ouverture le long de la nouvelle génération de failles.

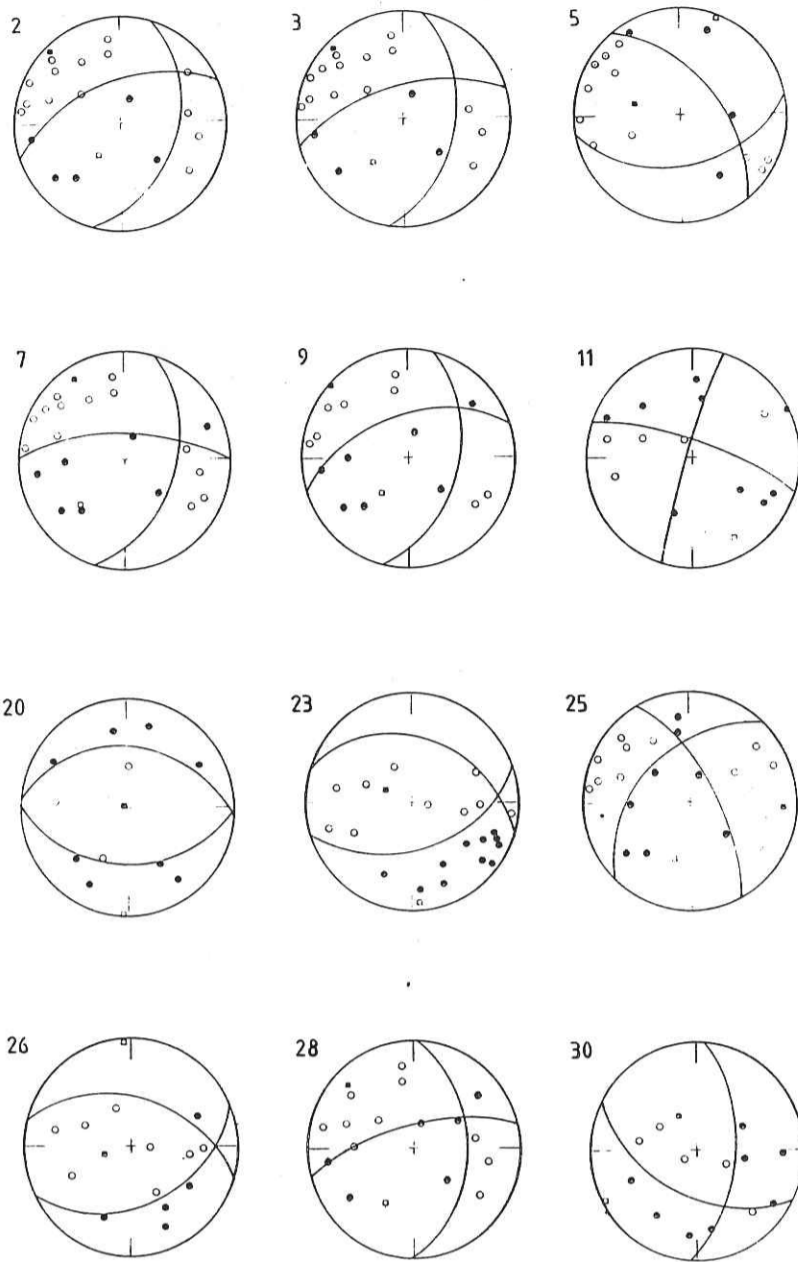
La partie située au sud-est de la région semble appartenir au premier stade de l'évolution du système. En effet nous n'avons observé que des mécanismes au foyer qui montrent des mouvements le long des directions de la première génération. De plus la géomorphologie et la géologie semblent confirmer cette idée, car il n'existe pas dans cette partie des bassins sédimentaires.

Devons-nous attendre la formation de failles E-W dans un "proche" avenir dans cette région ?

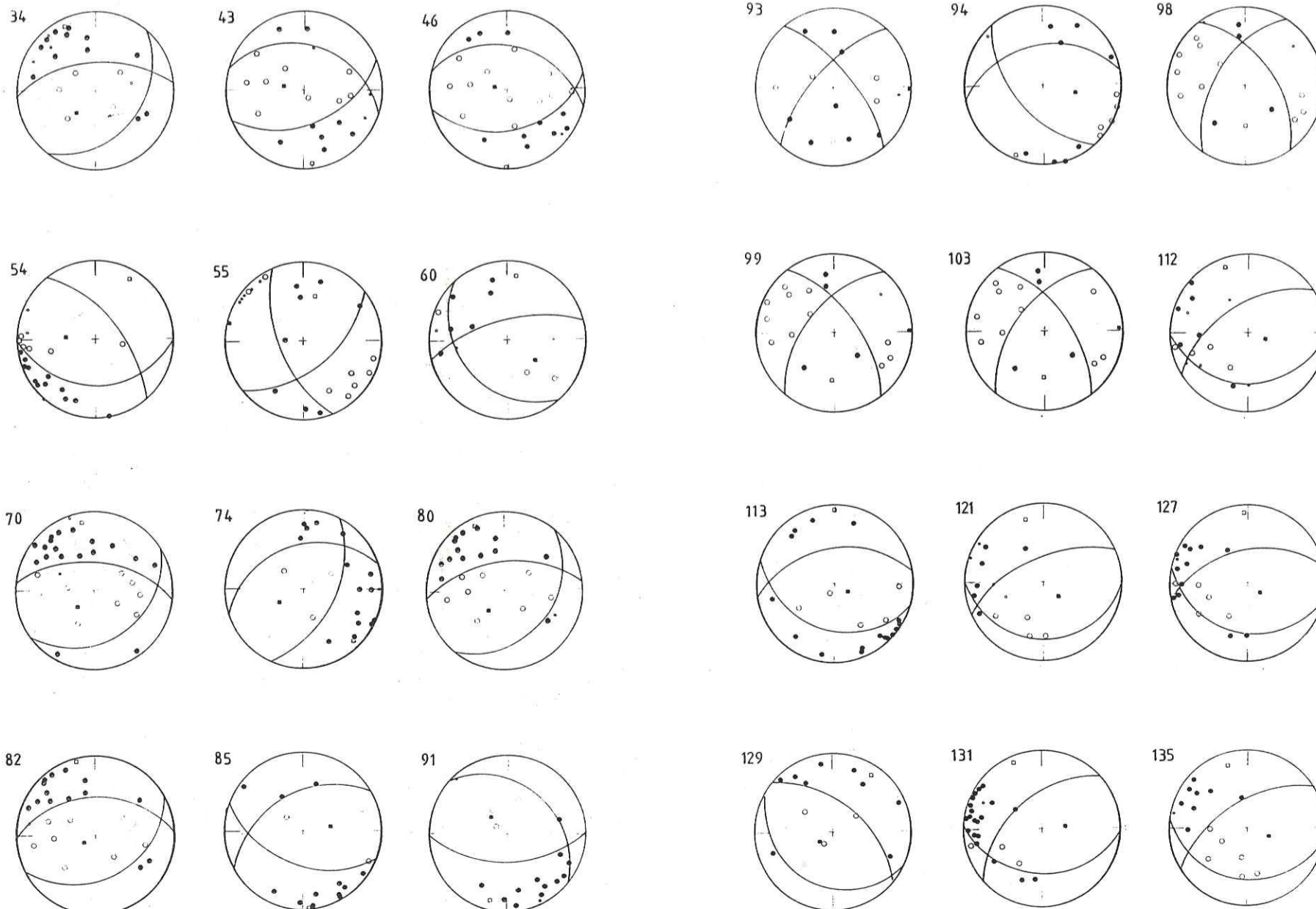
ANNEXE I

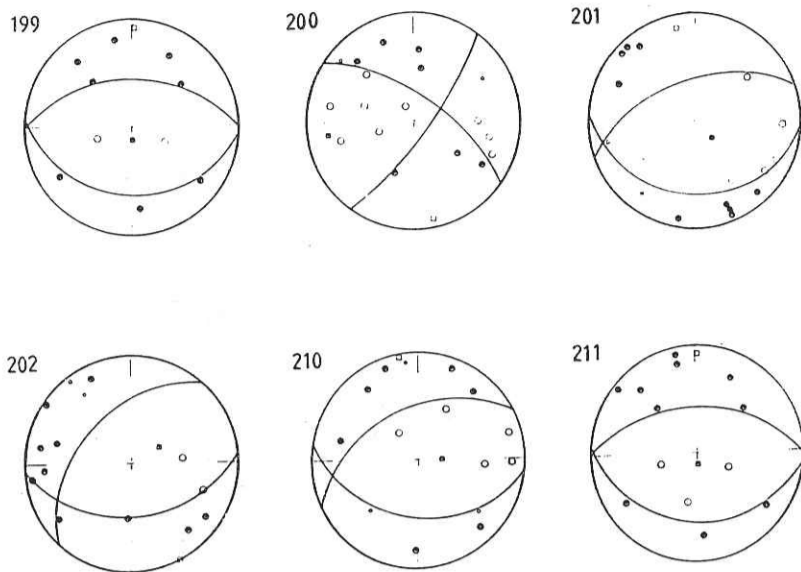
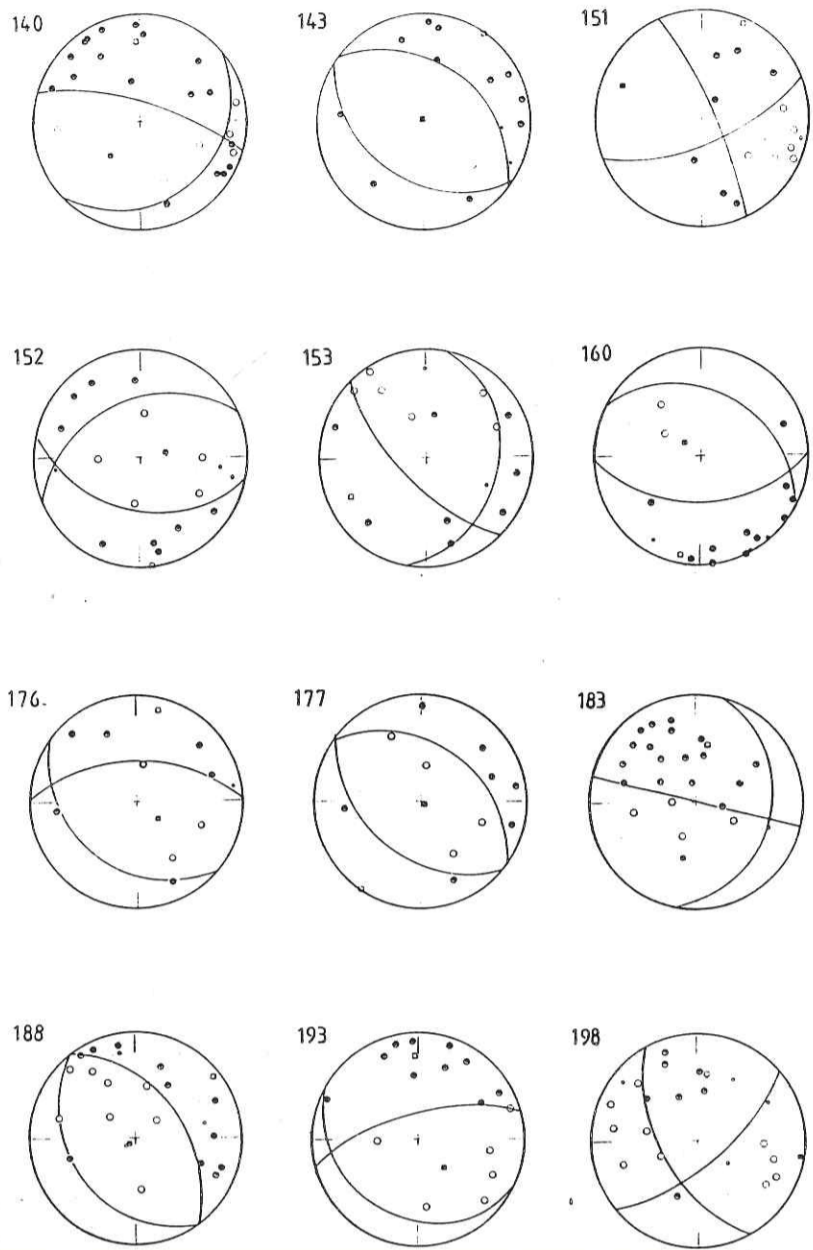
SOLUTIONS FOCALES DETAILLEES.

N°	Date	Origin time	La.°N	Lo.°E	Depth (km)	Plane 1 Az Dip	Plane 2 Az Dip	P axis Az Dip	T axis Az Dip
2	840316	6:01	40.73	23.29	7.78	196 45	68 58	315 4	213 60
3	840316	7:22	40.73	23.29	8.30	189 50	74 65	315 8	216 48
5	840316	15:09	40.75	23.19	5.95	258 50	140 60	285 52	21 3
7	840316	19:58	40.73	23.29	8.66	196 50	90 70	328 11	225 41
9	840317	13:56	40.74	23.29	8.62	194 50	71 58	314 2	219 56
11	840317	18:12	40.72	23.32	9.73	17 86	108 78	61 1	150 19
20	840323	1:14	40.70	23.38	6.98	275 44	90 46	100 88	182 9
23	840323	10:24	40.65	23.44	10.11	252 55	106 40	294 68	176 9
25	840323	10:40	40.73	23.29	9.46	45 50	152 70	94 13	197 43
26	840323	10:42	40.65	23.45	9.51	244 45	104 52	263 68	354 2
28	840323	13:02	40.73	23.29	8.81	180 48	75 72	313 16	209 43
30	840324	17:08	40.64	23.40	11.52	188 56	299 60	335 49	241 3
34	840328	13:59	40.74	23.29	11.67	220 40	84 60	221 61	343 12
43	840328	18:05	40.64	23.43	10.07	246 54	105 44	282 68	174 6
46	840328	21:21	40.63	23.43	10.73	259 48	103 45	278 78	182 2
54	840329	15:41	40.62	23.03	10.62	269 40	140 65	276 42	30 4
55	840329	17:25	40.56	23.56	5.99	231 60	338 65	284 4	16 42
60	840330	12:39	40.72	23.28	7.85	319 38	75 70	126 54	9 20
70	840331	9:16	40.74	23.31	13.28	236 36	96 60	226 71	348 14
74	840331	13:32	40.65	23.57	9.23	205 56	70 43	242 62	131 11
80	840401	4:07	40.73	23.29	11.44	218 38	84 60	218 64	336 12
82	840401	4:11	40.73	23.28	10.45	241 43	87 50	237 76	346 3
85	840401	4:37	40.52	23.55	5.85	290 44	58 50	79 60	175 1
91	840401	11:37	40.52	23.55	8.55	268 60	128 38	314 65	194 12
93	840401	13:51	40.62	23.43	10.41	42 70	140 70	91 1	181 31
94	840401	15:58	40.54	23.58	4.22	320 60	78 48	102 54	202 4
98	840402	0:27	40.73	23.29	8.51	32 58	143 60	89 3	179 47
99	840402	0:42	40.73	23.29	9.29	40 60	142 67	89 3	183 39
103	840402	3:53	40.73	23.30	8.61	37 60	142 65	87 4	181 41
112	840402	16:38	40.70	23.11	9.41	270 36	56 60	110 70	341 13
113	840402	18:30	40.60	23.46	6.42	286 40	79 54	118 74	360 7
121	840404	18:44	40.70	23.11	9.07	272 28	64 64	132 68	344 19
127	840405	18:25	40.70	23.10	9.31	282 36	76 56	127 73	356 11
129	840405	21:06	40.72	23.37	6.60	130 60	298 32	234 73	35 14
131	840406	6:47	40.68	23.08	10.98	272 42	47 58	88 65	347 9
135	840406	5:20	40.70	23.13	10.73	276 32	56 62	110 66	342 18
140	840406	22:08	40.68	23.41	6.90	230 26	105 75	222 55	358 27
143	840407	0:24	40.70	23.44	5.84	302 44	126 46	339 89	34 1
151	840407	19:20	40.57	23.60	9.78	248 70	156 80	292 22	24 4
152	840407	19:49	40.60	23.41	8.63	282 50	66 46	78 72	173 1
153	840407	20:25	40.68	23.41	6.48	191 32	316 70	12 67	243 23
160	840407	12:32	40.52	23.54	5.32	267 46	117 40	306 73	191 11
176	840410	2:09	40.68	23.43	6.84	308 38	102 54	152 76	23 8
177	840410	3:18	40.68	23.43	7.66	308 45	122 45	118 87	214 1
183	840410	15:02	40.74	23.33	14.13	193 28	104 90	192 45	12 45
188	840410	0:44	40.73	23.37	10.32	322 38	142 52	231 83	52 6
193	840412	9:59	40.69	23.51	6.99	302 28	74 70	138 60	359 25
198	840412	13:45	40.72	23.32	10.59	230 70	332 62	99 3	9 38
199	840413	6:25	40.69	23.37	7.21	272 36	89 54	173 81	1 9
200	840413	8:36	40.72	23.32	10.78	217 80	124 70	261 20	169 8
201	840413	8:10	40.60	23.47	5.95	272 32	69 60	132 71	349 13
202	840413	9:46	40.73	23.24	6.20	267 50	40 50	63 67	152 0
210	840414	21:48	40.64	23.50	6.42	278 46	62 50	87 71	350 4
211	840415	0:24	40.69	23.37	7.12	274 36	89 54	172 81	2 9

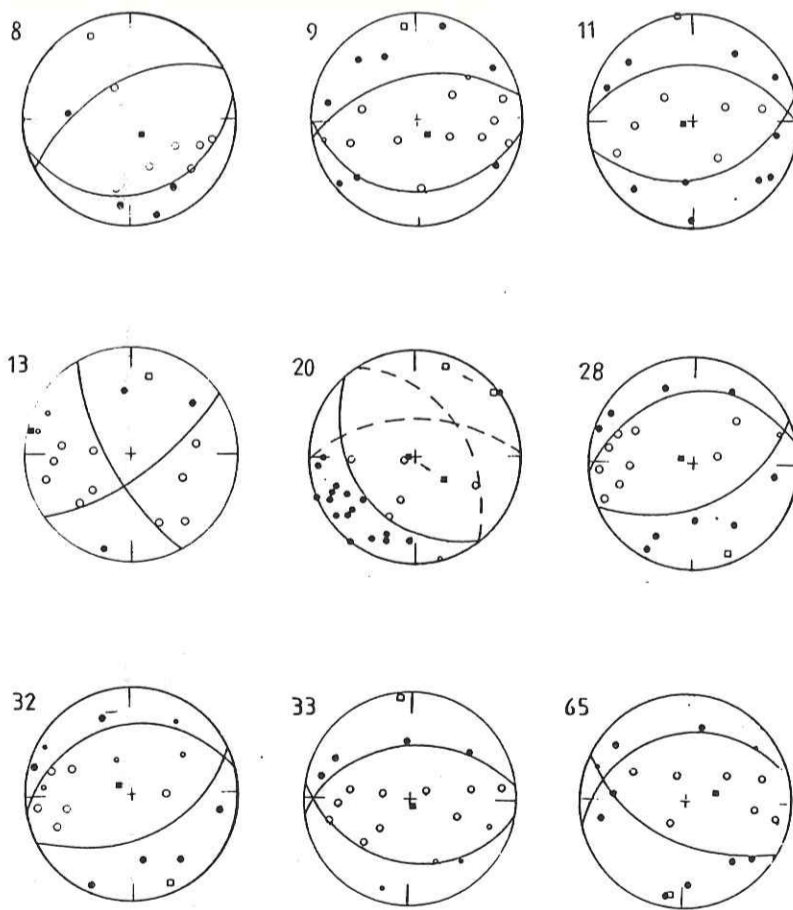


050 035995 5





N°	Date	Origin time	La. °N	Lo. °E	Depth (km)	Plane 1 Az Dip	Plane 2 Az Dip	P axis Az Dip	T axis Az Dip
8	850427	18:37	40.68	23.16	7.53	62 60	250 30	139 75	334 16
9	850427	22:51	40.72	23.31	7.27	90 32	260 52	326 75	173 13
11	850428	7:38	40.72	23.25	5.96	70 47	254 45	259 82	172 0
13	850428	21:09	40.71	23.32	7.36	233 72	331 73	282 3	12 26
20a	850429	12:13	40.65	23.43	10.40	320 40	146 50	272 84	50 5
20b	850429	12:13	40.65	23.43	10.40	320 40	88 60	130 61	18 10
28	850430	3:47	40.74	23.36	7.05	77 35	243 56	300 79	158 10
32	850430	18:51	40.73	23.35	6.43	77 34	243 56	302 77	158 10
33	850430	19:09	40.72	23.31	8.53	83 50	277 42	162 85	354 4
65	850505	18:19	40.73	23.29	6.59	74 38	296 60	72 65	188 10



ANNEXE II

SEISMES LOCALISES EN 1984 ET 1985.

Table with multiple columns of numerical data, including IDs (e.g., 840403, 840404) and various metrics (e.g., 2341, 29.36, 40-27.77, 23-28.46, 0.98).

Table with multiple columns of numerical data, including IDs (e.g., 840410, 840411) and various metrics (e.g., 1518, 32.80, 40-40.44, 23-39.22, 3.66).

DEUXIEME PARTIE

INVERSION EN 3-D

ETUDE DE LA CROUTE ET DU MANTEAU SUPERIEUR. DE LA GRECE DU NORD A PARTIR
DE L'INVERSION DES ONDES P DES TELESEISMES.

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

I. - INTRODUCTION

1. - POURQUOI CETTE INVERSION ?

