



Etude sismotectonique du système Thessalie-îles Sporades (Grèce centrale)

Despina Kementzetzidou

► To cite this version:

Despina Kementzetzidou. Etude sismotectonique du système Thessalie-îles Sporades (Grèce centrale).
Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1996. Français. NNT : . tel-00691240

HAL Id: tel-00691240

<https://theses.hal.science/tel-00691240>

Submitted on 25 Apr 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.



Guy Penner

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
et
**LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET
TECTONOPHYSIQUE**

THÈSE

présentée par

Despina KEMENTZETZIDOU

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER- GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Géophysique-Géochimie**

Etude sismotectonique du système Thessalie-îles Sporades
(Grèce centrale)

Date de soutenance: le 1 Mars 1996

Composition du jury :

M.G. PERRIER
M.M. CARA
M.E. LYON-CAEN
M.D. HATZFELD
M.B. MEYER
M.L. RIVERA

Président
Rapporteur
Rapporteur
Directeur de thèse
Examineur
Examineur

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 : platour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

- SOMMAIRE -

Chapitre I - ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

I.1 INTRODUCTION	1
I.2 CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL	5
I.2.1 GÉOLOGIE	5
I.2.2 RÉGIMES TECTONIQUES	5
I.2.2.1 <i>Tectonique alpine</i>	5
I.2.2.2 <i>Tectonique du Néogène</i>	7
I.2.2.3 <i>Tectonique actuelle</i>	9
I.2.3 VOLCANISME	10
I.3 SISMICITÉ	12
<i>Séismes intermédiaires</i>	12
<i>Séismes superficiels</i>	13
<i>Mécanismes focaux</i>	14
I.4 TRAVAUX ANTÉRIEURS	16
I.4.1 GÉOPHYSIQUE	16
I.4.2 PALÉOMAGNÉTISME	17
I.4.3 GÉODÉSIE	18
I.4.4 SISMOLOGIE	20
I.5 MODÈLES GÉODYNAMIQUES	24
I.6 STRUCTURE ET ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE	28
I.6.1 STRATIGRAPHIE	30
I.6.2 TECTONIQUE & RELATIONS AVEC LA GÉOMORPHOLOGIE	31
I.6.2.1 <i>Thessalie</i>	31
I.6.2.2 <i>Eubée et Locride</i>	33
I.6.2.3 <i>Mer Nord Égée</i>	34

10152761

18 AOUT 2003
 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENoble CEDEX
 Tel. 04 76 63 54 27 Fax 04 76 51 40 58
 Mail : pitalour@ujf-grenoble.fr

I.6.3 DÉFORMATIONS ACTUELLES ET RELATIONS AVEC LA SISMICITÉ	36
I.6.3.1 <i>Thessalie</i>	36
I.6.3.2 <i>Eubée et Locride</i>	39
I.6.3.3 <i>Mer Nord Égée</i>	41
I.6.4 TRAVAUX ANTÉRIEURS	41
I.6.5 MODÈLES D'ÉVOLUTION PROPOSÉS	44
CONCLUSIONS	48

Chapitre II - RÉSEAU D'ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES

II.1 ACQUISITION DES DONNÉES	50
II.1.1 RÉSEAU D'ACQUISITION ET MATÉRIEL	50
II.1.2 DÉPOUILLEMENT DES SISMOGRAMMES	55
II.2 LOCALISATION DES SÉISMES	57
II.2.1 HYPO71	57
II.2.2 TESTS SUR LE MODÈLE DE VITESSE	58
II.2.2.1 <i>Rapport V_p/V_s</i>	59
<i>Méthode Châtelain</i>	59
<i>Méthode de Wadati</i>	61
II.2.2.2 <i>Structure de vitesse</i>	62
II.2.2.3 <i>Corrections</i>	68
II.3 MÉCANISMES AU FOYER	71
II.3.1 PRINCIPE DE CONSTRUCTION D'UN MÉCANISME AU FOYER	71
II.3.2 INCERTITUDES ET ERREURS DE LECTURE DES POLARITÉS	73
II.3.3 MODÈLE DE VITESSE EMPLOYÉ	73
II.3.4 RÉSULTATS	74
CONCLUSIONS	76

Chapitre III - DISTRIBUTION DE LA MICROSISMICITÉ ET MÉCANISMES AU FOYER

III.1 DISTRIBUTION DE LA MICROSISMICITÉ	77
III.1.1 RÉGION DE VOLOS	86
III.1.2 EUBÉE.....	92
III.1.3 ÎLES SPORADES ET MER N. ÉGÉE	96
III.2 MÉCANISMES AU FOYER.....	99
III.2.1 VOLOS	102
III.2.2 EUBÉE ET LOCRIDE	105
III.2.3 MER NORD ÉGÉE.....	107
CONCLUSIONS	109

Chapitre IV - DISCUSSION

IV.1 INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS	111
IV.1.1 MICROSISMICITÉ ET MÉCANISMES AU FOYER.....	111
<i>Thessalie</i>	112
<i>Eubée et Locride</i>	108
<i>Mer Nord Égée</i>	113
IV.1.2 AXES T et P	114
IV.1.3 VECTEURS GLISSEMENT	117
IV.2 COMPARAISON AVEC LES RÉSULTATS DES TRAVAUX ANTÉRIEURES	120
IV.2.1 GÉODÉSIE	120
IV.2.2 PALÉOMAGNÉTISME	121
IV.2.3 TECTONIQUE	121
IV.3 COMPARAISON AVEC LES MODÈLES PROPOSÉS	122
IV.3.1 MODÈLE PROPOSÉ PAR MCKENZIE & JACKSON (1983, 86).....	122
IV.3.2 MODÈLE PROPOSÉ PAR TAYMAZ et al. (1991).....	122
IV.4 ÉLABORATION D'UN MODÈLE	123

IV.4.1 SCHÉMA DE DÉFORMATION PROPOSÉ.....	123
IV.4.2 RELATION AVEC LES RÉSULTATS DES TRAVAUX ANTÉRIEURS	127
<i>Géodésie</i>	127
<i>Paléomagnétisme</i>	128
<i>Tectonique</i>	128
<i>Sismicité</i>	128
CONCLUSIONS	129
 CONCLUSIONS GÉNÉRALES	 130
 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	 132
 ANNEXES	 138

Chapitre I: Évolution géodynamique

I.1 INTRODUCTION

L'importante sismicité qui caractérise la partie Est du bassin Méditerranéen est l'expression de la déformation intense de ce domaine qui se trouve pris entre la convergence des plaques d'Afrique, d'Europe et de Turquie (fig. I.1). Le rapprochement de l'Afrique par rapport à l'Europe est une rotation anti-horaire autour d'un pôle situé dans l'Atlantique (Argus et al., 1989). Ce déplacement qui est continu depuis à peu près 70 Ma (Tapponnier, 1977) est de l'ordre de 0,5 cm/a à l'Ouest (Gibraltar) et de 1,0 cm/a à l'Est (au niveau de l'Arc Hellénique) où l'Afrique plonge sous la lithosphère égéenne.

Cette subduction égéenne, initiée au Miocène supérieur, est mise en évidence par la distribution des séismes intermédiaires le long d'un arc situé en Mer de Crète, entre le Péloponnèse et Rhodes. Elle plonge vers l'intérieur de l'Arc (Papazachos & Comninakis, 1971). Un peu plus au Nord de l'arc sédimentaire, la montée du matériel chaud du manteau due à la subduction a créé une série de volcans qui forment l'arc volcanique des Cyclades. A l'extérieur de l'arc, le domaine égéen est bordé par les dépressions profondes (-5200 m) des fosses ioniennes à l'Ouest et des fosses de Pliny et Strabo au Sud. Située au Sud des fosses helléniques, la Ride Méditerranéenne joue le rôle d'un prisme d'accrétion. À l'intérieur de l'arc, l'extension domine. Ses directions témoignent d'un mécanisme d'écoulement gravitaire au dessus de la plaque africaine ce qui entraîne un amincissement important de la lithosphère égéenne (Lyberis, 1984).

La particularité de l'Arc Hellénique par rapport aux arcs insulaires typiques est le fait que le taux de l'extension à l'intérieur de l'arc est beaucoup plus important que la vitesse de convergence entre l'Afrique et l'Europe. Le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe se fait avec une vitesse approximative de 1 cm/a dans la direction N-S, alors que la vitesse de convergence de l'arc égéen par rapport à l'Afrique, à travers le fossé Hellénique, est de l'ordre de 5 à 10 cm/a vers le SW (McKenzie, 1978).

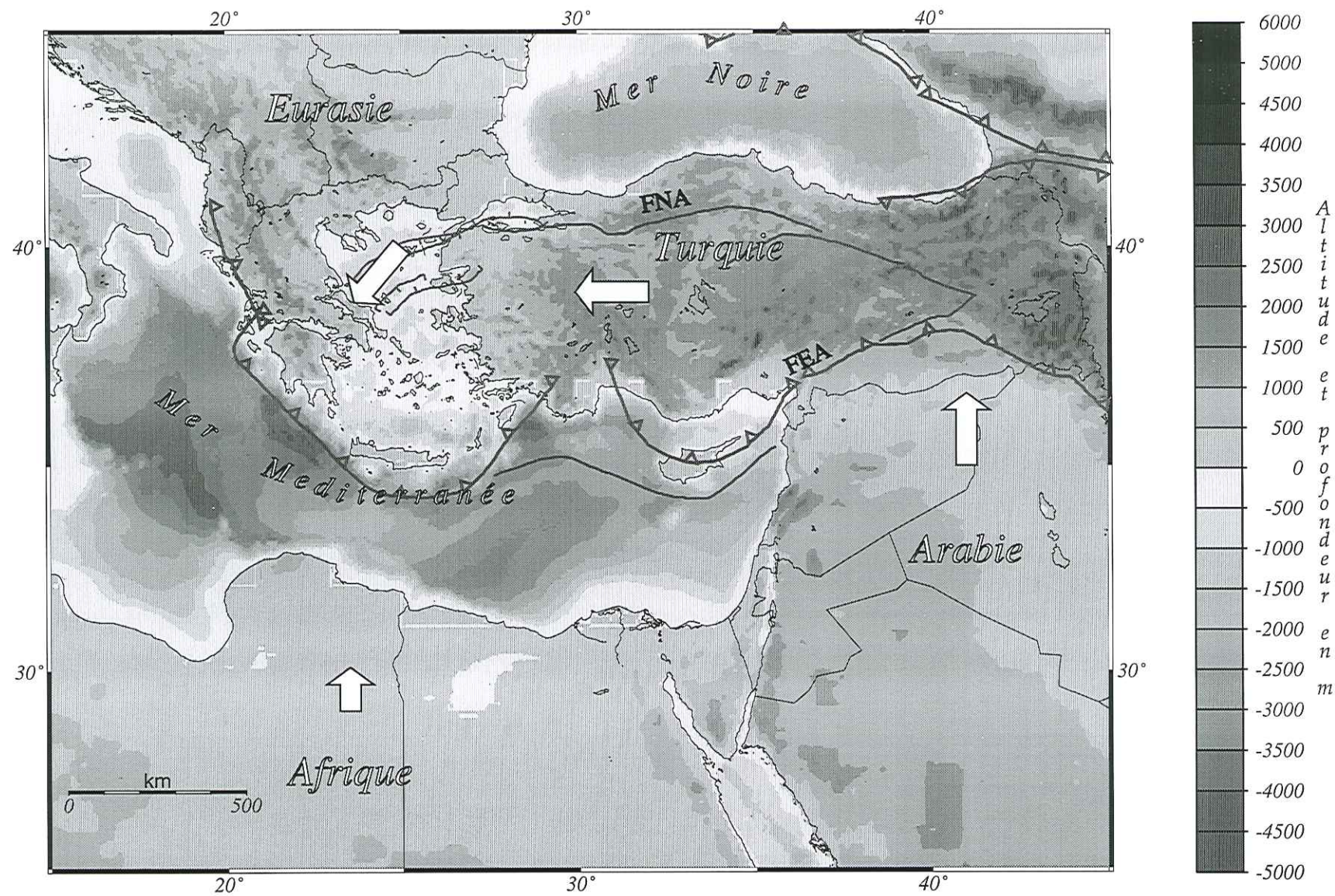


Fig. I.1 Grands traits structuraux de la partie Est du bassin Méditerranéen. La bathymétrie et la topographie sont aussi représentées. Les déplacements des plaques sont représentés par rapport à l'Eurasie stable.

Un autre élément important du contexte géodynamique égéen est l'expulsion vers l'Ouest du bloc turc. Ce mouvement, associé au déplacement vers le Nord de la plaque Arabique, se matérialise le long de deux accidents décrochants majeurs : la Faille Nord Anatolienne (décrochement dextre) et la Faille Est Anatolienne (décrochement senestre).

La FNA⁽¹⁾ s'étend depuis sa jonction avec la FEA⁽²⁾ à l'Est, jusqu'à la Mer de Marmara et le fossé de Saros, à l'Ouest. Son orientation varie de N110° à son extrémité Est à N75° à son extrémité Ouest où elle se divise en deux branches. La branche Nord, qui se prolonge dans le bassin de Saros et le fossé Nord Égéen, joue en décrochement dextre alors que la branche Sud qui passe au Nord de l'île de Lesbos est dominée par l'extension N-S du domaine Nord Égéen. Le mouvement du bloc turc est représenté par une rotation suivant la courbure de la FNA, comme le suggère le déplacement dextre de direction 110° dans sa partie orientale et le décrochement dextre de direction 75° dans sa partie occidentale (Suzanne, 1990). L'expulsion du bloc turc commence au Miocène supérieur mais le mouvement dextre n'arrive dans la partie occidentale de la FNA (Golfe de Saros, Mer de Marmaras) qu'au Pliocène (Lyberis, 1984, 1985).

Dans le domaine N. Égéen, le déplacement de la Turquie se produit le long des failles qui bordent le fossé N. Égéen. Ces failles qui sont orientées dans la direction NE-SW, suivant la courbure de la FNA, s'arrêtent devant les côtes du Pilon où les failles normales prennent le contrôle de la déformation.

Enfin, l'image de la déformation en Grèce est complétée par l'existence à l'Ouest, de la collision intracontinentale entre la plaque Adriatique et la plaque Égée. Cette collision d'âge préalpin produit un raccourcissement de direction ENE-WSW. Elle est considérée par certains auteurs comme le moteur de la formation alpine (plissement et charriage vers l'extérieur) des Hellénides. Aujourd'hui la collision adriatique joue le rôle d'une frontière qui bloque l'accommodation de la déformation vers l'Ouest.

¹ Faille Nord Anatolienne

² Faille Est Anatolienne

La position de la Grèce entre la subduction de la plaque d'Afrique au Sud, la collision adriatique à l'Ouest et l'expulsion de la Turquie à l'Est est exprimée par la tectonique complexe du domaine égéen et par une sismicité importante.

I.2 CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL

I.2.1 GÉOLOGIE

Le domaine grec est divisé en 12 zones stratigraphiques, d'âge préalpin : les Hellénides (fig. I.2). Pendant le Mésozoïque, ces zones faisaient partie du grand géosynclinal alpin qui a été envahi par la mer Téthys depuis le Trias. La sédimentation distincte qu'elles ont subie, relative à leur position paléogéographique, sert aujourd'hui de critère de division stratigraphique (Aubouin, 1965 ; Mountrakis, 1984). Leur disposition actuelle suit la direction des Dinarides (NW-SE) dans le continent mais en arrivant dans la Mer N. Égée change en E-W et puis plus à l'Est en NE-SW pour rejoindre les Taurides et les Pontides en Turquie. Elles se divisent entre Hellénides Internes (à l'Est) et Hellénides Externes (à l'Ouest) suivant une phase tectonique d'âge Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, qui n'a affecté que les Hellénides Internes.

Les massifs ophiolitiques, localisés dans la zone d'Axios⁽¹⁾ et la zone Sub-pélagonnienne, sont les témoins d'anciens bassins océaniques situés entre l'Europe et le continent du Sud (Aubouin, 1973). Les zones d'ophiolites réapparaissent dans la partie Ouest de la Turquie et elles se prolongent vers l'Est dans la direction E-W marquant ainsi la limite entre les Pontides et les Taurides.

I.2.2 RÉGIMES TECTONIQUES

I.2.2.1 Tectonique alpine

Les sédiments du géosynclinal alpin ont été formés par l'orogénèse Alpine pendant le Cénozoïque. Cet épisode tectonique, qui a débuté à l'intérieur du domaine (massif de Rhodope) pour se propager vers l'extérieur (zone Ionienne, Apulie), est responsable du

¹ appelée aussi zone de Vardar

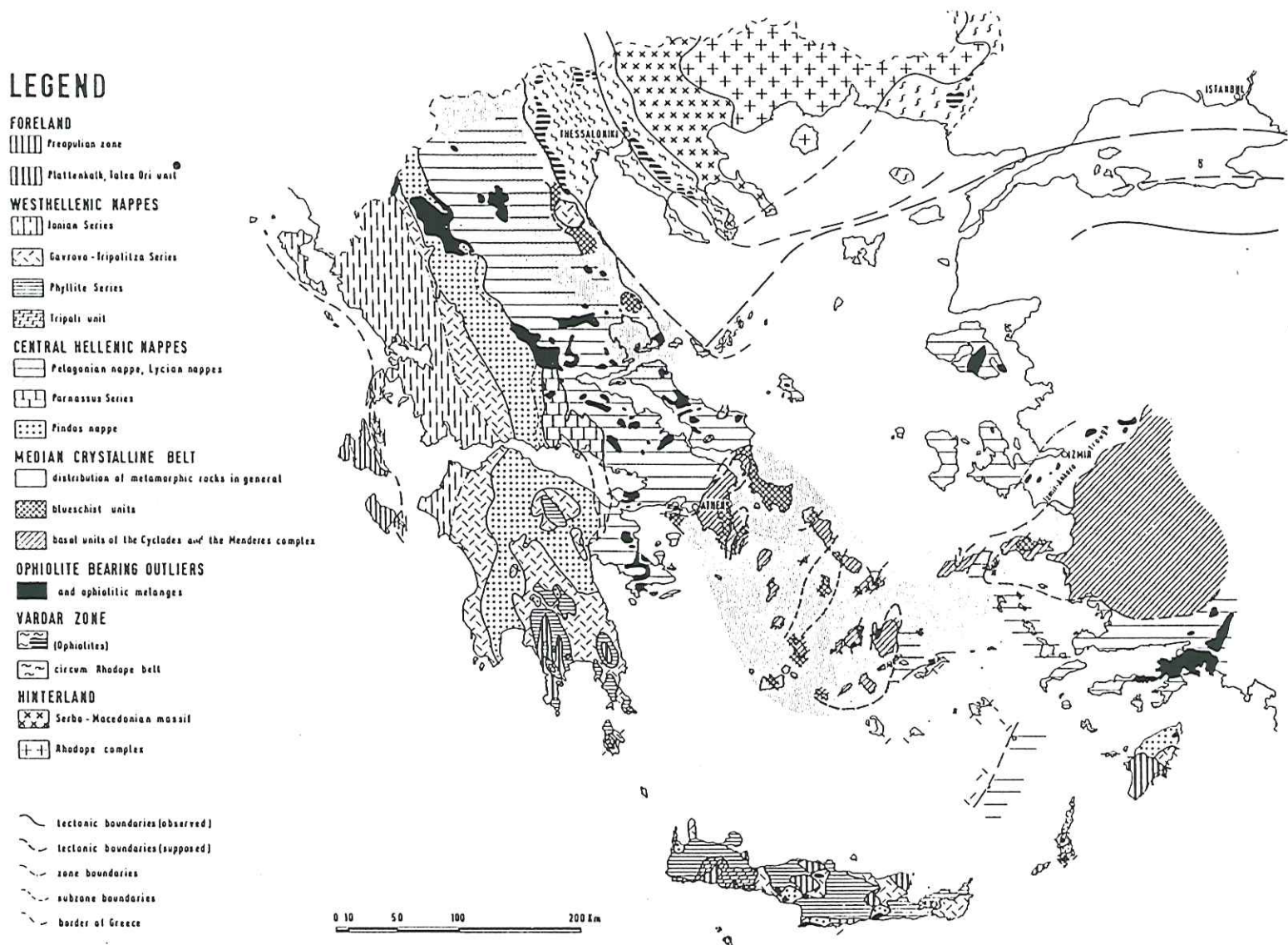


Fig. 1.2 Disposition actuelle des Hellénides (d'après Jacobschagen et al., 1978).

plissement et du charriage des Hellénides vers l'Ouest ainsi que de la création des grands alignements montagneux (Pinde, Olympe-Ossa-Pilion).

La fin des phases alpines se situe vers le Miocène moyen et c'est sous ce domaine, déjà affecté par une phase tectonique majeure, que la subduction africaine a débuté au Miocène supérieur.

I.2.2.2 Tectonique du Néogène

Les plus importantes phases tectoniques qui ont affecté le domaine égéen à partir du Miocène supérieur sont les suivantes:

-A la fin du Miocène supérieur le domaine égéen est soumis à la compression. L'étude structurale du domaine égéen (Mercier, 1979) montre que les directions de la compression varient selon la région mais qu'elle est le plus souvent dans la direction NW-SE ou NE-SW. Le domaine égéen est presque complètement émergé pendant cette période sauf certaines parties comme la Grèce du Nord et le fossé N. Égéen qui se trouvaient peut-être encore sous le niveau de la mer (Mercier, 1976). La partie extérieure de l'arc est soumise pendant le Miocène à une phase d'extension (débutant au Crétacé terminal) qui se manifeste par des failles normales de direction NNE-SSW et NW-SE (Mercier, 1976). La compression dans les îles ioniennes et le Nord-Ouest du Péloponnèse (Sorel, 1975) débute au Pliocène inférieur témoignant ainsi de la formation de l'arc actuel pendant la même période (Mercier, 1976).

- Au Pliocène supérieur - Pléistocène le domaine égéen est affecté par l'extension de direction NE-SW (Mercier, 1979 ; Sorel et al., 1988). A l'intérieur de l'arc, de nouveaux grabens sont créés et les anciennes failles rejouent en décrochement. Cette phase d'extension est aussi probablement responsable du morcellement de l'Égéïde qui a eu comme résultat l'effondrement des terres et la pénétration dans le domaine égéen d'une mer épicontinentale. Les parties hautes de ce continent morcelé sont restées au-dessus du

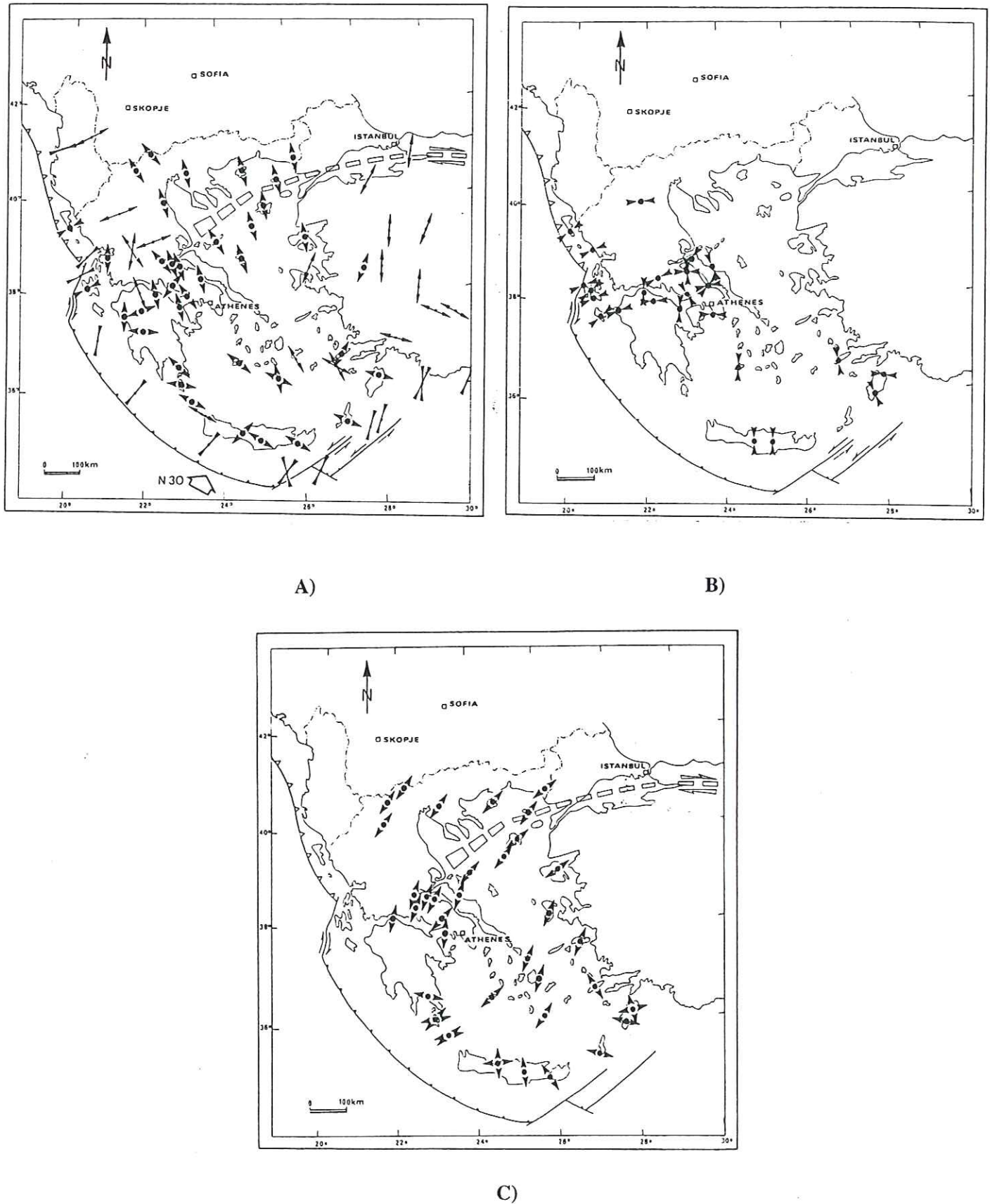


Fig. I.3 Phases tectoniques du domaine égéen. A) Pléistocène moyen à l'actuel, B) Pléistocène inférieur et C) Pliocène inférieur - Pléistocène inférieur (d'après Mercier et al., 1987). Les vecteurs fins représentent les vecteurs glissement déduits à partir des mécanismes focaux.

niveau de la mer et représentent aujourd'hui les îles de la mer Égée. La partie extérieure du domaine égéen demeure en compression et la subduction continue normalement (Mercier, 1976).

Toutefois, il semble que cette période d'extension fut interrompue par une phase de compression au Pléistocène inférieur (Mercier et al., 1976, 1981). Elle a surtout affecté les îles ioniennes (Sorel et al., 1988) mais aussi la Macédoine, Locride, Corinthie et l'Eubée où elle a une direction approximative NNW-SSE (Philip, 1974). Ailleurs sa direction varie entre E-W, ENE-WSW (îles ioniennes, Corinthe, Attique) et N-S (Crète) (Sorel et al., 1988). Mercier et al. (1976) attribuent ces périodes de compression à une mise en charge horizontale de la plaque lithosphérique due à la poussée des plaques voisines. D'après Mercier et al. (1987) la période de compression du Pliocène inférieur serait due à l'avancement du front de l'Arc vers l'extérieur. Plus tard, Sorel et al. (1988) attribuent les changements du régime tectonique aux variations de la force de traction de la lithosphère subductée.