Comme nous l'avons exposé au Chapitre I de la première partie, la mer Egée et la Grèce du nord subissent actuellement une extension vers le S-SE. Plusieurs raisons ont été invoquées pour expliquer cette extension comme des courants de convection à la base de l'asthénosphère (Makris, 1977; McKenzie, 1978), ou un "appel au vide" vers la fosse Hellénique (Le Pichon et Angelier, 1979), ou encore un étalement plastique du au poinçonnement entre deux plaques continentales (Tapponnier, 1977).

Nous avons donc essayé de trouver un modèle tridimensionnel de vitesse de la lithosphère et de l'asthénosphère Hellénique, pour voir si il y avait des indications en faveur de l'une de ces hypothèses. Nous avons utilisé le récent réseau sismologique du Laboratoire de Géophysique de Thessaloniki (installé en 1981), pour faire une inversion de vitesse en 3D.

2. - PROBLEME DIRECT ET PROBLEME INVERSE

Un des buts fondamentaux de la sismologie est de connaître la structure interne de la Terre. Deux types d'approches peuvent être faites à partir de la propagation des ondes sismiques. L'approche directe et l'approche inverse. Dans la première on se donne un modèle à priori et on étudie les phénomènes influencés par les propriétés du modèle. Dans l'approche inverse on cherche au contraire à déduire des observations faites en surface de la Terre certaines propriétés de l'intérieur.

L'approche directe fut la première à être utilisée. Ainsi depuis le début de la sismologie instrumentale des efforts ont été faits pour construire des modèles de vitesse de propagation des ondes, à partir des observations faites par les stations sismologiques. C'est en 1940 que Jeffreys et Bullen publient les premières tables complètes de propagation des ondes de volume P et S, avec l'hypothèse d'une Terre à symétrie sphérique. Des écarts observés entre les temps de propagation réels et calculés à partir de ces tables ont débouché à des tentatives de révision de ces tables pour des régions particulières du globe. Ces études ont essayé de préciser qu'il existe un terme de correction de temps, relatif à chaque observatoire, qu'on appelle anomalie de la station. Ces anomalies contiennent des informations sur la structure de la croûte et du manteau supérieur sous chaque station.

Le problème inverse le plus ancien étudié en sismologie a été l'inversion des temps d'arrivées des ondes de volume pour préciser la localisation d'un séisme, le temps d'origine ou la structure de la Terre. Avec l'arrivée d'ordinateurs puissants le problème du calcul matriciel qui limitait jusqu'alors l'utilisation de l'inversion a été résolu. Ainsi ces dernières années une méthode d'inversion des temps d'arrivée des ondes de volume a été développée (Aki, Christofferson et Husebye, 1976, 1977; Aki et Lee, 1976; Aki, 1979; Aki et Richards, 1980). Elle permet d'expliquer la structure de la Terre, en utilisant les anomalies des stations et de proposer une image tridimensionnelle de la vitesse à l'intérieur du Globe et une localisation plus précise des séismes.

Cette méthode a été aussitôt appliquée en différents points de la Terre, soit en utilisant des données téléseismiques (Aki, Christofferson et Husebye, 1976, 1977; Husebye et al., 1976; Ellsworth et Koyanagi, 1977; Mitchell et al., 1977; Goula, 1978; Goula et Pascal, 1979; Romanowicz, 1979, 1980; Christofferson et Husebye, 1979; Resenberg et al., 1980; Zandt, 1981; Hovland et al., 1981; Iyer et al., 1981), soit en utilisant des données de séismes locaux (Aki et Lee, 1976; Oppenheimer et Hernenhoff, 1981; Grasso, 1981; Roecker, 1982; Grasso et al., 1983; Grasso, 1983). Depuis la méthode d'inversion de vitesse a trouvé des applications dans les forages pétroliers (Côte, 1983).

3. - RESIDUS

Pour une phase j enregistrée à la station i nous pouvons calculer, à partir d'un modèle moyen de Terre à symétrie sphérique, une heure d'arrivée théorique de cette phase j à la station i.

$$H_{ij} = H_j + H(\Delta, h) + C \quad 1.$$

H_j : heure d'origine du séisme
 $H(\Delta, h)$: temps de parcours théorique du rai, pour une distance épacentrale Δ , et une profondeur h.
 C : terme correctif de l'ellipticité de la Terre (Bullen, 1937) et de l'altitude de la station.

On définit comme résidu la différence entre le temps observé à la station et le temps calculé.

$$r_{ij} = H_{obs} - H_{ij} \quad 2.$$

Ce résidu exprime la différence entre le temps de propagation réel d'une onde entre le séisme et la station et le temps de propagation théorique donné par les tables. Cleary et Hales (1966) ont proposé de décomposer cette différence en trois parties (fig. I.1).

$$r_{ij} = r_j + r_k + r_i \quad 3.$$

r_j : anomalie due à la source
 r_k : anomalie due au parcours du rai dans le manteau inférieur
 r_i : anomalie de la station

Nous sommes intéressés par l'anomalie r_i et nous cherchons à isoler cette anomalie de station. Pour un séisme j enregistré par un réseau sismologique de n stations, nous supposons que l'anomalie due à la source et l'anomalie due au parcours du rai dans le manteau inférieur sont communes pour toutes les stations. Seules les anomalies des stations diffèrent. Dans ce cas nous obtenons l'anomalie de la station en soustrayant du résidu observé à chaque station le résidu moyen des toutes les stations du réseau. Nous appelons ce résidu, résidu relatif.

$$r_i = r_{ij} - \frac{1}{n_i} \sum_i r_{ij} \quad 4.$$

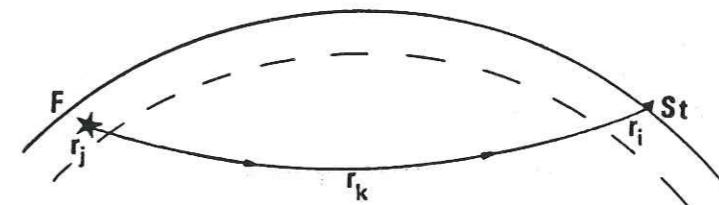


Figure I.1 - Décomposition d'un résidu en trois parties, selon la cause de l'anomalie

II. - LA METHODE

1. - DEFINITION DE LA METHODE

Dans ce chapitre nous exposons la méthode qui permet l'estimation de la structure tridimensionnelle en vitesse, à partir des temps de parcours des ondes de volume P des téléseismes (Aki, Christofferson et Husbye, 1976, 1977).

Nous allons définir le modèle, formuler le problème et proposer la solution.

La méthode consistant à modéliser un volume de Terre sous un réseau sismologique repose sur un certain nombre d'hypothèses.

Nous avons au départ un milieu stratifié, que nous divisons en plusieurs blocs (fig. II.1). La vitesse à l'intérieur de chaque couche est fixée et chaque bloc est défini par un paramètre, qui est la fluctuation de vitesse. Nous allons donc, chercher ce paramètre et définir la variation latérale de vitesse à l'intérieur des couches.

Le choix du volume à modéliser est quelque peu arbitraire. Nous exposons au chapitre suivant une méthode pour choisir la taille du volume adéquat qui explique au mieux les données.

La structure de la Terre à l'extérieur du modèle est supposée connue et les résidus relatifs que nous avons sont supposés être dus à des anomalies à l'intérieur du modèle.

Nous utilisons la théorie des rais pour calculer le temps de propagation des ondes P. De ce fait la taille des hétérogénéités que nous pouvons modéliser (c'est à dire la taille des couches) est directement liée à la longueur d'onde des ondes utilisées.

Enfin, la méthode telle que nous l'utilisons n'est pas itérative. De ce fait le modèle initial ne doit pas être très différent de la structure réelle de la Terre, afin que le problème puisse être linéarisé.

2. - FORMULATION DU PROBLEME

Nous exposons en quelques lignes le principe de la méthode. Le lecteur devra se référer à Aki, Christfferson et Husebye (1977), pour une description plus détaillée.

Le temps de propagation d'une onde est défini comme l'intégrale le

long d'un rai géométrique,

$$t = \int \frac{\Delta S}{V} \quad 1.$$

Selon le principe de Fermat le temps est stationnaire. Nous obtenons une solution unique pour le temps t si nous connaissons les conditions aux limites du rai et la vitesse du milieu. Par contre la solution au problème inverse (déterminer la vitesse) n'est pas unique pour un nombre fini des données (Backus et Gilbert, 1967, 1970).

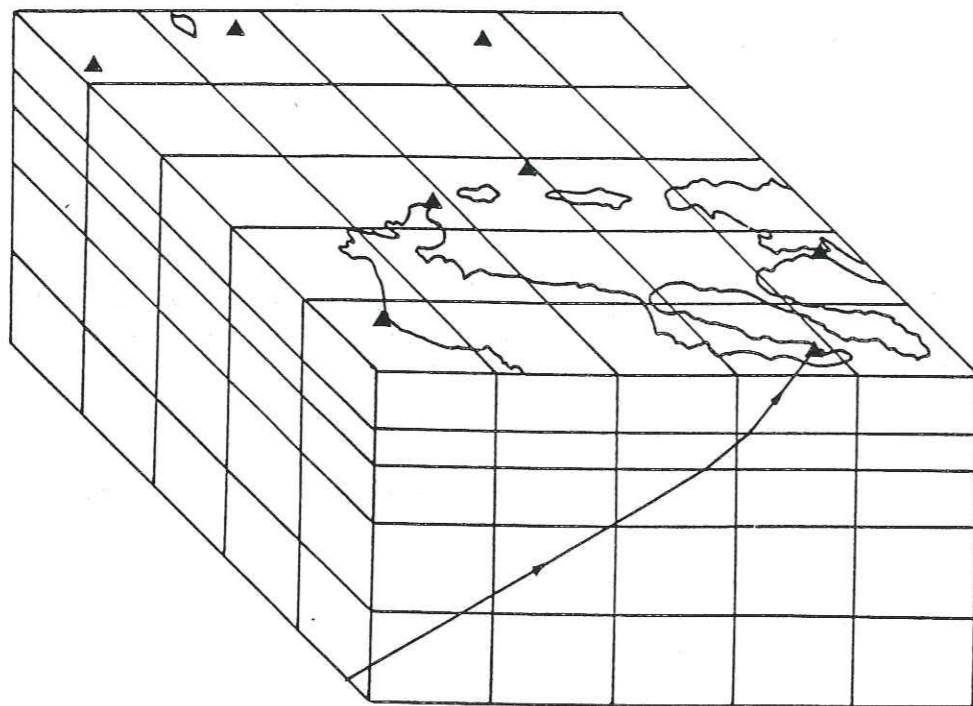


Figure II.1 - Exemple de la géométrie de la discrétisation utilisée.

Le problème qu'on se pose est donc le suivant. Nous avons les résidus de temps et nous cherchons les perturbations le long du parcours qui expliquent ces résidus.

$$r_{ij} = \Delta t_{ij} \quad 2.$$

Dans le cas qui nous intéresse nous prenons les résidus relatifs obtenus pour chaque séisme, r_{ij} étant le résidu relatif, pour le rai i et la station j , Δt_{ij} étant la perturbation qui explique les résidus. Nous pouvons en particulier écrire

$$\Delta t_{ij} = dt_{ij} + e_{ij} \quad 3.$$

dt_{ij} : perturbation due au temps de parcours le long du rai.
 e_{ij} : perturbation due aux erreurs (e.g. lecture).

Comme nous l'avons dit précédemment la solution du problème n'est pas unique. Il est toutefois possible d'approximer la solution en cherchant des perturbations linéaires de vitesse V à un modèle initial V_0 qui ajuste le mieux possible les résidus (Backus et Gilbert, 1967). Pour une perturbation de vitesse du premier ordre V , la variation du temps de parcours sera

$$dt = - \int \frac{\partial V}{V^2} \Delta S \quad 4.$$

Backus et Gilbert (1969) et Aki, Christofferson et Husebye (1977), démontrent que la variation du temps due au trajet est d'ordre supérieur par rapport à celle due à la variation de la vitesse. En introduisant (3) et (4) dans (2) nous pouvons écrire

$$r_{ij} = - \int \frac{\partial V}{V^2} \Delta S + e_{ij} \quad 5.$$

Dans e_{ij} figurent les erreurs et les termes d'ordre supérieur.

Pour pouvoir appliquer cette méthode à des structures complexes, il faut paramétriser la distribution de vitesse par un ensemble de paramètres discrets p tels que

$$V = V(p_k) \quad 6.$$

Nous pouvons écrire la (5) de la façon suivante

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

$$r_{ij} = -\sum_k \int \frac{\partial V}{V^2} \frac{1}{\partial p_k} \Delta S dp_k + e_{ij} \quad 7.$$

Suivant la notation de Aki Christofferson et Husebye (1977) la (7) peut s'écrire

$$r_{ij} = \sum_k G_{ik} m_k + e_{ij} \quad 8.$$

avec $G_{ik} = -\int \frac{\partial V}{V^2} \frac{1}{\partial p_k} \Delta S$

et $m_k = dp_k$

En considérant tous les rais de tous les séismes, nous aurons un système de m équations, m étant le nombre d'observations, à n inconnues, n étant le nombre de paramètres. Dans ce cas l'équation (8) s'écrit

$$r_i = \sum_{k=1}^n G_{ik} m_k + e_i \quad i = 1, 2, \dots, n \quad 9.$$

ou sous forme matricielle

$$r = G m + e \quad 10.$$

où

r : vecteur des résidus de dimension m

G : matrice de dimension mxn, formée par les éléments G

m : vecteur des paramètres inconnues (fluctuation de vitesse) de dimension n

e : vecteur des erreurs et des termes d'ordre supérieur de dimension m.

Le système (10) est un système quasi-linéaire, mais la matrice G de dimension mxn est presque toujours surdéterminée (plus de données que d'inconnues). Le lecteur peut se référer à Ben Israel et Greville (1974), Chou et Booker (1979), Pavlis et Booker (1980), pour une description détaillée des propriétés des systèmes surdéterminés.

3. - SOLUTION INVERSE

3.a. - Méthode de Levenberg-Marquardt

La méthode de Levenberg (1944) et Marquardt(1963) aussi appelée méthode des moindres carrés pondérés, propose de trouver la solution d'un certain nombre de problèmes non linéaires.

Elle consiste en particulier à minimiser le produit matriciel

$$E = (G m - r)^T (G m - r) \quad 11.$$

T désigne la matrice transposée suivant le vecteur m.

La minimisation de ce produit est obtenue pour

$$G^T G m = G^T r \quad 12.$$

La matrice $G^T G$ est singulière et il n'existe pas de solution unique pour la (12). Lanczos (1961) propose une solution approchée en éliminant les valeurs propres nulles de la matrice G. Cette méthode appelée souvent inversion généralisée, donne la solution pour le vecteur m

$$m = (G^T G)^{-1} G^T r \quad 13.$$

La matrice $G^T G$ peut se décomposer en

$$G^T G = V \Lambda^2 V^T \quad 14.$$

V : matrice qui contient les valeurs singulières de G, qui sont les valeurs propres de $G^T G$.

Λ^2 : matrice qui contient les carrés des valeurs singulières de G.

Bien que les valeurs propres nulles de G ne soient pas prises en compte, l'inversion aura tendance à diverger numériquement, si la matrice G est presque singulière (valeurs propres proches de 0). Pour contrer cette éventualité la méthode de Levenberg et Marquardt consiste à ajouter un facteur de pondération qui aura pour effet de lisser le spectre des valeurs propres de G. Dans ce cas la solution est donnée par l'équation

$$m = (G^T G + \theta^2 I)^{-1} G^T r \quad 15.$$

θ^2 : facteur de pondération

I : matrice identité

Cette méthode est appelé méthode des moindres carrés pondérés et nous pouvons obtenir la solution en minimisant

$$|r - G m|^2 + \theta^2 |m|^2 \tag{16}$$

Le rôle du facteur θ^2 est d'augmenter les valeurs propres de G proches de zéro, sans affecter de façon sensible les valeurs proches importantes. Ainsi la valeur de θ^2 doit être assez grande pour assurer une bonne résolution. Ce facteur se situe entre (0,1) et lorsque θ^2 tend vers 0, la solution converge vers l'inverse généralisée.

3.b. - Inverse stochastique

Définissons le terme "processus stochastique". On peut lire dans Schmitt (1982).

"Les termes processus stochastique et processus aléatoire sont synonymes et couvrent pratiquement toute la théorie des probabilités depuis le jeu de pile ou face jusqu'à l'analyse harmonique. En pratique le terme processus stochastique est plus souvent employé quand un paramètre temps est introduit".

Dans l'approche stochastique du problème, les données et les solutions sont considérées comme des éléments des processus stochastiques. L'équation (10) peut s'écrire

$$r = G m + e \tag{17}$$

r : processus stochastique des données, défini dans l'espace des données m

m : processus stochastique défini dans l'espace des solutions

e : processus stochastique de "bruit de fond" défini dans l'espace m.

Ce problème a été traité par Franklin (1970), Aki et Richards (1980) et appliqué en premier à des données géophysiques par Jordan et Franklin (1971).

Les observations sont donc traitées comme des variables aléatoires ayant une certaine moyenne et une certaine variance. Le vecteur des données (résidus des temps de parcours) aura comme densité de probabilité une Gaussienne. Nous supposons le processus stochastique des solutions indépendant de celui du "bruit" et donc leur covariance sera nulle.

Pour résoudre l'équation (17) il faut trouver un opérateur L qui, appliqué aux données donne la meilleure estimation linéaire \hat{m} des solutions m. En d'autres termes L est déterminé en minimisant la moyenne stochastique de divergence entre m et Lr. En prenant comme

matrices de variance de m et r des expressions de la forme

$$C_{mm} = \sigma_m^2 I \quad \text{et} \quad C_{ee} = \sigma_e^2 I \tag{18}$$

on trouve pour L (Aki et Richards, 1980)

$$L = (G^T G + \frac{\sigma_e^2}{\sigma_m^2} I)^{-1} G^T \tag{19}$$

ce qui donne pour \hat{m}

$$\hat{m} = L r = (G^T G + \frac{\sigma_e^2}{\sigma_m^2} I)^{-1} G^T r \tag{20}$$

En prenant $\theta^2 = \frac{\sigma_e^2}{\sigma_m^2}$ on retrouve l'équation (15). Donc dans ce cas particulier, le choix du facteur de pondération θ^2 porte sur l'estimation de la variance du bruit et la variance des paramètres du modèle.

La solution \hat{m} n'est qu'une estimation de la vraie solution m. L'espérance mathématique est dans ce cas

$$E(\hat{m}) = (G^T G + \theta^2 I)^{-1} G^T G m \tag{21}$$

car la moyenne du "bruit" est égale à 0.

La matrice de résolution est discutée dans Backus et Gilbert (1968) et elle est égale à

$$R = (G^T G + \theta^2 I)^{-1} G^T G \tag{22}$$

L'application de R sur la solution réelle représente le pourcentage de cette solution contenue dans cette estimation.

La matrice de covariance est donnée par

$$C(\hat{m}) = \sigma_e^2 (G^T G + \theta^2 I)^{-1} R \tag{23}$$

Cette matrice est une matrice symétrique dont les éléments diagonaux représentent les variances des paramètres du modèle (erreurs standards au carré).

$$C_{ij} = \sigma^2(\hat{m}_i)$$

24.

et les éléments non diagonaux les covariances entre les paramètres (qui devraient être nulles si les paramètres étaient vraiment indépendants).

III. - TRAITEMENT DES DONNEES

1. - DONNEES

1.a. - Le Réseau

Nous avons utilisé les téléseismes enregistrés par le réseau sismologique du Laboratoire de Géophysique de l'Université de Thessaloniki. C'est un réseau récent (début de fonctionnement Janvier 1981) qui a été installé pour surveiller l'activité sismique locale. Il comporte 8 stations télémétrées avec la station centrale de Thessaloniki (fig. III.1). Toutes les stations possèdent des sismomètres à trois composantes courte-période du type TELEDYNE GEOTECH model s-13, de période propre de 1 seconde. La station centrale de Thessaloniki comporte en outre des capteurs longue-période du type TELEDYNE GEOTECH model 210-220, de période propre de 10 secondes.

Chaque séisme détecté par le réseau, avec au minimum 5 phases, est enregistré sur bande magnétique. La lecture des phases est faite par la suite d'une manière très précise sur un terminal. L'erreur de lecture est estimée à 0.05 sec pour les signaux en impetus et à 0.20 sec pour les signaux en émergence.

1.b. - Les séismes

Les téléseismes utilisés ont été enregistrés par le réseau pour la période de Janvier 1981 à Septembre 1984. Nous avons retenu 99 séismes de magnitude supérieure à 5.5 (table III.1). Suivant Aki, Christofferson et Husebye (1977) nous avons retenus que les séismes localisés à une distance épacentrale supérieure de 30° et jusqu'à 150° (fig. III.2). Pour les distances inférieures à 30°, les ondes P se propagent entièrement dans le manteau supérieur et nous avons souvent comme premières arrivées des ondes Pn. Ces ondes posent un problème car l'on ne connaît pas de façon précise leur trajet à l'intérieur du volume à modéliser.

Nous avons utilisé les temps d'arrivée publiés par le Laboratoire de Géophysique de Thessaloniki. Nous avons redépouillé -lors d'un séjour à Thessaloniki- un certain nombre de séismes qui présentaient des résidus aberrants.

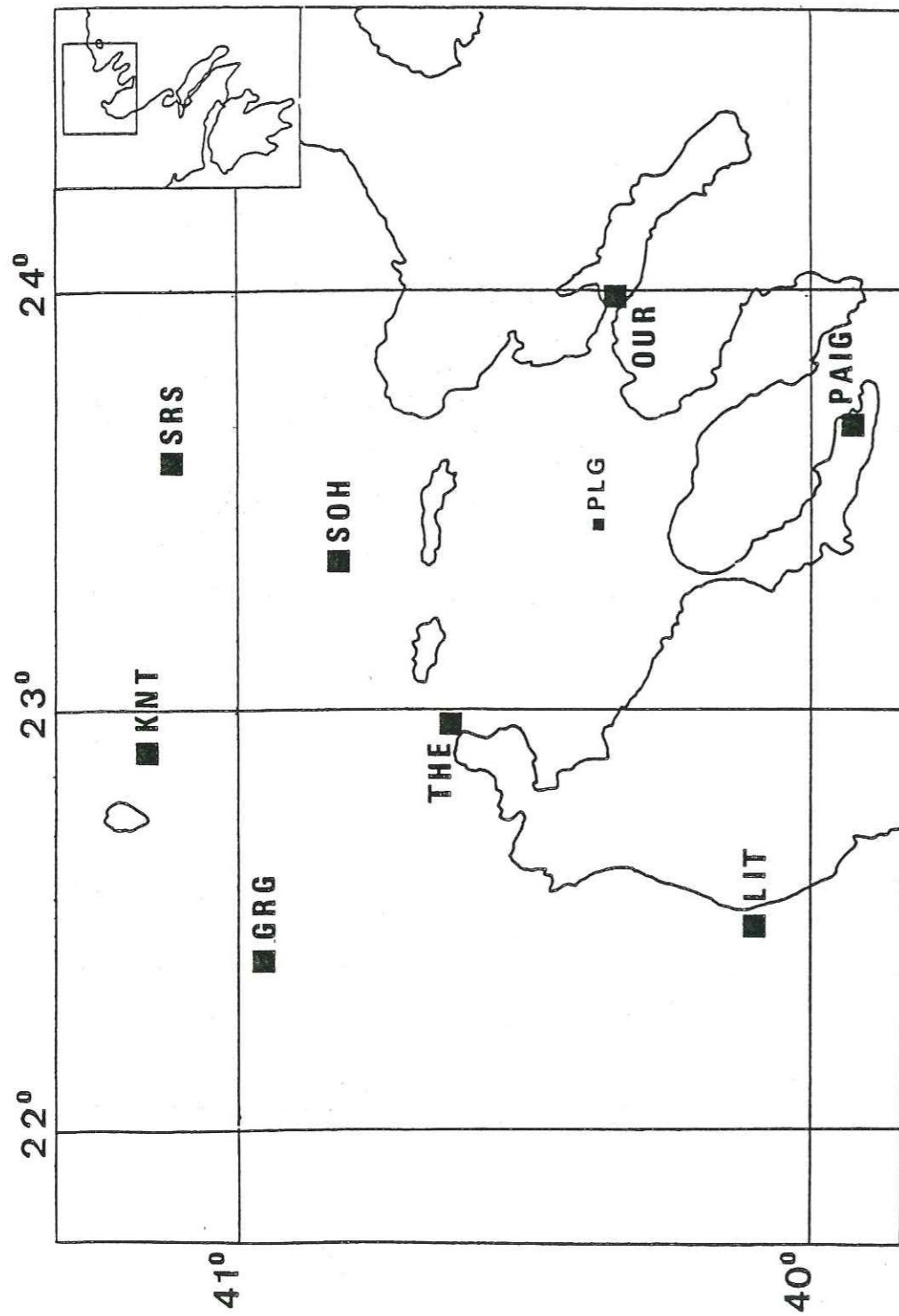


Figure III.1 - Emplacement des stations sismologiques du Laboratoire de Géophysique de Thessaloniki. La station PLG n'a pas été utilisée pour l'inversion.

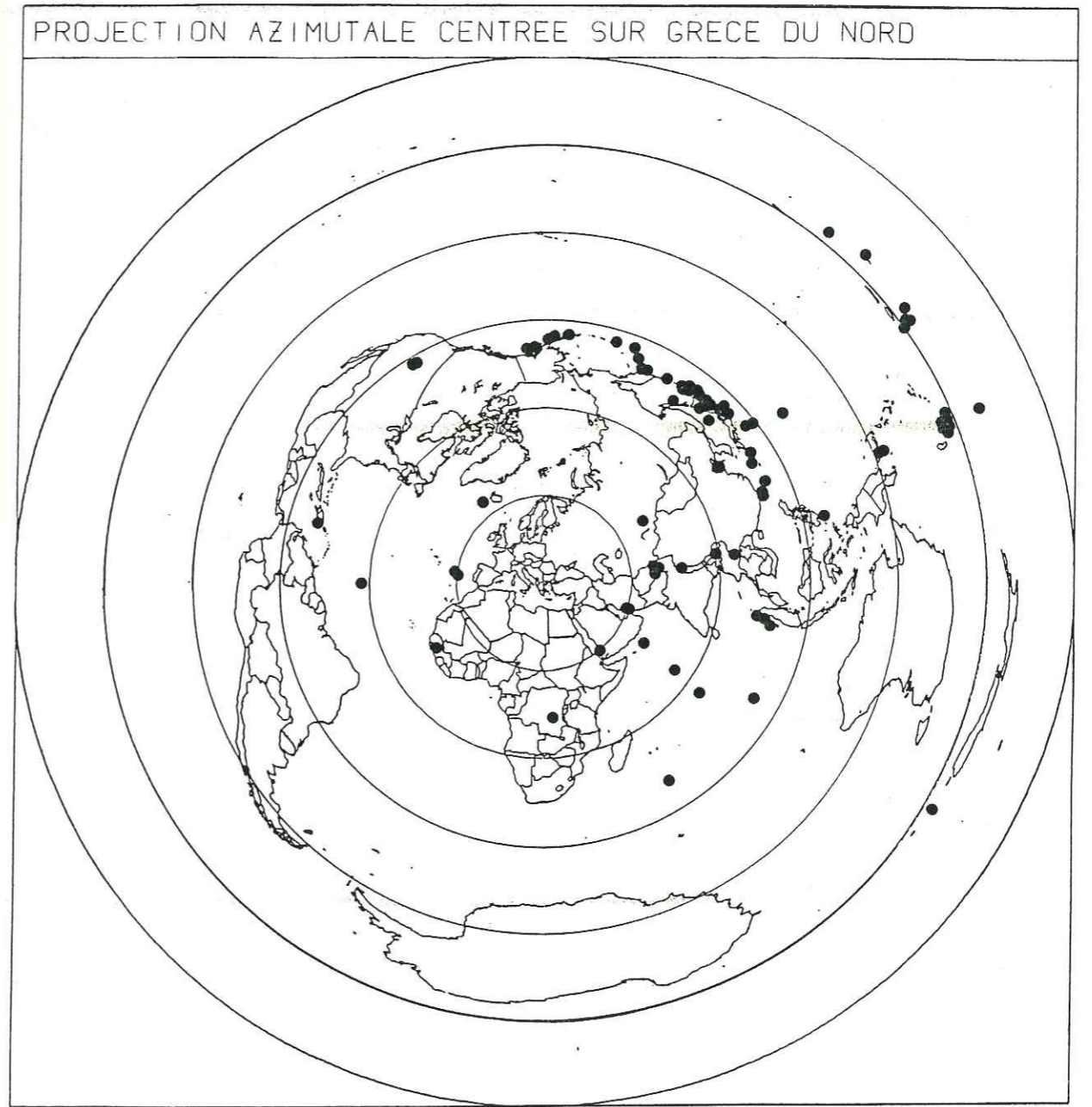


Figure III.2 - Localisation des séismes et des explosions nucléaires utilisés pour l'inversion.

DATE	TEMPS ORIGINE	PROFONDEUR (Km)	DISTANCE (Dg)	AZIMUTH (Dg)
11 01 81	15 09 46.9	75	77	98
19 01 81	01 14 05.8	35	84	43
23 01 81	04 58 30.5	110	81	41
23 01 81	10 22 34.9	30	84	43
23 01 81	21 54 41.6	10	78	147
29 01 81	04 51 37.4	43	80	65
30 01 81	08 52 43.0	22	85	16
01 02 81	22 43 24.0	6	80	23
06 02 81	07 23 07.0	624	152	54
19 02 81	08 23 00.9	24	145	68
19 02 81	19 36 10.3	23	82	35
24 03 81	18 21 26.2	20	82	21
01 04 81	10 17 00.2	41	28	106
08 04 81	23 42 46.3	22	83	33
10 04 81	02 36 29.3	26	82	36
13 04 81	03 04 08.1	28	84	44
22 04 81	01 17 11.4	0	40	57
30 04 81	14 41 41.7	49	84	36
02 05 81	16 04 54.6	217	38	80
08 05 81	23 34 47.3	223	79	42
13 05 81	01 39 54.0	140	97	76
25 05 81	05 25 09.4	0	152	119
06 07 81	03 08 34.1	114	147	67
07 07 81	21 10 59.7	10	35	322
29 07 81	01 11 13.2	41	145	67
01 08 81	01 42 16.2	114	79	358
01 08 81	06 10 09.6	33	153	38
07 08 81	11 35 21.5	66	121	67
12 08 81	05 10 59.9	42	83	57
15 08 81	10 30 56.9	53	83	360
16 08 81	23 54 00.8	33	82	33
03 09 81	05 35 44.8	45	82	37
06 09 81	11 02 40.8	31	145	67
08 09 81	19 26 27.0	46	81	38
12 09 81	07 15 54.1	33	39	80
14 09 81	12 44 29.8	170	79	285
17 09 81	08 23 24.6	30	146	67
21 09 81	14 24 42.9	33	146	67
25 09 81	15 01 22.0	29	83	43
15 10 81	01 47 52.9	47	82	43
02 11 81	21 10 26.8	33	100	44
02 12 81	06 24 42.8	59	82	42
02 12 81	15 15 36.5	580	152	52
02 12 81	19 01 53.9	10	82	118
05 12 81	18 46 50.9	10	39	120
12 12 81	04 52 37.1	10	83	64
23 01 82	17 37 30.2	33	47	81
25 01 82	05 29 33.5	60	85	5
20 02 82	19 18 20.2	18	86	48
24 02 82	04 22 40.3	52	75	97
21 03 82	02 32 07.7	44	81	41
04 07 82	01 20 14.4	0	149	54
11 07 82	13 19 50.9	46	30	105
23 07 82	14 23 53.5	37	84	45

31 07 82	06 29 15.5	38	85	16
06 09 82	01 47 02.7	176	89	51
25 10 82	17 08 28.8	10	53	123
09 12 82	10 39 40.0	33	144	67
13 12 82	09 19 09.2	5	31	139
16 12 82	00 40 48.7	36	36	82
15 01 83	00 49 53.6	30	80	25
24 01 83	16 34 08.4	33	29	281
26 01 83	16 02 21.3	238	158	68
14 02 83	03 20 04.4	47	84	1
10 03 83	00 27 48.3	33	81	37
30 04 83	02 51 43.3	23	155	43
30 04 83	14 03 49.2	30	81	
10 05 83	18 27 31.8	72	122	66
12 05 83	10 51 49.7	10	63	270
21 06 83	06 25 27.3	20	79	43
21 06 83	14 48 05.5	33	81	66
21 06 83	17 06 52.1	33	82	58
24 06 83	07 18 21.9	33	68	79
24 06 83	09 06 46.7	54	81	66
01 07 83	22 03 42.0	53	83	45
07 07 83	20 35 38.2	10	47	174
12 07 83	15 10 03.3	37	78	355
13 08 83	21 15 00.2	59	84	46
19 08 83	04 40 48.2	39	144	63
12 09 83	15 42 08.5	209	37	80
17 09 83	05 56 56.6	66	73	98
28 09 83	15 14 36.7	40	156	51
19 10 83	19 36 21.4	10	31	278
26 10 83	01 55 04.8	0	39	57
28 10 83	14 06 06.6	10	87	330
28 10 83	19 51 24.4	10	87	330
29 10 83	23 29 11.5	10	87	331
29 10 83	23 39 05.5	10	87	331
30 11 83	17 46 00.4	10	65	124
22 12 83	04 11 29.2	11	42	239
24 12 83	04 10 45.5	52	82	34
30 12 83	23 52 39.9	215	37	81
01 02 84	07 28 27.8	565	77	34
16 02 84	17 18 42.5	218	37	81
21 03 84	02 44 24.3	41	81	29
24 03 84	09 44 02.6	43	81	36
29 03 84	05 19 08.1	0	39	57

Table III.1. Evénements (séismes et explosions) de Mb>5.5 utilisés pour l'inversion.

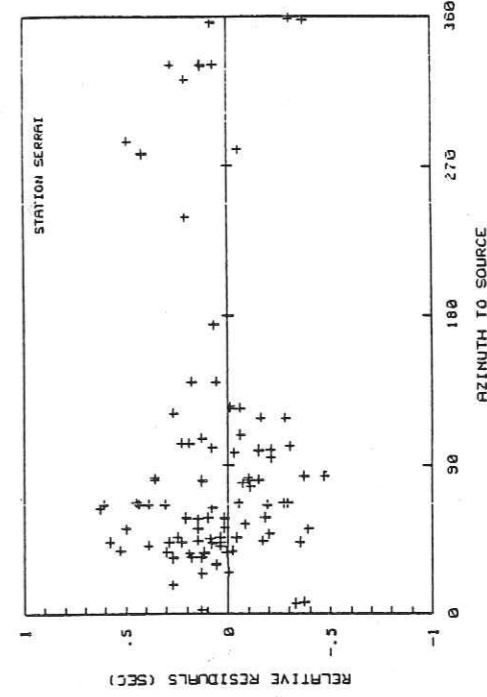
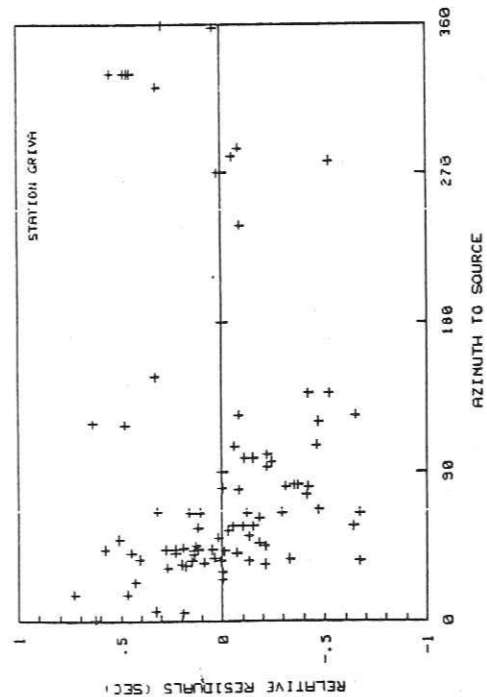
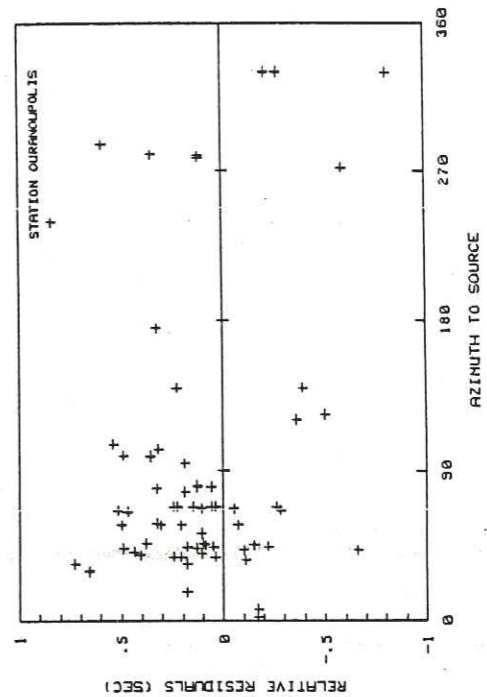
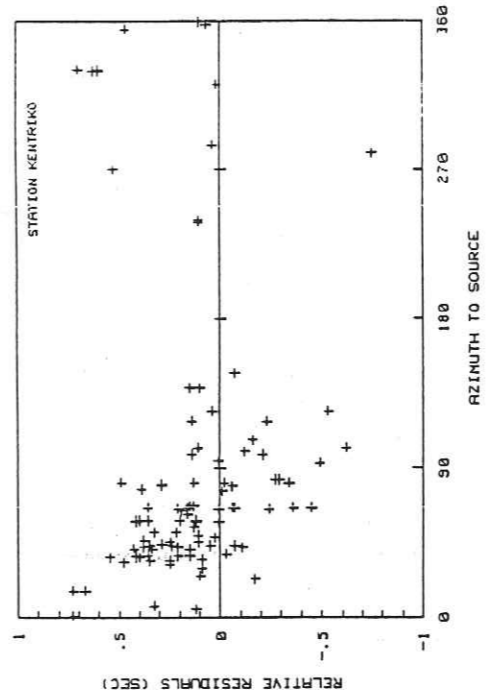
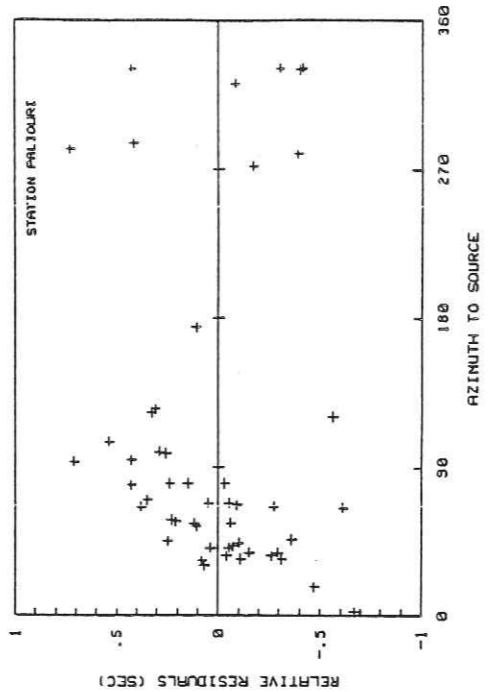
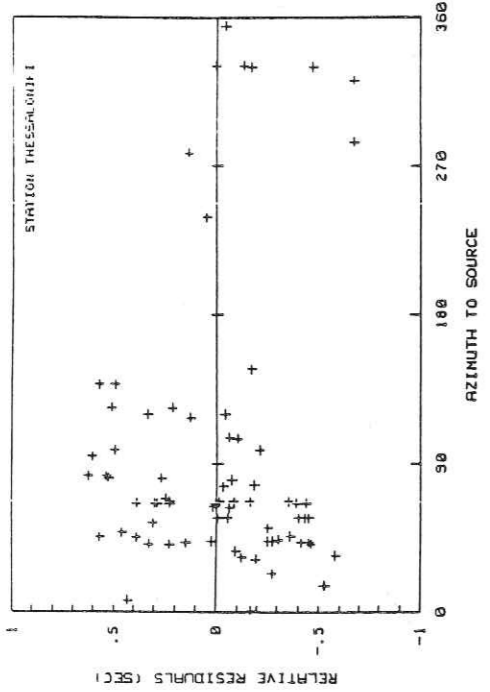
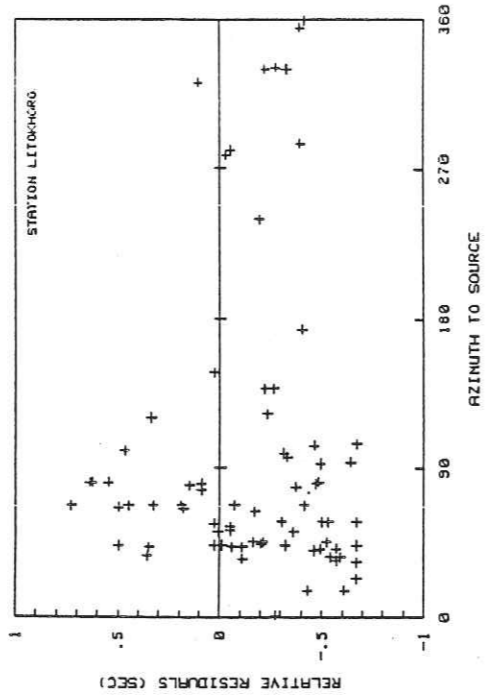
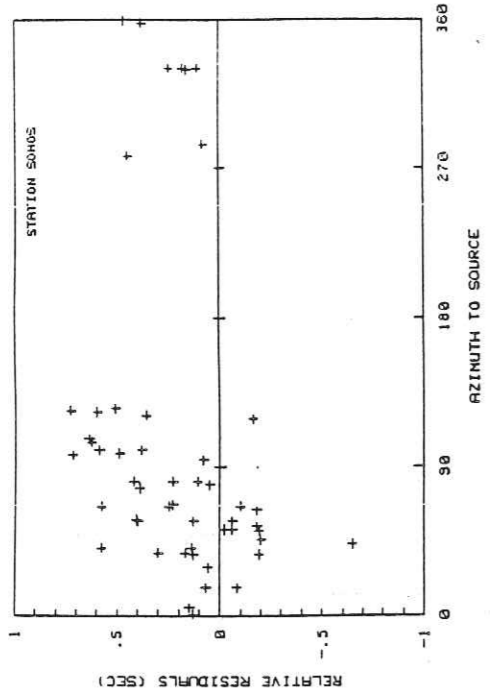


Figure III.3 - Variation azimuthale des résidus relatifs contre l'azimuth du séisme à la source.

1.c. - Les résidus

A partir des temps observés des ondes P, nous avons calculé les résidus en utilisant les tables de Jeffreys et Bullen (1940).

Les épicentres ont été pris pour les années 1981-1982 dans le bulletin de l'International Seismological Center (I.S.C.) et pour les années 1983-1984 dans le bulletin de United States Geological Survey (U.S.G.S.). Le bulletin I.S.C. est publié deux ans après que l'événement ait eu lieu. De ce fait le séisme est localisé avec beaucoup plus de phases et l'épicentre est plus précis que l'épicentre donné par l'U.S.G.S. publié quelques mois après l'événement. Ainsi, les résidus obtenus pour la période 1981-1982, sont théoriquement plus précis, étant donné que le séisme est mieux localisé. En réalité les résidus obtenus à partir des épicentres des deux organismes ne diffèrent pas de façon significative.