I.2.2.3 Tectonique actuelle

A partir du Pléistocène moyen l'extension de direction approximative N-S gagne le domaine intérieur de l'arc. Des nouvelles failles normales de direction E-W sont créées alors que les anciennes failles, héritées du Pliocène, jouent en coulissage (Mercier, 1981). A l'extérieur de l'arc, la compression de direction radiale à celui-ci, domine. Les structures créées jouent en faille inverse ou inverse avec une composante de décrochement (Mercier, 1981). Cette compression est actuellement associée à une activité sismique intense.

18 AOÛT 2003

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

I.2.3 VOLCANISME

Depuis l'Oligocène jusqu'au présent, un volcanisme lié à l'extension a eu lieu dans le domaine égéen et l'Anatolie de l'Ouest. Les manifestations volcaniques se produisent au cours de deux phases principales (Fytikas, 1984):

-La première phase a eu lieu dans le domaine N. Égéen à partir de l'Oligocène jusqu'au Miocène moyen sur une zone de direction E-W entre la Thrace et l'Égée Centrale (au Nord de l'Eubée). Les plus anciens produits volcaniques ont été retrouvés en Thrace (33,0 Ma - 23,6 Ma) alors que dans la Mer N. Égée (Limnos, Agios Evstratios, Imvros, Lesvos) ils sont datés entre 15,5 et 23,2 Ma (Miocène inférieur). En Eubée, au Sud de cette zone, les produits volcaniques sont datés à 13,2 Ma (Miocène moyen). La composition chimique des produits appartenant à cette phase est très proche de celle des produits volcaniques associés aux fronts continentaux actifs. Le taux de potassium (K_2O) dans leur composition augmente vers le Sud à l'exception des produits volcaniques en Eubée et en Skyros. Dans un système convergent la teneur en K_2O est associée à la profondeur des produits éruptifs. La migration temporelle du volcanisme vers le Sud ainsi que l'augmentation du taux de K_2O dans les produits volcaniques vers le Sud sont attribués par Fytikas (1984) à une augmentation progressive de l'angle de plongement de la subduction. Cette variation d'angle est attribuée par l'auteur à la réduction du taux de convergence entre l'Europe et l'Afrique qui aurait eu lieu après la collision continentale avec la plaque pré-apulienne, situé à l'époque entre ces deux plaques.

-La deuxième phase de volcanisme a débuté au Pliocène et se poursuit jusqu'à nos jours. Les apparitions volcaniques définissent une zone en forme d'arc entre le golfe Saronique et l'île de Nisyros (arc volcanique actuel). Son existence est attribuée à la subduction encore active de la plaque d'Afrique sous la lithosphère égéenne. La composition chimique de ces apparitions est semblable à celle des volcans des arcs insulaires situés sur les bordures continentales.

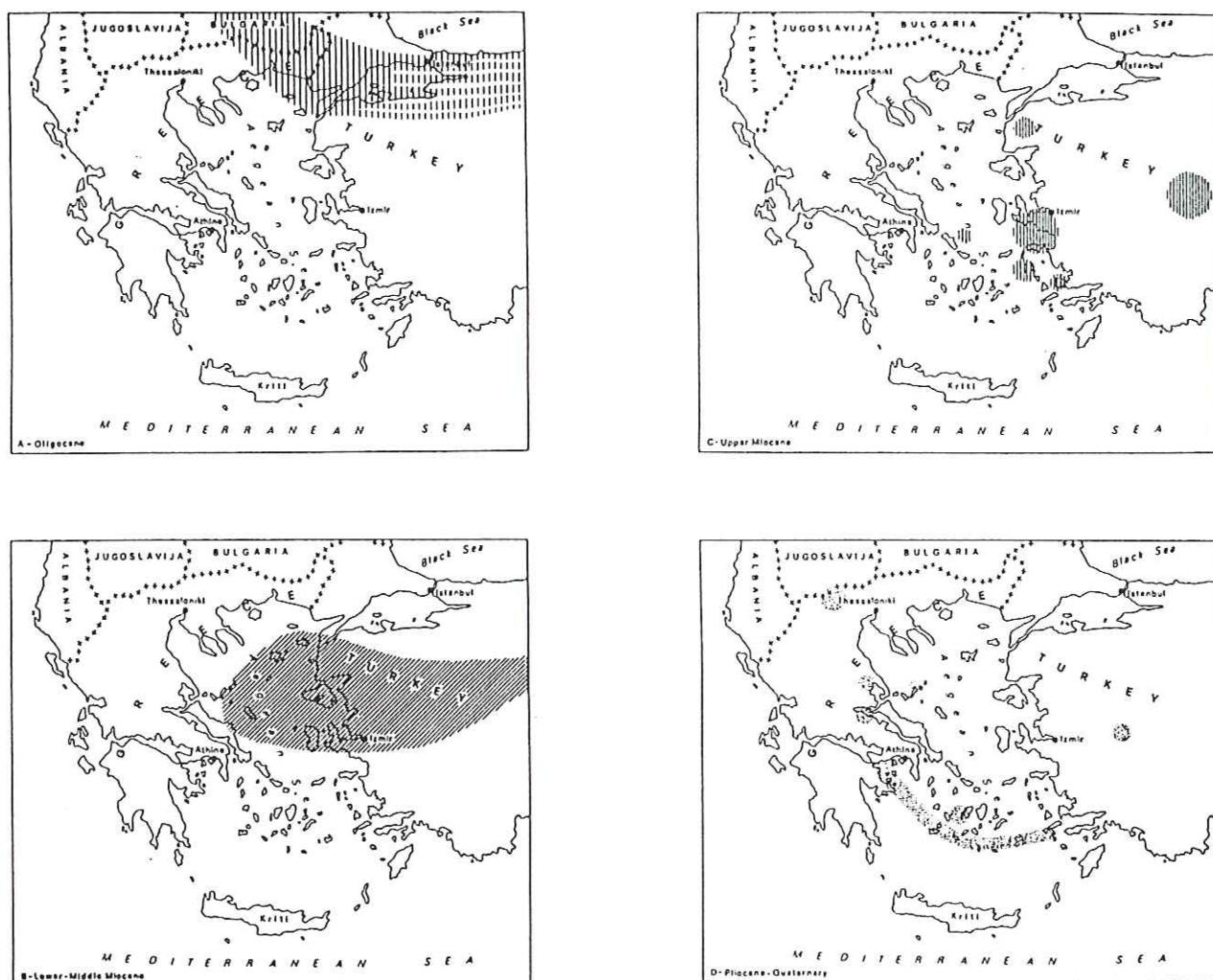


Fig. I.4 Distribution de l'activité volcanique pendant l'Oligocène (A), le Miocène moyen (B), le Miocène supérieur (C) et le Pliocène - Quaternaire (D). (D'après Fytikas, 1984)

Excepté ces deux phases, des manifestations volcaniques locales, d'amplitude moins importante ont eu lieu dans tout le domaine égéen, entre le Miocène supérieur et le Quaternaire. Les produits de ce volcanisme ont été retrouvés à Samos, Patmos, Psathoura, dans la partie Ouest de l'Anatolie, la région de Volos - Atalanti et les montagnes de Voras. Cette activité volcanique est, d'après l'auteur, liée à la montée de matériel mantellique due à l'extension qui résulte du déplacement relatif entre l'Égée et la Macédoine. Leur composition chimique est donc très différente de celle des autres phases qui ont lieu sur le front de la convergence entre deux plaques (Fytikas, 1984).

I.3 SISMICITÉ

Séismes intermédiaires

L'existence de séismes intermédiaires aux alentours et à l'intérieur de la Mer Égée a été reconnue très tôt par plusieurs auteurs (Gutenberg & Richter, 1948 ; Papazachos & Comninakis, 1971). Ces derniers, à partir des localisations effectuées à l'aide des enregistrements dans les stations locales et dans les stations lointaines, sont arrivés à définir une zone de subduction symétrique de forme "amphithéatrale" qui s'étend du Péloponnèse à Rhodes. La profondeur des séismes augmente systématiquement vers l'intérieur de l'arc et l'arc volcanique actuel coïncide avec l'isobathe de 140 km.

Makropoulos & Burton (1981) en essayant d'améliorer la qualité de la localisation ont relocalisé ces données à l'aide la méthode J.E.D. (Joint Epicenter Determination). La distribution de la sismicité qu'ils obtiennent n'est pas simple. Ils observent eux aussi une augmentation de la profondeur des séismes vers l'intérieur de l'arc mais cela ne leur permet pas de définir un plan de subduction de forme simple ou amphithéatrale. D'après ces auteurs, les séismes intermédiaires sont quasiment absents du centre de la zone de subduction au niveau des îles Cyclades alors qu'ils en localisent à l'extérieur de l'arc.

Hatzfeld & Martin (1992) ont utilisé des critères liés à la précision de la localisation (nombre d'enregistrements, distribution azimutale et épacentrale des stations, phase pP, modes) pour sélectionner des données du catalogue ISC. Ils ont alors utilisé les données sélectionnées pour étudier la distribution des séismes intermédiaires. Leurs résultats montrent que la plus grande partie de l'activité sismique est concentrée sur les deux terminaisons de l'arc, alors qu'en Mer de Crète l'activité est faible. Ceci est confirmé par l'étude de la microsismicité dans le Sud de la Mer Égée effectuée par Hatzfeld et al. (1991). Leurs résultats montrent également un plongement faible sous le Péloponnèse et un plongement rapide sous Rhodes.

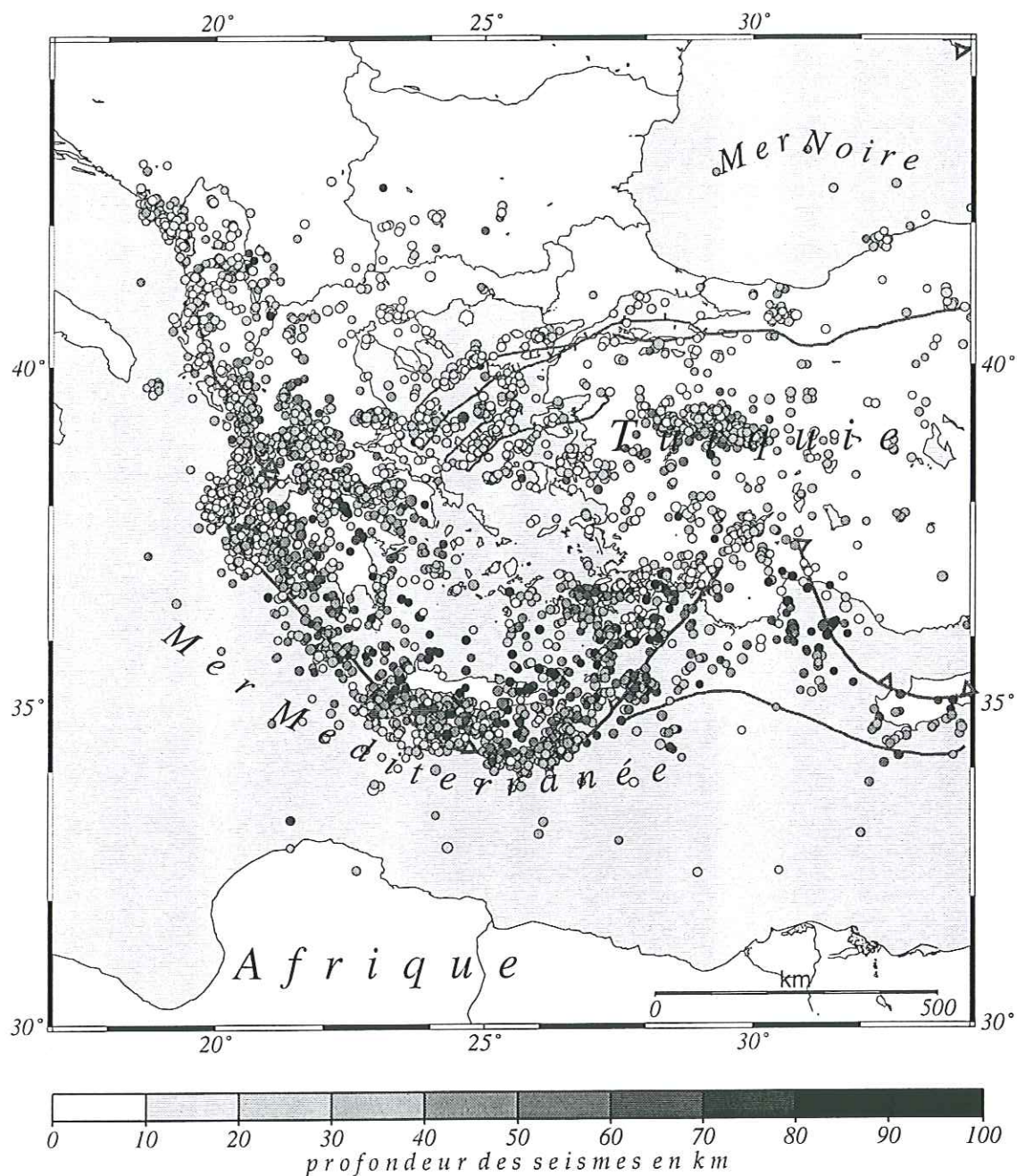


Fig. I.5 Distribution de la sismicité ($M > 4.0$) dans le domaine égéen pour la période 1964-1987 (catalogue ISC).

Séismes superficiels

Une grande partie de la sismicité superficielle se concentre sur une zone bien définie parallèlement à l'Arc hellénique. La partie occidentale de cette zone semble se prolonger en Albanie dans une direction approximative N-S alors que sa partie orientale arrive jusqu'au côtes turques.

A l'intérieur de l'arc la distribution de la sismicité souligne les grandes structures du domaine. On remarque une concentration importante autour du golfe de Corinthe, une des structures les plus actives du domaine égéen. Une autre zone sismique est localisée autour de la région de Volos. Celle-ci se prolonge vers les îles Sporades et autour du fossé N. égéen pour rejoindre à l'Est la sismicité de l'Asie Mineure. Enfin, dans la Grèce du Nord la sismicité se localise en Chalkidiki, proche de la ville de Thessalonique où le dernier grand séisme (de magnitude 6.6) date de 1978.

La distribution de la sismicité semble définir trois régions presque complètement asismiques (Makropoulos & Burton, 1981). Il s'agit des Cyclades, la Grèce Nord-orientale et la région de Ptolemais. La dernière séquence de magnitude 6,6 (13/05/1995) au milieu du bassin de Ptolemais ainsi que le fait que le plus grand séisme historique de la Grèce ($M=7,5$) a eu lieu dans les Cyclades, à Amorgos (Papazachos et al., 1984), pourrait remettre en question cette notion de zone asismique.

Mécanismes focaux

Les mécanismes focaux (fig. I.6) sont inverses le long des côtes Sud de la Yougoslavie, de l'Albanie et la Grèce Nord-occidentale jusqu'à l'île de Céphalonie. Ceci est attribué à la collision intracontinentale entre les plaques pré-apulienne et européenne. Cette zone est relié à l'arc hellénique par une zone de coulissage dextre qui va de l'île de Céphalonie à l'île de Lefkas. Le long de l'arc les mécanismes sont compressifs et cohérents avec une compression radiale à l'arc dont la direction change de ENE-WSW à l'Ouest à N-S au niveau de Rhodes. Les mécanismes focaux des séismes intermédiaires qui ont lieu dans le Sud de la Mer Égée sont inverses avec une composante plus ou moins importante de coulissage (Papazachos et al., 1991)

A l'intérieur de l'arc les mécanismes focaux montrent une prédominance de l'extension N-S avec des plans de faille de direction approximative E-W (golfe de Corinthe, Volos,

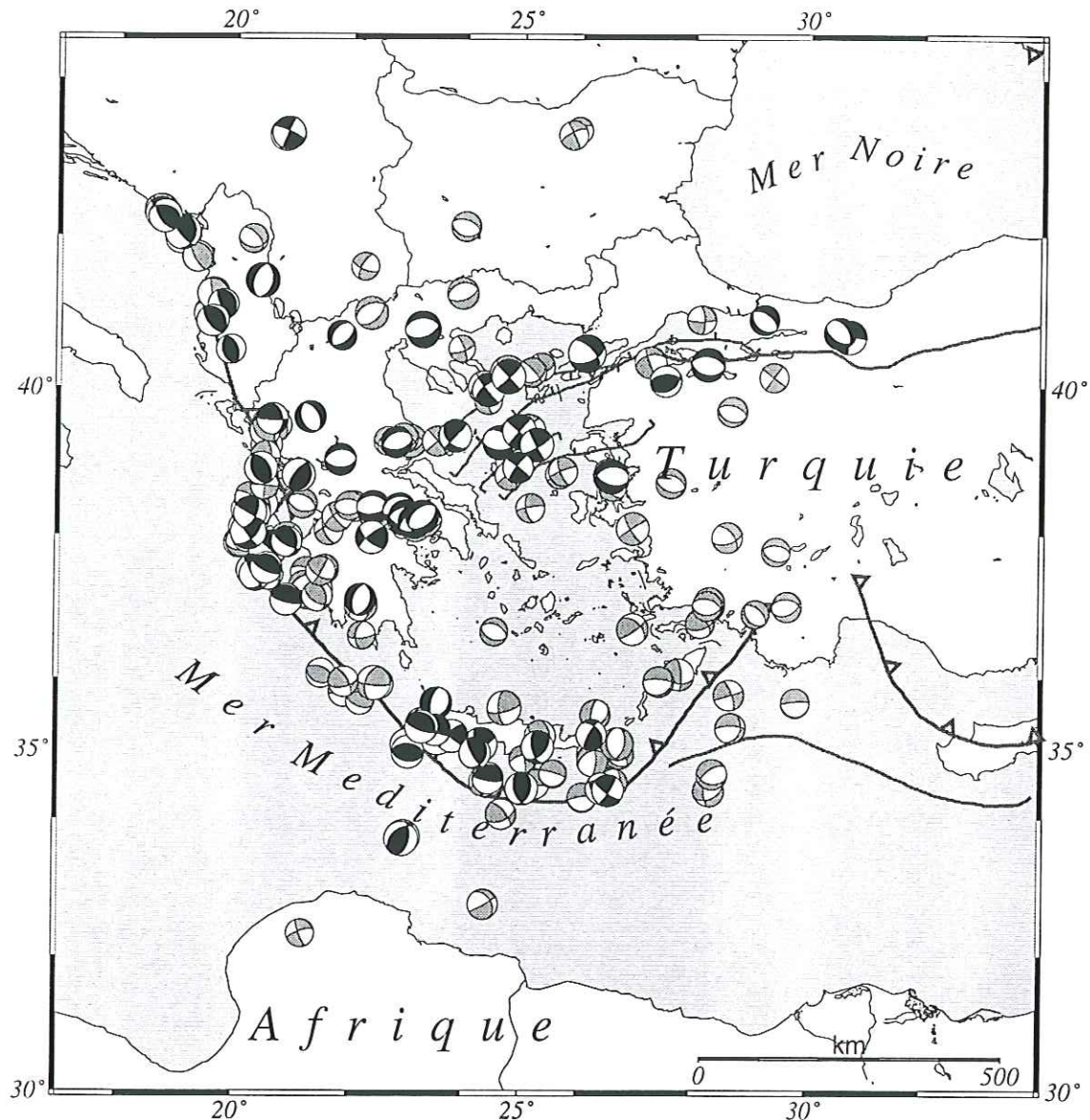


Fig. I.6 Mécanismes focaux pour les séismes les plus importants ($M > 5,5$) du domaine égéen. Les solutions calculées par la méthode CMT sont représentées en gris alors que celles obtenues par modélisation des ondes de volume sont représentées en noir.

Thessalonique) sauf en Mer Nord Égée où le jeu des failles d'orientation NE-SW montre un coulissage dextre, lié sans doute au jeu de la faille N. Anatolienne.

Les mécanismes focaux des données microsismiques sont en accord général avec les séismes de magnitude importante. On observe de la compression sur des plans de faille de direction NW-SE ou NNW-SSE au niveau de l'île de Paxi, du décrochement sur des plans

de faille de direction approximative N-S entre les îles de Lefkas et de Céphalonie (Amorese, 1993), de l'extension de direction N-S autour du golfe de Corinthe et dans la région située au Nord du Dodécanèse, de direction NW-SE autour de Kalamata et de Kithira (Hatzfeld et al., 1993).

Les axes P des mécanismes situés le long de l'arc sont perpendiculaires à celui-ci. Leur direction qui varie entre ENE-WSW dans la partie Nord-Ouest de l'Arc, et NNE-SSW dans la partie Sud. Les axes T sont orientés dans la direction N-S dans la Mer Nord Égée, en Eubée, autour du golfe de Corinthe, des Cyclades et du Dodécanèse alors que le long de l'arc leur direction est parallèle à celui-ci (Hatzfeld, 1991).

I.4 TRAVAUX ANTÉRIEURS

I.4.1 GÉOPHYSIQUE

-Les profils de réfraction sismique effectués en Grèce entre 1971 et 1974 (Makris, 1974) montrent que le domaine égéen est constitué d'une croûte de nature continentale dont l'épaisseur est variable. Dans les Hellénides de l'Ouest cette épaisseur est de l'ordre de 46 km avec une couverture sédimentaire qui dépasse les 10 km. Dans la Mer Égée l'épaisseur de la croûte diminue du Nord au Sud avec 32 km pour l'Eubée du Nord, 30 km pour l'Eubée du Sud et 28 km à Mykonos. En Mer de Crète la croûte atteint sa valeur minimale de 20 km.

-Les anomalies Bouguer qui sont négatives en Grèce continentale et dans le Péloponnèse sont en accord avec l'épaisseur importante de la croûte qui caractérise ces régions. Les valeurs minimales (-140 mGal) sont atteintes dans la partie Ouest des Hellénides alors qu'à l'Est ces valeurs deviennent positives au niveau de la zone Pélagonienne (Macédoine de l'Ouest, Thessalie, Attique, Cyclades) avec deux maxima au Sud de l'Attique (+100 mGal) et au sud-est du Péloponnèse (+80 mGal). Les anomalies positives qui ont été mesurées dans la Mer Égée sont en accord avec une croûte amincie.

De la même façon la valeur maximale (+175 mGal), localisée en Mer de Crète, coïncide avec la région qui a subi l'amincissement le plus important. La disposition générale des anomalies de Bouguer suit la direction des Hellénides (NNW-SSE) au niveau du continent alors que dans la Mer Égée elle est plutôt dans la direction ENE-WSW (Mer de Crète, fossé de Saros) (Makris, 1978).

- Les anomalies magnétiques qui ont été cartographiées ne montrent pas de grandes variations dans les régions voisines de la Mer Égée. A l'inverse, la Mer Égée et la partie Est de la Grèce continentale (zone Pélagonienne) sont marquées par des anomalies magnétiques positives locales, liées aux structures géologiques et minéralogiques (Makris, 1977). Les anomalies les plus fortes ont été mesurées dans le fossé N. Égéen (fossé de Saros), le long de l'arc volcanique et dans le fossé de Crète (Vogt & Higgs, 1969 ; Makris, 1973 ; Needham et al., 1973 ; Makris, 1978).

- Les valeurs moyennes du flux de chaleur à l'intérieur de l'arc sont plus élevées (2,08 HFU) que les valeurs mesurées dans la partie Est de la Méditerranée (0,88 HFU) et aux valeurs mondiales moyennes (1,45 HFU). Ceci suggèrent l'existence de courants de convection importants dans l'asthénosphère dus à la subduction (Makris, 1978). Les valeurs maximales ont été mesurées sur l'arc volcanique (2,7 HFU), et jusqu'à 2,5 HFU dans le fossé N. Égéen (Jongsma, 1974).

mettre les valeurs en mW/m^2 .

I.4.2 PALÉOMAGNÉTISME

Les travaux paléomagnétiques effectués par Kissel & Laj (1988), montrent que deux phases de rotation ont affecté le domaine égéen (Fig. I.7). La première qui a eu lieu au Miocène moyen est responsable des rotations sur les deux branches de l'arc, horaires de 25° pour la branche occidentale (Epire) et antihoraires de 30° pour la branche orientale (Anatolie Sud-Ouest). La deuxième phase a eu lieu au cours des derniers 5 Ma. Il s'agit d'une rotation horaire de 25° qui n'a affecté que la partie occidentale de la Grèce.

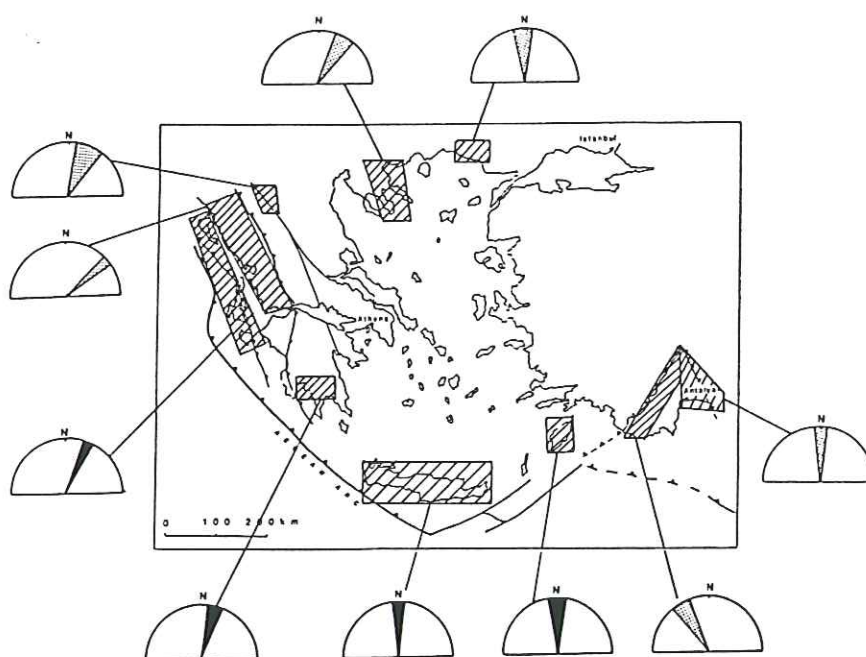


Fig. I.7 Champ des rotations paléomagnétiques (D'après Kissel & Laj, 1988).

I.4.3 GÉODÉSIE

- L'étude géodésique de la Grèce centrale et du nord de Péloponnèse a été effectuée par Billiris et al. (1989). Les auteurs utilisent les 15 stations du réseau de triangulation mis en place en 1890 en supposant comme stable au cours du dernier siècle 2 sites du Péloponnèse. Les résultats qu'ils obtiennent (Fig. I.8.a) indiquent un déplacement important du Péloponnèse vers le SW par rapport à la partie nord du réseau. Le calcul de la déformation qu'ils effectuent à partir de la mesure des déplacements relatifs suggère que la plus grande partie (60%) de la déformation dans cette région doit se manifester de façon sismique.

- Oral et al. (1994) calculent le déplacement de l'Anatolie et de la Mer Égée à partir des mesures GPS⁽¹⁾ effectués sur 49 points en Turquie entre 1988 et 1992. Le champ de vitesse déduit (Fig. I.8.b) est cohérent avec l'existence d'un seul bloc "anatolien" au lieu de

¹ Global Positioning System

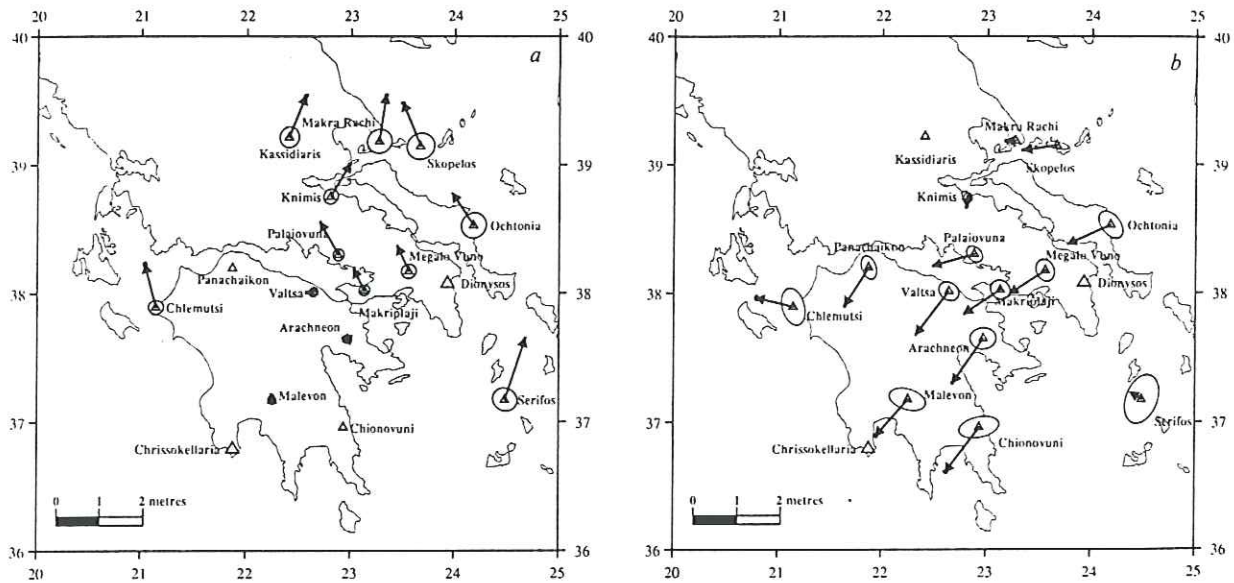


Fig. I.8 a) Mesures géodésiques effectuées en Grèce centrale par Billiris et al.(1989). A) L'hypothèse de départ est que la position des sites Panachaikon et Chionovuni n'a pas changé pendant les derniers 100 ans. B) Déplacements relatifs calculés à la base des hypothèse suivantes: la distance entre les sites Panachaikon et Chionovuni est fixée à sa taille de 1988, la site Kassidiaris est fixé à sa position de 1988 alors que la ligne entre Kassidiaris et Makra Rachi est fixée à son orientation de 1988.

deux blocs égéen et turc. Ce bloc anatolien est limité au Nord par la faille Nord Anatolienne, à l'Ouest par le fossé N. Égéen et au Sud par l'Arc Hellénique. Son déplacement par rapport à Pont-Euxin (Eurasie) est représenté par une rotation antihoraire autour d'un pôle situé à $33,4 \pm 0,5^\circ \text{E}$ et $31,1 \pm 1,3^\circ \text{N}$ avec une vitesse de $1,5 \pm 0,15^\circ/\text{Ma}$. Ce déplacement suppose un glissement le long de la FNA de l'ordre de $25 \pm 8 \text{ mm/a}$ alors que le glissement le long de la FEA est calculé à $18 \pm 12 \text{ mm/a}$. Le déplacement relatif Anatolie-Afrique est de l'ordre de $50 \pm 10 \text{ mm/a}$ au niveau de l'arc hellénique et il décroît vers l'Est jusqu'à $20 \pm 10 \text{ mm/a}$.

- Des mesures SLR⁽²⁾ ont été effectuées en Grèce et en Turquie par Nooman (in Le Pichon, 1995) (Fig. I.8.b) entre 1986 et 1990. À la proximité de l'arc les déplacements observés par rapport à l'Eurasie se font perpendiculairement à celui-ci dans sa partie Ouest

² Satellite Laser Ranging

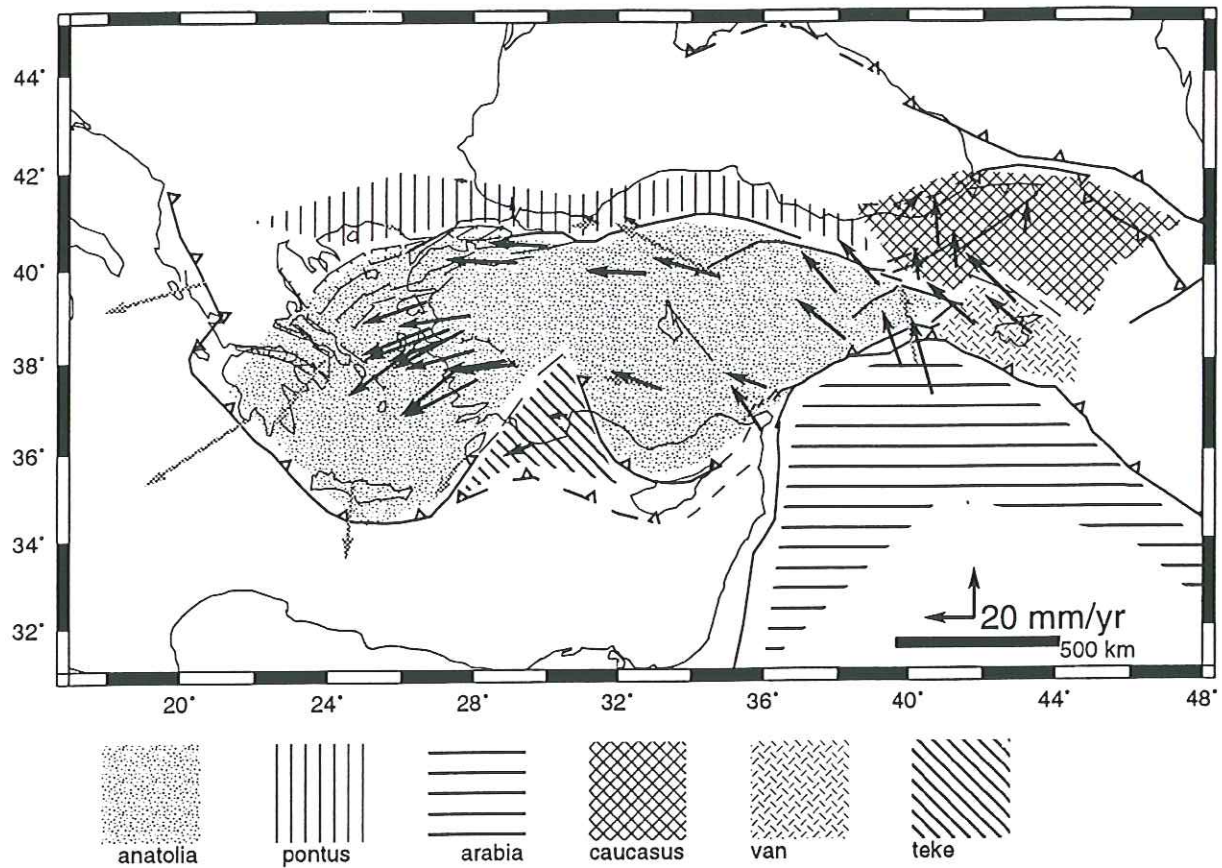


Fig. I.8 b) Mesures géodésiques effectuées en Turquie par Oral (1991). Les mesures géodésiques effectuées par Nooman (in Le Pichon, 1995) sont représentées en gris.

et centrale alors qu'au niveau de l'île de Rhodes ils suivent la direction de l'arc. Les déplacements dans le bloc anatolien se font vers l'Ouest alors qu'un site situé dans la plaque Arabique montre des déplacements vers le NNW.

I.4.4 SISMOLOGIE

Spakman et al. (1988) ont effectué une tomographie sismique du manteau supérieur dans le domaine égéen à partir des résidus des ondes P pour les séismes régionaux. Les résultats qu'ils obtiennent (Fig. I.9.a) indiquent l'existence d'une zone à forte vitesse qui

plonge vers l'intérieur de la Mer Égée. Ceci est attribué à la différence thermique entre le manteau et la plaque subductée^{ite}. La profondeur atteinte par cette zone, de l'ordre de 600 km, est largement supérieure à celle déduite de la distribution des séismes intermédiaires (<200 km). La durée de la subduction hellénique serait alors de l'ordre de 26 à 40 Ma au lieu des 5 à 13 Ma, calculés précédemment.

Une autre tomographie de vitesse est réalisée par Ligdas et al. (1990) dans le domaine égéen. Pour cela ils utilisent 400 télé-séismes et séismes régionaux enregistrés par le réseau permanent grec. Ils observent de grandes variations des résidus avec l'azimut et la distance épacentrale dues aux hétérogénéités du manteau supérieur. Leur résultats mettent aussi en évidence une structure marquée par des anomalies de grande vitesse qui plonge vers le NE avec un angle moyen de 45° et qui correspond à la zone de subduction. Par ailleurs, des anomalies de vitesse faible, correspondant à un flux de chaleur important, sont liées à la région située en arrière de l'arc volcanique.

Christova & Nikolova (1993) se sont aussi intéressés à la distribution des anomalies de vitesse dans le domaine égéen. L'inversion des résidus des ondes P qu'elles ont effectué, montre que les parties Est et Ouest de la région égéenne sont caractérisées par des structures de vitesse différentes. Leurs minima relatifs de vitesse sont localisés au Sud de la péninsule de Chalkidiki et autour de l'île de Rhodes alors que la Mer de Marmara, la partie Ouest de la Crète et les côtes de l'Albanie sont marquées par des vitesses relatives importantes. Le décalage observé entre la zone à faible vitesse et la zone du flux de chaleur maximal, correspond d'après les auteurs à une rotation antihoraire de 75° subi par cette zone à faible vitesse. Ceci pourrait être lié au déplacement vers l'Ouest de la Turquie par rapport à l'Europe.

Une récente étude tomographique du domaine égéen a été effectué par Papazachos et al. (1995). Leurs résultats (Fig. I.9.b) confirment que la vitesse des ondes P subit de fortes variations horizontales dans la croûte et le manteau supérieur. Dans la lithosphère inférieure ($h < 60$ km) la structure de vitesse est influencée par les variations de profondeur

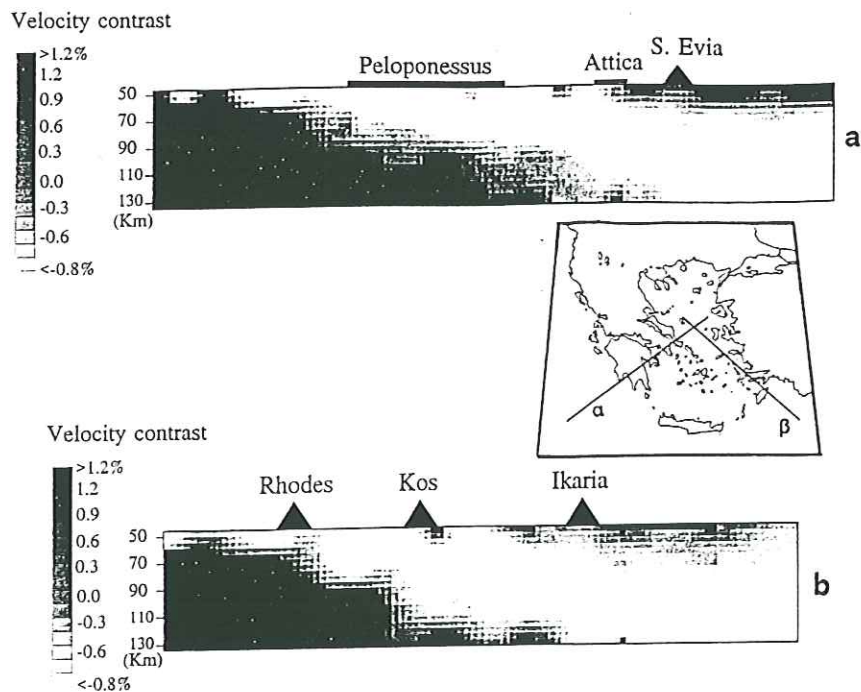
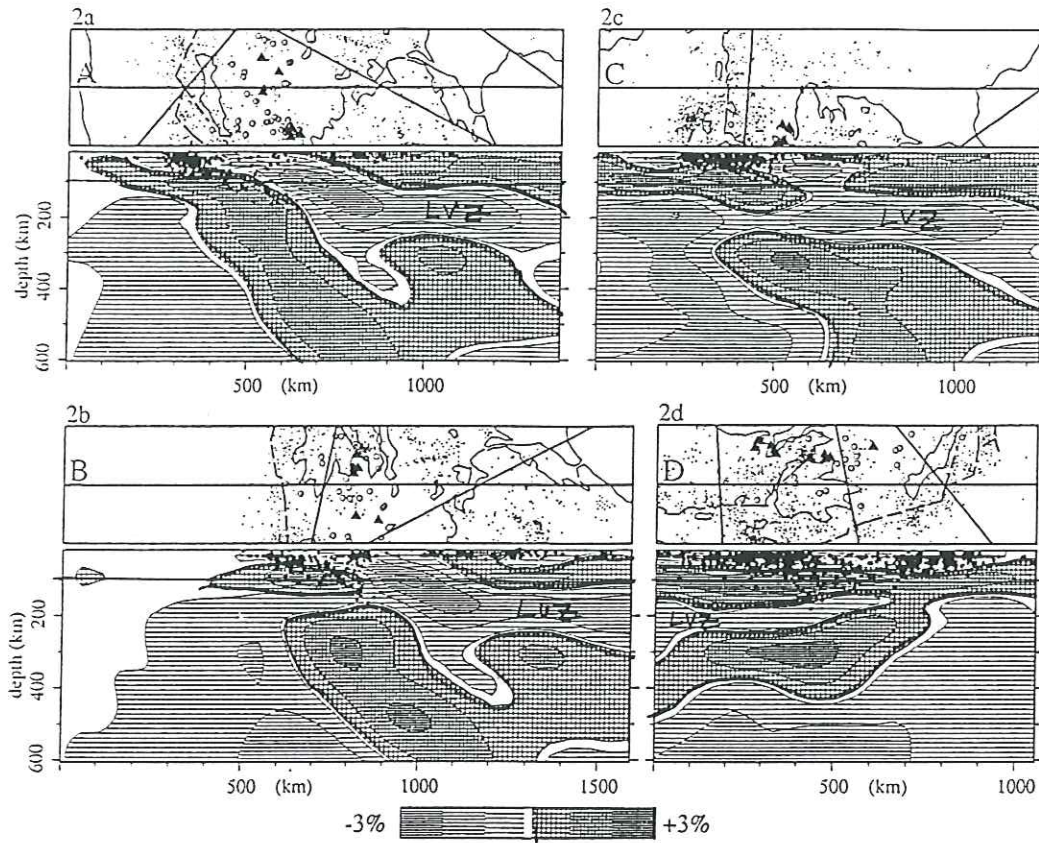


Fig. 1.9 Travaux de tomographie sismique effectués dans le domaine égéen par: a) Spakman et al. (1988) et b) Papazachos et al. (1995).

du Moho. La subduction de la lithosphère africaine est marquée par des vitesses importantes correspondant au matériel relativement froid qui plonge alors que, dans la partie intérieure de l'arc, la zone de vitesse faible est liée à l'arc volcanique. Les vitesses faibles qui sont observées dans la Mer N. Égée sont interprétées comme les traces d'une ancienne zone de subduction qui s'est progressivement déplacé vers le Sud. Dans la couche située entre 20 et 30 km, la partie Sud de la Mer Égée ainsi que la région autour du fossé N. Égéen montrent des vitesses importantes qui correspondent au manteau supérieur, témoignant ainsi de l'amincissement important que la croûte a subi dans ces régions.

Hashida et al. (1988) ont réalisé l'étude de l'atténuation sismique 3-D en Grèce en inversant les intensités ressenties lors des séismes importants. Ils montrent que dans la première couche (0 à 40 km) les valeurs importantes du facteur Q (atténuation faible) sont distribuées dans le continent alors que dans la Mer Égée ses valeurs sont faibles (atténuation importante). Dans les couches plus profondes (40 à 160 km) les valeurs faibles du facteur Q sont localisées autour d'Athènes et la partie sud-est de la Mer Égée et elles sont liées à l'arc volcanique. Les régions caractérisées par des valeurs faibles du facteur Q correspondent à la distribution des bassins Néogènes et Quaternaires et des grabens (graben de Skiros dans la Mer N. Égée et graben de Kerme dans le Sud-Est de l'Égée). La distribution des valeurs importantes du facteur Q avec la profondeur reste bien corrélée à celle des séismes intermédiaires et est donc liée à la subduction de la plaque relativement froide de l'Afrique.

Papazachos et al., (1992), ont calculé le tenseur de la déformation dans 21 zones du domaine égéen à partir de toutes les données instrumentales et historiques disponibles (fig. I.10). La déformation ainsi définie est exprimée par de la compression de direction E-W au niveau des îles ioniennes (11 mm/a) et de direction NNE dans la partie extérieure de l'arc, au niveau de la Crète jusqu'aux côtes turques (5,5 mm/a). A l'intérieur de l'arc, le tenseur calculé est de direction approximative N-S ou NNW-SSE. Il représente un régime extensif avec un taux de déformation qui varie entre 1 et 13 mm/a. Autour du fossé N. Égéen, la

composante la plus importante de ce tenseur est la compression de direction E-W (16 mm/a), alors que l'extension de direction N-S présente des valeurs plus faibles.

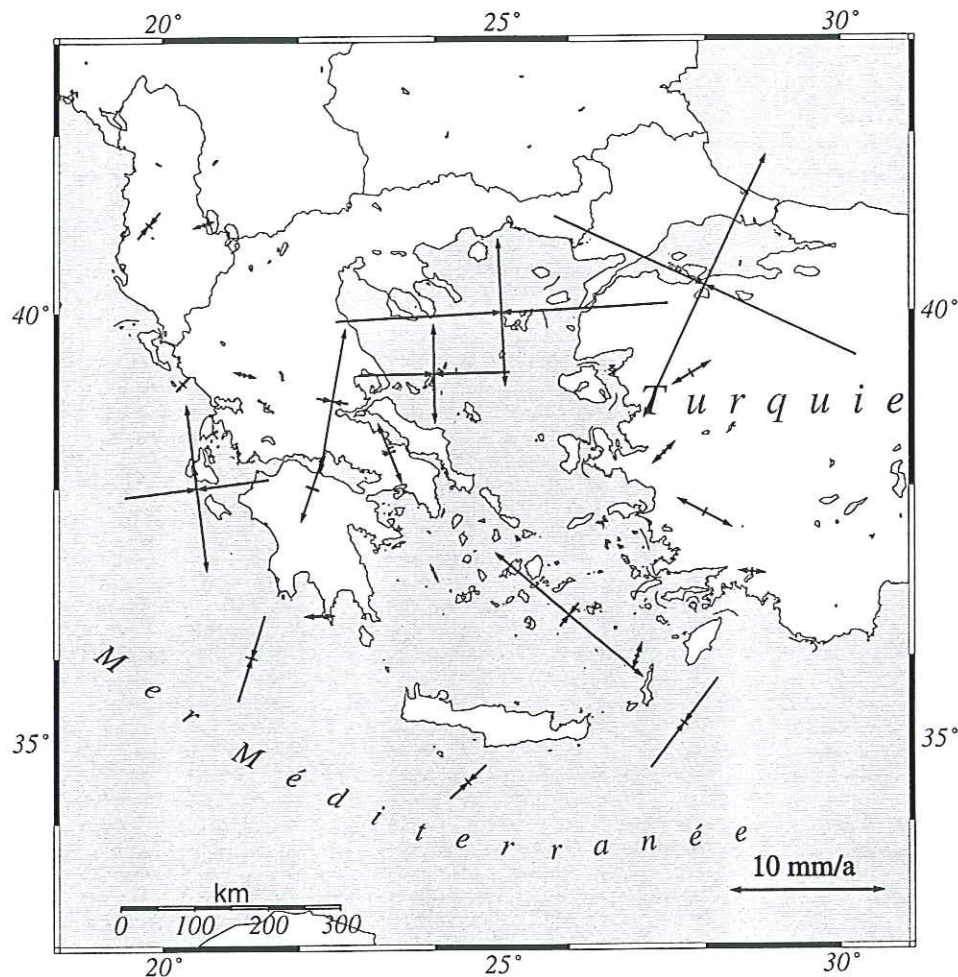


Fig. I.10 Tenseur de déformation calculé pour 21 zones du domaine égéen par Papazachos et al. (1992).

I.5 MODÈLES GÉODYNAMIQUES

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la tectonique complexe du domaine égéen :

McKenzie en 1972 suggère que le domaine égéen constitue une plaque indépendante qu'il appelle "plaque Égée". A cause de l'expulsion de la Turquie vers l'Ouest, la plaque Égée est contrainte à un déplacement vers le SW. Celui-ci se ferait sur

un grand accident décrochant dextre de direction NE-SW, ayant valeur de faille transformante qui relie le mouvement dextre de la faille N. Anatolienne avec la bordure ouest de la subduction hellénique (fig. I.11). Aucune trace de cette faille n'ayant été trouvée en Grèce centrale où l'extension N-S domine, cette hypothèse n'a pas été retenue.

Makris (1976) s'appuyant sur les données de sismique réfraction propose l'existence dans le domaine égéen d'un panache de matériel chaud. La montée de ce panache serait responsable des phénomènes observés dans le domaine égéen comme le flux de chaleur important, la vitesse faible des ondes sismiques dans le manteau supérieur (7,7 km/s), les résidus positifs des ondes P téléseismiques, de l'ordre de +2 sec, et la sismicité intermédiaire. La base de ^{ce panache} cette plume se trouve à la base de la lithosphère et sa montée a été initiée par les mouvements relatifs entre l'Afrique et l'Europe il y a environ 10 Ma.

Papazachos (1976) propose l'existence de cellules de convection dans le manteau, au-dessous de la plaque subduite, ^{de} qui obligent la lithosphère à s'étendre vers le Nord. De cette façon, on pourrait expliquer les anomalies magnétiques, l'important flux de chaleur et les mécanismes focaux en extension (pour les séismes superficiels) dans les parties centrale et nord de la Mer Égée, et les mécanismes en compression dans la partie la plus septentrionale de cette région.

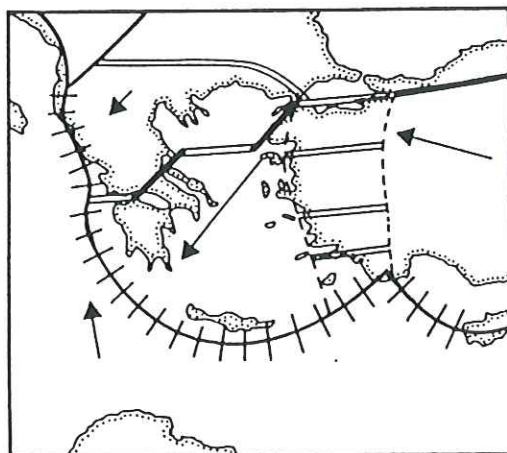


Fig. I.11 Modèle géodynamique proposé pour le domaine égéen. par McKenzie, 1972.

McKenzie (1978) attribue l'important amincissement de la croûte de la Mer Égée à un mécanisme d'étirement. La conséquence de cet étirement est le remplacement de la base de la lithosphère par du manteau plus chaud. Ce phénomène produit un flux de chaleur important et une subsidence thermique lente, caractéristiques des bassins sédimentaires. Les forces qui maintiennent cet étirement sont probablement des cellules de convection associées à la subduction.

Le Pichon & Angelier (1979), calculent le pôle de rotation du front de la subduction par rapport à l'Afrique à partir des vecteurs glissement des séismes superficiels ($h < 60$ km) situés sur l'arc. La projection horizontale de ces vecteurs (Fig. I.12) indique un déplacement du front de la subduction sous forme de rotation de 30° autour d'un pôle situé en Adriatique (40°N et 18°E). D'après les auteurs, ceci expliquerait aussi les décalages observés des fossés ioniens et les failles transformantes de Pliny et Strabo.

Ensuite, grâce au pôle de rotation ainsi défini et au pôle de rotation entre l'Europe et l'Afrique, préalablement défini par Chase (1978) à $29,2^\circ\text{N}$ et $23,5^\circ\text{W}$, ils proposent une reconstruction du domaine égéen il y a 13 Ma. Pour compléter cette reconstruction, le mouvement de la plaque turque est aussi représenté comme une rotation autour d'un pôle, situé au voisinage de 30°N 34°E , suggéré par la forme convexe de la faille N. Anatolienne.

Le Pichon et al. (1995) reprennent les mesures SLR effectuées en Grèce et en Turquie (Noomen, 1992) à partir desquelles ils calculent les vecteurs de déplacement par rapport à l'Europe. En extrapolant ces données en Égée et à l'Anatolie occidentale ils concluent que le champ de vitesses pourrait être bien représenté par une rotation rigide de l'Anatolie autour d'un pôle situé à 32°N et 32°E . Ensuite, en utilisant les mesures géodésiques effectuées en Grèce Centrale et dans le Péloponnèse (Billiris et al, 1991 ; Veis et al., 1992) ils concluent que la partie Ouest de la Grèce subit une rotation horaire autour d'un pôle situé en Adriatique alors que la Grèce du Nord et la partie Est de la Grèce Centrale et du Péloponnèse sont soumises à la rotation antihoraire de la plaque Anatolienne. La superposition de ces deux rotation se fait au niveau de l'Attique.