Nous avons par la suite calculé les résidus relatifs et nous avons porté ces résidus en fonction de l'azimut du séisme pour chaque station sur la fig. III.3.

Une première constatation est que la couverture azimuthale en séismes est assez mauvaise. En effet la majorité des événements ont un azimut entre 0° et 150°. Nous pouvons classer les stations en trois groupes selon leurs résidus.

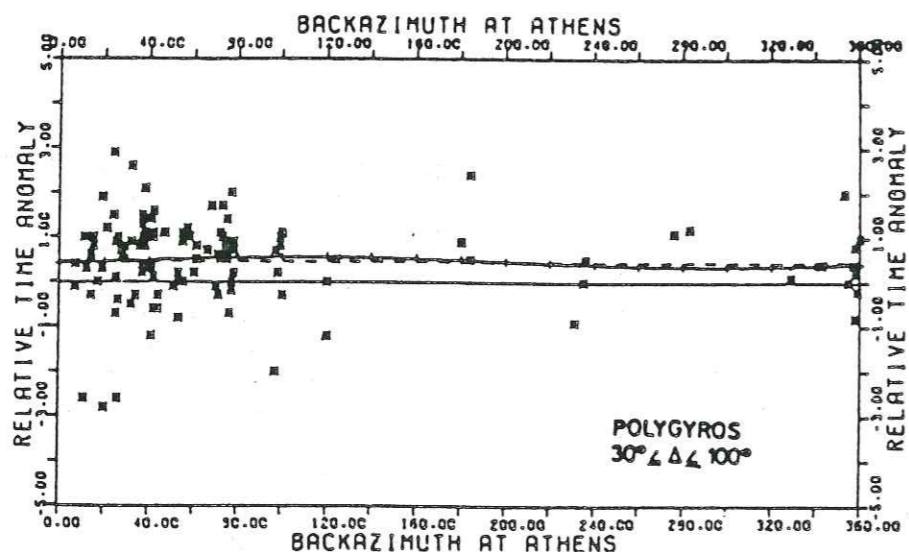


Figure III.4 - Variation azimuthale des résidus relatifs observés à la station Polygyros (PLG) (non utilisée pour l'inversion) contre l'azimut du séisme à la source. D'après Argawal et al. (1976).

- Les stations situées au nord du réseau, GRIVA, KENTRIKO, SERRAI, montrent à peu près la même image de résidus relatifs.

- Les stations situées au centre du réseau, SOHOS, THESSALONIKI, ainsi que la station PALIOURI, située au sud, peuvent être classées dans un second groupe.

- Les stations LITHOKHORO et OURANOUPOULIS ne montrent pas de tendance bien définie.

Nous constatons qu'il y a une distribution de résidus, complètement inversée, entre les stations situées au nord et les stations situées au centre du réseau. Ce changement pourrait être dû à la présence d'une anomalie de structure à ce niveau.

Agarwal et Jacoby (1976), Gregersen (1977), Poupinet (1977), Jacoby et al. (1978), Delibasis (1982) ont étudié les anomalies de propagation sous la Grèce. Sur la fig. III.4 sont montrés les résidus relatifs trouvés par Argawal et Jacoby (1976) pour la station de Polygyros (PLG) (fig. III.1). Il n'est pas évident de les comparer aux nôtres. Toutefois, ces résidus ressemblent fort à ceux observés à la station la plus proche de Ouranoupolis.

Poupinet (1977) trouve pour cette même station (PLG) un résidu moyen absolu de 0.1 sec, qui signifie que les ondes arrivent à cette station en retard.

2. - PRESENTATION DU MODELE

2.a. - Modèle de vitesse

Il est très important que le modèle de vitesse que nous donnons au départ soit proche du modèle réel sous le réseau. Ainsi, nous devons choisir très soigneusement le modèle initial.

Un certain nombre de modèles de vitesse ont été proposés pour l'Europe du sud-est et la Grèce (Vanek, 1968, 1969; Papazachos, 1969; Mayer-Rosa et Mueller, 1973; Papazachos et Comninakis, 1977; Makris et Moller, 1977; Makris, 1978). Nous avons choisi pour la croûte le modèle de Makris (1978), calculé à partir de profils sismiques et pour le manteau supérieur le modèle de Mayer-Rosa et Mueller (1973), calculé à partir de temps de parcours des ondes P. Ce modèle est montré sur la table III.2.

2.b. - Taille des blocs et des couches

Le choix approprié du rapport hauteur-largeur du bloc est gouverné

par les angles d'émergence des rais à la source. Il faut choisir les blocs de façon à ce que les trajets horizontaux et verticaux d'un rai à l'intérieur de chaque bloc soit approximativement égaux. Pour les distances téléseismiques le choix d'un rapport hauteur-largeur de 2:1 semble approprié (Ellsworth et Koyanagi, 1977). Ce rapport peut varier entre 1.5:1 et 2.5:1. Du fait de l'utilisation de la théorie des rais pour le calcul des temps de propagation, la taille des hétérogénéités que nous pouvons modéliser est directement liée à la longueur d'onde des ondes utilisées. Ainsi, les anomalies plus petites que la longueur d'onde sont lissées pour donner une anomalie moyenne entre les différentes structures. On ne gagne donc rien à utiliser des couches trop petites (plus petites que la longueur d'onde).

PROFONDEUR (km)	VITESSE (km/s)
0 - 30	6.50
30 - 60	7.90
60 - 90	8.15
90 - 170	8.20
170 - 250	8.40
250 - 330	8.60

Table III.2. Modèle de vitesse utilisé pour l'inversion.

No	VITESSE en km	EPAISSEUR en km	NOMBRE DE BLOCS E-W	N-S	TAILLE en km	COEFFICIENT DE CORRELATION	AMELIORATION
1	6.50	30	16	12	20x20	22.85 %	
2	7.90	60	16	12	20x20	36.15 %	13.30 %
3	8.15	90	16	12	20x20	44.30 %	8.65 %
4	8.20	130	12	10	30x30	54.03 %	9.23 %
5	8.20	170	12	10	30x30	64.40 %	10.37 %
6	8.40	210	12	10	30x30	70.26 %	5.86 %
7	8.40	250	12	10	30x30	76.53 %	6.27 %
8	8.60	290	12	10	30x30	79.85 %	3.32 %
9	8.60	330	12	10	30x30	83.50 %	3.65 %

Table III.3. Modèle utilisé pour les tests. Le coefficient de corrélation ainsi que l'amélioration de ce coefficient lors de chaque augmentation des couches sont indiqués.

2.c. - Le programme

Nous avons utilisé le programme THREEED écrit par Ellsworth et Zandt (1976). Ce programme est basée sur la méthode d'inversion d'Aki, Christofferson et Husebye (1976, 1977) et il a été utilisé pour la première fois pour déterminer la structure tridimensionnelle du volcan de Kilauea (Hawai) à partir de téléseismes (Ellsworth et Koyanagi, 1977).

3. - CHOIX DU VOLUME A MODELISER

La taille du volume à modéliser est choisie de façon arbitraire, dans presque toutes les études faites sur l'inversion. Souvent les auteurs décident que leurs résidus sont dus à des anomalies jusqu'à telle profondeur en puisant leurs arguments sur la géologie ou des études antérieures, mais sans tester leurs propres données.

Nous avons voulu procéder d'une manière un peu différente en faisant des tests sur nos propres résidus. La méthode consiste à augmenter progressivement la taille du volume à modéliser et de vérifier au fur et à mesure combien de résidus sont expliqués.

Pour faire cela nous avons utilisé un coefficient de corrélation entre nos données et les résultats. Ce coefficient est obtenu à partir de la relation

$$V^2 = \left(1 - \frac{\sigma_e^2}{\sigma_r^2}\right) 100 \quad 1.$$

V : coefficient de corrélation

σ_e^2 : variance du "bruit"

σ_r^2 : variance des données

Cette relation implique que le carré du coefficient de corrélation représente la réduction relative de dispersion dans les données obtenue en utilisant la relation linéaire

$$r = G m + e \quad 2.$$

Nous exprimons ce coefficient en %. Par exemple une valeur de 70% signifie que la dispersion des r est imputable à la variation des m dont les r dépendent linéairement pour 70% et qu'il reste 30% de résidus qui ne sont pas expliqués.

Nous avons montré sur la table III.3, le modèle de vitesse que nous avons utilisé pour les tests. Nous avons incrementé les premiers 90 km avec des couches de 30 km d'épaisseur et des blocs de 20x20 km. Pour les niveaux plus profonds nous avons pris des couches de 40 km et des blocs de 30x30 km. Sur les deux dernières colonnes est apporté le coefficient de corrélation, ainsi que l'amélioration de ce coefficient.

Nous constatons que plus de la moitié des résidus expliqués, soit 44.80%, est due à des anomalies dans les premiers 90 km du modèle, et plus particulièrement dans les premiers 30 km. Selon Makris et Moller (1977) la profondeur du Moho sous la région étudiée se trouve entre 30 et 40 km et la croûte présente très souvent des variations latérales importantes. Il est donc normal de voir que plus du quart des résidus expliqués (22.85%) l'est dans les premiers 30 km.

Au-delà de 90 km et jusqu'à 250 km le pourcentage des résidus expliqués augmente de façon régulière. Après 250 km ce pourcentage a tendance à diminuer. Nous pensons donc que nos résidus sont expliqués de façon significative dans les premiers 250 km du modèle. Au-delà une augmentation importante de la taille du modèle n'améliore pas de façon sensible le résultat.

De ce fait et pour des raisons d'économie de calcul -le programme utilise entre 10 et 50 minutes de temps de calcul sur l'ordinateur du Centre Interuniversitaire de Calcul de Grenoble- nous allons modéliser un volume de 250 km de profondeur. Il faut également souligner que près des 25% des résidus ne sont pas expliqués, soit parce qu'ils sont dus à des erreurs de lecture, de localisation ou autres erreurs, soit parce qu'ils sont dus à des anomalies réelles situées à l'extérieur du volume modélisé.

4. - CHOIX DU FACTEUR DE PONDERATION

Le facteur de pondération est donné par la relation

$$\theta^2 = \frac{\sigma_e^2}{\sigma_m^2} \quad 3.$$

Nous devons choisir θ^2 de façon à ce qu'il soit suffisamment grand pour assurer la stabilité de la solution, mais suffisamment petit pour assurer une bonne résolution.

Nous avons calculé des solutions pour différents facteurs de pondération $\theta^2=10, 50, 135, 250$. Nous avons comparé ces solutions entre elles, bloc par bloc. Sur la figure III.5 nous montrons la solution avec $\theta^2=50$ comparée aux autres solutions. Nous observons une bonne corrélation entre les différentes solutions, avec un facteur de

proportionnalité égal à la racine carrée du rapport des facteurs de pondération. La solution pour $\theta^2=10$, a tendance à diverger. Ceci peut être expliqué par le fait que cette valeur n'est pas suffisamment grande pour assurer la stabilité de la solution. Nous observons donc que l'image tridimensionnelle en vitesse du modèle ne change pas, même lorsque nous varions θ^2 d'un facteur de 25. Ceci s'explique par le fait que la solution est contrôlée par les grandes valeurs propres de la matrice $G^T G$ (i.e. II.3.a).

Pour nos données nous avons trouvé que la valeur de $\theta^2=50$ offre le meilleur compromis entre résolution et erreurs standards. Cette valeur a été également trouvée par Ellsworth et Koyanagi (1977) alors que d'autres études choisissent des valeurs de θ^2 plus élevées, de l'ordre de 200 (Aki, Christofferson et Husebye, 1976, 1977; Husebye et al., 1976).

5. - RESOLUTION ET ERREURS

Nous pouvons tester la qualité de la solution (stabilité et unicité) avec la matrice de résolution et la matrice de covariance (i.e. III.3.b).

Les éléments diagonaux de la matrice de résolution représentent le pourcentage de la solution contenu dans l'estimation que nous avons trouvée. Par exemple une valeur de $R=0.5$ pour un bloc donné signifie que 50% de la solution estimée provient de la vraie solution. Les éléments non diagonaux de cette matrice, nous indiquent la dépendance de la solution d'un bloc par rapport aux blocs voisins. Il est évident que plus les éléments non diagonaux ont des valeurs importantes et plus la solution est lissée entre les différents blocs.

L'erreur standard de la solution est représentée par les éléments diagonaux de la matrice de covariance. Il est possible d'améliorer les erreurs en augmentant la valeur du facteur de pondération, mais dans ce cas les solutions obtenues présentent des résolutions inacceptables (Hovland et al., 1981).

Une relation intéressante existe entre les erreurs et les éléments diagonaux de la matrice de résolution (Ellsworth et Koyanagi, 1977; Hovland et al., 1981). Nous avons porté sur la fig. III.6 les erreurs standards en fonction des éléments diagonaux de la matrice de résolution. La courbe obtenue a comme enveloppe la relation

$$\sigma(\hat{m}_i) = \sigma_e \frac{\sqrt{(R_{ij} - R_{ij}^2)}}{\theta}$$

4.
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

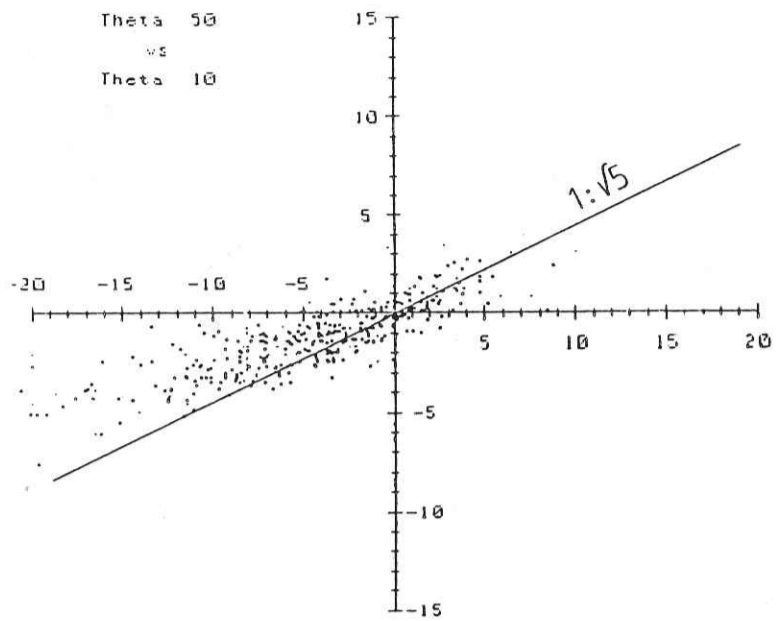


Figure III.5.a. - Comparaison élément par élément de la variation de vitesse (en pour cent) calculée pour deux valeurs du coefficient de pondération différentes (10 et 50). Les solutions montrent une bonne corrélation avec un facteur de proportionnalité égal à la racine carrée du rapport des coefficients de pondération.

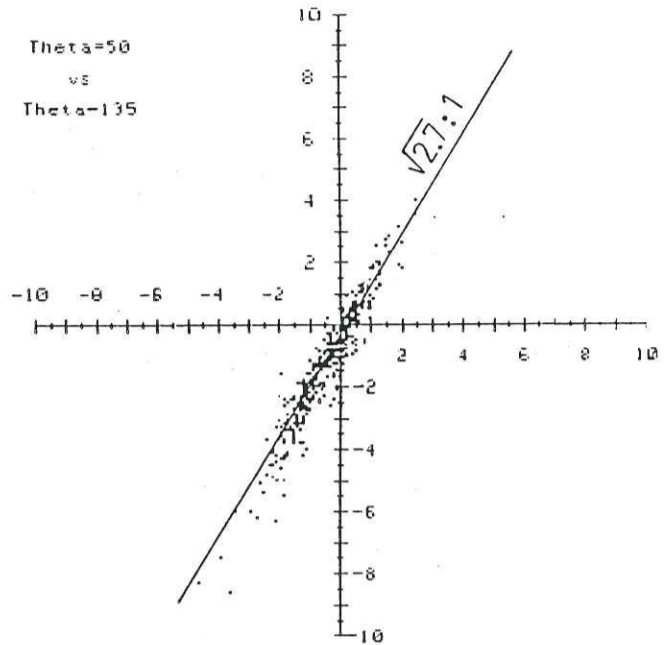


Figure III.5.b. - Même légende que figure III.5.a, pour des coefficients de pondération de 50 et 135.

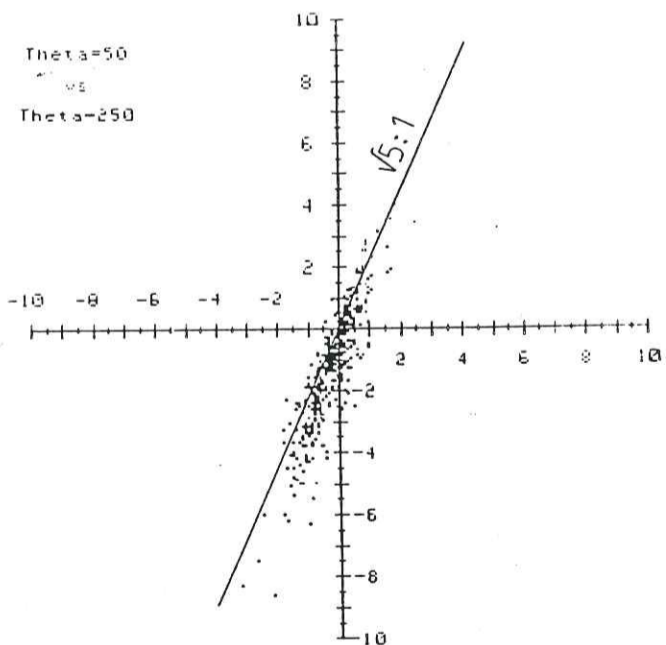


Figure III.5.c. - Même légende que figure III.5.a, pour des coefficients de pondération de 50 et 250.

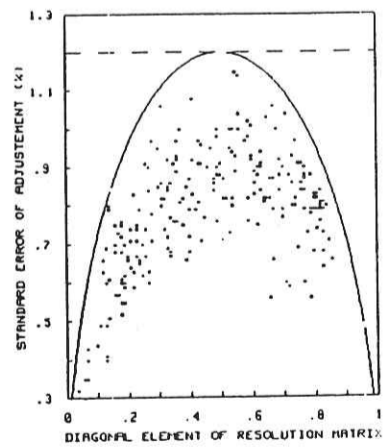


Figure III.6 - Les erreurs de la solution (en pour cent) contre les éléments diagonaux de la matrice de résolution. La ligne en tirets représente la limite des erreurs pour notre variance de données. La courbe montre la relation exacte des éléments diagonaux de la matrice G (cf. relation III.2).

Rii : éléments diagonaux de la matrice de résolution.

Nous constatons que l'erreur maximale a lieu pour Rii=0.5 et tend vers 0 lorsque Rii tend vers 0 ou 1. Pour Rii=0.5 la relation précédente peut s'écrire

$$\sigma(\hat{m}_i) = \frac{\sigma_e}{2\theta} \quad 5.$$

et l'erreur standard maximale esperée pour $\sigma_e=0.17$ (la variance de nos données) et $\theta^2=50$ sera de 1.2%.

Lorsque Rii tend vers 0 les erreurs diminuent mais la stabilité de la solution décroît en même temps. Par la suite nous donnerons un poids plus important aux solutions avec Rii>0.5.

IV. - RESULTATS ET INTERPRETATION

1. - MODELES TRIDIMENSIONNELS

Nous avons calculé l'inversion pour trois modèles tridimensionnels différents.

Le premier modèle (modèle No 1, table IV.1), dérive directement du modèle que nous avons utilisé pour les tests. Nous avons fusionné les quatre couches de 40 km, situées entre 90 et 250 km, en deux couches de 80 km. De cette façon nous augmentons la résolution du système tout en abaissant le nombre de blocs à modéliser et par conséquent le temps de calcul. En outre, pour les profondeurs au-delà de 90 km (asthénosphère) les variations de vitesse sont beaucoup moins importantes que dans les premiers 90 km (lithosphère). Nous avons divisé la lithosphère en trois couches de 30 km et des blocs de dimension 20x20 km. Les caractéristiques de ce modèle sont montrées sur la table IV.2.

	VITESSE	EPAISSEUR	N-S	TAILLE	E-W	TAILLE
1	6.50	30.00	12	20.00	16	20.00
2	7.90	30.00	12	20.00	16	20.00
3	8.15	30.00	12	20.00	16	20.00
4	8.20	80.00	10	30.00	12	30.00
5	8.40	80.00	10	30.00	12	30.00

Table IV.1 - Modèle de vitesse utilisé pour la première inversion.

NO OF STATIONS= 8
 NO OF EVENTS= 99
 NO OF OBSERVATIONS= 537
 TOTAL BLOCKS IN MODEL= 816
 NO OF BLOCKS OBSERVED= 437
 NO OF BLOCKS MODELED= 356
 DATA VARIANCE IS 0.1230
 RESIDUAL VARIANCE IS 0.0325
 VARIANCE IMPROVEMENT IN % IS 73.5945

Table IV.2 - Informations sur les données et les résultats du premier modèle d'inversion (cf. table IV.1).

	VITESSE	EPAISSEUR	N-S	TAILLE	E-W	TAILLE
1	6.85	40.00	12	20.00	16	20.00
2	8.05	50.00	12	20.00	16	20.00
3	8.20	80.00	10	30.00	12	30.00
4	8.40	80.00	10	30.00	12	30.00

Table IV.3 - Modèle de vitesse utilisé pour la deuxième inversion.