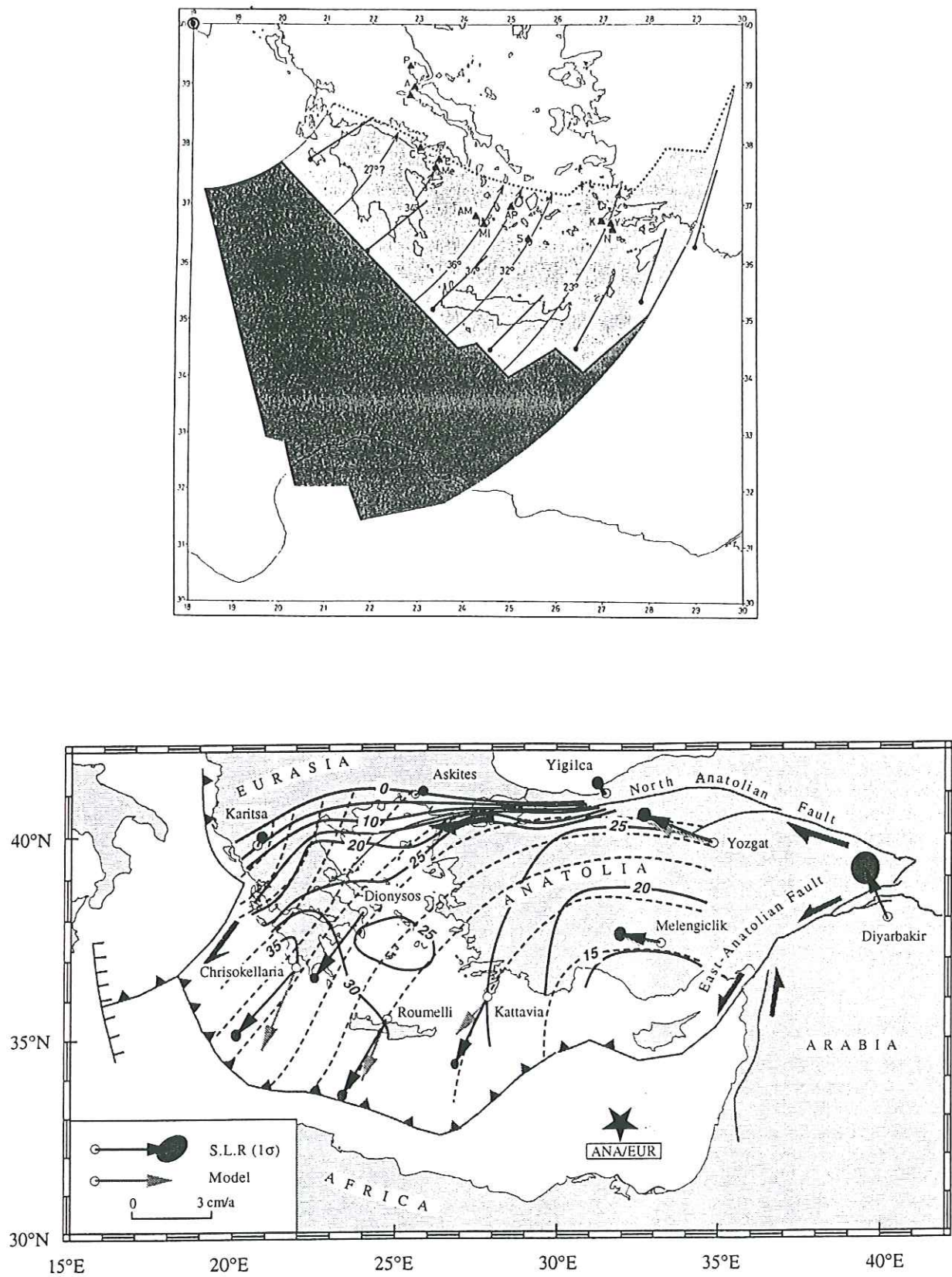


Fig. I.12 Modèles géodynamiques proposés pour le domaine égéen. a) Le Pichon & Angelier, 1979 et b) Le Pichon et al., 1995.

I.6 STRUCTURE ET ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

Notre région d'étude est constituée par la partie Est de la Thessalie, l'Eubée, les îles Sporades et la partie Ouest de la Mer N. Égée (fig. I.13). Il s'agit de la région où a lieu la transition entre l'extension N-S qui domine la Grèce continentale et le régime de décrochement dextre introduit dans la Mer N. Égée avec le déplacement vers l'Ouest du bloc turc.

Du point de vue de la morphologie, la partie Ouest (Thessalie) est dominée par de grandes structures orientées dans la direction NW-SE d'âge Miocène. La partie centrale de la Thessalie correspond à un grand bassin, pris entre les chaînes de montagnes de Olympe-Ossa-Pilion à l'Est et du Pinde à l'Ouest. En Eubée, les structures de même direction sont responsables de la création du canal d'Atalanti et du bassin de Kallidromon. Les nouvelles structures suivent plutôt une direction E-W et elles sont liées au régime d'extension N-S qui a débuté au Plio - Pléistocène et continue jusqu'à nos jours.

En Eubée, les bassins ont une taille qui peut aller jusqu'à 100 km bien que les failles qui les bordent soient segmentées avec une taille maximale de segment de l'ordre de 15 km (Roberts & Jackson, 1991). Ces failles semblent appartenir à une famille de failles subparallèles qui couvrent la région entre Corinthe et le NE de l'Eubée. Elles sont orientées dans la direction NW-SE, elles plongent vers le NE et elles sont souvent accompagnées de failles antithétiques qui plongent vers le Sud. Cette famille de failles est responsable de la création de grands grabens comme le Golfe de Corinthe, le canal d'Atalanti et le bassin marin au NE de l'Eubée (Roberts & Jackson, 1991). La terminaison NE de cette zone de failles se situe à la terminaison SW du fossé N. Égéen.

Dans la Mer N. Égée, la morphologie est dominée par les dépressions profondes ($h < 1600$ m) du fossé N. Égéen qui est bordé par de failles de direction N50°-N70°. Le fossé N. Égéen qui s'élargit vers l'Ouest en passant en même temps du décrochement extensif à l'extension pure face au rivages de Locride (Martin & Mascle, 1989), contient

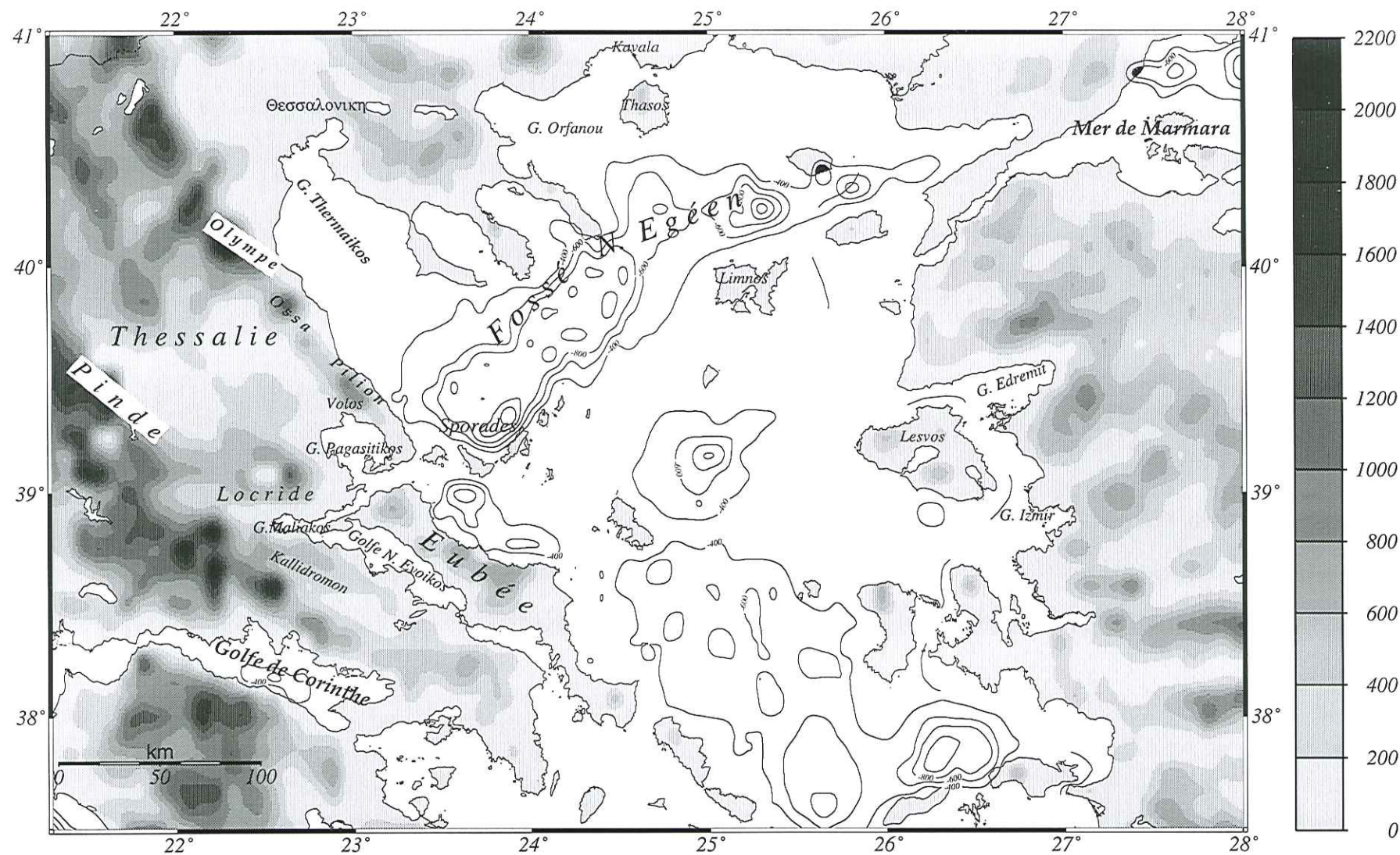


Fig. I.13 Grandes structures topographiques dans les parties nord et centrale du domaine Egéen.

deux branches : la branche Ouest (bassin de Sporades) qui commence au SW de l'île de Thasos, allongé dans la direction N045° et la branche Est (bassin de Saros) dans la direction N075°. Le bassin des Sporades est mieux développé (100 km de largeur) que le bassin de Saros situé sur la branche Est (20 km). Le domaine N. Égéen présente aussi une forte asymétrie dans la direction N-S, avec des pentes faibles au Nord et très raides au Sud, au niveau des îles Sporades (Martin & Mascle, 1989). Au Nord du fossé, les golfes de direction NW-SE dominant (golfe Thermaikos, golfe d'Orfanou, golfe de Kavala) alors que à l'Est sur les côtes turques, la direction des golfes (Endremit, Izmir) est la même que celle du fossé N. Égéen (Mascle & Martin, 1990).

I.6.1 STRATIGRAPHIE

Du point de vue stratigraphique, la Mer Nord Égée, l'Eubée et la Thessalie, font partie des Hellénides Internes et sont constituées des zones d'Axiros, Pélagonienne et Subpélagonienne.

-La zone de Axiros, alignée dans la direction NNW-SSE en Yougoslavie et en Grèce du Nord, passe du golfe Thermaikos à la Mer N. Égée où elle s'oriente NE-SW pour réapparaître à l'Ouest de la Turquie (Brooks & Ferentinis, 1980). Il s'agit d'une ancienne région océanique de Téthys caractérisée par la présence d'ophiolites et d'une épaisse séquence de sédiments de mer profonde.

-La zone Pélagonienne était un bloc continental, séparant 2 océans qui se sont fermés pendant l'Éocène : La paléo-Téthys (zone d'Axiros) à l'Est et la Neo-Téthys (Subpélagonienne - Pinde) à l'Ouest. Il a subi une sédimentation carbonatée pendant le Mésozoïque. Sous le régime de l'orogénèse Alpine, les sédiments qui ont été déposés sur cette zone ont été déplacés vers l'Ouest et ont chevauché la zone Subpélagonienne.

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

18 AOUT 2003

-La zone Subpélagonienne formait avec la zone du Pinde à l'Ouest un ancien océan, la Neo-Téthys. Les ophiolites associés à ce fond océanique ont chevauché à l'Ouest, pendant l'orogénèse Alpine.

I.6.2 TECTONIQUE & RELATIONS AVEC LA GÉOMORPHOLOGIE

I.6.2.1 La Thessalie

La phase tectonique la plus ancienne retrouvée en Thessalie est une compression de direction ENE-WSW d'âge alpin et affectant cette région jusqu'au Miocène inférieur (Caputo & Pavlides, 1993). Cette phase tectonique mise en évidence le long du versant Est du Pinde est responsable du charriage des Hellénides vers l'Ouest. Cette phase compressive a d'abord été activée à l'Est du domaine grec et s'est ensuite progressivement déplacé vers l'Ouest.

L'évolution post-alpine de la Thessalie consiste deux phases tectoniques (Caputo & Pavlides, 1993):

-La première phase qui a eu lieu du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur est caractérisée par l'extension de direction NE - SW (N54°E) à la suite de l'effondrement post-orogénique qui s'est produit en arrière du front de la subduction entre l'Afrique et l'Europe. Ce phénomène s'est propagé vers l'Ouest en créant de grands bassins de direction NW-SE comme le golfe Thermaikos, les bassins de Karditsa et de Larisa et le golfe Nord Evoikos. En Thessalie, cette phase d'extension est responsable de la création de 3 reliefs topographiques : le Pinde à l'Ouest, les "Central hills" et la série Olympe-Ossa-Pilion à l'Est, qui sont séparés par les bassins de Karditsa et de Larissa (Caputo & Pavlides, 1993).

-La deuxième phase, qui a débuté au Pléistocène moyen et se poursuit jusqu'à nos jours, est une extension de direction N-S à NNE-SSW qui a créé les failles de direction E-W à ESE-WNW superposées aux anciennes structures. En Thessalie, les structures les plus

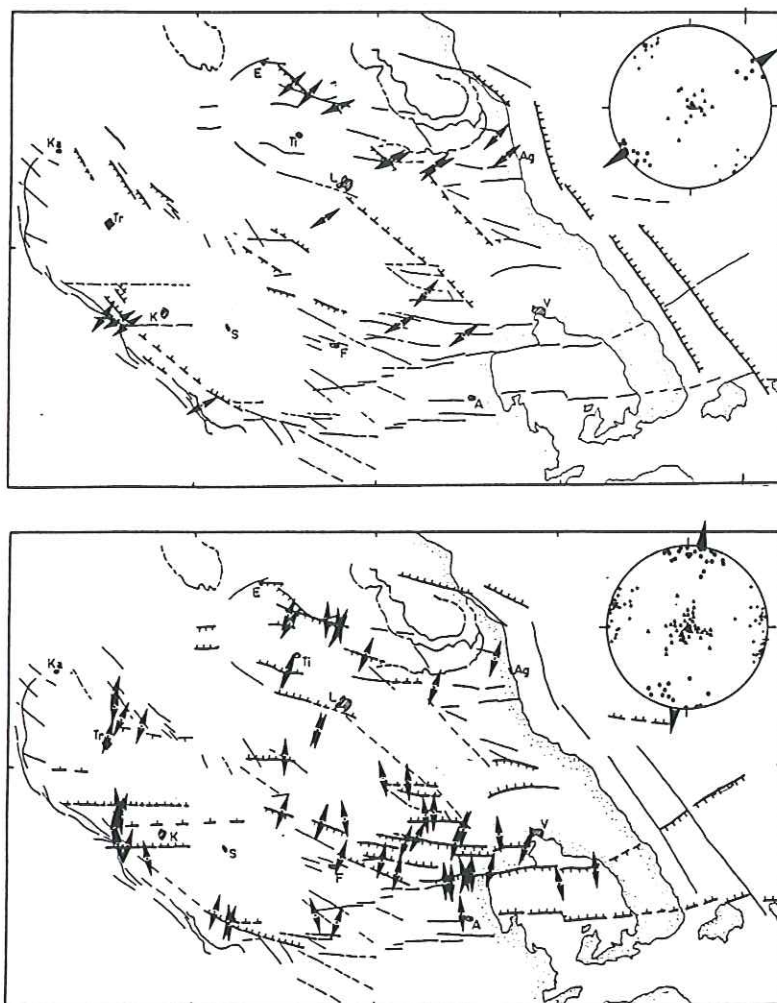


Fig. I.14 Phases tectoniques en Thessalie a) Pliocène - Pléistocène inférieur et b) Pléistocène moyen - présent (d'après Caputo & Pavlides, 1993).

importantes de cette période sont les bassins de Tyrnavos, Vasilika et Almyros et les horsts de Chalkodoni. Le bassin d'Almyros est bordé au Nord par la faille de Nea Anchialos, une grande structure, qui a contribué à la formation du golfe de Volos.

On peut également noter que Caputo & Pavlides (1993) ont trouvé les traces d'une phase d'extension de direction NW-SE, contemporaine de l'extension N-S. Cette phase est locale et les structures qu'elle a créé se trouvent parfois superposées aux structures héritées de l'extension N-S. La même phase a aussi été détectée par Pavlides et Mountrakis (1987) dans la Grèce du Nord et par Fountoulis (1980) dans les dépôts du graben de Mygdonie (Macédoine de l'Est). Part ailleurs, certaines traces de rupture du sol observées lors du séisme de Volos, en 1980, montrent un schéma d'extension identique.

I.6.2.2 L'Eubée et la Locride

En Eubée et en Locride, on retrouve trois phases de déformation (Philip, 1976). Il s'agit de deux phases de distension interrompues par une phase de compression à la base du Quaternaire (fig. I.15).

-La première phase d'extension a eu lieu au Pliocène et elle est estimée être dans la direction 020°N . Pendant cette phase la série Subpélagonienne a été tronçonnée par des failles de direction WNW-ESE. Ces failles ont créé une série de horsts et de grabens qui contrôlent encore la morphologie de la région (Philip, 1974). Les grabens les plus importants sont le bassin de Kallidromon et le canal d'Atalanti. Le bassin de Kallidromon qui forme une plaine de 40 km de longueur et 7 km de largeur est compris entre les montagnes de Knimis au Nord et du Kallidromon au Sud. Les failles qui ont créé le canal d'Atalanti montrent des rejets plus importants que dans le bassin de Kallidromon (Philip, 1974).

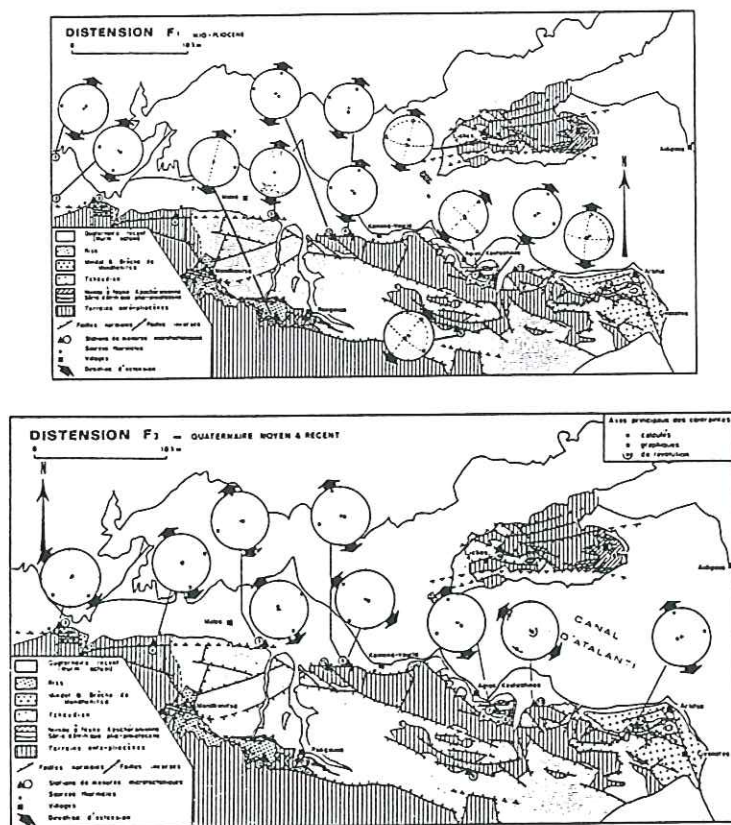


Fig. I.15 Phases tectoniques en Locride a) Pliocène et b) Quaternaire moyen - supérieur (d'après Philip, 1974).

-A la base du Quaternaire, un épisode de déformation en compression de direction NW-SE ou NNW-SSE commence. La compression est exprimée dans la partie Nord-occidentale de l'Eubée avec des failles plates kilométriques de direction N120° qui plongent vers le Nord. En Locride, sur le versant Nord de Kallidromon la même direction de compression a été déduite à partir des failles inverses qui plongent vers le Sud. Sur le versant nord du Knimis les failles inverses semblent plonger vers le Nord déformant les grands miroirs des failles normales appartenant à la période précédente. Cet épisode en compression est attribué par l'auteur à une mise en charge sous tension tectonique de la plaque égéenne.

-Enfin, au Quaternaire moyen l'extension reprend dans la région. Sa direction est actuellement voisine de NNW-SSE, comparable à celle qui a été mesurée en Thessalie. Sur les rivages de l'Eubée et de Locride cette phase d'extension se traduit par des mouvements en failles normales ou normales décrochantes sur les plans de failles formés au Pliocène ou antérieurement (Mercier et al., 1979).

I.6.2.3 La Mer Nord Égée

Les études structurales effectuées dans la Mer N. Égée (Mercier, 1990 ; Lyberis, 1985 ; Simeakis et al., 1989) ont révélé trois phases d'extension :

-Une phase d'extension WNW-ESE au Miocène supérieur (fig. I.16). Le jeu des anciennes failles de direction ENE-WSW pendant cette période est normal avec une petite composante de décrochement senestre alors que de nouvelles failles de direction NE - SW sont créées (Lyberis & Deschamps, 1982). Cette phase d'extension n'est donc pas compatible avec le mouvement en décrochement dextre de la faille N. Anatolienne (Lyberis, 1985 ; Mercier, 1990). Pendant la même période (Miocène supérieur - Pliocène inférieur), une phase de compression a été détectée sur l'île de Chios ainsi que près des

frontières avec la Turquie où les failles en décrochement dextre recoupent les sédiments d'âge Oligocène et Miocène (Mercier, 1981).

-Une deuxième phase d'extension d'orientation N050°(Lyberis, 1985) a eu lieu au Plio - Pléistocène (Fig. I.16.b). Pendant cette phase la subsidence reprend dans les bassins Oligocènes de direction NNW-SSE et les failles qui bordent les bassins néogènes rejouent en décrochement avec une composante normale. Le jeu des failles appartenant à la zone du fossé N. Égéen est normal avec une composante de décrochement dextre, indiquant que le mouvement dextre de la FNA a été transféré dans la Mer N. Égée (Simeakis et al., 1989 ; Mercier et al., 1990). Le Néogène dans la mer N. Égée est caractérisé par de nombreux bassins, les plus importants étant le Fossé N. Égée et la Mer de Marmara.

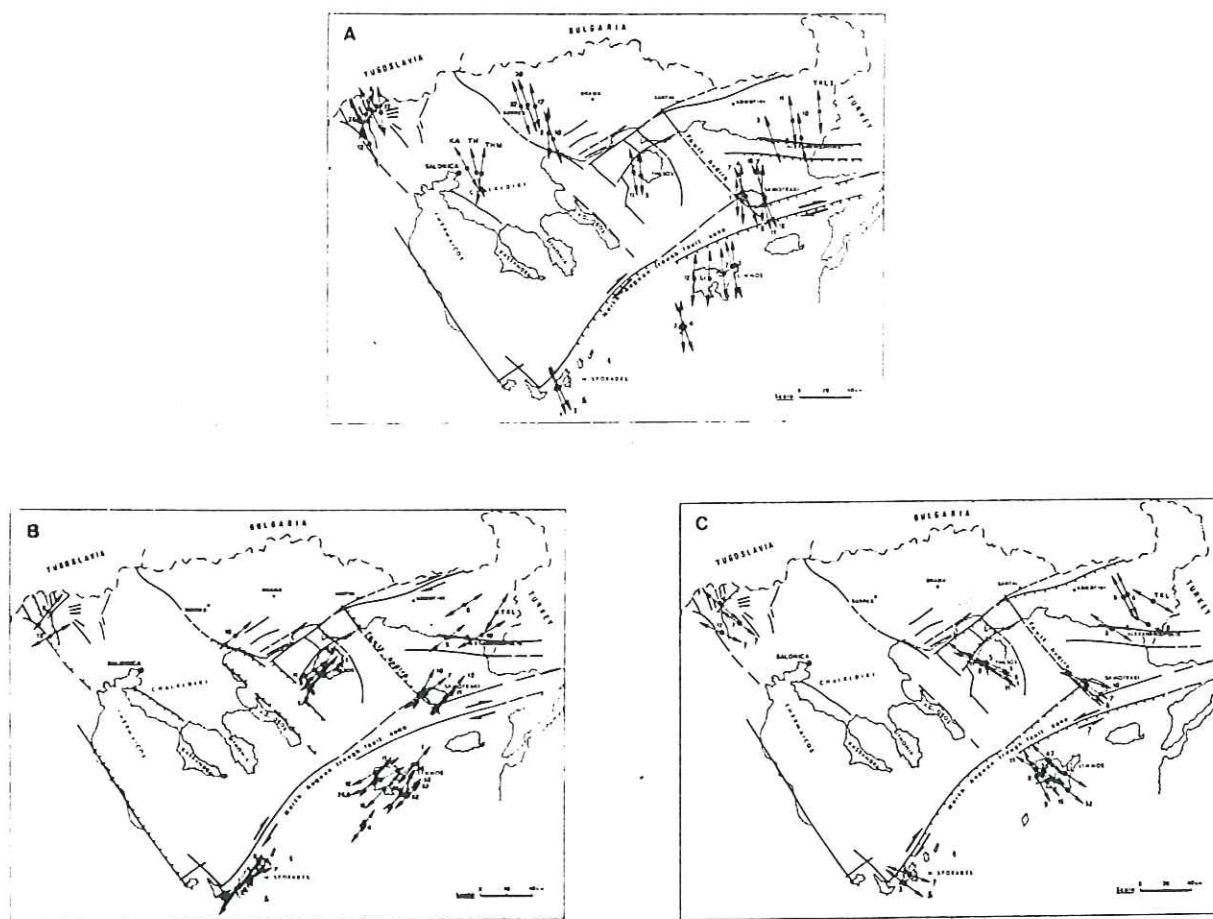


Fig. I.16 Phases tectoniques dans la Mer N. Égée a) Pléistocène moyen - présent b) Pliocène - Pléistocène inférieur c) Miocène supérieur (d'après Mercier et al., 1988).

Ces bassins suivent deux directions principales : NNW-SSE et NE-SW. Ils sont créés par de failles normales avec un déplacement horizontal qui peut aller jusqu'à 6-7 km et qui reste encore actif (Lyberis, 1985).

-La phase la plus récente est l'extension de direction N-S, qui domine le domaine égéen à partir du Pléistocène Moyen jusqu'à aujourd'hui (Fig. I.16.a). Cette extension crée de nouvelles failles normales et fait jouer en décrochement les failles préexistantes de direction ENE-WSW à E-W (Mercier, 1982).

Les directions des deux derniers régimes observés en Mer Nord Égée ont été relevées dans des régions (île de Lesbos) où les études paléomagnétiques montrent qu'il n'a pas eu de rotations importantes depuis le Miocène supérieur (Kissel et al., 1989). En conséquence, ces directions ne doivent pas être considérées comme le résultat d'une seule phase d'extension qui a subi la rotation (Mercier et al., 1990).

En conclusion, les directions structurales de la déformation en Thessalie, en Eubée, en Locride et dans la Mer Nord Égée sont comparables à partir du Pliocène inférieur. La différence principale⁽¹⁾ dans l'évolution tectonique de ces régions se situe du Miocène supérieur au Pliocène inférieur puisqu'en Thessalie et en Locride la direction de l'extension (associée à l'effondrement postorogénique) varie de ENE-WSW à NNE-SSW alors qu'en Mer Nord Égée elle est dans la direction WNW-ESE.

I.6.3 DÉFORMATIONS ACTUELLES ET RELATIONS AVEC LA SISMICITÉ

I.6.3.1 La Thessalie

La Thessalie présente aujourd'hui une activité sismique importante avec 8 séquences sismiques de $M_s \geq 6,0$ (Tab. I.1) depuis 1905. La sismicité est essentiellement concentrée

¹ Si on considère que les épisodes en compression qui ont été détectés en Locride, Eubée (base du Quaternaire) et Mer Nord Égée (au même temps que l'extension du Miocène sup. - Pliocène inf.) n'ont pas profondément influencé la structure de ces régions.

dans la partie Sud de la région alors que la partie Nord reste presque complètement inactive (Caputo, 1995). Cette distribution qui est vraie pour les séismes importants ainsi que pour les plus petits ($4,0 < M < 6,0$) peut être attribuée soit au fait que la région Nord représente un gap sismique soit à l'existence d'un bloc Nord indépendant, rigide et indéformable (Caputo, 1995).

Date	Temps origine	$\phi^{\circ}\text{N}$	$\lambda^{\circ}\text{E}$	Ms
20/01/1905	02:32:30	39,61	22,91	6,3
22/10/1911	22:31:45	39,59	22,90	6,0
23/02/1930	18:19:12	39,58	22,92	6,0
31/03/1930	12:33:48	39,52	23,02	6,1
01/03/1941	03:52:47	39,70	22,54	6,3
30/04/1954	13:02:36	39,28	22,29	7,0
19/04/1955	16:47:19	39,37	23,00	6,2
08/03/1957	12:14:14	39,38	22,63	6,5
08/03/1957	12:21:13	39,36	22,69	6,8
08/03/1957	23:35:09	39,36	22,76	6,0
09/07/1980	02:11:56	39,27	23,09	6,5
09/07/1980	02:35:52	39,16	22,68	6,1

Tableau I.1 Séismes importants ($M > 6,0$) qui ont eu lieu en Thessalie depuis 1905 jusqu'à aujourd'hui (d'après Papazachos et al., 1983).

La plus grande partie de la sismicité est concentrée le long d'une zone sismique qui borde la partie Sud de la plaine. Les quatre séismes avec $M_s > 6,5$ se sont produits dans cette zone (Papazachos, 1994). Une autre zone sismique est située à la limite Est de Thessalie. L'activité de cette zone (1905-1955) est antérieure à l'activité sismique de la zone Sud pendant la période 1955-1980. La sismicité est principalement liée aux structures récentes de direction E-W, les plus importantes étant (Caputo, 1995):

-la faille de Nea Anchialos, une structure récente de direction E-W qui change en NEE-SWW à l'Est, au niveau de la péninsule de Pilon. Cette faille qui bord la partie Nord du golfe de Volos et de la vallée d'Almyros a été activée en 1980 donnant un séisme de magnitude 6,5.

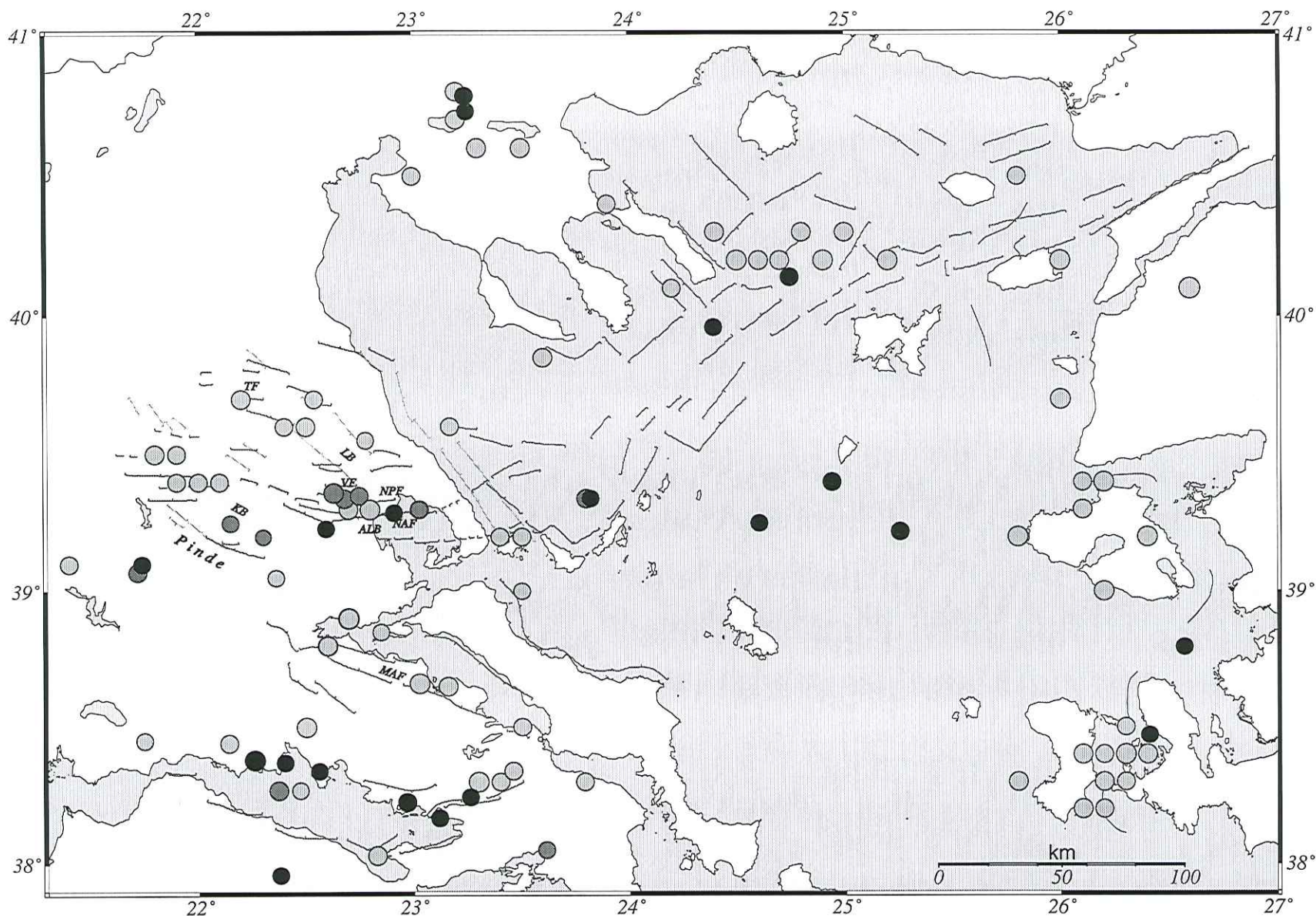


Fig. I.17 Séismes importants ($M > 5.5$) de la région d'étude. En gris clair sont représentés les séismes qui couvrent la période entre 426 av.J et 1941, en gris ceux de 1941 à 1964 (Papazachos & Papazachou, 1989) alors qu'en noir ceux de 1964 à 1987 (ISC).
 TF: faille de Tyrnavos, NPF: faille de Nea Pigassos, NAF: faille de Nea Anchialos, VF: faille de Velesino, MAF: faille de Martinon-Atalanti, KB: Karditsa bassin et LB: Larissa bassin.

-la faille de Righeio de direction E-W, qui bord la partie NE du bassin de Vassilika. Cette structure de longueur totale supérieure à 20 km est probablement liée aux deux séismes de Velesino de 1957 ($M_s = 6,5$ et $6,8$ d'après Papazachos et al., 1983)

-le système de failles de Domokos situé dans la partie Sud du bassin de Karditsa est composé par une série de failles de direction E-W qui coupent les anciennes failles de direction NW-SE. Ce système de failles est lié au séisme de Sophades de 1954 ($M_s=7,0$ d'après Papazachos et al, 1983) pendant lequel les anciennes failles de direction NW-SE ont aussi été réactivées.

-la faille de Tyrnavos est constitué de trois segments de direction E-W et ESE-WNW qui résultent à une longueur totale de 12 km. La dernière séquence sismique qui a eu lieu sur cette faille date de 1731 ($M=6,0$; Papazachos & Papazachou, 1989).

-le système de failles de Chasambali situé dans la partie NE du bassin de Larissa, consiste à une série de failles qui plongent vers le Nord. Ces failles sont probablement liée au séisme de Larissa en 1941 ($M_s = 6,3$; d'après Papazachos et al., 1983).

Papazachos et al. (1983), observent une migration systématique des séquences sismiques vers l'Est. En effet, l'activité sismique pendant la période 1954-1957 en Thessalie s'est déplacée dans la Mer N. Égée pour la période 1964-1968 et en Turquie occidentale entre 1969 et 1971. Le même phénomène s'est répété avec la séquence sismique de 1980 qui a été suivi par une séquence de séismes importants dans la Mer N. Égée entre Décembre 1981 et Janvier 1982.

I.6.3.2 L'Eubée et la Locride

En Eubée, les événements locaux récents ont une magnitude plus faible ($M<6,0$) ce qui est en accord avec la longueur maximale des failles (15-20 km) (Roberts & Jackson, 1991). Par contre une étude paléontologique (Stiros et al., 1989) montre que la côte NE de l'Eubée

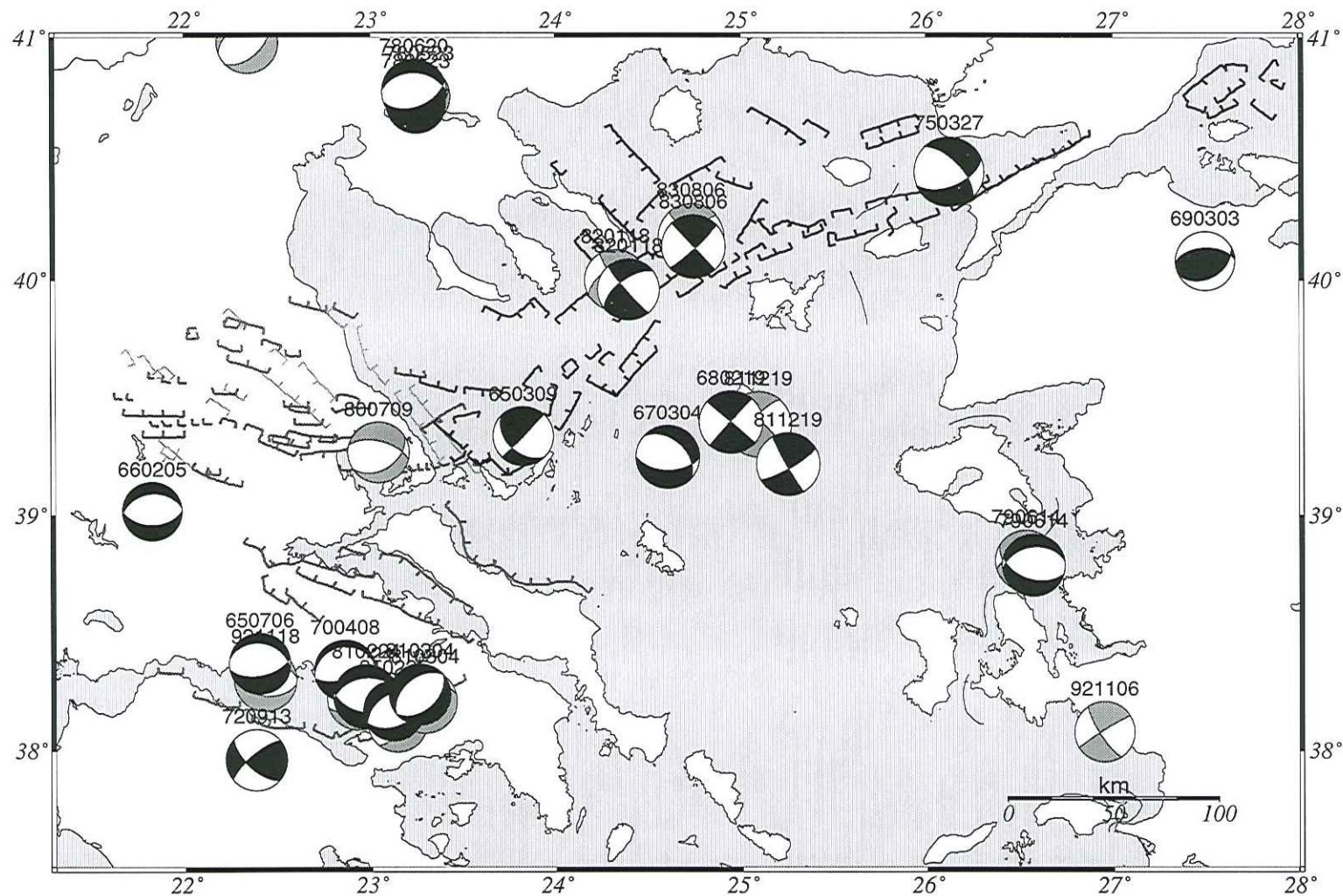


Fig. I.18 Solutions focales pour les séismes les plus importants ($M > 5.5$) de la Grèce centrale et de la Mer Nord Égée. En gris sont représentés les mécanismes CMT et en noir les modélisés (Taymaz et al., 1991).

a subi des soulèvements co-sismiques (Holocène) rapides assez importants (~ 1 m) qui pourraient être attribués à des séismes de magnitude importante (7,0). D'autre part, l'escarpement de 1000 m de profondeur qui borde la côte nord-est de l'île semble être continu sur 80 km de long et il pourrait être lié aux séismes de magnitude supérieure à 7,0 (Stiros et al., 1989).

Sur les rivages de Locride le dernier grand séisme ($M_s = 6,9$) a eu lieu en 1894 (Ambraseys & Jackson, 1990) sur la faille de Martinon - Atalanti. Il s'agit d'une faille de direction $N120^\circ$ qui borde au Sud le golfe N. Evoikos. Le jeu de cette faille lors de ce séisme semble avoir été normal avec une petite composante de coulissage senestre (290:45:-70 ; d'après Ambraseys & Jackson, 1990).

I.6.3.3 La Mer Nord Égée

Dans la Mer N. Égée, la sismicité est clairement liée aux structures qui bordent le fossé N. Égéen. La sismicité est superficielle ($h < 30$ km) et elle est marquée par des magnitudes modérés ($M < 6,0$). Les solutions focales changent depuis l'Ouest où on trouve un mélange d'extension pure et de cisaillement dextre extensif jusqu'à l'Est où ils sont purement décrochants. Un mécanisme inverse (29/04/1964) a été reporté dans la terminaison SW du fossé (McKenzie, 1978), au niveau du changement de direction. Dans la partie Ouest de l'Anatolie, au Sud de la Mer de Marmaras, les solutions focales montrent que ces régions sont affectées par l'extension égéenne (Lyberis, 1985).

I.6.4 TRAVAUX ANTÉRIEURS

Plusieurs travaux géophysiques ont été effectués dans la Mer N. Égée:

La coupe bathymétrique (Fig. I.19.a) du fossé construite à partir des données géophysiques (Needham et al., 1973) montre que le côté SW est bordé par des failles

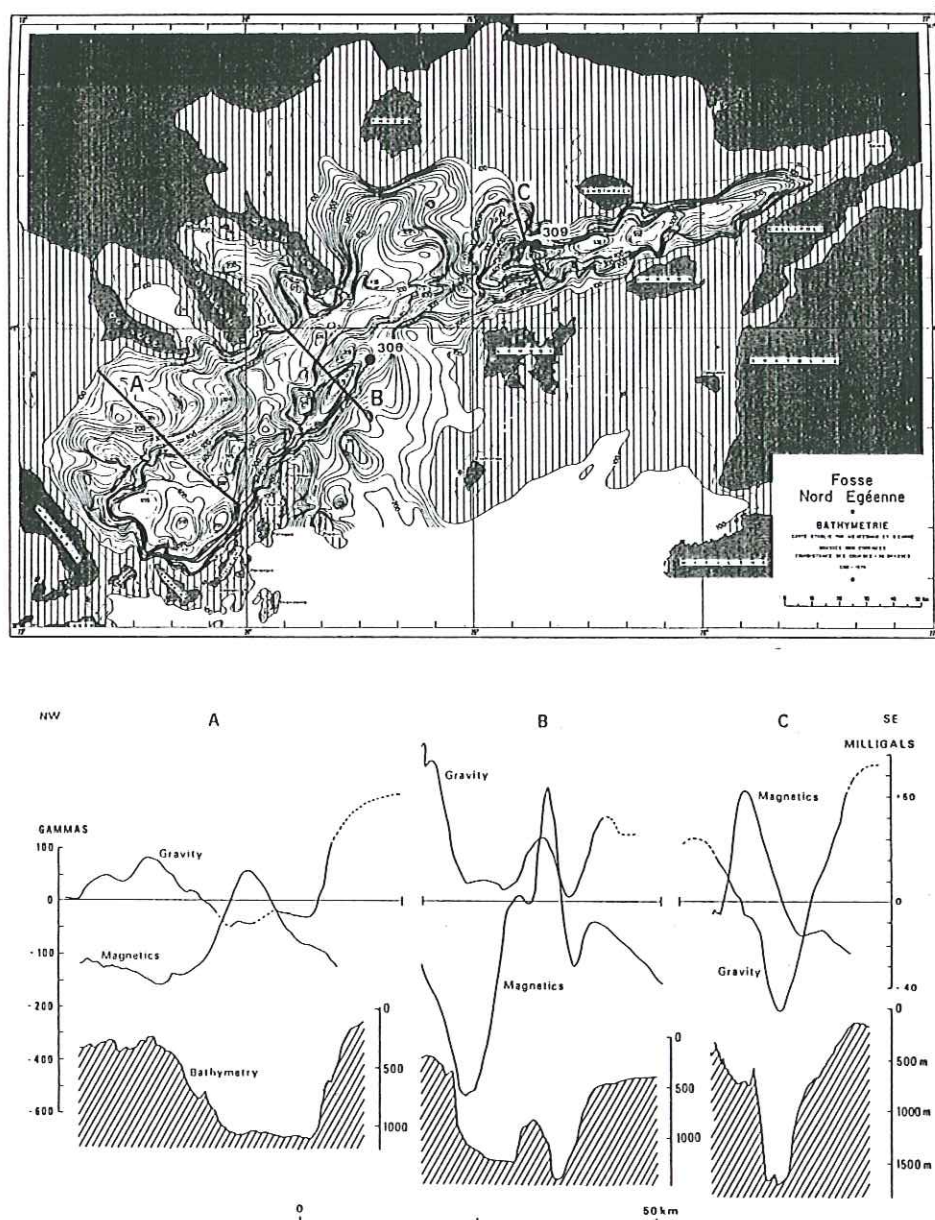


Fig. I.19 a) Carte bathymétrique du fossé Nord Égéen. Les numeros 306 et 309 sont les stations à flux de chaleur élevé d'après Jongsma, (1974) et b) Profils bathymétriques, gravimétriques et magnétiques (Needham et al., 1973).

presque verticales entraînant une augmentation brusque de la profondeur devant les îles des Sporades. Au contraire, la terminaison NW vers le golfe Thermaïkos présente des pentes beaucoup plus faibles.

Les données gravimétriques, rapportées par Needham et al. (1973) puis Morelli et al. (1978), montrent que le domaine Nord Égéen ne présente pas d'anomalies gravimétriques importantes à l'exception du fossé de Saros (-50 mgal). La distribution des

anomalies gravimétriques a été interprétée par LePichon et al. (1984) comme une indication que le fossé Nord Égéen est en équilibre isostatique. Suivant le même raisonnement, ils considèrent que le fossé de Saros est dans un stade précoce de formation.

Les anomalies magnétiques qui ont été observées dans le fossé Nord Égéen sont attribuées par plusieurs auteurs (Vogt & Higgs, 1969 ; Allan & Morelli, 1971 ; Needham et al., 1973) à des intrusions magmatiques dans le socle du fossé. Les anomalies les plus importantes ont été détectées dans le fossé de Saros. Dans le fossé des Sporades leur distribution coïncide avec une topographie irrégulière du fond marin (Brooks & Ferentinos, 1980).

Des valeurs de flux de chaleur importantes (jusqu'à 2,5 HFU) ont été mesurées dans le fossé Nord Égéen, supérieures aux valeurs moyennes mondiales (1,45 HFU) et comparables à celles relevées le long de l'arc volcanique (2,7 HFU) (Jongsma, 1974).

Jongsma (1975), a effectué des profils de canon à air le long et perpendiculairement à l'axe du bassin de Sporades où il décrit d'épaisses séquences de sédiments ainsi que des traces de failles majeures et des intrusions magmatiques.

Lalechos & Savoyat (1977,79), sur la base de données de sismique réflexion profonde dans le fossé Nord Égéen décrivent des failles normales dans deux directions principales, parallèles et perpendiculaires à l'axe du fossé et aussi des failles listriques souvent présentes dans ce domaine.

En 1989, Martin & Mascle effectuent plusieurs profils de sismique réflexion dans le domaine N. égéen. Le schéma structural qu'ils proposent met en évidence la dissymétrie importante entre la bordure Nord et la bordure Sud de ce domaine au niveau des épaisseurs (plus importantes vers le Nord) de la couverture sédimentaire et du socle. Le bassin sédimentaire de Thermaikos se trouve dans la prolongation de la zone d'Axios. Vers le SE de ce bassin, les sédiments s'abaissent à la proximité du bassin des Sporades qui est un bassin très dissymétrique et très fracturé à toute échelle. L'épaisseur de la couverture

sédimentaire est variable et elle est affectée par la présence de structures anticlinales de direction N10°-N30° interprétées comme de structures d'entraînement issues d'un jeu décrochant. Les auteurs soulignent que même si les effets de décrochement sont présents ce sont surtout les effets de l'extension qui sont observés sur les profils sismiques.

-Brooks & Ferentinos (1978) s'appuient sur des données de sismique profonde pour décrire l'évolution du bassin de Sporades. Ils décrivent d'épaisses séries de sédiments d'âge Miocène - Quaternaire sur la zone d'Axiros qui semble avoir subi une subsidence extensive après l'orogénèse d'Éocène. L'épaisseur de la série sédimentaire est variable (avec des valeurs maximales estimées à 4 km) et associée à l'existence de plis tectoniques synsédimentaires. Sur le versant nord du bassin des Sporades, on observe dans la série sédimentaire la trace d'une ancienne rupture d'âge Quaternaire qui plonge vers le Sud. Ceci indique que le bassin des Sporades a été caractérisée par des reliefs importantes dans les premiers stades de son développement. La région des îles des Sporades qui n'est pas caractérisée par la série sédimentaire Quaternaire se trouve en contact avec la zone d'Axiros par une faille majeure probablement listrique.

I.6.5 MODÈLES D'ÉVOLUTION PROPOSÉS

-LePichon et al. (1973), remarquent l'asymétrie importante entre les parties Est et Ouest du fossé N. Égéen : le bassin Ouest est orienté dans la direction SW-NE et il a une largeur de 45 km tandis que le bassin Est est d'orientation WSW-ENE et il est plus étroit. Les auteurs essaient d'expliquer cette asymétrie par une rotation de la plaque Égée par rapport de la plaque européenne autour d'un pôle situé en Bulgarie. De cette façon, on peut aussi expliquer le fait que l'on observe du cisaillement dans le bassin Est alors que le bassin Ouest est en extension. D'après ce modèle, la partie Est du fossé serait soumise au décrochement senestre alors qu'en réalité il est dominé par le décrochement dextre.

-McKenzie & Jackson (1983) ont proposé deux modèles qui supposent l'existence d'une étroite zone de déformation situé entre deux plaques. Le mouvement de la plaque 2 par rapport à la plaque 1 est de direction NE-SW. Le taux de rotation pour les différents blocs appartenant à cette zone dépend de leur taille, leur forme et leur orientation. Les blocs ayant une forme allongé qui dépasse les limites de la zone ont un taux de rotation plus important ("pinned block model"), que les petits blocs dont la longueur est moins important que la largeur de la zone ("the floating block model"). D'après les auteurs c'est le deuxième modèle qui expliquerait mieux les rotations paléomagnétiques en Grèce centrale (Eubée, Skyros).

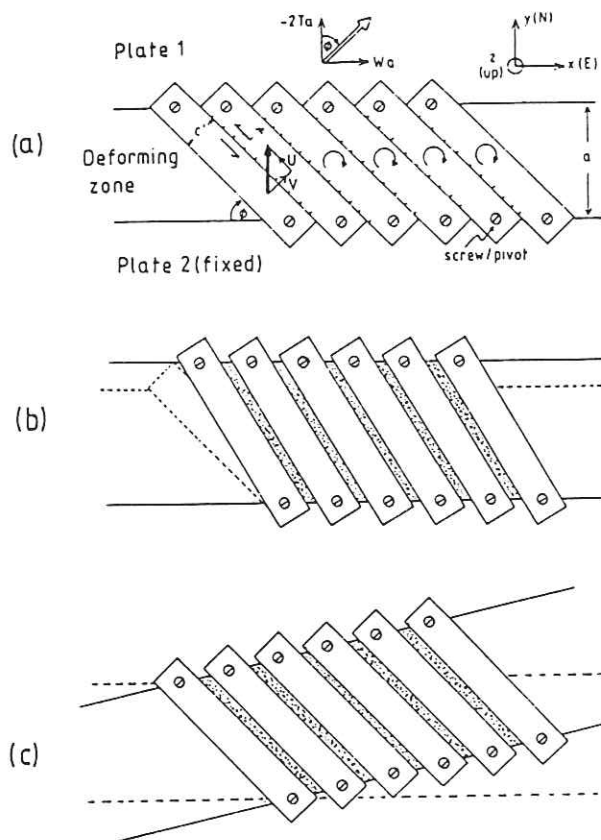


Fig. I.20 Modèle d'évolution proposé pour le domaine Nord Égée et la Grèce centrale par McKenzie & Jackson (1986). a) Le déplacement de la plaque 1 par rapport à la plaque 2 est représenté par le vecteur blanc, alors que le glissement entre les blocs de la zone déformée est montré par le vecteur noir. b) La même configuration après un déplacement de la plaque 1 et c) après une rotation des limites de la zone.

-McKenzie & Jackson (1986), à la suite du modèle précédant, proposent un schéma simple pour expliquer la distribution géométrique de la déformation dans une zone de taille définie située entre 2 plaques (fig. I.20). Un système de failles normales contrôlent la déformation de cette zone en définissant des blocs qui suivent des rotations horaires dues au déplacement relatif de la plaque 1 par rapport à la plaque 2. Ce schéma est comparé avec le schéma structural observé en Grèce Centrale où la famille des failles subparallèles sont la faille de Corinthe, de Martinon - Atalanti et celle qui borde la partie NE de l'Eubée. D'après les auteurs ces failles ont des vecteurs glissement comparables à ceux du modèle proposé (perpendiculaires aux bordures de la zone déformante) alors que la composante de coulissage senestre observée est associée à la rotation horaire des failles.

-Le Pichon et al. (1984), tentent d'interpréter les données géophysiques (anomalies gravimétriques, magnétiques et de flux de chaleur) sur la base d'un modèle d'étirement résultant en un amincissement extrême de la croûte. Le facteur d'étirement qu'ils adoptent est 3,5 et l'épaisseur de la croûte amincie qu'ils obtiennent est de 15 km. Ils attribuent le champ des anomalies à l'air libre au fait que le bassin se trouve presque en équilibre isostatique et les anomalies magnétiques à la création de roches volcaniques associée au processus d'amincissement crustal. Les valeurs importantes du flux de chaleur sont associées à l'amincissement important de la croûte et aux effets de la conduction latérale.

-Brooks & Kiriakidis (1986), remettent en cause la validité du modèle proposé par LePichon et al (1984). Ils suggèrent que le facteur d'étirement choisi est trop élevé pour la Mer Nord Égée et que les données géophysiques pourraient être aussi bien interprétées par un modèle dont l'amincissement ne serait pas si important. Prenant en compte l'existence de failles listriques dans le domaine Nord Égéen, ils obtiennent un modèle qui correspond à un facteur d'étirement de 1,4 et qui entraîne une croûte amincie de 25 km.