NO OF STATIONS= 8
 NO OF EVENTS= 99
 NO OF OBSERVATIONS= 537
 TOTAL BLOCKS IN MODEL= 624
 NO OF BLOCKS OBSERVED= 367
 NO OF BLOCKS MODELED= 306
 DATA VARIANCE IS 0.1230
 RESIDUAL VARIANCE IS 0.0274
 VARIANCE IMPROVEMENT IN % IS 77.7571

Table IV.4 - Informations sur les données et les résultats du deuxième modèle d'inversion (cf. table IV.3).

	VITESSE	EPAISSEUR	N-S	TAILLE	E-W	TAILLE
1	6.85	40.00	8	30.00	10	30.00
2	8.05	50.00	8	30.00	10	30.00
3	8.20	80.00	10	30.00	12	30.00
4	8.40	80.00	10	30.00	12	30.00

Table IV.5 - Modèle de vitesse utilisé pour la troisième inversion.

NO OF STATIONS= 8
 NO OF EVENTS= 99
 NO OF OBSERVATIONS= 537
 TOTAL BLOCKS IN MODEL= 400
 NO OF BLOCKS OBSERVED= 288
 NO OF BLOCKS MODELED= 248
 DATA VARIANCE IS 0.1230
 RESIDUAL VARIANCE IS 0.0324
 VARIANCE IMPROVEMENT IN % IS 73.7011

Table IV.6 - Informations sur les données et les résultats du troisième modèle d'inversion (cf. table IV.5).

Le deuxième modèle (table IV.3) n'est différent du premier que dans les premiers 90 km. Nous avons divisé cette profondeur en deux couches de 40 km et de 50 km pour deux raisons.

- Augmenter la résolution en augmentant la taille des blocs.
- Vérifier la stabilité de la solution, c'est à dire vérifier que la solution ne change pas lorsque l'on change le modèle.

Les caractéristiques du modèle 2 sont montrées sur la table IV.4. Nous remarquons que le coefficient de corrélation (variance improuvment) est amélioré par rapport au coefficient du modèle 1 (77.7% au lieu de 73.5%).

Enfin le troisième modèle (table IV.5) a les mêmes couches que le modèle 2, mais la taille des blocs est plus grande et de dimension 30x30 km au lieu de 20x20 km. En changeant la dimension des blocs nous testons la stabilité de la solution. Dans chaque cas ce n'est pas le même nombre de rais qui traverse les blocs et une solution stable devra donner la même image tridimensionnelle quelque soit la géométrie du modèle. Les caractéristiques du modèle 3 sont montrées sur la table IV.6. Le coefficient de corrélation (73.7%) est presque identique à celui du modèle 1 (73.5%) et sensiblement inférieur à celui du modèle 2 (77.7%).

2. - PRESENTATION DES ANOMALIES

2.1. - Lithosphère

Nous avons divisé la lithosphère en 3 couches de 30 km d'épaisseur dans le modèle 1 et en 2 couches de 40 km et 50 km respectivement dans les modèles 2 et 3.

2.1.a. - La croûte

Elle correspond à la première couche des trois modèles (fig. IV.1.a, IV.2.a et IV.3.a).

Les 3 figures montrent des anomalies de vitesse très similaires. La résolution est bonne pour les blocs qui contiennent les stations ou les blocs voisins. Toutes les stations présentent des anomalies négatives plus ou moins importantes. Nous avons voulu tester si ces anomalies ne provenaient pas de la couche superficielle -les 10 ou 15 premiers kilomètres de la croûte présentant des variations latérales de vitesse très importantes-. Pour cette raison nous avons ajouté des couches de 10 ou de 15 km en surface. Les résultats ont montré que les anomalies négatives des stations ne sont pas imputables aux seules anomalies superficielles.

La formation géologique du massif Servomacédonien (fig. IV.4) montre une anomalie négative. Entre les stations KNT, GRG situées au nord-ouest et les stations SRS, SOH et THE (cf. fig. III.1 pour les noms des stations) il existe un chenal de direction NE-SW présentant une anomalie positive.

2.1.b. - Le manteau supérieur

La partie inférieure de la lithosphère -jusqu'à 90 km- est représentée par les couches 2 et 3 dans le modèle 1 (fig. IV.1.b et IV.1.c). Dans les modèles 2 et 3 cette partie de la lithosphère est représentée par une seule couche entre 40 et 90 km (fig. IV.2.b et IV.3.b).

La résolution est mauvaise pour les blocs du modèle 1, un peu meilleure pour le modèle 2 et bonne pour le modèle 3. Ceci est du au fait que le modèle 3 a des blocs plus grands et par conséquent le nombre des rais qui passe à travers chaque bloc est plus important.

Les images de vitesse montrent des variations latérales importantes. Nous discuterons chaque modèle séparément.

Modèle 1.

Couche 2 (fig. IV.1.b), profondeur 30-60 km. L'image obtenue est similaire à celle de la première couche (0-30 km). Des anomalies négatives inférieures à -4% sont observées sous les stations SOH et OUR. Une zone d'anomalie positive, parfois supérieure à 4%, existe sous le chenal de la même anomalie positive de direction NE-SW observée à la couche 1 (fig. IV.1.a). La zone d'anomalie positive de la couche 2 s'étend jusque sous la mer Egée. Ailleurs les anomalies négatives prédominent.

Couche 3 (fig. IV.1.b), profondeur 60-90 km. Sauf quelques blocs, l'image se corrèle de façon continue avec les deux couches précédentes. Nous pouvons donc penser qu'il y aurait une cause commune d'anomalie pour les trois couches de la lithosphère.

Modèle 2.

La couche 2 (fig. IV.2.b), profondeur entre 40-90 km, correspond approximativement aux couches 2 et 3 du modèle 1, avec lesquelles elle est très similaire.

Modèle 3.

Couche 2 (fig. IV.3.b), profondeur 40-90 km. A cause de la taille horizontale des blocs (plus grands, 30x30 km au lieu de 20x20 km) les variations de vitesse sont plus lissées que dans les modèles précédents. Toutefois, l'image est similaire avec les modèles 1 et 2. L'image de vitesse est continue avec la couche 1, ce qui laisse supposer, comme nous l'avons déjà indiqué, une cause commune d'anomalie dans la lithosphère.

Figure IV.1 - Carte des anomalies de vitesse en pour cent. Les carrés ombrés représentent les blocs avec résolution $R > 0.5$. Les courbes "isovitesse" sont toutes les 4% d'anomalie. Les lettres H et L indiquent les zones de vitesses positives (High) ou négatives (Low) par rapport au modèle initial. Les triangles indiquent l'emplacement des stations sismologiques.

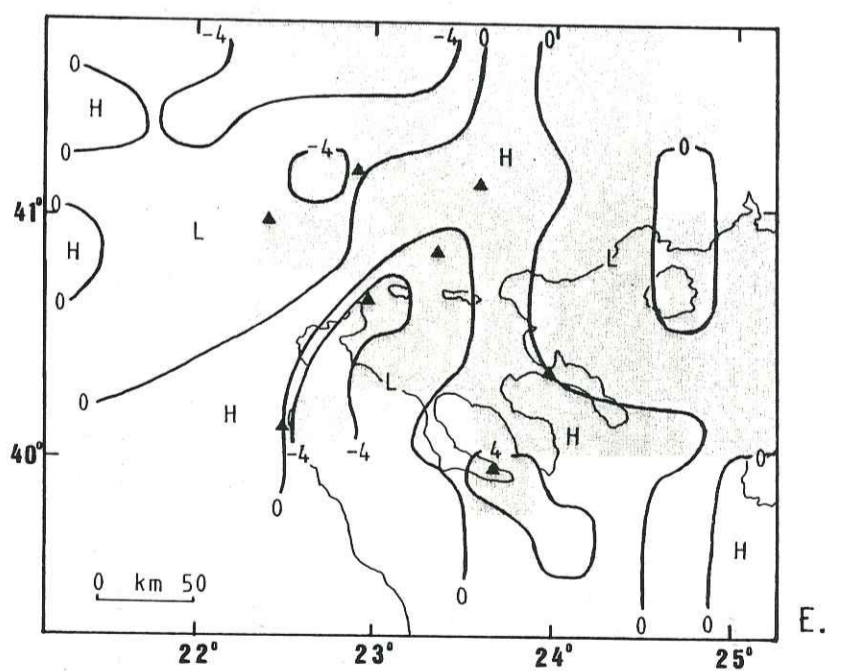
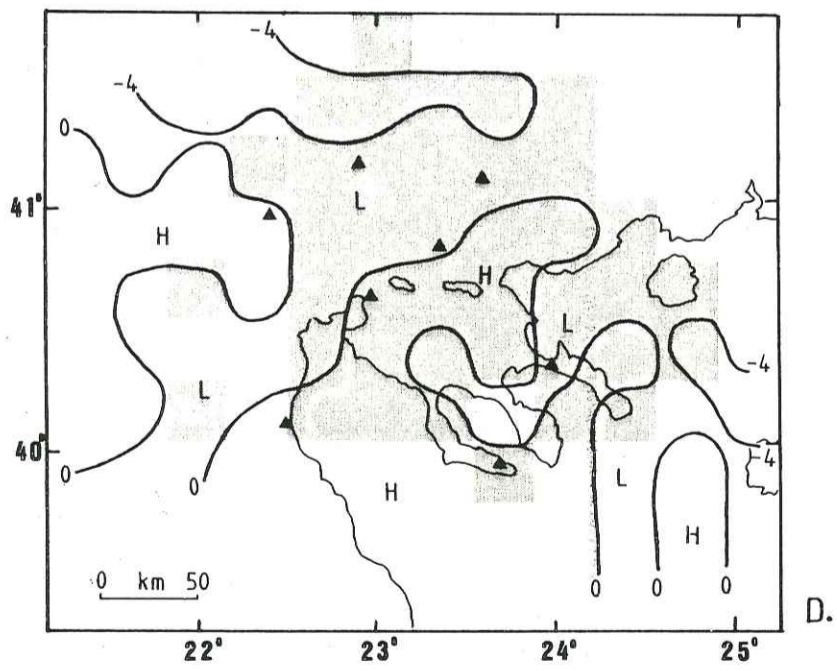
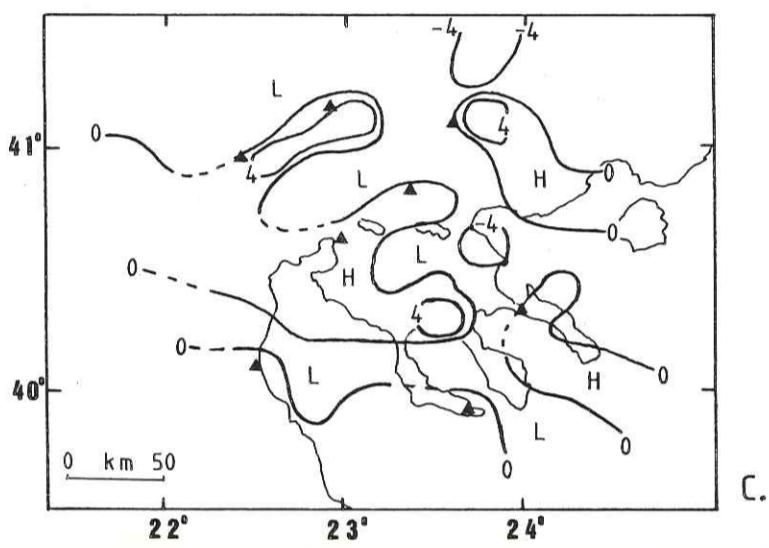
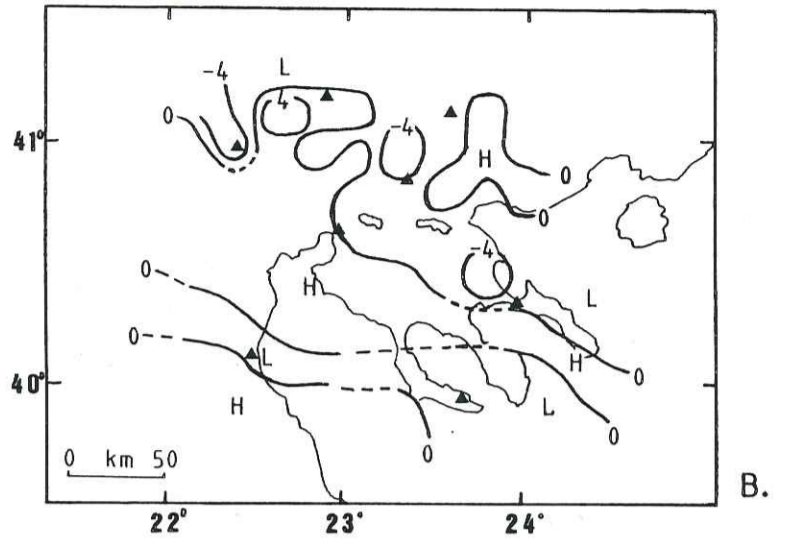
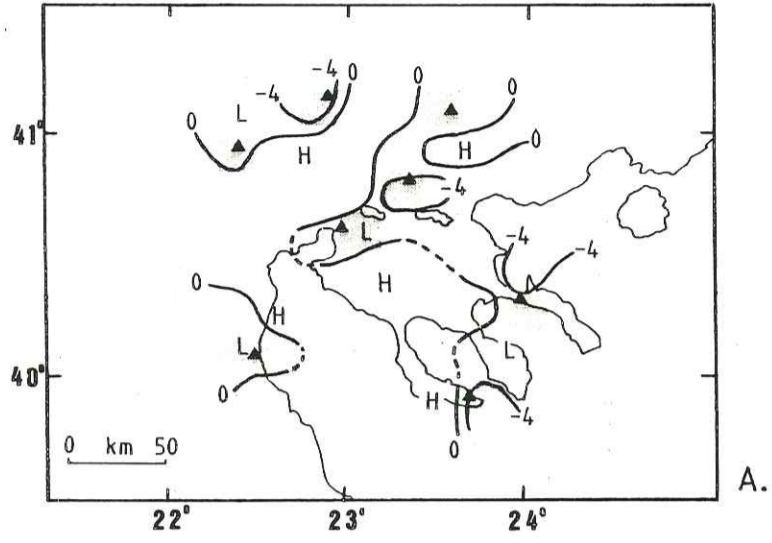
- A. - Couche 0-30 km. Blocs 20x20 km. $V_i = 6.50$ km/s.
- B. - Couche 30-60 km. Blocs 20x20 km. $V_i = 7.90$ km/s.
- C. - Couche 60-90 km. Blocs 20x20 km. $V_i = 8.15$ km/s.
- D. - Couche 90-170 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 8.20$ km/s.
- E. - Couche 170-250 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 8.40$ km/s.

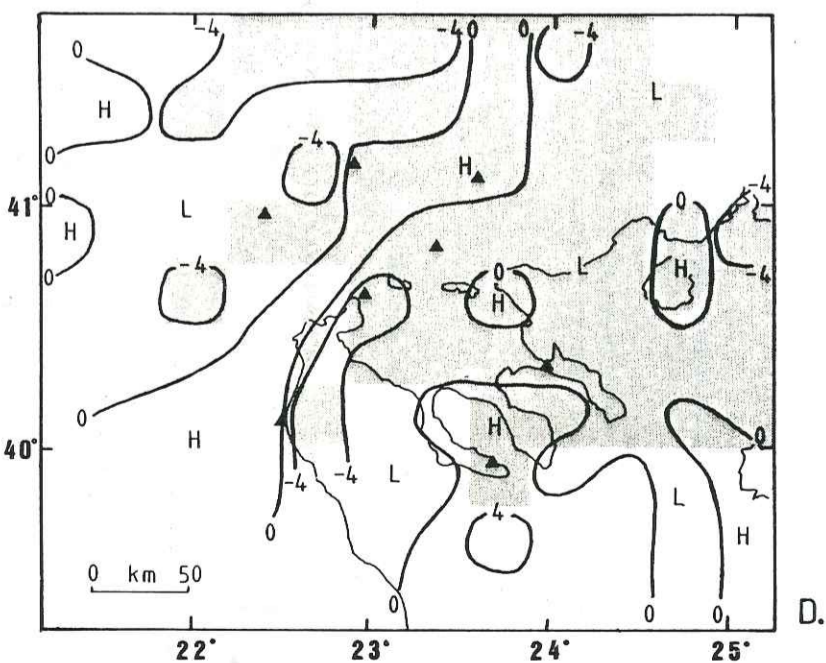
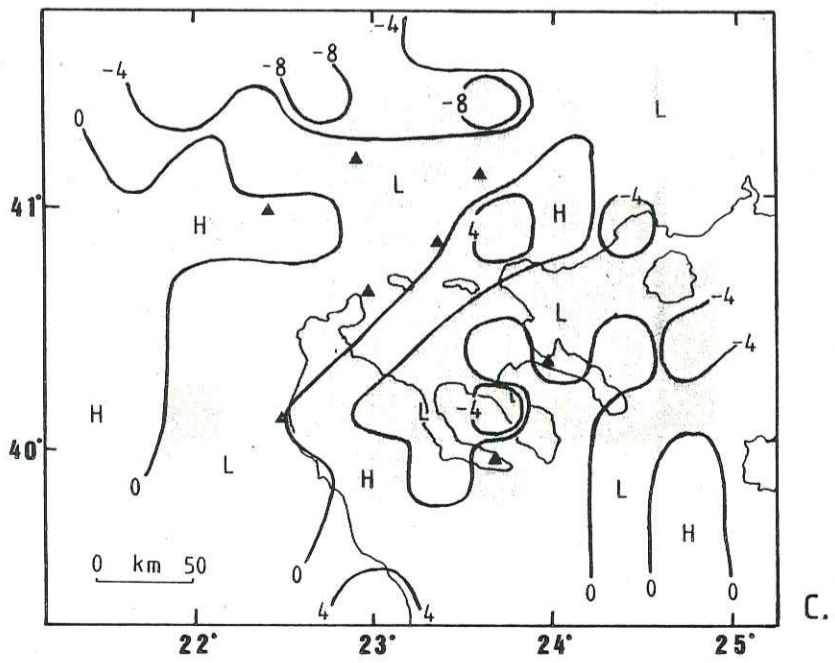
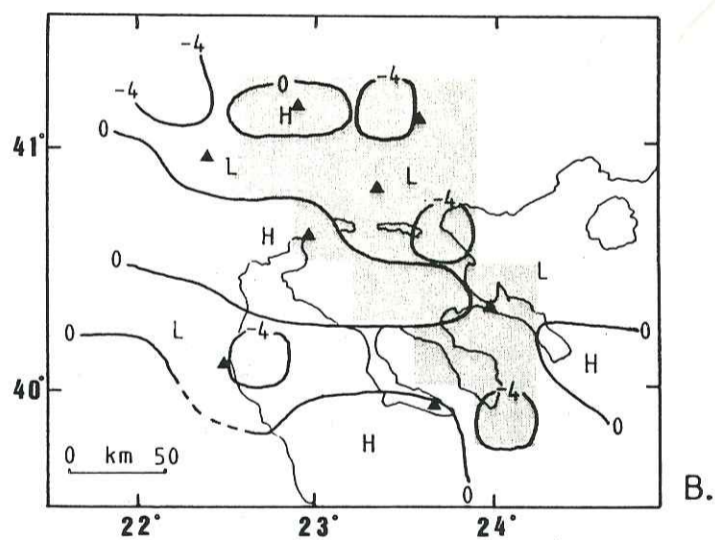
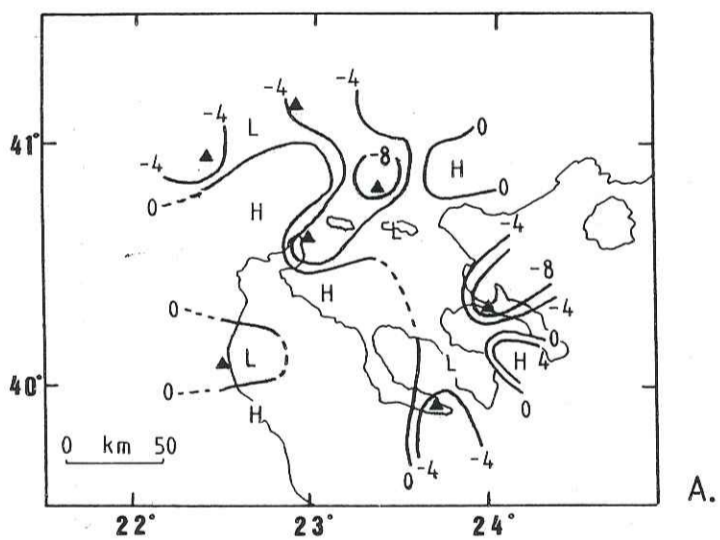
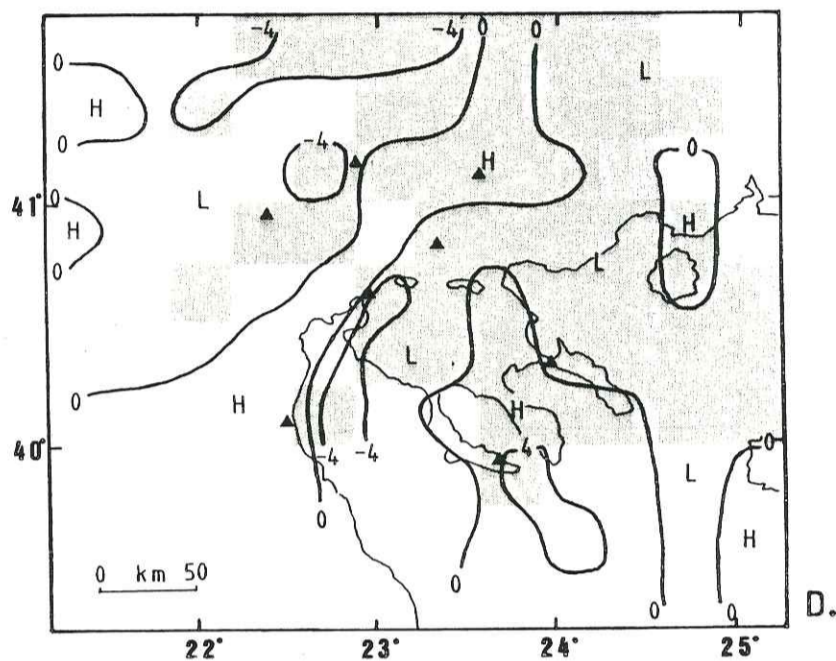
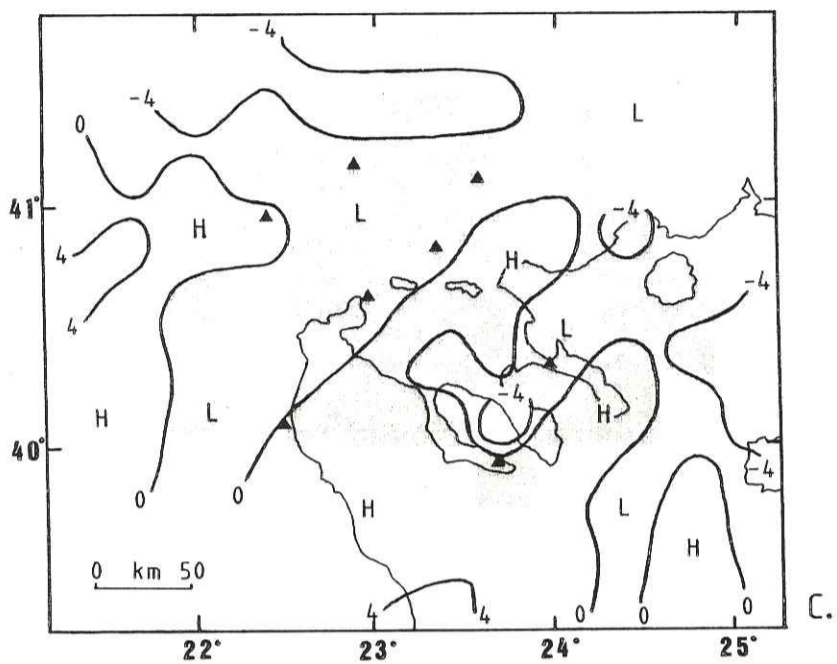
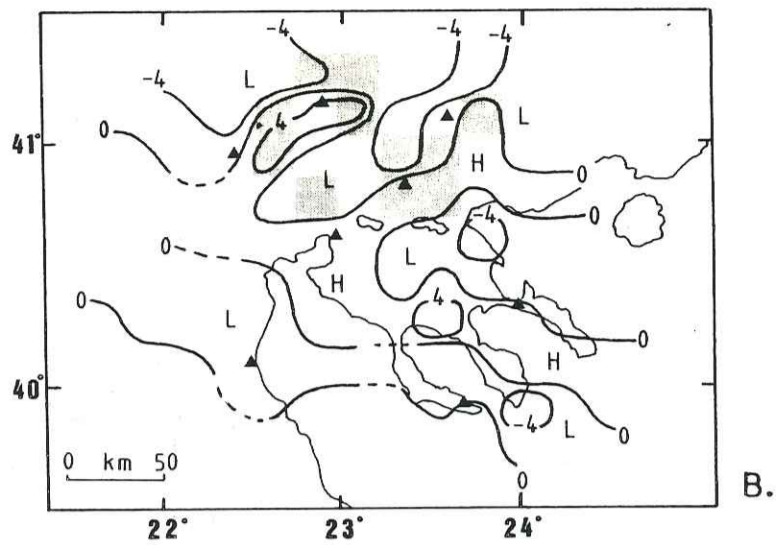
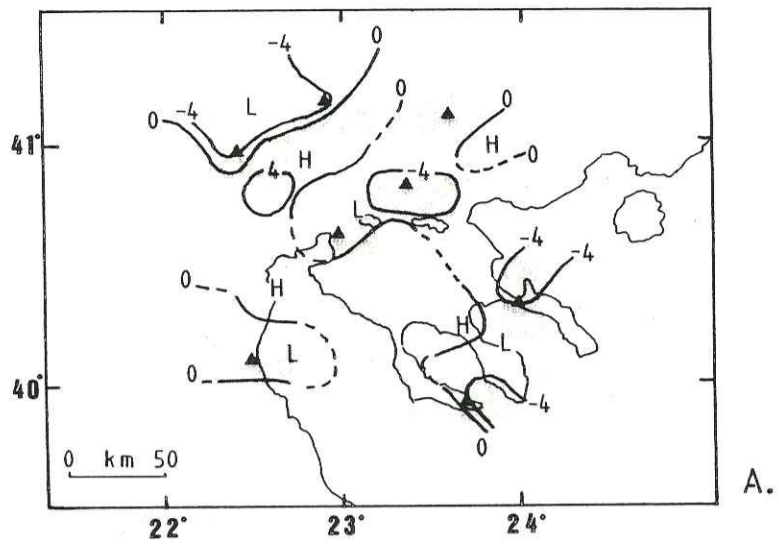
Figure IV.2 - Même légende que figure IV.1.