-Simeakis et al.(1989), proposent un schéma d'évolution qui explique l'écart entre les rotations paléomagnétiques mesurées et les rotations déduites à partir de l'étude structurale dans le domaine N. Égéen. Ainsi, les rotations paléomagnétiques de la partie

structurale dans le domaine N. Égéen. Ainsi, les rotations paléomagnétiques de la partie Ouest (Eubée = 46° , Skyros = 23° ; Kissel et al, 1989) serait le résultat d'une superposition d'une rotation horaire liée au mouvement dextre de la FNA et de la rotations horaire de la branche ionienne de l'Arc hellénique. De la même façon, les rotations paléomagnétiques mesurées dans la partie Est (Lesvos= 6° , Limnos= 15° ; Kissel et al., 1989) seraient le résultat d'une rotation horaire due au mouvement dextre de la FNA et de la rotation antihoraire de la branche Lycienne de l'arc.

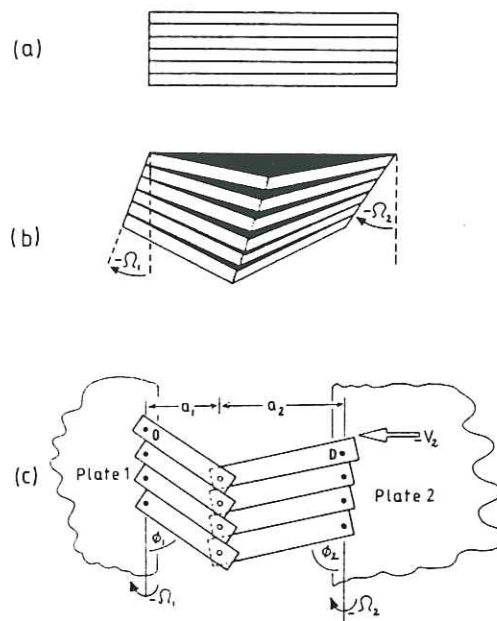


Fig. I.21 Modèle d'évolution proposé pour le domaine Nord Égéen par Taymaz et al. (1991).

-Taymaz et al (1991) (dans la suite des modèles de Jackson et McKenzie) proposent pour le domaine N. Égéen le modèle des lattes cassées ("broken slats") qui représente bien le champ de vitesse instantané. Il s'agit d'une série de lattes parallèles initialement orientées dans la direction E-W et fixées sur leur limites Est et Ouest. Le déplacement vers l'Est du bloc turc contraint la terminaison Est à subir une rotation antihoraire. Cette

rotation ne peut pas être accommodé par la rotation de la terminaison Ouest qui est en collision (Grèce nord-occidentale). Ainsi, un raccourcissement de direction parallèle aux lattes est produit, ce qui oblige les lattes à se casser et subir des rotations. De cette façon le raccourcissement E-W, dû au déplacement du bloc turc, est accommodé par un étirement de direction N-S. Les vecteurs du champ de vitesse dérivés de ce modèle sont en accord avec les vecteurs de glissement calculés pour les séismes importants de la Mer N. Égée.

CONCLUSIONS

La déformation en Mer N. Égée est contrôlée par deux facteurs importants : la subduction de l'Afrique sous la lithosphère égéenne au Sud, associée à l'extension dans la direction N-S à l'intérieur de l'arc, et l'expulsion de l'Anatolie dans le domaine égéen qui s'effectue le long des failles qui bordent le fossé N. égéen. La combinaison de ces deux phénomènes est responsable de la tectonique complexe du domaine égéen.

Notre région d'étude, située aux frontières de cette interaction, est soumise à la fois au régime d'extension N-S et au décrochement dextre lié à l'expulsion du bloc turc. Les failles qui portent le mouvement de la plaque turque dans le domaine égéen s'arrêtent devant les côtes de Pilon. Vers l'Ouest, l'extension pure reprend. La transition entre le coulissage (extensif) observé dans le fossé Nord Égéen et l'extension pure de direction N-S observée sur le continent se fait très vite, au niveau des îles Sporades, dans une zone de 50 km de large. L'accommodation du mouvement turc et sa contribution à la déformation du domaine égéen dans cette région sont assez mal connues.

Les études sismologiques qui ont été effectués dans la région montrent clairement l'influence du mouvement de la plaque turque sur la déformation actuelle. Ces études sont basées sur les séismes suffisamment importants pour pouvoir être enregistrés par les réseaux permanents. Or, la quantité de ces données et, par conséquence, leur distribution spatiale sont limitées par leur magnitude.

L'avantage d'une étude microsismique est une distribution spatiale plus dense, une grande quantité de données et enfin, un meilleur contrôle sur les localisations et les mécanismes focaux.

C'est dans ce contexte qu'une étude du risque sismique a été organisée en Grèce centrale en 1992, ayant comme but de préciser la situation dans la région d'étude, entre la Grèce continentale (région de Volos et Eubée) et le fossé Nord Égéen, afin de mieux définir l'état des contraintes et le mouvement des blocs dans ce domaine.

Le fonctionnement du réseau installé à cette occasion ainsi que le traitement des données enregistrées seront présentés dans le deuxième chapitre. Les résultats de l'étude de la microsismicité et des mécanismes au foyer obtenus pendant cette campagne seront présentés dans le troisième chapitre. Enfin dans le quatrième chapitre on présente un simple schéma de distribution de la déformation sismique dans la région d'étude. Les relations de ce schéma avec les résultats des travaux antérieures (tectonique, géodésie et paléomagnétisme) seront aussi discutées.

Chapitre II: Réseau d'acquisition et traitement des données

II.1 ACQUISITION DES DONNÉES

En été 1992, un grand projet d'étude du risque sismique a été mis en place dans la région de Volos (Grèce centrale). Ce projet, financé par la CEE et réalisé conjointement par les Universités de Grenoble, Paris, Athènes, Thessalonique et Cambridge, comportait plusieurs composantes scientifiques : sismologie, tectonique, hydrogéologie, travaux géophysiques.

Dans le cadre de l'étude microsismique, un réseau de 68 stations sismologiques portables a été installé dans la région d'étude. Ce réseau, qui s'étendait sur la partie Est de la Thessalie, la région de Volos, la partie Nord de l'Eubée et les îles Sporades, a été opérationnel pendant les mois de Juillet et Août 1992.

II.1.1 RÉSEAU D'ACQUISITION ET MATÉRIEL

Le réseau d'acquisition couvrait la région située entre 22,0°-24,0°E et 38,5°-39,7°N (Fig. II.1). La distance entre les stations a été choisie de façon à améliorer la qualité de la localisation. Pour que la profondeur fournie par la localisation soit bien contrainte il faut que la distance épacentrale de la station la plus proche soit inférieure à la profondeur des séismes. Dans la région d'étude la profondeur des séismes varie de 10 à 15 km ce qui impose une distance maximale entre les stations de 20 km. Par ailleurs, la faible magnitude des microséismes nécessite un réseau assez dense. Les coordonnées des stations ainsi que leur altitude ont été déterminées à l'aide d'un récepteur G.P.S.⁽¹⁾.

Parmi les 68 stations qui ont été utilisés pour la mission, la plus grande partie (62) étaient des stations à enregistrement analogique SPRENGNETHER MEQ800 (noir de fumée) accompagnées d'un sismomètre (MARK PRODUCTS L4-C). L'enregistrement sur

(1) Global Positionning System

ces stations est continu et peut atteindre 48 heures. La dérive de l'horloge interne est contrôlée par l'enregistrement du signal horaire DCF au début et à la fin de chaque sismogramme. L'écart entre ces deux valeurs est utilisé ultérieurement pour la correction horaire de nos données.

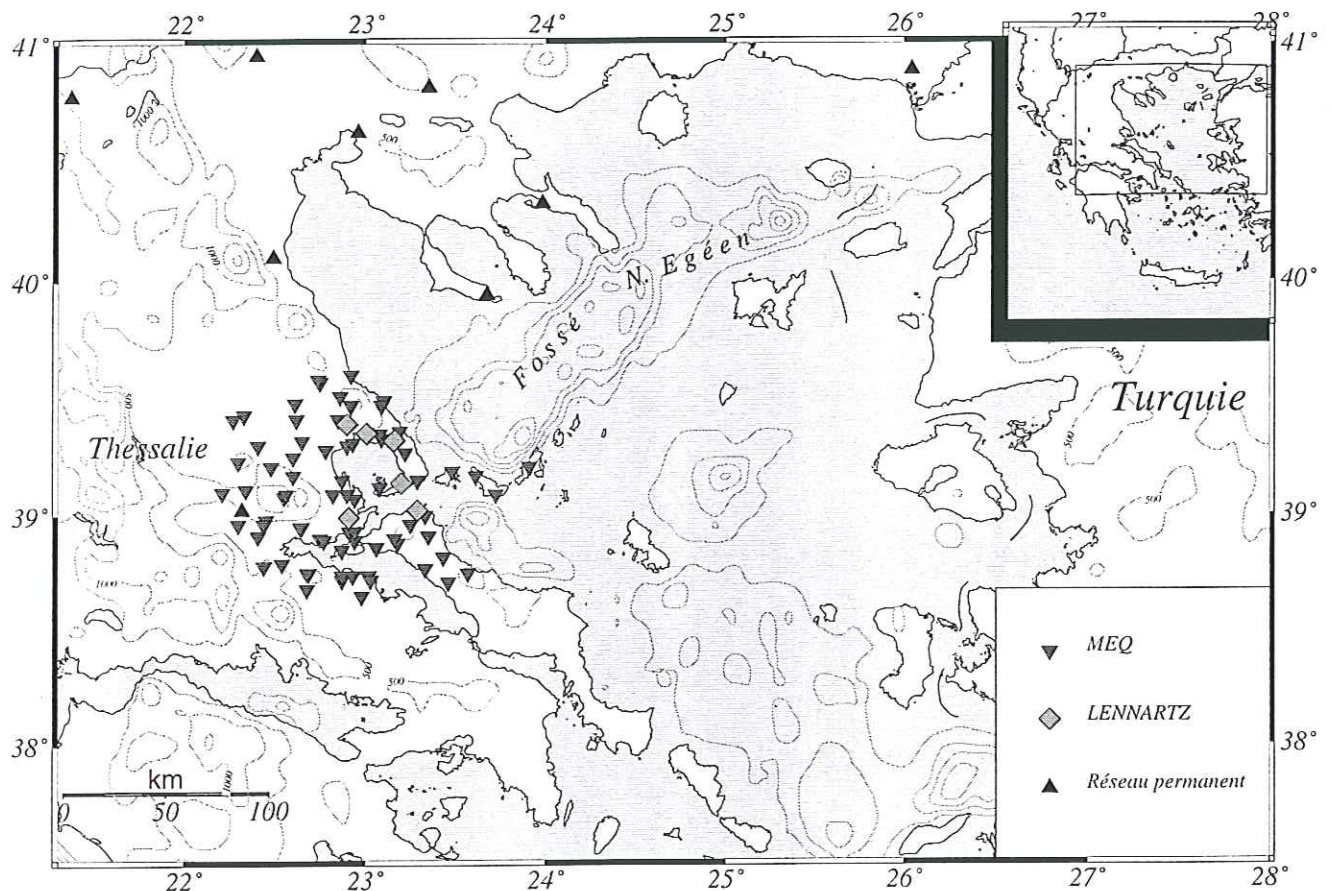


Fig. II.1 Réseau d'acquisition pendant les mois de Juillet et Août 1992. Les contours bathymétriques sont représentés tous les 200 m à partir de 300 m de profondeur alors que la topographie est représentée à partir de 200 m d'altitude et tous les 500 m.

En addition des stations analogiques, six stations LENNARTZ à enregistrement numérique ont été employées dans cette mission. Les LENNARTZ sont accompagnées d'un sismomètre 3 composantes et elles ont été réglées sur enregistrement déclenché. Le contrôle de la dérivée de l'horloge interne se fait à l'aide de l'enregistrement du signal DCF.

Code	Nom	Latitude N	Longitude E	Altitude (m)	Région	Type
AAN	Agios Antonios	39° 12,83	22° 28,64	542	V	MEQ
AFE	Afétès	39° 16,04	23° 13,22	30	V	MEQ
AGN	Agnadéri	39° 24,78	22° 37,13	417	V	MEQ
AAGA	Agria	39° 21,12	23° 00,77	0	V	Lennartz
AGI	Agnanti	38° 43,50	22° 52,38	414	L	MEQ
AGI	Agnanti	38° 44,14	22° 52,42	300	L	MEQ
AGR	Agriovotano	39° 00,98	23° 17,18	210	E	EDA
ALN	Alonissos	39° 12,50	23° 54,50	400	S	MEQ
AMA	Amaliapolis	39° 08,78	22° 52,30	20	V	MEQ
ANI	Anavra	39° 04,61	22° 33,27	830	V	MEQ
ANA	Anavra	39° 05,58	22° 33,80	1179	V	MEQ
APA	Agia Paraskévi	39° 26,01	22° 19,89	318	V	MEQ
ARK	Arkitsa	38° 44,12	23° 01,50	104	L	MEQ
ASP	Asprogéa	39° 19,19	22° 38,71	236	V	MEQ
ATA	Atalanti	38° 39,15	22° 58,54	291	E	MEQ
ATH	Agios Théodoros	38° 59,32	22° 54,44	283	L	Lennartz
DAF	Dafni	38° 42,59	23° 27,61	540	E	MEQ
DII	Divri	38° 58,58	22° 27,22	844	L	MEQ
DIV	Divri	38° 57,30	22° 26,38	523	L	MEQ
EDI	Edipsos	38° 51,89	23° 03,78	458	E	MEQ
ELF	Elefthérophori	38° 47,01	22° 26,39	386	V	MEQ
ELL	Ellinika	38° 59,96	23° 19,76	200	E	MEQ
FAR	Farsala	39° 17,82	22° 24,34	151	V	MEQ
FIL	Filakio	39° 15,15	22° 35,87	324	V	MEQ
GAT	Gatzéa	39° 19,80	23° 05,60	400	V	MEQ
GER	Gérakiou	38° 57,57	23° 14,95	290	E	EDA
GIA	Gialtra	38° 53,28	22° 56,64	110	E	EDA
GLI	Glifa	38° 55,54	22° 54,59	42	L	MEQ
GLO	Glossa	39° 10,48	23° 36,52	440	S	MEQ
ILI	Ilia	38° 52,68	23° 10,61	150	V	MEQ
IPE	Ipéria	39° 24,60	22° 16,21	130	V	MEQ
KLI	Kalamaki	39° 34,33	22° 45,23	45	V	MEQ
KAL	Kalamaki	39° 34,55	22° 44,66	156	V	MEQ
KAN	Kanalia	39° 30,66	22° 51,55	89	V	MEQ
KAI	Kastri	39° 08,80	23° 17,68	160	V	MEQ
KAS	Kastaniotissa	38° 53,78	23° 09,44	414	E	MEQ
KAT	Kastri	39° 08,79	23° 17,67	160	V	MEQ
KER	Kérasia	38° 54,81	23° 20,96	595	E	MEQ
KOM	Komnina	38° 45,14	22° 41,12	349	L	MEQ
KON	Agios Konstantinos	38° 44,25	22° 55,60	420	L	MEQ
KRI	Kéramidi	39° 35,80	22° 55,00	55	V	MEQ
KRA	Kérasia	39° 28,41	22° 55,43	403	V	MEQ

LAM	Lamia	38° 54,54	22° 24,47	402	L	MEQ
LEF	Lefka	39° 06,50	22° 20,42	545	V	MEQ
LIH	Lihass	38° 51,04	22° 52,40	254	E	MEQ
LIM	Limni	38° 46,10	23° 19,67	225	E	MEQ
LIV	Livanatès	38° 43,22	23° 01,55	236	L	MEQ
MAR	Marathos	39° 17,85	22° 53,85	150	V	MEQ
AMEL	Mélissatika	39° 23,53	22° 53,97	120	V	Lennartz
MIC	Microthivès	39° 16,66	22° 46,78	51	V	MEQ
AMLL	Miliès	39° 19,07	23° 09,42	276	V	Lennartz
AMIL	Milina	39° 08,46	23° 11,93	45	V	Lennartz
MOD	Modi	38° 40,60	22° 40,98	695	L	MEQ
NMO	Néo Monastiri	39° 13,92	22° 18,10	180	V	MEQ
NPE	Néo Périvoli	39° 28,85	22° 36,58	413	V	MEQ
NPY	Néos Pyrgos	38° 55,78	22° 56,64	110	E	EDA
NER	Néraïda	39° 10,12	22° 35,85	430	V	MEQ
NIL	Nilias	39° 20,94	23° 04,69	660	V	MEQ
PAN	Panagia	39° 05,89	22° 12,83	545	V	MEQ
PIG	Pigadi	39° 04,09	22° 56,45	356	L	MEQ
PIL	Pilio	38° 45,05	23° 34,10	132	V	MEQ
PO1	Pouri	39° 29,14	23° 05,76	346	V	MEQ
POU	Pouri	39° 28,45	23° 05,70	473	V	MEQ
RA1	Rahès	38° 54,24	22° 45,23	346	V	MEQ
RAH	Rahès	38° 53,47	22° 46,36	191	V	MEQ
SKI	Skiathos	39° 11,50	23° 28,83	230	S	MEQ
SKO	Skopélos	39° 05,55	23° 43,07	187	S	MEQ
SOR	Soros	39° 18,63	22° 55,70	181	V	MEQ
SOU	Sourpi	39° 05,49	22° 54,03	160	L	Lennartz
STA	Strifaka	38° 57,51	22° 18,21	272	L	MEQ
ST1	Stilida	38° 57,23	22° 39,00	408	L	MEQ
STI	Stilida	38° 57,19	22° 38,49	406	L	MEQ
STR	Strofilia	38° 49,01	23° 25,87	133	E	MEQ
THE	Thermopilès	38° 47,27	22° 32,42	121	L	MEQ
TRI	Trikéri	39° 06,94	23° 04,80	270	V	MEQ
TSA	Tsagarada	39° 21,60	23° 11,13	630	V	MEQ
VE1	Vélestino	39° 24,50	22° 50,89	323	V	MEQ
VEL	Vélestino	39° 24,56	22° 50,91	324	V	MEQ
VRI	Vrivéna	39° 05,23	22° 49,10	410	L	MEQ
XIL	Xilokastro	38° 45,08	22° 40,58	571	L	MEQ

Tableau II.1 Liste des stations avec leur localisation (V=Volos, E=Eubée, L=Lamia, S=îles Sporades) et le type de l'instrument employé sur chaque site (MEQ=analogique, Lennartz et EDA=numérique).

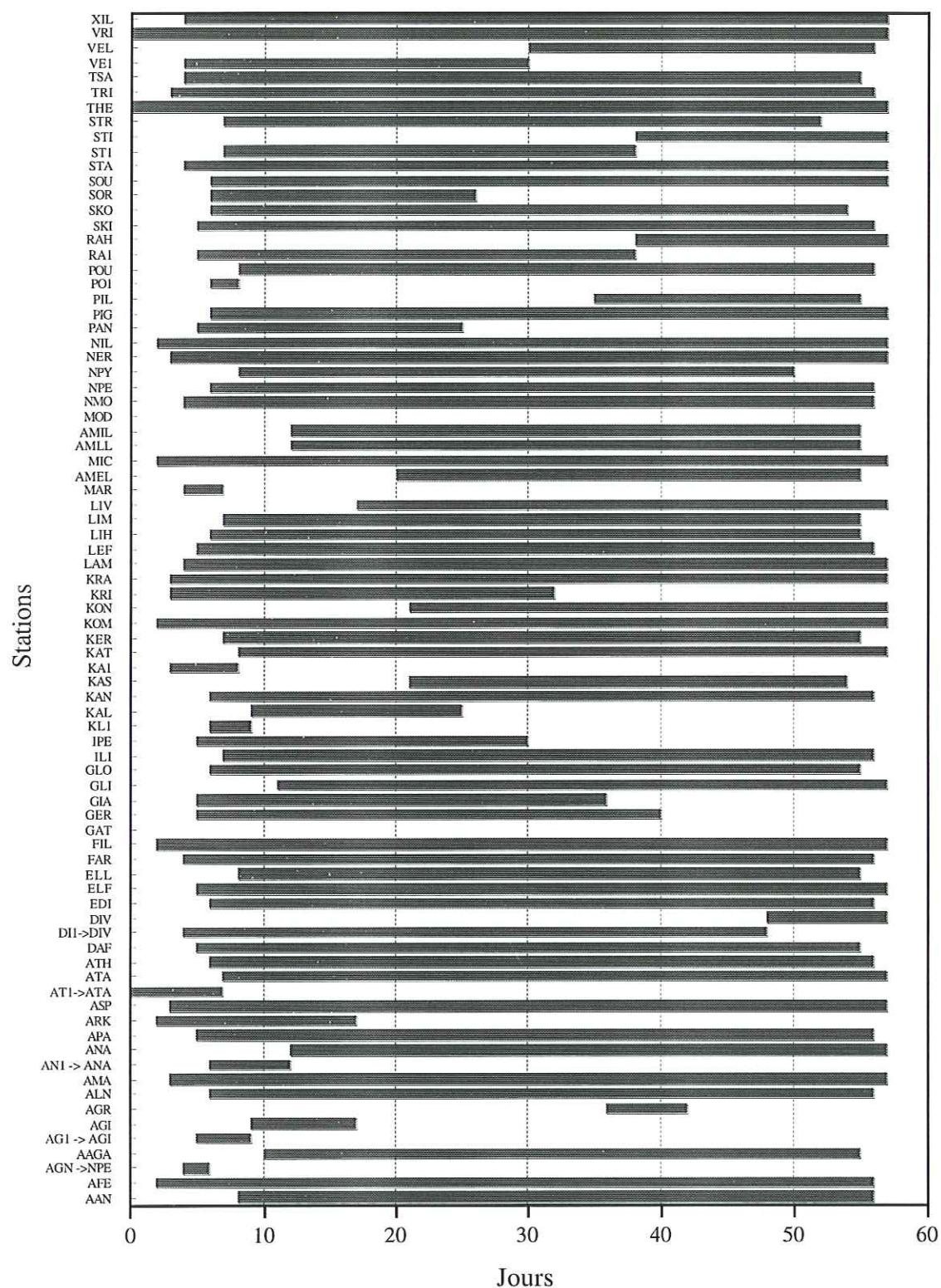


Fig. II.2 Période de fonctionnement des stations du 1^{er} juillet au 25 août 1992.

Afin d'améliorer les localisations des séismes situés en Mer N. Égée, une équipe de Cambridge a décidé d'installer aussi 4 stations O.B.S.⁽¹⁾ dans le golfe Pagasitikos et à proximité des îles Sporades. Malheureusement le fonctionnement de ces stations a été si problématique qu'aucun enregistrement n'a pu être récupéré.

Enfin, les enregistrements de certaines stations appartenant au réseau permanent grec (université de Thessalonique) ont été utilisés pour la localisation de séismes qui ont eu lieu dans le fossé Nord Égéen, à l'extérieur de notre réseau.

II.1.2 DÉPOUILLEMENT DES SISMOGRAMMES

A la fin de la mission les enregistrements ont été répartis entre les universités de Grenoble, Athènes et Thessalonique. À Grenoble, nous nous sommes chargés du dépouillement de deux tiers des noirs de fumée, le troisième étant de sous responsabilité du laboratoire d'Athènes. Les données des LENNARTZ ont été partagées entre les laboratoires d'Athènes et de Thessalonique.

La première étape du dépouillement des noirs de fumée consiste à lire les premières arrivées ainsi que leur polarité, les ondes S et la durée du signal. Cela se fait à l'aide d'une loupe graduée en dixièmes de millimètre. En général, la lecture du temps d'arrivée des ondes P ne présente pas de problèmes sauf dans le cas où la première arrivée est "cachée" dans le coda d'un autre séisme. La précision de cette lecture est, dans le meilleur des cas, de l'ordre de 0,1 sec.

La lecture de la polarité des ondes P est assez facile quand il s'agit d'une onde directe alors que pour une onde moins énergétique (onde réfractée ou onde directe enregistrée sur une stations située sur ou près un plan nodal) cela devient plus compliqué.

⁽¹⁾ Ocean Bottom Sismometers

Cependant l'enregistrement d'une onde très énergétique peut être saturé et accompagné de si hautes fréquences que l'on n'arrive plus à distinguer sa polarité. En général, on a essayé de privilégier les lectures sûres en désignant les lectures plus douteuses par un + ou - (C ou D pour les lectures sûres).

La lecture du temps d'arrivée des ondes S, du fait que les stations MEQ sont équipées d'un sismomètre à une composante verticale, est moins sûre. Pour cette raison nous avons évité de pointer les arrivées des ondes S quand celles ci n'étaient pas très claires. Enfin, la mesure de la durée du signal est utilisée pour l'estimation de la magnitude de durée M_L .

En général on attribue aux lectures des arrivées P et S un facteur de qualité qui va de 0 (très bonne) à 4 (très mauvaise) et qui conditionne leur contribution à la localisation. A la première lecture on a associé la majorité des ondes P au facteur 0 alors que les ondes S ont été associées à un facteur 2. Ensuite, pendant les corrections qui ont suivi, ces facteurs ont été modifiés en fonction du résidu présenté.

Parallèlement au dépouillement des séismes on a effectué la mesure de l'écart entre le signal de l'horloge interne et celui du récepteur DCF. Les écarts mesurés servent d'entrée à un programme qui calcule la correction horaire pour chaque station par interpolation linéaire entre deux mesures. Ensuite, les corrections calculées de cette façon sont appliquées à nos données. L'empêchement de l'enregistrement du signal DCF pendant plusieurs jours à cause des conditions météorologiques ou topographiques sont des sources d'erreurs importants puisque l'interpolation entre deux mesures effectuées dans l'espace de plusieurs jours n'est pas toujours très réaliste. A la fin de ces travaux de dépouillement nous avons obtenu un total d'approximativement 6000 phases qui ont été ensuite utilisées pour effectuer la première localisation.

II.2 LOCALISATION DES SÉISMES

On d'abord regroupé toutes les phases qui présentaient un écart inférieur à 1 minute et qui pourraient donc appartenir au même événement. Les événements trop petits ou très lointains pour lesquels il y avait moins que 4 lectures ont été enlevés du fichier d'entrée. Ensuite, l'ensemble de nos données a été localisé à l'aide du logiciel HYPO71 (Lee & Lahr, 1975 ; modifié par J. Fréchet & J.P. Glot, 1986).

II.2.1 HYPO71

Ce logiciel qui calcule les coordonnées du foyer et le temps d'origine d'un événement sismique à partir des données qu'on lui fournit est très répandu dans les études de sismicité. Le principe de son fonctionnement est la minimisation par la méthode des moindres carrés de l'écart entre les temps de parcours observés et calculés.

Il a besoin comme entrée d'une carte de réinitialisation, avec des valeurs adaptées à la nature des données (ex. distance entre les stations, précision des lectures, nombre d'itérations, etc...) ainsi que d'un modèle de vitesse en couches horizontales et homogènes. En addition des coordonnées du foyer sismique et du temps d'origine pour chaque événement ce programme fournit aussi des paramètres qui sont en relation avec la qualité de la localisation. Ces paramètres sont :

- le RMS : racine carrée de la somme des carrés des résidus sur chaque station
- le ERH et ERZ : erreur théorique horizontale et de profondeur respectivement
- la magnitude de durée (FMAG) calculée à partir de l'expression :

$$FMAG = -0,87 + 2 \log(T) + 0,0035(D)$$

où T est la durée du signal en secondes et D la distance épacentrale en km.

- et un facteur de qualité de la localisation.

II.2.2 TESTS SUR LE MODÈLE DE VITESSE

Pour effectuer la première localisation on a d'abord testé deux modèles proposés pour des régions situées à la proximité de la notre. Il s'agit de celui proposé par Pédotti (1988) pour le Péloponnèse et un modèle proposé par Makris (1978) pour la région d'Eubée. On s'est rendu compte que le modèle de Makris modifié (Tableau II.2) donnait les meilleurs résultats au niveau du RMS moyen, par conséquent c'est celui que l'on a choisi pour effectuer la première localisation.

Vitesse (km/s)	Profondeur (km)
6,0	0,0
7,8	30,0

$$V_p/V_s=1,78$$

Tableau II.2 Modèle de vitesse et rapport V_p/V_s initial employés pour la première localisation.

Par manque d'information locale, le rapport V_p/V_s initial que l'on a utilisé (1,78) a été choisi comme la moyenne de ceux proposés pour les régions de la Grèce continentale voisines de la notre (Amorèse, 1993 ; Pédotti, 1988 ; Rigo, 1994). La profondeur d'essai a été fixé à 7 km d'après la profondeur moyenne des séismes de notre région (sismicité superficielle, répartie entre 0-15 km).

Pour effectuer les tests sur le modèle de vitesse on a sélectionné un groupe de données bien localisées à la base des critères suivants :

nombre minimal de phases > 11 dont au moins quatre phases S
 RMS < 0.3 sec
 ERH et ERZ < 3 km
 GAP < 180°

En appliquant cette sélection on est arrivé à un total de 102 événements qui correspondent aux critères demandés. Ce groupe de données (fig. II.3) a été utilisé tout d'abord pour déterminer le rapport V_p/V_s à utiliser dans notre étude.

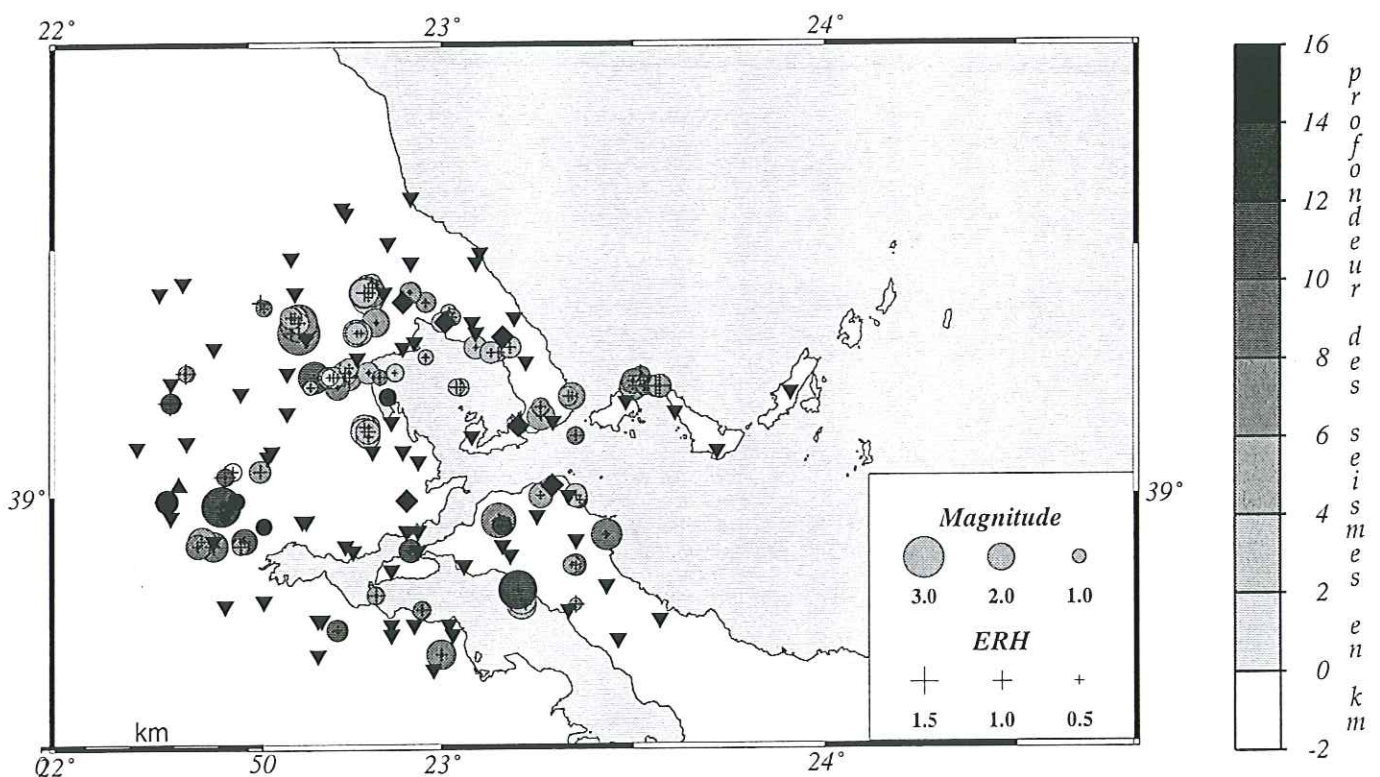


Fig. II.3 Ensemble des séismes sélectionnés, utilisés pour la détermination du modèle de vitesse. La position de nos stations est aussi représentée.

II.2.2.1 Rapport V_p/V_s

Méthode Châtelain

On a défini premièrement ce rapport à l'aide de la méthode de Châtelain. On calcule pour chaque séisme le rapport entre la différence des temps de parcours des ondes P et la

différence des temps de parcours des ondes S pour un couple de stations de la façon suivante:

$$\left[\begin{array}{l} t_p^j - t_p^i = \frac{d^j - d^i}{V_p} \\ t_s^j - t_s^i = \frac{d^j - d^i}{V_s} \end{array} \right] \Rightarrow \frac{V_p}{V_s} = \frac{t_s^j - t_s^i}{t_p^j - t_p^i}$$

En déterminant la droite de régression d'un diagramme portant en abscisse $t_p^j - t_p^i$ et en ordonnée $t_s^j - t_s^i$ on obtient donc le rapport V_p/V_s (fig. II.4). Ce rapport calculé à partir nos 102 événements sélectionnés est égal à 1.778, donc pas très différent de celui envisagé au départ.

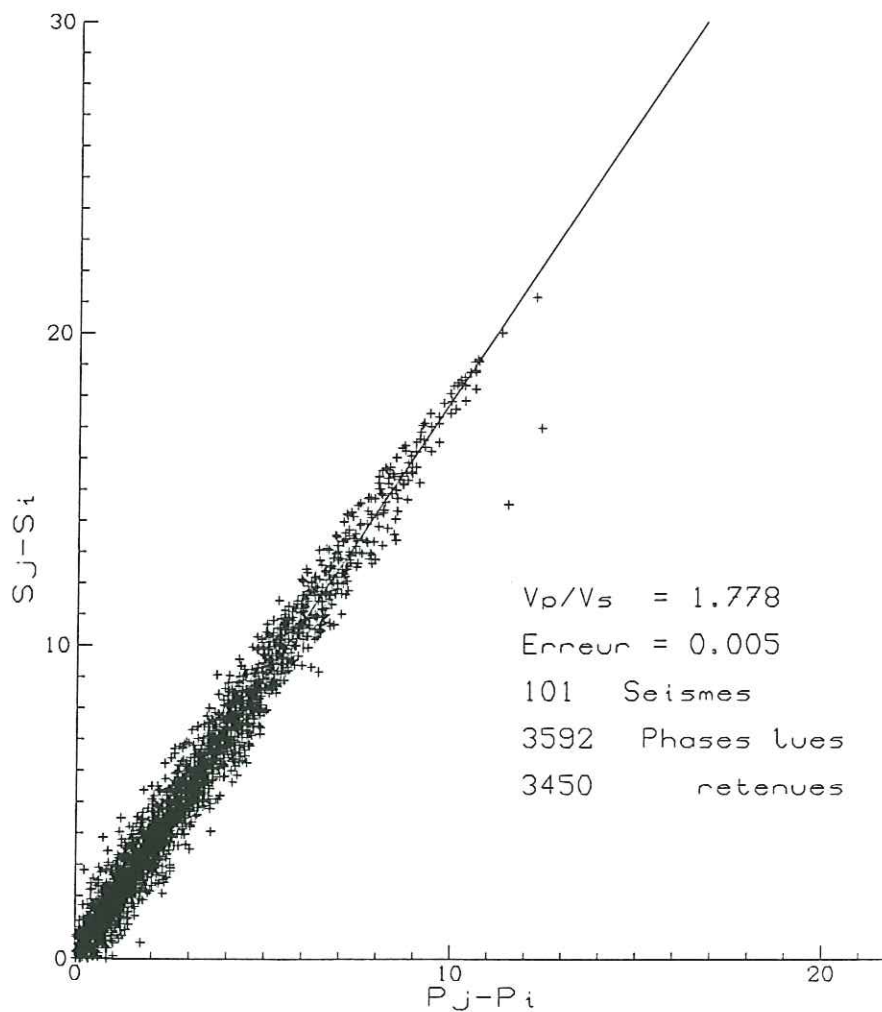


Fig. II.4 Rapport V_p/V_s déterminé avec la méthode Châtelain.

Méthode de Wadati

$$t_s - t_p = \frac{d}{v_s} - \frac{d}{v_p}$$

$$= d \frac{v_p v_s}{v_p v_s} = (t_p - t_o) v_p \frac{v_p - v_s}{v_p v_s}$$

Avec cette méthode le rapport V_p/V_s est calculé de la façon suivante:

$$\left[\begin{array}{l} t_p = t_o + \frac{d}{V_p} \\ t_s = t_o + \frac{d}{V_s} \end{array} \right] \Rightarrow t_s - t_p = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) t_p - \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) t_o$$

↑ *heure d'arrivée*

Ainsi on construit un diagramme pour chaque séisme portant en abscisse le temps de parcours des ondes P et en ordonnée la différence entre le temps d'arrivée des ondes P et le temps d'arrivée des ondes S. De cette façon les diagrammes construits nous donnent le rapport V_p/V_s pour chaque événement. Ces rapports sont ensuite représentés en forme d'histogramme à partir lequel on calcule la valeur moyenne du V_p/V_s (fig. II.5). Les résultats que l'on a obtenu avec cette méthode indiquent un rapport V_p/V_s de 1.79, légèrement supérieur de celui trouvé avec la méthode précédente.

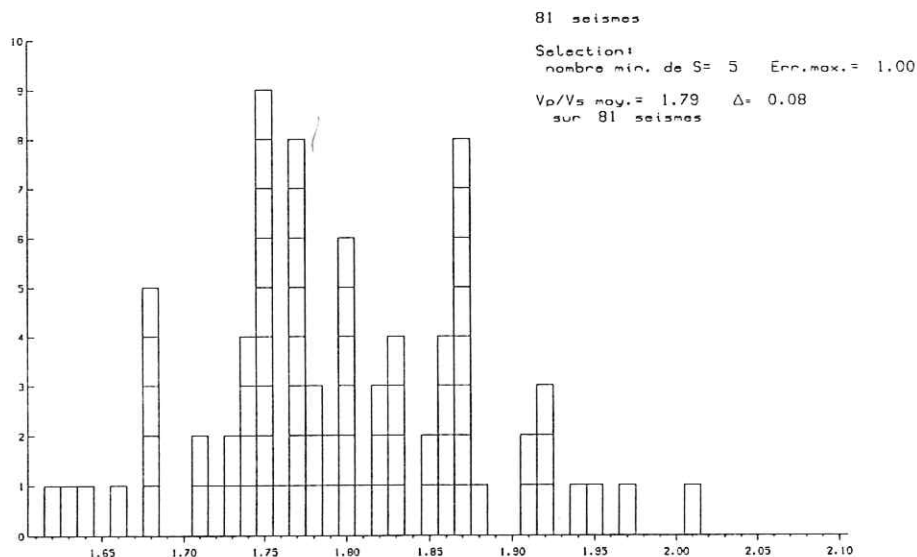


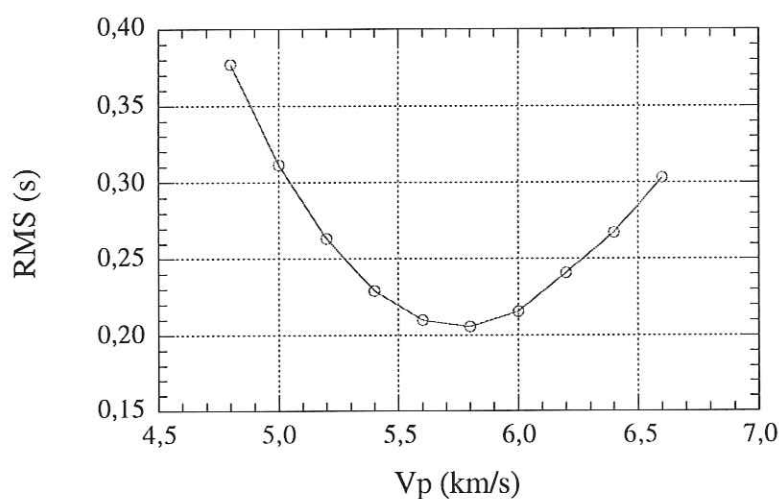
Fig. II.5 Rapport V_p/V_s calculé avec la méthode de Wadati.

Le résultat que l'on obtient avec la méthode Châtelain correspond à un rapport V_p/V_s moyen calculé à partir de toutes les données (102) alors que dans le cas de la méthode Wadati le nombre minimal des S que l'on a imposé pour chaque séisme (>5) limite le

nombre des données employées à 81. Étant donné que le calcul avec la méthode de Châtelain est moins influencé par une erreur de lecture et que en plus il est calculé à partir de la totalité de nos données on choisi d'employer celui-ci pour la localisation de nos microséismes.

II.2.2.2 Structure de vitesse

En l'absence de modèle de vitesse pour notre région on est obligé d'en chercher un qui correspond à la minimisation du RMS moyen. Pour cela on se sert encore du groupe des 102 séismes sélectionnés avec les critères que l'on a imposé au départ. Tout d'abord on a localisé nos données avec un demi-espace dont la vitesse variait entre 4,8 et 6,6 km/s. On obtient les meilleurs résultats au niveau du RMS moyen pour une vitesse 5,8 km/s (Fig. II.6).



V_p (km/s)	4,8	5,0	5,2	5,4	5,6	5,8	6,0	6,2	6,4	6,6
RMS (s)	0,3769	0,3115	0,2635	0,2294	0,2099	0,2058	0,2156	0,2412	0,2671	0,3032

Fig. II.6 Variations du RMS moyen par rapport à la vitesse des ondes P pour un demi-espace.

Ensuite on considère une structure constituée d'une couche superficielle de vitesse 5,8 km/s dont l'épaisseur varie de 2 à 20 km et d'un demi-espace dont la vitesse varie entre 6,0 et 7,0 km/s (tableau II.3). La minimisation du RMS dans ce cas correspond à un demi-espace de 6,0 km/s de vitesse, situé à 6 km de profondeur. Cette vitesse n'est pas très éloignée du 5,8 que l'on avait trouvé au début pour le demi-espace. On se rend compte que le 5,8 pourrait être tout simplement la valeur moyenne de la vitesse pour les premiers km de la croûte. En fait nos données, dont la majorité est située au-dessous de 5 km de profondeur, ne nous ont pas permis dès le départ de différencier ces deux couches.

h / Vp2	6,0	6,2	6,4	6,6	6,8	7,0
2	0,20891	0,22485	0,24485	0,26871	0,30000	0,33287
4	0,20832	0,21713	0,23238	0,24842	0,27267	0,29941
6	0,20406	0,20772	0,21782	0,23356	0,24881	0,25426
8	0,20455	0,20772	0,21426	0,22317	0,23297	0,24178
10	0,20574	0,20475	0,21050	0,21446	0,21772	0,22317
12	0,20624	0,20594	0,20505	0,20683	0,21356	0,21663
14	0,20594	0,20584	0,20594	0,20554	0,20604	0,20812
16	0,20594	0,20584	0,20564	0,20663	0,20594	0,20624
18	0,20584	0,20594	0,20584	0,20584	0,20564	0,20634
20	0,20584	0,20584	0,20584	0,20584	0,20584	0,20584

Tableau II.3 Variations du RMS moyen pour un modèle constitué d'une couche superficielle de 5,8 km/s de vitesse et d'épaisseur qui varie de 2 à 20 km, située sur un demi-espace dont la vitesse varie de 6,0 à 7,0 km/s.

On revient donc en arrière pour vérifier la vitesse de la couche superficielle. On fait varier Vp1 de 5,0 à 5,9 km/s et l'épaisseur de la couche superficielle de 2 à 10 km (tableau II.4). Les résultats sont en effet optimisés pour une couche superficielle de 5 km d'épaisseur dont la vitesse est de 5,2 km/s.

h/Vp1	5,0	5,1	5,2	5,3	5,4	5,5	5,6	5,7	5,8	5,9
2	0,20089	0,20168	0,20277	0,20337	0,20406	0,20366	0,20495	0,20545	0,20891	0,21030
4	0,19941	0,20079	0,19733	0,20059	0,20267	0,20545	0,20653	0,20535	0,20832	0,21446
5	0,19663	0,19525	0,19465	0,19515	0,19663	0,20079	0,20287	0,20554	0,20663	0,20851
6	0,20356	0,20158	0,20149	0,20020	0,19931	0,19901	0,19743	0,20030	0,20406	0,20960
8	0,21901	0,21228	0,20950	0,20455	0,20248	0,20267	0,20188	0,20366	0,20455	0,20921
10	0,23683	0,22842	0,22277	0,21545	0,21069	0,20644	0,20257	0,20554	0,20574	0,20960

Tableau II.4 Recherche de la vitesse et de l'épaisseur de la couche superficielle. La vitesse du demi-espace situé au-dessous de cette couche est de 6,0 km/s.

Ayant défini Vp1 on fait une dernière vérification de la vitesse de la deuxième couche en gardant la profondeur de l'interface à 5 km (tableau II.5).

Vp2	5,6	5,7	5,8	5,9	6,0	6,1
RMS	0,21574	0,20832	0,20099	0,19772	0,19465	0,19644

Tableau II.5 Vérification de la vitesse du demi-espace situé au-dessous d'une couche superficielle dont la vitesse est définie à 5,2 km/s et l'épaisseur est de 5 km.

En appliquant la méthode de minimisation du RMS pour la détermination de la vitesse dans les couches plus profondes on se rend compte que l'on n'arrive pas à avoir une optimisation du RMS . Ceci est attribué à la profondeur faible de nos données (situées essentiellement dans les premiers 10 km) qui ne nous permet pas d'avoir un contrôle de la structure de vitesse au delà de 10 km.

Ensuite on a essayé de déterminer la profondeur du Moho en Grèce centrale en employant la méthode des hodochrones. Cette méthode consiste à tracer le temps réduit (temps de parcours - distance épicentrale multipliée par la vitesse de réduction) en fonction

divisée

de la distance épacentrale de nos données et ensuite de constater quelle vitesse est plus cohérente avec les données. Les hodochrones tracés consistent en deux branches dont la première correspond aux arrivées des ondes directes alors que la deuxième correspond aux arrivées des ondes réfractées. La disposition des premières arrivées à partir du point de brisure nous indique la vitesse et la profondeur du Moho. La distance épacentrale à partir de laquelle on est supposé d'obtenir des ondes réfractées sur le Moho en première arrivée a été estimée à 130 km.

Les résultats que l'on a obtenu avec cette méthode ne sont pas satisfaisants parce que le groupe de données sélectionnées n'a pas suffisamment d'ondes réfractées. Ceci est lié à la profondeur faible des foyers qui nécessite des distances épacentrales importantes pour que l'on puisse avoir comme première arrivée l'onde réfractée alors que la magnitude des microséismes limite leur enregistrement aux stations proches. Par la suite, on a essayé d'incorporer des données caractérisées par un $GAP > 180^\circ$, localisées sur le continent mais on n'a pas réussi à obtenir de meilleurs résultats puisque la majorité de ces événements ne passent pas la sélection basée sur la qualité de localisation. Finalement on a décidé d'adopter pour le Moho en Grèce centrale celui proposé par Makris (1978) ($v=7,8$ km/s et $h=30$ km).

Pour les séismes situées dans la Mer Nord Égée la présence des ondes réfractées du aux distances épacentrales importantes facilite la recherche de la profondeur du Moho à l'aide de la méthode des hodochrones. Pour la sélection des données à employer dans cette recherche on a appliqué les mêmes critères que pour la première sélection excepté pour le GAP qui a maintenant une valeur maximale de 360° (au lieu de 180°) (Fig. II.7).

On applique donc de nouveau la méthode des hodochrones sur ce groupe des données (Fig. II.8). Pour cela on a testé des modèles de vitesse pour lesquels la profondeur du Moho varie de 20 à 35 km alors que la vitesse sous cette interface varie de 7,5 à 7,8 km/s. On a obtenu les meilleurs résultats pour une profondeur de 22 km et une vitesse de 7,8 km/sec. Ceci est en accord avec les travaux de géophysique (Makris, 1978) qui indiquent une

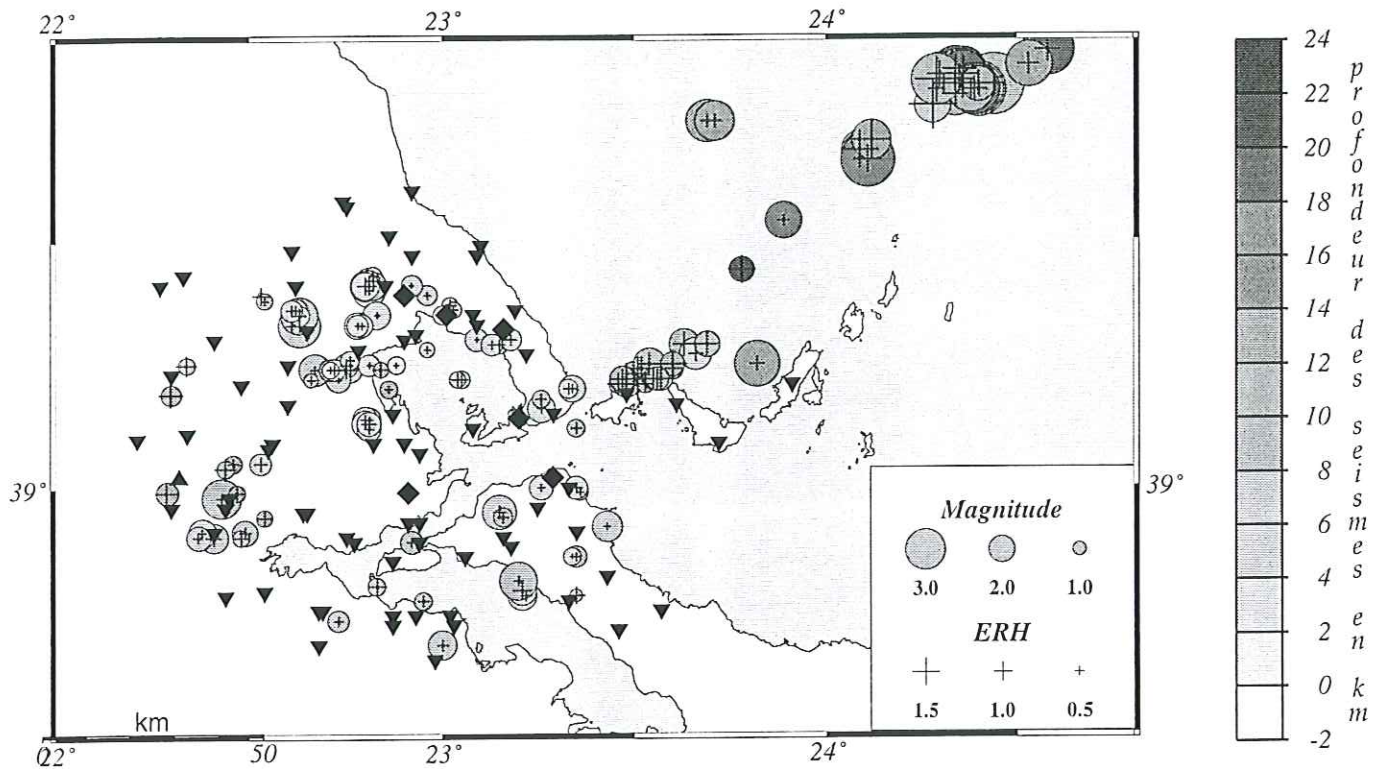


Fig. II.7 Groupe des séismes employés pour la détermination de la profondeur du Moho et de la vitesse sous-jacente dans la Mer Nord Egée.

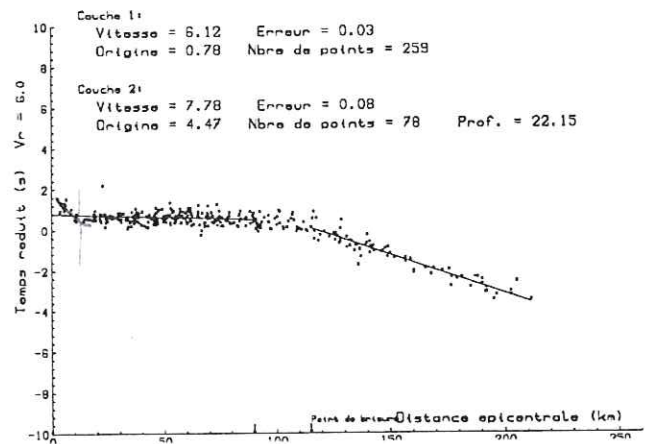
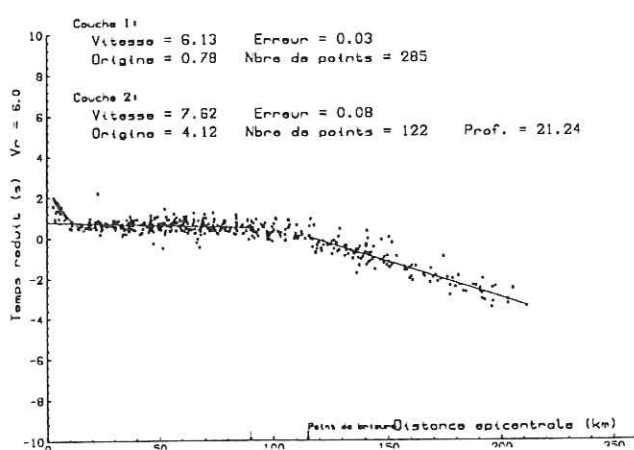
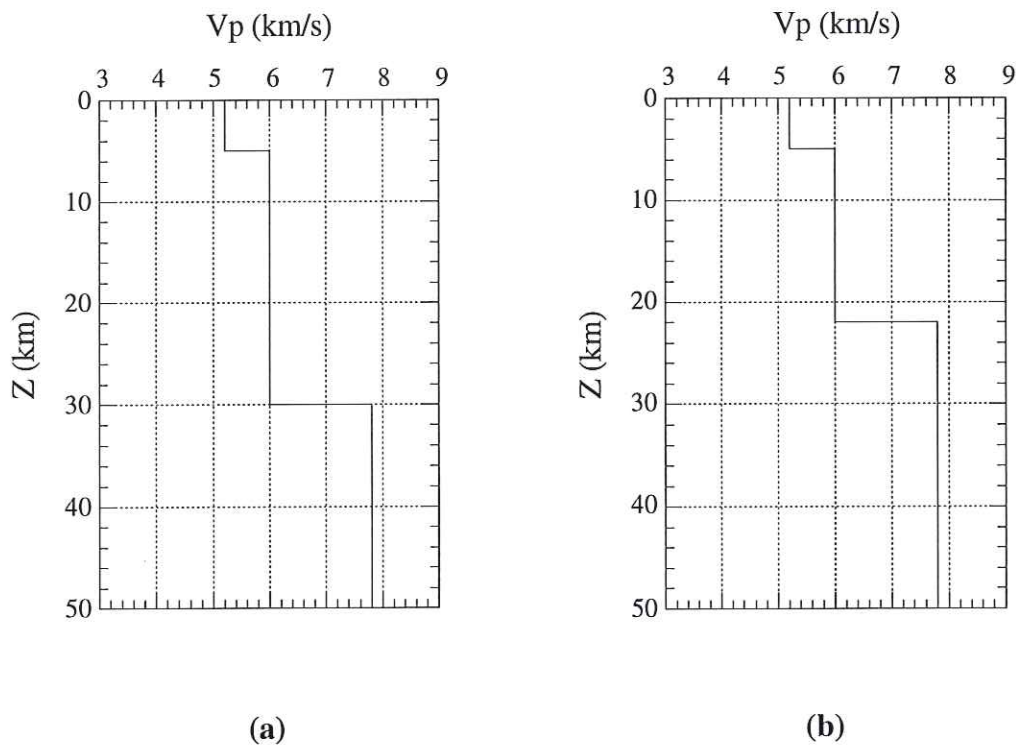


Fig. II.8 Hodochrones construits pour la détermination de la profondeur et de la vitesse du Moho en Mer Nord Egée.

croûte amincie pour la Mer Nord Égée par rapport à la Grèce continentale. On adopte donc la profondeur du Moho et la vitesse ainsi définies pour la localisation des séismes situés en Mer Nord Égée.