- A. - Couche 0-40 km. Blocs 20x20 km. $V_i = 6.85$ km/s.
- B. - Couche 40-90 km. Blocs 20x20 km. $V_i = 8.05$ km/s.
- C. - Couche 90-170 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 8.20$ km/s.
- D. - Couche 170-250 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 8.40$ km/s.

Figure IV.3 - Même légende que figure IV.1.

- A. - Couche 0-40 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 6.85$ km/s.
- B. - Couche 40-90 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 8.05$ km/s.
- C. - Couche 90-170 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 8.20$ km/s.
- D. - Couche 170-250 km. Blocs 30x30 km. $V_i = 8.40$ km/s.





2.2. - Asthénosphère

La partie supérieure de l'asthénosphère (90-250 km) est divisée en deux couches de 80 km d'épaisseur.

2.2.a. - Entre 90-170 km

Cette partie est montrée sur les figures IV.1.d (modèle 1), IV.2.c (modèle 2), IV.3.c (modèle 3). La résolution est bonne pour les trois modèles et en particulier pour les blocs situés au centre des modèles car plus échantillonnés. L'image tridimensionnelle est la même pour les trois modèles. Au nord et à l'est nous avons des variations négatives, alors qu'à l'ouest et au sud ce sont des variations plutôt positives. Une direction préférentielle NE-SW montrant une zone d'anomalie positive existe au centre des couches.

2.2.b. - Entre 170-250 km

Cette partie est montrée sur les figures IV.1.e (modèle 1), IV.2.d (modèle 2), IV.3.d (modèle 3). La résolution est très bonne, surtout pour les blocs situés dans le NE, la majorité des rais arrivant de cette direction. L'image des variations de vitesse est la même pour les trois modèles, et il existe la même direction NE-SW de variations positives. Cette zone se situe plus vers le sud-est que la même anomalie de la couche supérieure.

Enfin, pour conclure nous constatons que l'anomalie de vitesse entre la lithosphère et l'asthénosphère n'est pas continue; l'image de l'asthénosphère étant complètement inversée par rapport à l'image de la lithosphère.

3. - INTERPRETATION

3.1. - La Lithosphère

La Lithosphère (0-90 km) montre la même image tridimensionnelle de vitesse dans les trois modèles. En fonction de la profondeur des anomalies, différentes causes peuvent être invoquées.

Dans la croûte la couverture sédimentaire ou la différence lithologique des roches peuvent provoquer des avances ou des retards aux temps de propagation.

Un peu plus en profondeur, à la limite croûte-manteau (Moho) la compensation isostatique des reliefs peut provoquer des anomalies.

Enfin la chaleur à l'intérieur de la Terre (mesurée à l'aide du flux de chaleur) est responsable des anomalies à la dimension de la lithosphère et même plus profondes.

3.1.a. - Corrélation avec la lithologie

La différence lithologique des roches en surface produit des anomalies dans la première couche des trois modèles, soit jusqu'à 40 km dans notre cas.

La couverture sédimentaire peut produire un retard sur la propagation des ondes P qui peut atteindre parfois la demi-seconde selon l'épaisseur et la vitesse des ondes P de cette couverture. Toutefois, les stations que nous avons utilisées sont toutes installées sur les massifs cristallins. Ainsi les blocs avec une couverture sédimentaire ne sont pas bien échantillonnés, parce que les rais ne traversent pas ces blocs près de la surface. Lorsque nous comparons les cartes des anomalies de vitesse avec la carte géologique (fig. IV.4), on constate que les bassins sédimentaires de la région ne montrent pas d'anomalies négatives. De ce fait la variation de vitesse de ces blocs serait due à des anomalies plus profondes autres que la couverture sédimentaire.

La vitesse des ondes sismiques varie en fonction de la composition chimique et de la densité des roches. Les roches basiques présentent des vitesses pour les ondes P plus rapides que les roches acides. La présence de roches basiques près de la surface provoquerait des avances aux temps de propagation et par conséquent des anomalies positives. De telles roches ultrabasiques (dunités, peridotites, pyroxénites) existent dans la région et forment des ceintures ophiolitiques de direction NW-SE (fig. IV.4). Ces roches montrent des vitesses qui peuvent être jusqu'à 1 km/s plus élevées que les vitesses des roches environnantes (Makris et Moller, 1977). Le problème qui se pose est de savoir si ces roches sont échantillonnées par les rais, auquel cas elles provoqueraient des anomalies. Toutefois, nous constatons que la vitesse des blocs est plus rapide aux endroits où ces roches affleurent.

3.1.b. - Corrélation avec l'isostasie

La gravimétrie, et notamment l'anomalie de Bouguer, montre que la masse des montagnes est compensée par un déficit de masse en profondeur. Au-dessus d'une surface horizontale, appelée niveau de compensation, la masse présente par unité d'aire, moyennée sur une région, est toujours la même. C'est la compensation, isostatique ou isostasie.

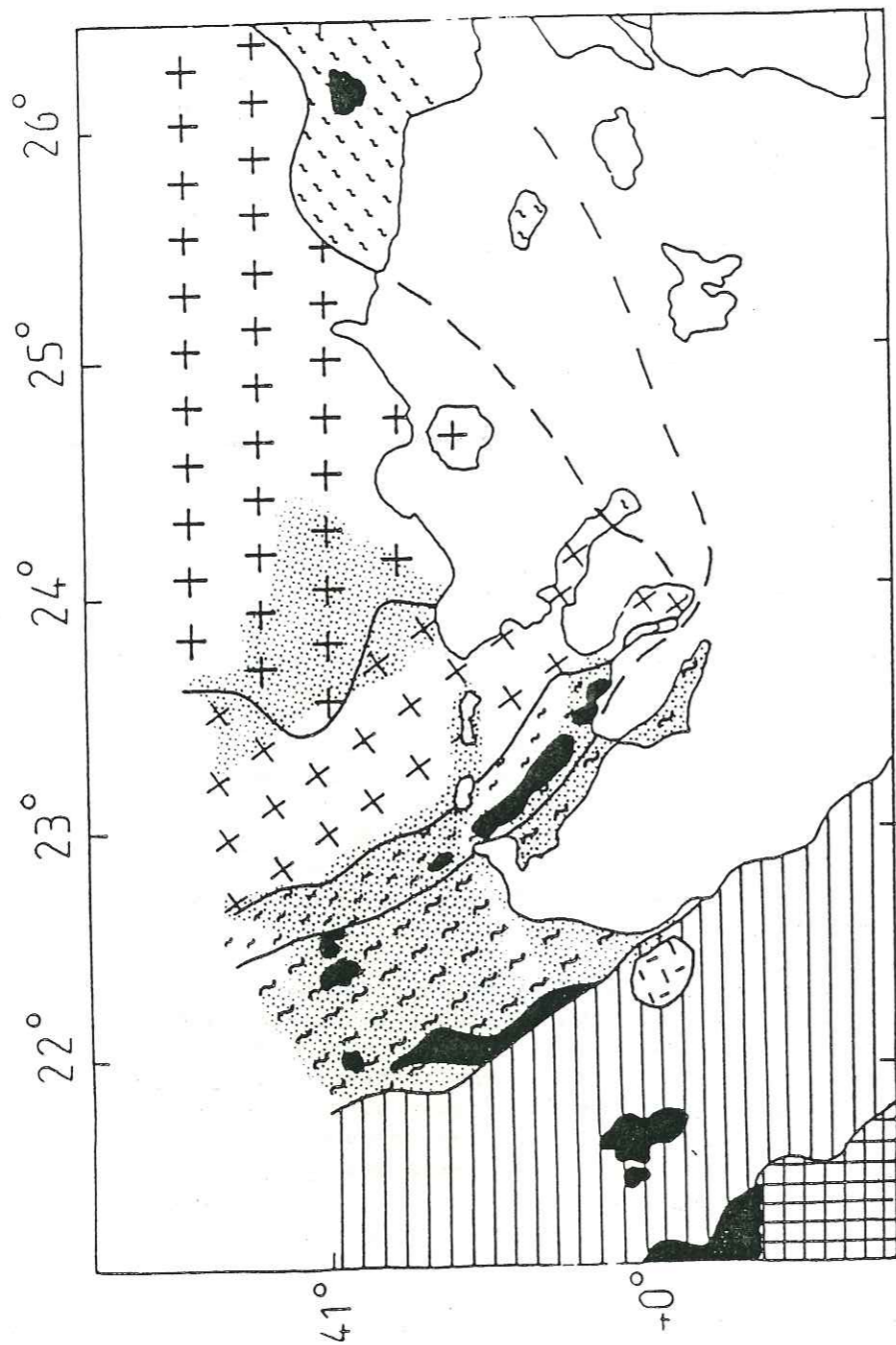


Figure IV.4 - Carte géologique de la Grèce du nord (d'après Jacobshagen et al., 1978). Les zones ombrées indiquent les bassins sédimentaires. Les zones noires les complexes ophiolitiques. Cf. figure I.7 de la première partie pour une description plus détaillée des formations géologiques.

Selon Airy-Venninng-Meinesz sous la montagne se trouvent des racines pénétrant dans un milieu plus dense. Ainsi un rai qui arrive à une station sismologique située sur un massif, traverse moins de distance dans la partie rapide de la lithosphère (manteau supérieur) et plus dans la partie lente (croûte). De ce fait il présente un retard et l'on observe une anomalie négative à cette station. Le retard sera fonction de l'altitude des reliefs et donc des racines. Pour fixer les idées, une montagne comme le Mont Olympe (2911 m), aux pieds de laquelle est située la station LIT aura une racine égale à

$$H = h \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \quad 1.$$

- H : épaisseur de la racine
- h : hauteur du relief
- ρ_m : densité du manteau supérieur, égale environ à 3.3 gr/cm³
- ρ_c : densité de la croûte, égale environ à 2.7 gr/cm³

D'où on trouve H égal à 13.0 km. Donc le retard maximum du à une telle racine sera

$$\Delta t = \frac{H}{V_{p_m}} - \frac{H}{V_{p_c}} \quad 2.$$

V_{p_m} : vitesse des ondes P sous la croûte égale à 7.90 km/s V_{p_c} : vitesse des ondes P dans la croûte égale à 6.5 km/s

D'où un Δt de -0.35 sec. Ainsi l'anomalie négative observée à la station LIT, pourrait être due à la compensation isostatique du Mont Olympe.

Nous pouvons faire le même calcul pour toutes les stations situées sur des reliefs, mais il faut préciser que ces résultats n'ont qu'une valeur relative.

En conclusion nous pensons que toutes les stations situées sur les reliefs, peuvent présenter un retard du à la compensation isostatique et que ce retard peut être accentué ou minimisé par d'autres facteurs.

3.1.c. - Corrélation avec le flux de chaleur

Des anomalies thermiques peuvent être évoquées pour expliquer les anomalies de vitesse (Hovland et al., 1981). En l'absence de mouvements de matière la chaleur migre à l'intérieur du globe des régions plus chaudes (profondes) vers les régions plus froides (en surface) par

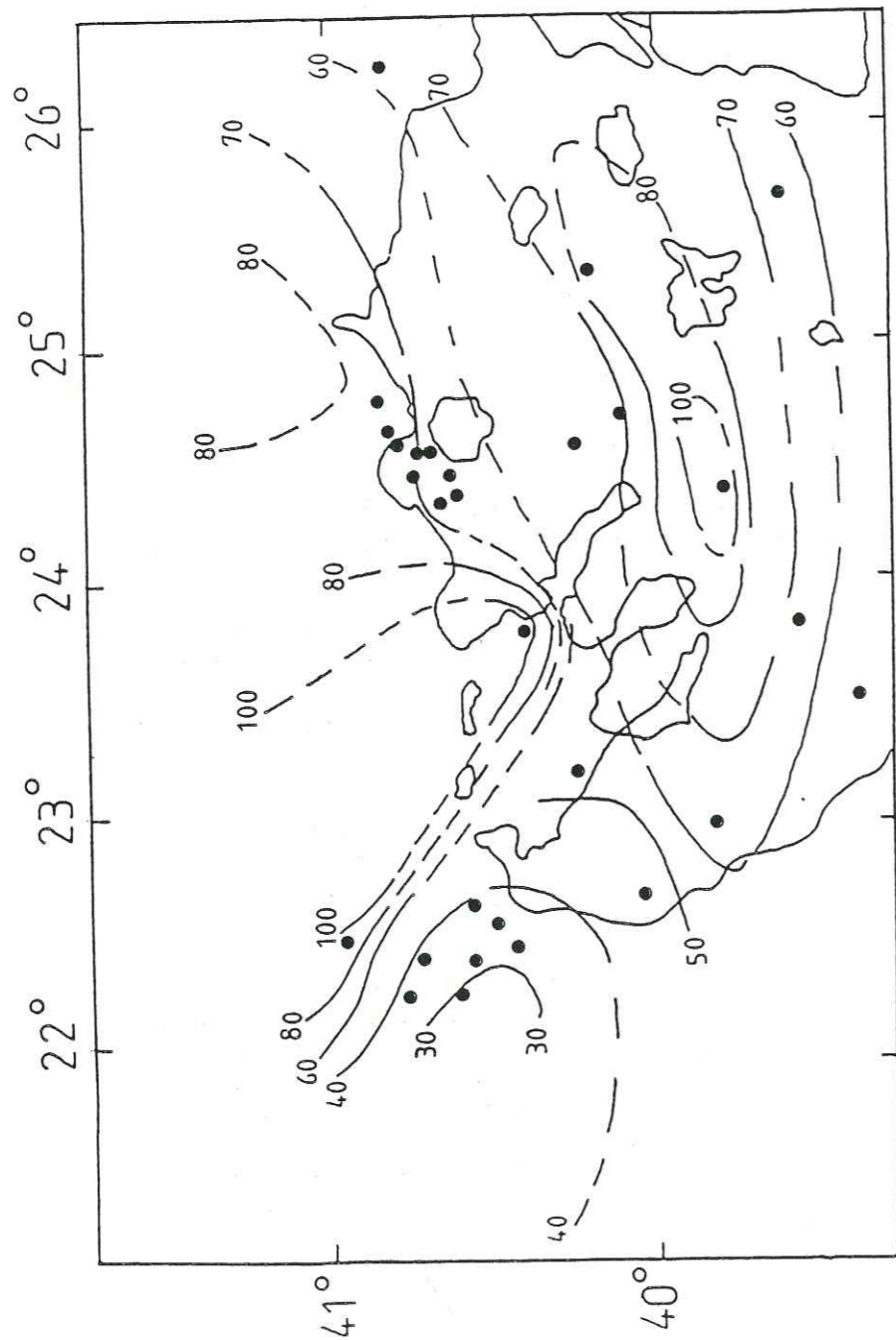


Figure IV.5 - Carte préliminaire de flux de chaleur de la Grèce du nord (d'après Fytikas et Kolios, 1979). Les isothermes sont en mW/m. Les points noirs indiquent l'emplacement des mesures.

conduction.

On appelle flux de chaleur la quantité Q , qui correspond à la quantité de chaleur ∂Q qui traverse une surface S à un temps ∂t . Si l'on envisage le cas où, à chaque instant t , la température T ne dépend que de la coordonnée z , le flux de chaleur s'écrit

$$Q = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad 4.$$

K : conductivité thermique
 $\frac{\partial T}{\partial z}$: gradient de température

Nous mesurons le flux en W/m (S.I.) ou en cal/s cm (C.G.S.), avec $1 \text{ cal/s} \times \text{cm}^2 = 1 \text{ HFU (Heat Flow Unit)} = 41.85 \text{ mW/m}^2$

Dans les zones tectoniquement actives les anomalies thermiques (e.g. zones de subduction, Mc Kenzie, 1969) sont diffusées en surface au bout de quelques 10 Ma. Donc le flux thermique que nous observons dans la région, représente les anomalies thermiques actuelles, et il est peu probable d'avoir des anomalies d'époques antérieures. La chaleur est directement liée à la vitesse des ondes P, laquelle s'élève lorsque la température s'abaisse. Christensen (1979) propose la relation suivante pour les roches ignées

$$\frac{\partial V_p}{\partial T} = -4.8 \cdot 10^{-4} \text{ km.s}^{-1} \text{ deg}^{-1} \quad 5.$$

Si l'on considère la conductivité thermique des roches dans la croûte égale à $K_{cr} = 2.51 \text{ W/m.deg}$ et la radioactivité dans la croûte égale à $A_{cr} = 1.29 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^3$, les températures à la base de la croûte (30 km) pour un flux de 100 mW/m^2 et un flux de 60 mW/m^2 seront de $956.6 \text{ }^\circ\text{C}$ et $478.3 \text{ }^\circ\text{C}$ respectivement.

Donc une variation de flux de 40 mW/m^2 entraîne une différence de $478.3 \text{ }^\circ\text{C}$ à la base de la croûte et par la (5) une variation de vitesse égale à -0.23 km/s ou -3.50% .

Nous pouvons faire le même calcul pour la base de la lithosphère (90 km), en considérant que

- la conductivité thermique des roches dans la lithosphère inférieure est égale à $K = 2.93 \text{ W/m.deg}$.
- la radioactivité est égale à $A = 1.674 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^3$
- à $1200 \text{ }^\circ\text{C}$ commence la LVZ

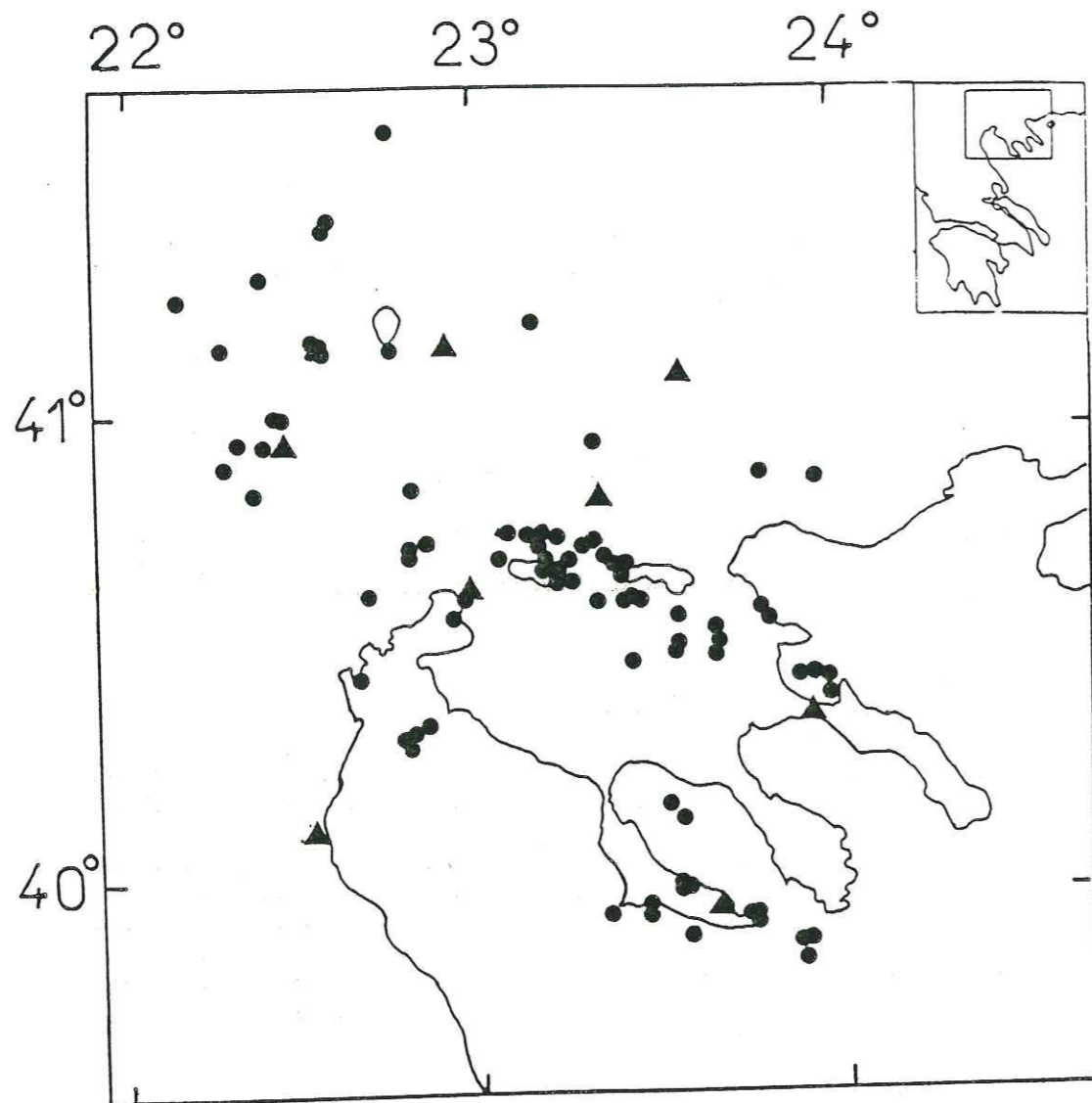


Figure IV.6 - Carte de sismicité de la Grèce du nord (d'après Skordylis, 1985). Les séismes ($M_1 > 3.5$) ont été localisés par le réseau local pour la période de 1.1.1981 au 31.12.1984.

--la température à 200 km de profondeur ne dépasse pas les 1500 °C.

Dans ce cas pour un flux $Q=100 \text{ mW/m}^2$ et avec un gradient constant ($dt/dz=1.89$) entre 41.6 km (1200 °C) et 200 km (1500 °C) de profondeur, nous aurons à 90 km une température égale à 1291.5 °C.

Pour un flux $Q=60 \text{ mW/m}^2$ la température à 90 km de profondeur sera de 904.2 °C.

Donc pour une variation de température de 387.2 °C (1291.5-904.3) nous aurons à la base de la lithosphère une variation de vitesse égale à -0.18 km/s ou -2.31%.

Si l'on compare la carte géothermique de la région, fig. IV.5 (Fytikas et Kolios, 1979; Jongsma, 1974; Erikson, 1970) avec les cartes des anomalies de vitesse, nous remarquons qu'il existe une bonne corrélation entre les zones chaudes et les anomalies négatives et vice versa. Une grande partie donc des variations dans la lithosphère, peut être expliquée à l'aide du flux de chaleur.

3.1.d. - Corrélation avec la sismicité locale

La région subit actuellement une extension de direction environ N-S. Cette extension entraîne une sismicité locale superficielle -crustale- très importante (fig. IV.6)

Si l'on compare la carte de sismicité avec les cartes des anomalies de vitesse dans la croûte, nous observons une corrélation remarquable. Les zones sismiques présentent des anomalies négatives, alors que les zones avec d'anomalies positives semblent être moins actives sismiquement. Notamment le chenal de vitesse positive de direction SW-NE localisé au nord-ouest des stations THE et SOH, se corrèle parfaitement avec une lacune de sismicité locale.

Nous pensons que cette corrélation entre la sismicité et les anomalies de vitesse peut être expliquée de la façon suivante. Les régions les plus sismiques montrant un taux d'extension crustale plus grand, il faut supposer qu'elles ont un flux de chaleur plus élevé et par conséquent des vitesses plus lentes.

3.2. - Asthénosphère

Les anomalies de vitesse observées dans l'asthénosphère présentent une image tridimensionnelle complètement inversée par rapport à l'image observée dans la lithosphère. D'autres causes, comme le changement de phase des minéraux -voir même la composition chimique- à certains niveaux du manteau supérieur peuvent être invoquées.

Une discontinuité importante avec augmentation de la vitesse des ondes P a été observée entre 220+30 km de profondeur, à plusieurs

endroits du globe comme les Etats-Unis (Carder et Bailey, 1958; Lehmann, 1962; Adams, 1968; Helmberger et Wiggins, 1971), France (Steinmetz et al., 1974) ou SE de l'Europe (Mayer-Rosa et Mueller, 1973). Ces derniers ont trouvé que cette discontinuité existe près de la région étudiée. On appelle cette discontinuité, discontinuité de Lehman et elle est due à une augmentation de densité d'environ 3%. Selon Anderson (1979) cette augmentation serait due au remplacement de la peridotite par l'éclogite (plus dense). Cette explication est contestée par Lliboutry (1982) qui voit ici seulement la base de la LVZ de manteau supérieur ?

Des ondulations importantes du niveau de la discontinuité de Lehman, liées à des variations latérales de température ne sont pas à exclure (Lliboutry, 1982). Cette discontinuité peut donc provoquer des variations latérales de vitesse très importantes.

Une autre cause, très souvent invoquée pour interpréter les variations latérales à ce niveau de l'asthénosphère sont les plaques plongeantes. Ces plaques provoquent des anomalies de vitesse positives. Il est intéressant de constater qu'une anomalie positive existe dans l'asthénosphère. Cette anomalie a une direction NE-SW et plonge vers le NW avec un pendage de 50° à 60°.

Il faudrait souligner que cette anomalie a la même direction que la fosse Nord-Egée. Le prolongement de cette anomalie vers la surface arrive au niveau de la fosse. Des séismes profonds -entre 100 et 200 km- ont été localisés sous la fosse par Papazachos (1976), qui a mis en évidence une zone de Benioff avec une direction E-W plongeant vers le nord. Toutefois cette zone de Benioff ne coïncide pas avec nos anomalies de vitesse.

Des études géophysiques complémentaires (i.e. facteur de qualité Q) seraient souhaitables pour avoir des renseignements supplémentaires.

4. - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les causes de variation de vitesse sont différentes selon qu'on se situe dans la lithosphère (0-90 km) ou l'asthénosphère (90-250 km).

Pour la lithosphère nous pensons que

- La couverture sédimentaire n'influe pas sur la variation de la vitesse des ondes P, parce que les blocs contenant de la couverture sont peu ou pas échantillonnés.

- La différence du chimisme des roches (acides - basiques) peut provoquer des variations, si les blocs où ces différences existent sont bien échantillonnés.

- La compensation isostatique influence de façon très sensible les variations, au niveau de la discontinuité du Moho.

- Le flux de chaleur est responsable des variations des ondes P, sur toute la lithosphère.

- Les zones actives -sismicité importante avec extension régionale intense- montrent un flux de chaleur plus élevé et des variations de vitesse négatives.

Pour l'asthénosphère nous pensons que

- Les anomalies thermiques connues ne semblent pas influencer les variations de vitesse.

- Les changements de phases des minéraux peuvent provoquer des discontinuités -telle la discontinuité de Lehmann- et par conséquent des variations latérales de vitesse.

L'inversion de l'image tridimensionnelle de vitesse constatée entre la lithosphère et l'asthénosphère, nous amène à conclure que l'extension de la région, et peut être de la mer Egée dans son ensemble, est un phénomène crustal, voir même lithosphérique, dans lequel l'asthénosphère n'interviendrait pas.

Un certain nombre d'études complémentaires serait souhaitable pour compléter ce travail.

En premier lieu il serait intéressant de refaire une inversion, d'ici quelques années en ajoutant tous les séismes qui auront lieu entre temps, espérant ainsi obtenir une couverture azimuthale plus complète. Bien évidemment une augmentation du nombre des stations, donnerait une image beaucoup plus précise de la croûte, mais une telle augmentation ne semble pas possible actuellement.

Dans un autre domaine, des mesures de flux de chaleur plus nombreuses, donneront des isothermes plus précis, qu'il sera beaucoup plus facile à corrélérer avec les anomalies de vitesse.

Enfin, d'autres études sismologiques, comme le calcul du facteur de qualité Q, donneront des renseignements importants sur l'intérieur de la Terre sous le réseau.

ANNEXE

- 1 : Nombre des rais
- 2 : Perturbation de vitesse en %
- 3 : Résolution
- 4 : Erreurs en %

1.	2.
3.	4.

										1	0.0								
										0.0	0.0								
										84	-4.2	65	1.3	2	0.0	84	-1.9	43	-1.7
										0.6	0.70	0.4	0.60	0.1	0.20	0.6	0.60	0.3	0.6
										2	0.5	78	-2.6	30	1.4				
										0.1	0.20	0.7	0.60	0.4	0.8				
										2	0.0	1	0.0						
										0.1	0.20	0.0	0.0						
										2	0.3	3	-0.2	5	0.8	6	1.9		
										0.1	0.20	0.0	0.20	0.2	0.60	0.2	0.5		
										2	0.0	1	0.0						
										0.1	0.20	0.0	0.0						
										5	-1.4	68	-3.8						
										0.2	0.60	0.7	0.6						
										2	0.5								
										0.1	0.1								
										4	-1.1	43	-6.4	7	-0.8				
										0.1	0.20	0.4	0.70	0.1	0.2				
										2	-0.4	6	0.2						
										0.1	0.20	0.1	0.2						
										3	2.2	61	-0.3	1	0.0				
										0.1	0.40	0.6	0.70	0.0	0.0				
										10	-1.1	60	-0.7						
										0.5	0.90	0.6	0.6						
										1	0.0	6	-0.8						
										0.0	0.00	0.1	0.2						
										2	0.5								
										0.0	0.1								
										8	0.5	47	-4.4	1	0.0				
										0.3	0.70	0.6	0.60	0.0	0.0				
										1	0.0								
										0.0	0.0								

1.1.

										1	0.0	12	-3.6	37	-1.2	4	-0.4	12	-0.4
										0.0	0.00	0.3	0.70	0.3	0.70	0.1	0.40	0.1	0.50
										1	0.0	12	-3.3	33	4.4	18	0.6	68	0.4
										0.0	0.00	0.1	0.40	0.3	0.80	0.1	0.50	0.5	0.80
										2	0.6	4	1.3	30	-4.4	59	3.1	5	-1.9
										0.1	0.20	0.2	0.50	0.2	0.60	0.4	0.70	0.2	0.60
										1	0.0	1	0.0	6	0.8	8	1.0	34	-2.2
										0.0	0.00	0.0	0.00	0.3	0.80	0.3	0.80	0.4	0.70
										1	0.0	6	0.1	51	-1.2	12	-0.4	4	-1.4
										0.0	0.00	0.1	0.20	0.4	0.80	0.3	0.70	0.1	0.50
										1	0.0	1	0.0	4	0.5	5	1.5	3	-0.3
										0.0	0.00	0.0	0.00	0.2	0.50	0.2	0.60	0.1	0.40
										6	-1.9	30	0.5	2	1.0				
										0.2	0.50	0.3	0.60	0.2	0.6				
										2	0.0	3	0.1	4	0.1	43	-2.2	11	-2.5
										0.0	0.10	0.2	0.50	0.1	0.40	0.3	0.60	0.0	0.0
										1	0.0								
										0.0	0.1	0.40	0.1	0.3					
										2	2.1	3	-0.4	22	-0.3	10	-3.4	1	0.0
										0.1	0.40	0.2	0.40	0.3	0.60	0.3	0.70	0.0	0.0
										1	0.0								
										0.00	0.1	0.20	0.0	0.0					
										1	0.0								
										0.0	0.0								

1.2.

3.1.

3.2.

3.3.

3.4.

REFERENCES

- Adams, R.D., 1968. Early reflection of PP as an indication of upper mantle structure. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1933-1947.
- Agarwal, N.K., Jacoby, W.R. and Berkherman, H., 1976. Teleseismic P-wave travel-time residuals and deep structure of the Aegean sea region. *Tectonophysics*, 31, 33-57.
- Aki, K., 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.*, 84, 6140-6148.
- Aki, K., 1979. Three dimensional seismic velocity anomalies and their relation to local seismicity. *Tectonophysics*, 56, 85-88.
- Aki, K., Christofferson, A. and Husebye, E., 1976. Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana Lasa. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 501-524.
- Aki, K., Christofferson, A. and Husebye, E.S., 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 82, 277-296.
- Aki, K. and Lee, W.H., 1976. Determination of three dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrivals times from local earthquakes. 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods.* W.H. Freeman & Co, San Francisco.
- Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting.* Oliver & Boyd. Edinburg.
- Anderson, D.L., 1979. The deep structure of continents. *J. Geophys. Res.*, 84, 7555-7560.
- Andropoulos, B., Elefteriou, A. and Mouyaris, N., 1983. Geological, tectonic and macroseismic study of the area between Thessaloniki and Volvi area. IN Papazachos, B.C., Carydis, P.G. (editors). *The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence.* 77-117.
- Angelier, J. et Le Pichon, X., 1980. Néotectonique horizontale et verticale de l'Egée : subduction et expansion. IN *Géologie des chaînes alpines.* 249-260.
- Angelier, J. et Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie : La méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 1309-1318.
- 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.*, t. X, et Thèse Paris.
- Aubouin, J., Brunn, J.H., Celet, P., Dercourt, J., Godfriaux, I. et Mercier, J., 1963. Esquisse de la géologie de la Grèce. *Livre Mémoire Professeur Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr.*, 383-610.
- Backus, G. et Gilbert, J.F., 1967. Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 13, 247-276.
- Backus, G. et Gilbert, J.F., 1968. The resolution power of gross earth data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 16, 169-205.
- Backus, G. et Gilbert, J.F., 1969. Constructing P-velocity models to fit restricted sets of travel time data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1047-1414.
- Backus, G. et Gilbert, J.F., 1970. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 266, 123-192.
- Barker, J.S. and Langston, C.A., 1981. Inversion of teleseismic body waves for the moment tensor of the Thessaloniki, Greece, earthquake. *Bull.*

Seism. Soc. Am., 71, 1423-1444.

Ben-Israel, A. et Grenville, T.N.E., 1974. Generalized Inverses : Theory and Applications. John Wiley, N.Y.

Berberian, M., 1982. Aftershock tectonics of the 1978 Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake sequence : a documented active "thin and thick-skinned tectonic" case. Geophys. J. R. astr. Soc., 68, 499-530.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. et Le Pichon, X., 1976. La genèse de la Méditerranée. La Recherche, 71, 811-822.

Bott, M.H., 1976. Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. Tectonophysics, 36, 77-86.

Brun, J.P., Choukroune, P. et Faugères, E., 1985. Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal : application aux marges passives. Bull. Soc. géol. Fr., 8, 139-144.

Brunn, J.H., 1956. Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Thèse Paris et Ann. géol. Pays Hell., t VII.

Buland, R., 1976. The mechanics of locating earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 66, 173-187.

Bullen, K.E., 1937. The ellipticity correction to travel-times of P and S earthquake waves. Month. Notic. Roy. Astr. Soc., 4, 143-157.

Carder, D. et Bailey, L., 1958. Seismic wave travel-time from nuclear explosions. Bull. Seism. Soc. Am., 48, 377-398.

Caristan, Y., 1982. The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase. J. Geophys. Res., 87, 6781-6790.

Carver, D. and Bollinger, G.A., 1981. Aftershocks of the June 20, 1978 Greece, earthquake : a multimode faulting sequence. Tectonophysics, 73, 343-363.

Carver, D., and Bollinger, G.A., 1983. Distribution of the seismicity related to the June 20, 1978, Ms=6.5 northern Greece earthquake. IN Papazachos, B.C., and Carydis, P.G., (editors). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence. 133-149.

Chatelain, J.L., 1978. Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables : la région Hindu-Kush, Pamir. Thèse 3ème Cycle, I.R.I.G.M., Grenoble.

Chen, W.P. et Molnar, P., 1983. The depth distribution of intracontinental and intraplate earthquakes and its implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. J. Geophys. Res. 88, 4183-4214.

Chinnery, M.A., 1966. Secondary faulting, I. Theoretical aspects. Can. J. Earth. Sci., 3, 163-174.

Chou, C.W. et Booker, J.R., 1979. A Backus-Gilbert approach to inversion of travel-times data for three dimensional structure. Geophys. J. R. astr. Soc., 59, 325-344.

Christensen, N.I., 1979. Compressional wave velocities in rocks at high temperatures and pressures critical thermal gradient and crustal low velocity zones. J. Geophys. Res., 84, 6849-6858.

Christofferson, A. et Husebye, E.S., 1979. On three-dimensional inversion of P-waves time residuals : Option for Geological modeling. J. Geophys. Res., 84, 6168-6176.

Clearly, J.R. et Hales, A.L., 1966. An analysis of the travel times of P waves to North American stations, in the distance range 32° to 100°. Bull. Seism. Soc. Am., 56, 467-489.

Côte, P., 1983. Imagerie sismique : Inversion en vitesse et en facteur de qualité de mesures de transparence sonique entre forages. Application du contrôle des injections. Thèse 3ème Cycle, I.R.I.G.M., Grenoble.

Crosson, R.S., 1976. Crustal structure modelling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity

parameters. J. Geophys. Res., 81, 3036-3046.

Das, S. and Aki, K., 1977. Fault plane with barriers : a versatile earthquake model. J. Geophys. Res., 82, 5658-5670.

Delibasis, N.D., 1982. Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Aegean region. Paleoph., 120, 820-839.

Deschamps, A., Iannaccone, J., and Scarpa, R., 1984. The Umbrian earthquake (Italy) of September 1979., Ann. Geophys., 2, 29-36.

Deschamps, A. and King, G.C., 1984. Aftershocks of the Campania-Lucania (Italy) earthquake of 23 November 1980. Bull. Seism. Soc. Am., 74, 2483-2516.

Dewey, J.F., and Sengor, A.M., 1979. Aegean and surrounding regions : complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull., 90, 84-92.

Drakopoulos, J., and Delibasis, N., 1982. The focal mechanisms of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. University of Athens, Seism. Laboratory, publ. no 2.

Eaton, J.P., O'Neil, M.E., Murdock, J.N., 1970. Aftershocks of the 1966 Parkfield-Chaloma, California earthquake : a detailed study. Bull. Seism. Soc. Am., 60, 1151-1198.

Ellsworth, W.L. et Zandt, G., 1976. Programm THREEED : Inversion of teleseismic travel time residuals for three-dimensional velocity structure.

Ellsworth, W.L. et Koyanagi, Y.R., 1977. Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii. J. Geophys. Res., 82, 5379-5395.

Ellsworth, W.L., and Roecker, S.W., 1981. Sensivity of the earthquake location problem to the network geometry. IN Seismicity and Tectonics of the Pamir-Hindu-Kush region of Central Asia, by Roecker, S.W. Ph. D. Thesis, M.I.T.

Erickson, I.J., 1970. The measurements and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black sea. Ph. D. Thesis, M.I.T., Cambridge Mass.

Faugères, L., 1975. Recherches géomorphologiques en Grèce septentrionale (Macédoine centrale, Macédoine occidentale). Thèse, Univ. Paris IV.

Fountoulis, D., 1980. Etude néotectonique et séismotectonique du bassin de Langadha (Macédoine, Grèce). Thèse 3ème Cycle, Univ. de Paris-sud.

Franklin, J.N., 1970. Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems. J. Math. Anal. Appl., 31, 682-716.

Fytikas, M.D. et Kolios, N.P., 1979. Preliminary Heat Flow Map in Greece. IN Terrestrial Heat Flow in Europe. V. Carmek and L. Ryback (editors). Berlin, Heidelberg. p. 197-205.

Geiger, L., 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. Bull. of St Louis University, 8, 56-71.

Goula, X., 1978. Structure du manteau supérieure dans la partie convexe de l'arc des nouvelles Hebrides. Thèse 3ème Cycle, I.R.I.G.M., Grenoble.

Goula, X. et Pascal, G., 1979. Structure of the upper mantle in the convex side of the New Hebrides island arc. Geophys. J. R. astr. Soc., 58, 145-167.

Grange, F., 1983. Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au sud du Pérou. Thèse 3ème Cycle, I.R.I.G.M., Grenoble.

Grasso, J.R., 1981. Inversion des anomalies de propagation des ondes sismiques : Inverse stochastique et programmation linéaire. Application aux Nouvelles Hebrides (zone de subduction) et aux Pyrénées (Arudy). Thèse Docteur Ingénieur, I.R.I.G.M., Grenoble.

Grasso, J.R., 1983. Three-dimensional velocity image of a barrier associated with a moderate pyrenean earthquake. Geophys. Res. Letters, 3,

229-232.

- Grasso, J.R., Cuer, M. et Pascal, G., 1983. Use of two inverse techniques. Application to a local structure in the New Hebrides island arc. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 75, 437-472.
- Gregersen, S., 1977. P-wave travel time residuals caused by a dipping plate in the Aegean arc in Greece. *Tectonophysics*, 37, 83-93.
- Hatzfeld, D., Roecker, S.W. et Nabalek, J., Tucker, B., 1985. Seismicity in the Garm region of Central Asia : Deformation in a zone of continental convergence. *Soumis à*
- Helmberger, D. et Wiggins, R.A., 1971. Upper mantle structure of midwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 76, 3229-3245.
- Hovland, J., Gubbins, D. et Husebye, E.S., 1981. Upper mantle heterogeneities beneath Central Europe. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 66, 261-284.
- Hubbert, M.K., 1961. Mechanical basis for certain familiar geological structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 62, 355-372.
- Husebye, E.S., Christofferson, A., Aki, K. et Powell, C., 1976. Preliminary results on the 3-dimensional seismic structure of the lithosphere under the U.S.G.S. Central California Seismic Array. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 46, 319-340.
- Iyer, H.M., Evans, J.R., Zandt, G., Stewart, R.M., Coakley, J. et Roloff, J., 1981. A deep magma body under the Yellowstone caldera : Delineation using teleseismic P-wave residuals and tectonic interpretation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 792-798.
- Jackson, J.A., 1980. Errors in focal depth determination and the depth of seismicity in Iran and Turkey. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 61, 285-301.
- Jackson, J.A., Gagnepain, J., Houseman, G., Papadimitriou, P., Soufleris, C., and Virieux, J., 1982. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece) : the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 377-397.
- Jackson, J.A., King, G. et Vita-Finzi, C., 1982. The neotectonics of the Aegean : an alternative view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 303-318.
- Jackson, J.A. et Eyidogan, H., 1985. Low angle normal faulting in earthquakes. *Abs. in Terra cognita*, 5, 171.
- Jackson, J.A. et McKenzie, D., 1983. The geometrical evolution of normal fault system. *J. Struct. Geol.*, 5, 471-482.
- Jacobshagen, V., Richet, D., and Makris, J., 1978. Alpidic development and structure of the Peloponnessus. IN Closs, H., Roeder, D., and Schmidt, K., (editors). Alps, Appennines, Hellenides. 415-423.
- Jacoby, W.R., Agarwal, N.K. et Berkhemer, H., 1978. Crustal and upper mantle structure of the Aegean Arc from travel time residuals and gravity. IN Closs, H., Roeder, D. and Schmidt, K., (editors). Alps, Appennines, Hellenides. 401-406.
- James, D.E., Sackes, I.S., Lazo, E. et Aparicio, P., 1969. On locating local earthquakes using small networks. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1201-1212.
- Jeffreys, H. et Bullen, K.E., 1940. Seismological tables. British Assoc. Advancement of Sci., Gray-Milne Trust, London.
- Jongsma, D., 1974. Heat flow in the Aegean sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 37, 337-346.
- Jordan, T.H. et Franklin, J.N., 1971. Optimal solution to a linear inverse problem in geophysics. *Proced. of the Nat. Acad. of Sci.*, 68, 291-293.
- Kaufmann, G., 1976. Perm und Trias im ostlichen Mittelgriechenland und auf einigen agaischen Inseln. *Z.d.t. geol. Ges.*, 127, 387-398.

- King, G.C. and Yielding, G., 1984. The evolution of a thrust fault system : processes of rupture initiation, propagation and termination in the El-Asnam (Algeria) earthquake. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 915-939.
- Kisslinger, C. et Engdahl, E.R., 1973. The interpretation of the Wadati diagram with relaxed assumption. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1723-1736.
- Kockel, F. and Walther, W.H., 1965. Strimonlinie als Grenze zwischen Serbomazedonischen und Rila-Rhodope massiv in ost-Mazedonien. *Geol. Jb.*, 83, 575-602.
- Kockel, F. et Walther, H.W., 1968. Zur geologischen Entwicklung der sudlichen Serbomazedonischen massivs (Nordgriechenland). *Bulg. Akad. Sc. Bull. Geol. Inst. Ser. Geot. Str. Lyth.*, 17, 133-142.
- Kockel, F., Mollat, H. and Walther, H.W., 1971. Geologie das Serbomazedonischen massivs und seines mesozoischen rahmen (Nordgriechenland). *Geol. Jb.*, 89, 529-551.
- Kockel, F., Mollat, H., and Walther, W.H., 1977. Geologische Karte der Chalkidiki und Angrenzender Gebiete, 1:100,000 (Nord Griechenland).
- Kulhanek, O., and Meyer, K., 1979. Source parameters of the Volvi-Langadhas earthquake of June 20, 1978 deduced from body-wave spectra at stations Uppsala and Kiruna. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1289-1294.
- Kulhanek, O., and Meyer, K., 1983. Spectral study of the June 20, 1978 Thessaloniki earthquake. IN Papazachos, B.C., and Carydis, P.G., (editors). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence. 186-199.
- Lanzos, C., 1961. Linear Differential Operators. Chap. 3, Van Nostrand, N.Y.
- Lee, W.H. and Lahr, J.E., 1975. HYPO71 a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv., Open File Rep., 75-331.
- Lehmann, I., 1962. The travel time of the longitudinal waves of the Logan and Blanca atomic explosions and their velocities in the upper mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 519-526.
- Le Pichon, X., and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Levenberg, K., 1944. A method for the solution of certain non-linear problem is least-squares. *Quart. Appl. Math.*, 2, 164-168.
- Lliboutry, L., 1982. Tectonique et Géodynamique. Une synthèse géologie structurale géophysique interne. Editions Masson. Paris.
- Lyberis, N., 1984. Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur, Thèse, Université de Paris VI.
- Lyberis, N. and Deschamps, A., 1982. Sismotectonique du fossé Nord-Egéen relation avec la faille Nord-Anatolienne. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, 295, 625-628.
- Makris, J., 1977. A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. *Tectonophysics*, 36, 339-346.
- Makris, J., 1978a. A geophysical study of Greece based on : Deep seismic soundings, gravity and magnetics. IN Alps, Appennines, Hellenides. Closs, H., Roeder, D., Schmidt, K. (editors). Stuttgart, 392-401.
- Makris, J., 1978b. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic sounding. *Tectonophysics*, 46, 269-284.
- Makris, J., 1978c. Some geophysical considerations on the geodynamic situation in Greece. *Tectonophysics*, 46, 251-268.
- Makris, J. et Moller, L., 1977. Geophysical studies of the Chalkidiki ophiolites and their tectonic implications. IN VI Colloquium on the geology of the Aegean region. 633-643.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of non

- linear parameters. *J. Soc. ind. appl. Math.*, 11, 431-441.
- Mattauer, M., 1980. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Ed. Hermann. Collection Paris Methodes. p. 493.
- Mayer-Rosa, D. et Mueller, S., 1973. The gross velocity-depth distribution of P and S waves. *Zeits. Geophys.*, 39, 395-420.
- McKenzie, D., 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motion. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 18, 1-32.
- McKenzie, D., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-242.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, 217-254.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 40, 25-32.
- Mercier, J.L., 1966. Etude géologique des zones internes des hellénides en Macédoine centrale. Thèse Paris and *Ann. Géol. Pays Helléniques*, t XX, p. 792.
- Mercier, J.L., 1976. La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple : L'arc Egéen (Méditerranée orientale). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 18, 323-346.
- Mercier, J.L., 1977. Principal results of a neotectonic study of the Aegean Arc and its localisation within the Eastern Mediterranean. IN VI Colloquium on the geology of the Aegean region.
- Mercier, J.L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc : Comparison with the Andean Cordillera of south Peru - North Bolivia. *Philos. Trans. R. Soc.*, London, 300, 337-355.
- Mercier, J.L., 1983. Some remarks concerning the paper "The neotectonics of the Aegean : an alternative view" by J.A. Jackson, G. King and C. Vita-Finzi. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 321-325.
- Mercier, J.L., Carey, E., Philip, H. and Sorel, D., 1975-76. La néotectonique plio-quaternaire de l'arc Egéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la sismicité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 355-372.
- Mercier, J.L., Delibasis, N., Gauthier, A., Jarride, J.J., Lemeille, F., Philip, H., Serbier, M. et Sorel, D., 1979a. La néotectonique de l'arc Egéen. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 21, 67-92.
- Mercier, J.L., Mouyaris, N., Simeakis, C., Roundoyannis, T., Angelidis, C., 1979b. Intraplate deformation : a quantitative study of the faults activated by the 1978 Thessaloniki earthquake. *Nature*, 278, 45-48.
- Mercier, J.L., Carey-Gailhardis, E., Mouyaris, N., Simeakis, C., Roundoyannis, T., Angelidis, C., 1983a. Structural analysis of recent and active faults and regional state in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquakes, (Northern Greece). *Tectonics*, 2, 577-600.
- Mercier, J.L., Carey, E., Simeakis, C., Fountoulis, D., Mouyaris, N., Roundoyannis, T. and Angelidis, D., 1983b. Etude des failles néotectoniques et sismiques de la région épacentrale des séismes (Mai-Juin 1978) de Thessaloniki (Grèce). IN Papazachos, B.C., and Carydis, P.G., (editors). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence. 29-76.
- Minster, J.B. et Jordan, T.H., 1978. Present plate-motion. *J. Geophys. Res.*, 88, 5331-5354.
- Mitchell, B.J., Cheng, C.C. et Stauder, W., 1977. A three dimensional model of the lithosphere beneath the New-Madrid seismic zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1061-1074.
- Mountrakis, D., Psilovikos, A., and Papazachos, B.C., 1983. The geotectonic regime of the Thessaloniki earthquakes. IN Papazachos, B.C., and

- Carydis, P.G., (editors). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence. 11-27.
- Mugnier, J.L., 1984. Déplacements et déformations dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation. Exemple du Jura. Thèse Docteur Ingénieur, I.R.I.G.M., Grenoble.
- Oppenheimer, D.H. et Herkenhoff, K.E., 1981. Velocity-Density properties of the Lithosphere from 3D modeling at the Geysers Clear Lake region. California. *J. Geophys. Res.*, 86, 6057-6065.
- Ouyed, M., 1981. Le tremblement de Terre d'El Asnam du 10 Octobre 1980. Etude des répliques. Thèse 3ème Cycle, I.R.I.G.M., Grenoble.
- Ouyed, M., Yielding, G., Hatzfeld, D., King, G.C., 1983. An aftershock study of the El-Asnam (Algeria) earthquake of 1980 october 10. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 73, 605-639.
- Panagiotopoulos, D., 1984. Temps de parcours et structure de la croûte des Balkans (en Grec, résumé en Anglais). Ph. D. Thesis, Université de Thessaloniki. Grèce.
- Papazachos, B.C., 1969. Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europe and eastern Mediterranean sea. *Pure Appl. Geophys.*, 75, 47-55.
- Papazachos, B.C., 1976. Seismotectonics of the northern Aegean area. *Tectonophysics*, 33, 199-209.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E. et Drakopoulos, J.C., 1966. Preliminary results of an investigation of crustal structure in Southeastern Europe. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 1241-1268.
- Papazachos, B.C. et Comninakis, P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533.
- Papazachos, B.C. et Comninakis, P.E., 1978. Deep structure and tectonics of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 46, 285-296.
- Papazachos, B.C., Mountrakis, A., Psilovikos, A., Leventekis, G., 1979. Surface fault-plane traces and fault-plane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece. *Tectonophysics*, 53, 171-183.
- Papazachos, B.C., and Comninakis, P.E., 1982. A Catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980. University of Thessaloniki, Geophysical Laboratory., Publication No 5, pp. 1-145.
- Papazachos, B.C., Tsapanos, T.M., and Panagiotopoulos, D.G., 1982. A premonitory pattern of earthquakes in northern Greece. *Nature*, 296, 232-235.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M., and Rocca, A.C., 1984. Seismic faults in the Aegean area. *Tectonophysics*, 106, 71-85.
- Paquin, C., Froidevaux, J., Bloyet, J. et Angelidis, C., 1982. Tectonic stresses on the mainland of Greece. *Tectonophysics*, 8, 17-26.
- Pavlis, G.L. et Booker, J.R., 1980. The mixed discrete continuous inverse problem : Application to the simultaneous determinations of earthquake hypocenters and velocity structure. *J. Geophys. Res.*, 85, 4801-4810.
- Poupinet, G., 1977. Hétérogénéités du manteau terrestre déduites de la propagation des ondes de volume. Implications Géodynamiques. Thèse d'Etat, I.R.I.G.M., Grenoble.
- Proffett, J.M., 1977. Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature of Basin and Range faulting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 247-266.
- Psilovikos, A., 1977. Paleogeographic development of the basin and the lake of Mygdonia (Langadha and Volvi area, Greece) (en Grec, résumé en Anglais). Ph. D. Thesis., University of Thessaloniki.
- Psilovikos, A., 1984. Geomorphological and structural modification of the Serbomacedonian massif during the neotectonic stage. *Tectonophysics*,

110, 27-45.

Reasenber, P., and Ellsworth, W.L., 1982. Aftershocks of the Coyote Lake, California, earthquake of August 6, 1979 : a detailed study. *J. Geophys. Res.*, 87, 637-655.

Reasenber, P., Ellworth, W. et Walter, A., 1980. Teleseismic evidence for a low velocity body under the Coso geothermal area. *J. geophys. Res.*, 85, 2471-2483.

Ritsema, A.R., 1974. The earthquake mechanisms of the Balcan region, Roy. Netherl. Meteorol. Inst. De Bilt, scientific report, 74-4.

Roecker, S.W., 1982. Velocity structure of the Pamir Hindu-Kush region : Possible evidence of subducted crust. *J. Geophys. Res.*, 87, 945-959.

Romanowicz, B., 1979. Seismic structure of the upper mantle beneath the United States by 3D inversion of body wave arrival times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57, 479-506.

Romanowicz, B., 1980. A study of large lateral variations of P velocity beneath western Europe. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63, 217-232.

Schartz, F.J. and Simmons, G., 1972. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures. *J. Geophys. Res.*, 35, 6966-6983.

Schmitt, D.P., 1982. Etude de la sismicité instrumentale de la mer Ligure. Rapport d'activité Technique. 85 pages.

Skordylis, E.M., 1985. Microseismic study of the Servomacedonian zone and the surrounding area (en Grec, résumé en Anglais). Ph. D. Thesis, Univ. of Thessaloniki, Greece.

Smith, A.G. et Moores, E.M., 1974. The Hellenides. Mesozoic Cenozoic orogenic belts, data from orogenic study. *Geol. Soc. London. Spenser, A.M. (editor)*, 159-185.

Soufleris, C., 1980. The Thessaloniki (north Greece) 1978 earthquake sequence Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge, England.

Soufleris, C., and Stewart, G.S., 1981. A source study of the Thessaloniki (northern Greece) 1978 earthquake sequence. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 343-358.

Soufleris, C., Jackson, J.A., King, G.C., Spenser, C., Scholtz, C., 1982. The 1978 earthquakes sequence near Thessaloniki (northern Greece). *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68, 429-458.

Soufleris, C., Jackson, J.A., King, G.C., Spenser, C., 1983. Thessaloniki 1978 earthquakes : locally recorded aftershocks. IN Papazachos, B.B., and Carydis, P.G., (editors). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence. 159-185.

Soufleris, C., and Stewart, G.S., 1983. A source study of the largest (on May 23) foreshock and the mainshock (on June 20) of the Thessaloniki 1978 earthquake sequence. IN Papazachos, B.C., and Carydis, P.G., (editors). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence. 200-222.

Spenser, C. et Gubbins, D., 1980. Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63, 95.

Steinmetz, L., Hirn, A. et Perrier, G., 1974. Réflexions sismiques à la base de l'asthénosphère. *Ann. de Géophys.*, 30, 173-180.

Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. geol. Fr.*, 19, 437-460.

Tapponnier, P. et Molnar, P., 1976. Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319-324.

Thouvenot, F., 1981. Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse Docteur

Ingénieur, I.R.I.G.M., Grenoble.

Vanek, J., 1968. Amplitude curves of seismic body waves and the structure of the upper mantle in Europe. *Tectonophysics*, 5, 235-243.

Vanek, J., 1969. Upper mantle structure and velocity distribution in Eurasia. IN *The Earth crust and the upper mantle*. Hart, P.J. (editor), 246-250.

Webb, T.H. et Kanamori, H., 1985. Earthquake focal mechanisms in the eastern transverse ranges and San Emiglio mountains, southern California, and evidence for a regional decollement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 737-757.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province : nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, 645-648.

Wernicke, B. et Burchfield, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struc. Geol.*, 4, 105-115.

Will, M., 1976. Calculation of travel times and ray paths for lateral inhomogeneous media. IN *Explosion seismology in central Europe : data and results*. Giese, P., Prodehl, C. et Stein, A., (editors). Berlin. 168-177.

Wiggins, R.A., 1972. The general linear inverse problem : Implication of surface waves and free oscillations for earth structure. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 251-285.

Yielding, G., 1984. Active tectonics of the El Asnam region (Algeria). Ph. D. Thesis, University of Cambridge, England.

Zandt, G., and Owens, T.J., 1980. Crustal flexure associated with normal faulting and implications for seismicity along Wasath front, Utah. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1501-1520.

Zandt, G., 1981. Seismic Images of the deep structure of the San Andreas fault system, central coast Ranges, California. *J. Geophys. Res.*, 86, 5039-5052.

THESE de DOCTORAT d'U.S.T.M.G.
Spécialité : Géophysique

Titre de l'ouvrage :

**ÉTUDE SISMOTECTONIQUE ET
INVERSION TRIDIMENSIONNELLE
EN GRECE DU NORD**

Auteur : Apostolos A. CHRISTODOULOU

Établissement : Institut de Recherches Interdisciplinaires de
Géologie et de Mécanique et Observatoire de Grenoble

RÉSUMÉ

Première Partie : Étude sismotectonique d'un graben complexe, exemple : le graben Mygdonien (Grèce du Nord).

Durant les printemps de 1984 et 1985 nous avons installé un réseau sismologique de 29 stations portables dans la région du graben Mygdonien près de Thessaloniki. La sismicité et les mécanismes au foyer ont montré une structure complexe.

Des phénomènes compressifs ont été observés au centre du graben. Nous proposons un modèle pour la formation et l'évolution du graben. Au départ la déformation a lieu le long des failles pré-existantes de direction NW-SE ou NNE-SSW avec des mouvements normaux ou décrochants. Dans une deuxième étape il y a formation d'une nouvelle famille de failles normales, dirigées E-W. Cette famille a une direction perpendiculaire à l'axe T moyen, trouvé par les mécanismes au foyer et vient se superposer aux failles initiales. Elle devient rapidement la famille principale et les failles initiales jouent un rôle d'ajusteur de déformation dans cet ensemble. En outre les anciennes failles fonctionnent comme des barrières à l'évolution des failles dirigées E-W.

Deuxième partie : Études tridimensionnelle de la croûte et du manteau supérieur à partir de l'inversion des ondes P des télé-séismes.

A partir des résidus relatifs de temps de parcours des ondes P des télé-séismes, enregistrés par le réseau permanent du laboratoire de Géophysique de Thessaloniki, nous avons tenté une inversion tridimensionnelle selon la méthode de Aki, Christofferson et Husebye. Nous avons obtenu des modèles de vitesse en 3D pour les ondes P sous la Grèce du nord, jusqu'à une profondeur de 250 km. Nous avons essayé d'expliquer les variations latérales des vitesses observées, à l'aide de l'isostasie, du flux de chaleur et de la sismicité.

MOTS-CLÉS

Sismologie ; Grèce du nord ; Tectonique ; Extension ; Graben ; Inversion Télé-sismique ; Modèles de Vitesse ; Croûte ; Manteau supérieur ; Failles inverses ; Microsismicité.