Vitesse (km/s)	Profondeur (km)
5,2	0,0
6,0	6,0
7,8	30,0 (a)
	22,0 (b)

$$V_p/V_s=1,78$$

Fig. II.9 Modèles de vitesse finales employés pour la localisation des séismes situés en Grèce centrale (a) et ceux situés en Mer Nord Égée (b).

Le modèle définitif que l'on a employé pour la localisation de nos données (Fig. II.9) est donc constitué de deux couches superposées sur un demi-espace dont la profondeur est différent pour la Mer Nord Égée et le continent.

Le RMS moyen obtenu avec ce modèle pour la totalité de nos données est de 0,248 s au lieu de 0,277 s pour le modèle initial. Les résultats obtenus avec ce modèle sont donc satisfaisants au niveau des localisations mais, comme on le verra par la suite, le modèle n'est pas adapté pour les mécanismes au foyer. Il sera donc modifié pour pouvoir être utilisé dans la détermination de ces mécanismes.

II.2.2.3 Corrections

On a procédé à une séparation de nos données en deux groupes : le premier contenant les séismes situés sur le continent et le deuxième les séismes situés dans la Mer Nord Égée. Ces deux groupes ont été localisés à l'aide des deux modèles que l'on a déterminé. On a ensuite procédé à une deuxième lecture qui consistait à la vérification et éventuellement la correction des arrivées qui présentaient des résidus importants.

Les événements mal localisés à cause d'un nombre insuffisant de lectures (événements trop petits ou trop lointains) ont été éliminés du fichier d'entrée. Après avoir effectué les corrections de lecture, on a associé aux arrivées des ondes P et S un facteur de qualité (de 0 à 4) dépendant de leur résidu, de sorte que les lectures problématiques ne perturbent pas la détermination des paramètres de la localisation.

Ensuite on a représenté le résidu moyen obtenu à chaque station à partir la localisation des séismes du continent (Fig. II.10a). On se rend compte que la majorité des nos stations présente un résidu assez faible (situé autour de 0,1 sec) mais que certains d'entre elles sont associées à un résidu moyen important qui peut aller jusqu'à 1,0 sec. Ceci concerne des stations situées en Locride, dans la partie Nord du Pilon mais aussi celles situées dans la partie NE de l'Eubée et sur les îles Sporades. L'application de la correction du résidu moyen a des effets sur toutes les stations excepté pour une située en Locride et une appartenant au réseau permanent, située sur la péninsule de Chalkidiki (Fig. II.10b). On considère qu'au moins une partie des résidus d'origine est imputable au modèle de vitesse

employé. Le RMS moyen pour la totalité des données après correction est de 0,227 s contre 0,236 s précédemment.

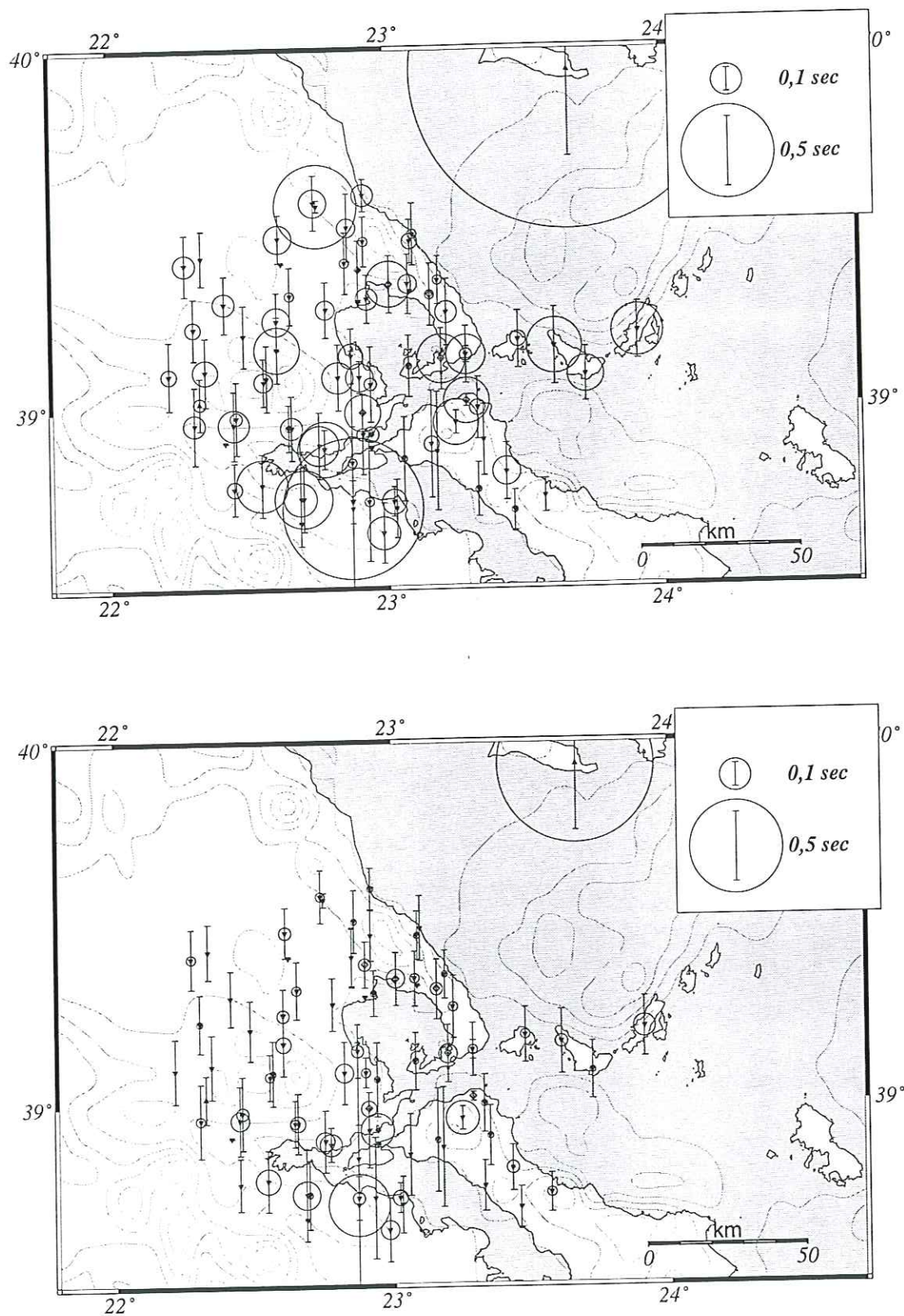


Fig. II.10 a) Résidus aux stations obtenus pour les séismes localisés sur le continent. Le rayon des cercles correspond au résidu moyen alors que les barres représentent leur écart-type.
b) Résidus après la correction du résidu moyen.

On a répété le même processus pour les données localisées dans la Mer Nord Égée (fig. II.11a). Les résidus moyens obtenus sont beaucoup plus importants pour les sites du continent alors que les stations des îles Sporades et de la partie nord-est de l'Eubée présentent des résidus faibles.

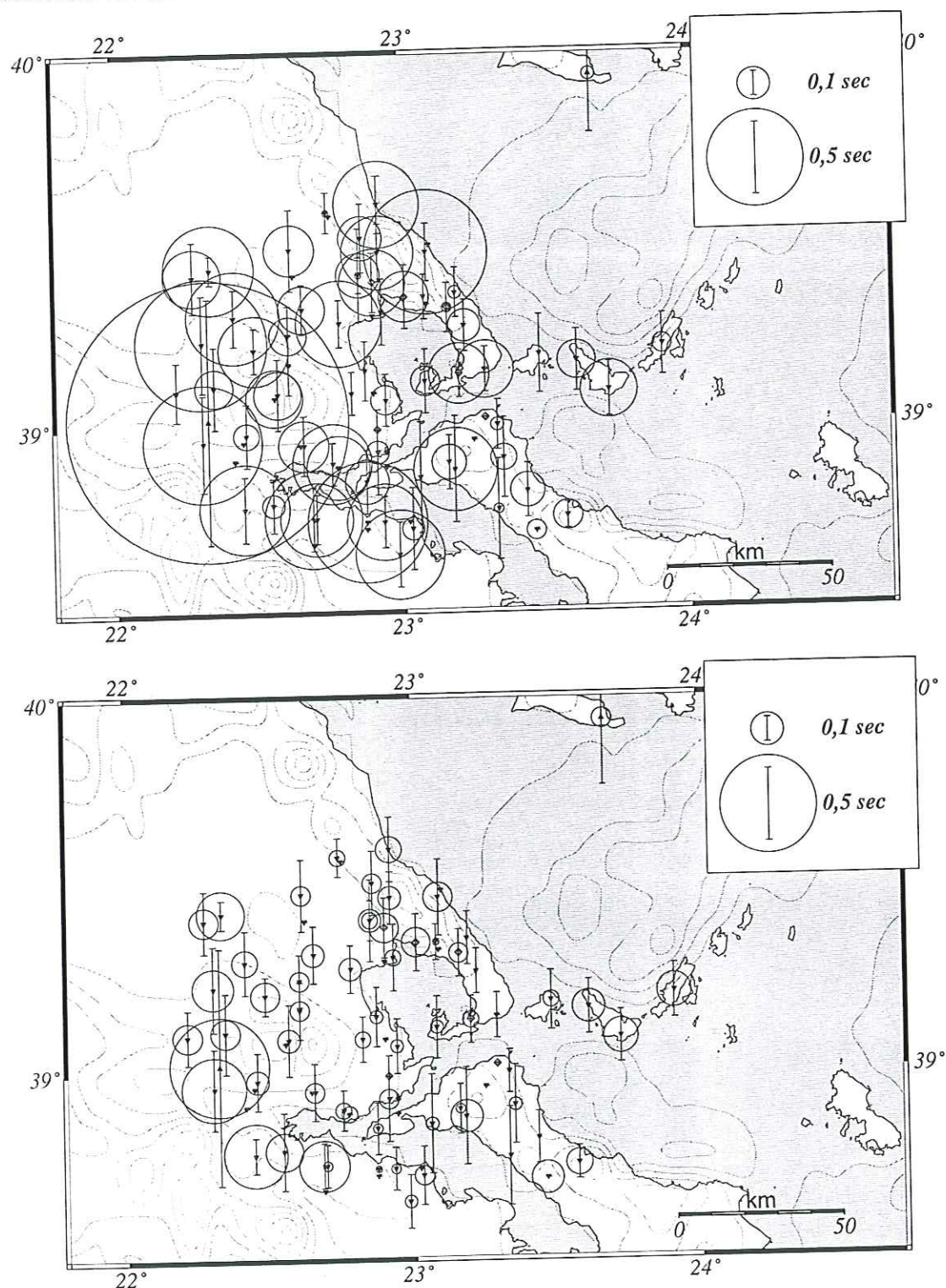


Fig. II.11a) Résidus aux stations obtenus pour les séismes localisés dans la Mer Nord Egée. b) Résidus après la correction du résidu moyen.

Cette distribution indique que les résidus sont tributaires du modèle de vitesse employé. Celui-ci semble donc bien représenter la structure de la Mer Nord Égée ainsi que la partie Nord de l'Eubée mais est inadéquat pour le continent. En corrigeant le résidu moyen on obtient des résultats satisfaisants pour la totalité de nos stations excepté pour celles situées à l'extrémité Ouest du réseau (Fig. II.11b). Le RMS moyen après l'application de cette correction est de l'ordre de 0,270 s au lieu de 0,299 s.

À la fin de cette étape on se retrouve donc avec un total de 434 événements (366 sur le continent et 68 dans la Mer Nord Égée) dont la majorité (318) est localisée à 5 km près aussi bien en surface qu'en profondeur.

II.3 MÉCANISMES AU FOYER

II.3.1 PRINCIPE DE CONSTRUCTION D'UN MÉCANISME AU FOYER

Le principe de la construction d'un mécanisme focal est basé sur la radiation des ondes sismiques (Fig. II.12). L'espace au point de rupture est séparé par le plan de faille et un plan auxiliaire perpendiculaire donnant quatre quadrants dans lesquels la radiation est alternativement positive et négative.

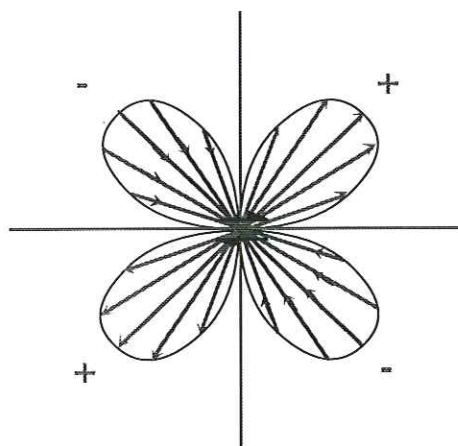


Fig. II.12 Représentation schématique de la radiation des ondes P.

Si l'on considère une sphère centrée au foyer du séisme ainsi divisée par les 2 plans nodaux, on obtient 2 zones en compression (+) et 2 zones en dilatation (-). La polarité de la première arrivée enregistrée à une station dépend alors de l'azimut de celle-ci par rapport à l'épicentre (Fig. II.13). La construction du mécanisme focal s'effectue en projetant sur le plan horizontal l'intersection de la demi-sphère inférieure avec les rais reliant le foyer aux différentes stations. La répartition des polarités lues permet de définir 4 régions séparées par les deux plans nodaux. L'indétermination sur le plan de la faille ne peut être levée que sur la base d'indications géologiques.

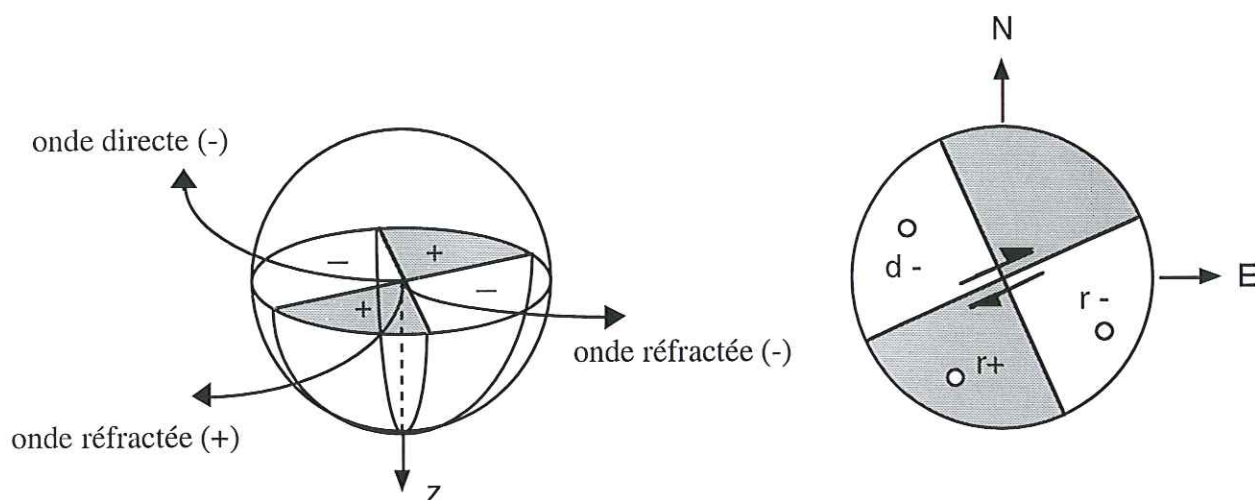


Fig. II.13 Principe de construction des mécanismes au foyer.

La première sélection des événements susceptibles de donner un mécanisme au foyer a été faite sur la base d'un minimum de huit polarités. Ensuite les plans nodaux possibles ont été tracés manuellement. Les polarités qui posaient des problèmes pour le passage des plans nodaux ainsi que celles qui servaient à contraindre les plans nodaux ont été vérifiées et éventuellement corrigées. Il faut noter que sur certains mécanismes le mélange des polarités a rendu impossible le tracé des plans nodaux. Ceci est attribué en partie au modèle de vitesse employé qui n'est probablement pas adéquat pour la représentation des ondes réfractées et il a imposé la recherche d'un nouveau modèle comme on le verra par la suite.

II.3.2 INCERTITUDES ET ERREURS DE LECTURE DES POLARITÉS

Comme on l'a déjà mentionné, les polarités des ondes P sont qualifiées par un C ou D quand il s'agit des lectures sûres alors que dans le cas contraire elles sont marquées par un + ou -. En général, ces lectures ne posent pas de problème quand l'épicentre du séisme est situé à la proximité de nos stations et donc avec une première arrivée très énergétique.

Les arrivées des ondes réfractées sont souvent plus difficiles à détecter puisque la première arrivée peut être dissimulée par le bruit du sismogramme et donc ne pas être prise en compte. Pour cette raison, on a généralement qualifié les polarités des ondes peu énergétiques par un + ou -. D'autre part, la faible amplitude de la première arrivée peut être liée au fait que la station se situe à la proximité d'un plan nodal et nous a donc aidé à tracer les plans nodaux.

Un autre problème qui peut se présenter est lié à une inversion au niveau de la connexion du sismomètre ce qui abouti à l'inversion de toutes les polarités enregistrées par la station. Pour tester les polarités de nos stations on a utilisé des séismes enregistrés par la majorité de nos stations et assez lointains pour que les rais qui arrivent aux stations aient le même azimuth et par conséquent la même polarité. De cette façon on s'est rendu compte que l'une de nos stations (ILI) a effectivement été inversée.

II.3.3 MODÈLE DE VITESSE EMPLOYÉ

Le modèle de vitesse que l'on défini à partir de la minimisation du RMS et avec la méthode des hodochrones ne semble pas donner de bons résultats au niveau des mécanismes au foyer. En effet, pendant la lecture des polarités on s'est rendu compte que souvent les ondes réfractées que l'on observe sur les sismogrammes sont interprétées par le modèle de vitesse employé comme des ondes directes. De cette façon les polarités de ces ondes étaient représentés sur la sphère focale à 180° de leur vrai azimuth (Fig. II.13) ce qui rendait le tracé des plans nodaux impossible.

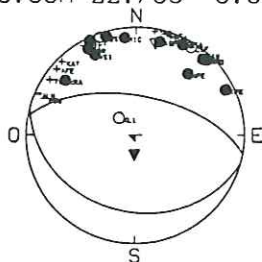
Pour résoudre ce problème et ajuster les observations avec le modèle on a retenu quelques séismes avec le plus de polarités possibles répartis dans toute la région d'étude. Les polarités de ces séismes ont été re-examinées sur les sismogrammes afin que l'on puisse définir s'il s'agit d'une onde directe ou d'une réfractée. Ensuite on a essayé d'ajouter à notre modèle des interfaces dont la profondeur dépend de la profondeur du séisme et de la distance à partir laquelle on commence à observer des ondes réfractées comme première arrivée. Un modèle qui présente un degré satisfaisant de cohérence avec les solutions focales échantillonnées a été défini et employé ensuite pour le calcul de tous les mécanismes au foyer situés sur le continent (Fig. II.14).

Pour les séismes de la Mer Nord Égée, du fait que les rais parcourent des régions où il existent des hétérogénéités latérales importantes et que l'on ne peut pas avoir un très bon contrôle sur la profondeur de ces séismes (distances trop importantes) on n'a pas pu effectuer le même processus. Pour ces séismes la construction des mécanismes au foyer a été basée sur les données localisées à l'aide du modèle d'origine.

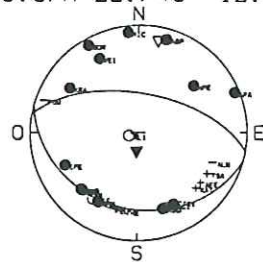
II.3.4 RÉSULTATS

À la fin des corrections des polarités on s'est donc retrouvé avec une totalité de 97 mécanismes au foyer. Ces mécanismes ont été partagés en trois groupes selon leur qualité. Les solutions de qualité A sont caractérisées par deux plans nodaux bien contraints, ceux de qualité B par un plan bien contraint et un deuxième qui pourrait varier de 10 à 20° alors que pour les solutions de qualité C les paramètres des plans nodaux pourraient changer de 20 à 30°. Pour le tracé des plans nodaux de ces derniers on a essayé d'introduire les mêmes paramètres que ceux définis à partir des mécanismes de qualité A ou B situés à proximité.

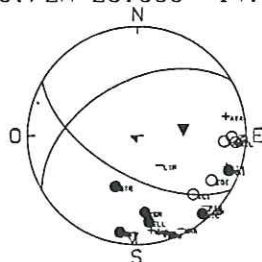
92/07/09 17:31:53.3
39.59n 22.73e 9.8



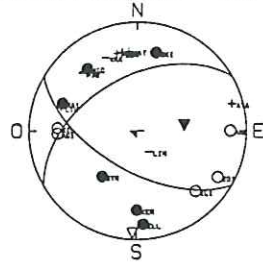
92/07/09 17:31:52.7
39.57n 22.74e 12.0



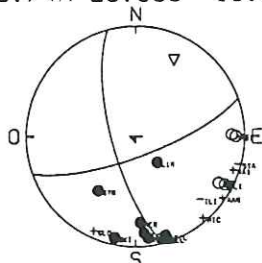
92/07/10 1:30:43.8
38.72n 23.38e 14.1



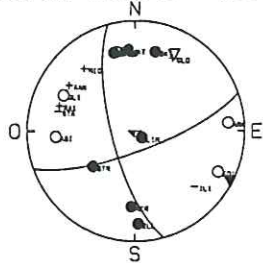
92/07/10 1:30:43.5
38.74n 23.35e 13.1



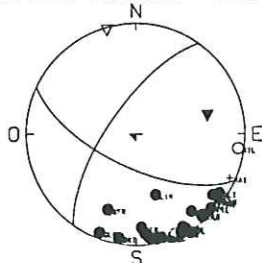
92/07/16 11:58:12.0
38.74n 23.36e 10.0



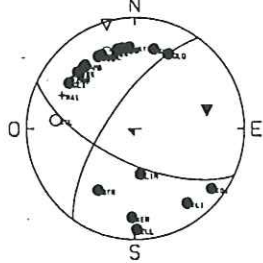
92/07/16 11:58:11.5
38.76n 23.34e 12.8



92/07/21 15:13:10.1
38.68n 23.36e 10.4



92/07/21 15:13:9.7
38.70n 23.34e 12.8



(a)

(b)

Fig. II.14 Exemples de l'influence du modèle de vitesse sur les mécanismes au foyer. a) localisation avec le modèle déterminé par minimisation du RMS moyen et b) localisation avec le modèle employé pour les mécanismes au foyer.

CONCLUSIONS

L'installation d'un réseau dense pendant une période de deux mois en Grèce centrale nous a permis d'enregistrer une totalité de 500 événements sismiques. Ces données ont servi pour la détermination de la structure de vitesse à l'aide de la méthode d'optimisation du RMS moyen. Ensuite on a employé la méthode des hodochrones pour la détermination de la profondeur et de la vitesse au niveau du Moho en Grèce centrale et dans la Mer Nord Égée. La profondeur de nos données ne nous permet pas d'obtenir de résultats satisfaisants en Thessalie alors que dans la Mer Nord Égée la méthode des hodochrones indique une profondeur de 22 km pour le Moho au dessous duquel la vitesse est estimée à 7,8 km/s. Un deuxième modèle basé sur la minimisation de l'écart entre les ondes réfractées observées et calculées a été employé pour la détermination des mécanismes au foyer situés sur le continent. Les 97 solutions focales construites à partir nos données sont partagées en trois catégories selon leur qualité.

Chapitre III: Répartition de la sismicité et mécanismes au foyer

III.1 DISTRIBUTION DE LA MICROSISMICITÉ

A partir des 434 événements localisés pendant la période allant du 4 Juillet au 24 Août on a construit des histogrammes (fig. III.1) afin d'en connaître les principales caractéristiques. On peut voir que la magnitude varie entre 0,4 et 4,5 avec une importante concentration entre 1,4 et 2,5. La majorité de nos données sont localisées entre 4 et 11 km de profondeur avec un pic important à 6 km. Le RMS est essentiellement concentré entre 0,15 et 0,4 sec avec un pic à 0,2 sec et les erreurs, horizontales et verticales, se situent entre 0 et 4 km avec des pics autour de 2 km. Enfin l'histogramme des GAP montre que approximativement la moitié des séismes sont localisés à l'extérieur du réseau.

L'ensemble de ces événements est représenté sur la figure III.2a. La microsismicité se répartit principalement en Thessalie mais aussi en Eubée et dans la Mer Nord Égée quoique notre réseau ne permettra pas d'en avoir une vision complète. La distribution de la sismicité est assez diffuse mais elle semble s'associer aux grandes structures tectoniques de la région comme la faille de Néa Anchialos, la chaîne du Pinde, les failles qui bordent l'île d'Eubée ainsi que le golfe de Corinthe.

On a effectué une première sélection en ne gardant que les données qui sont localisées à mieux que 5 km horizontalement et en profondeur. Les 318 séismes qui correspondent aux critères imposés sont représentés sur la figure II.2b. On remarque qu'une grande partie des données localisées dans le golfe de Corinthe est éliminée. De la même façon, quelques séismes instables, localisés dans le fossé Nord Égéen sont aussi éliminés. La dernière sélection regroupe les 246 séismes (57% du total) qui sont localisés à mieux que 2 km en surface et en profondeur (fig. III.2c). En examinant la carte de la sismicité on peut distinguer plusieurs concentrations importantes.

18 AOÛT 2003

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

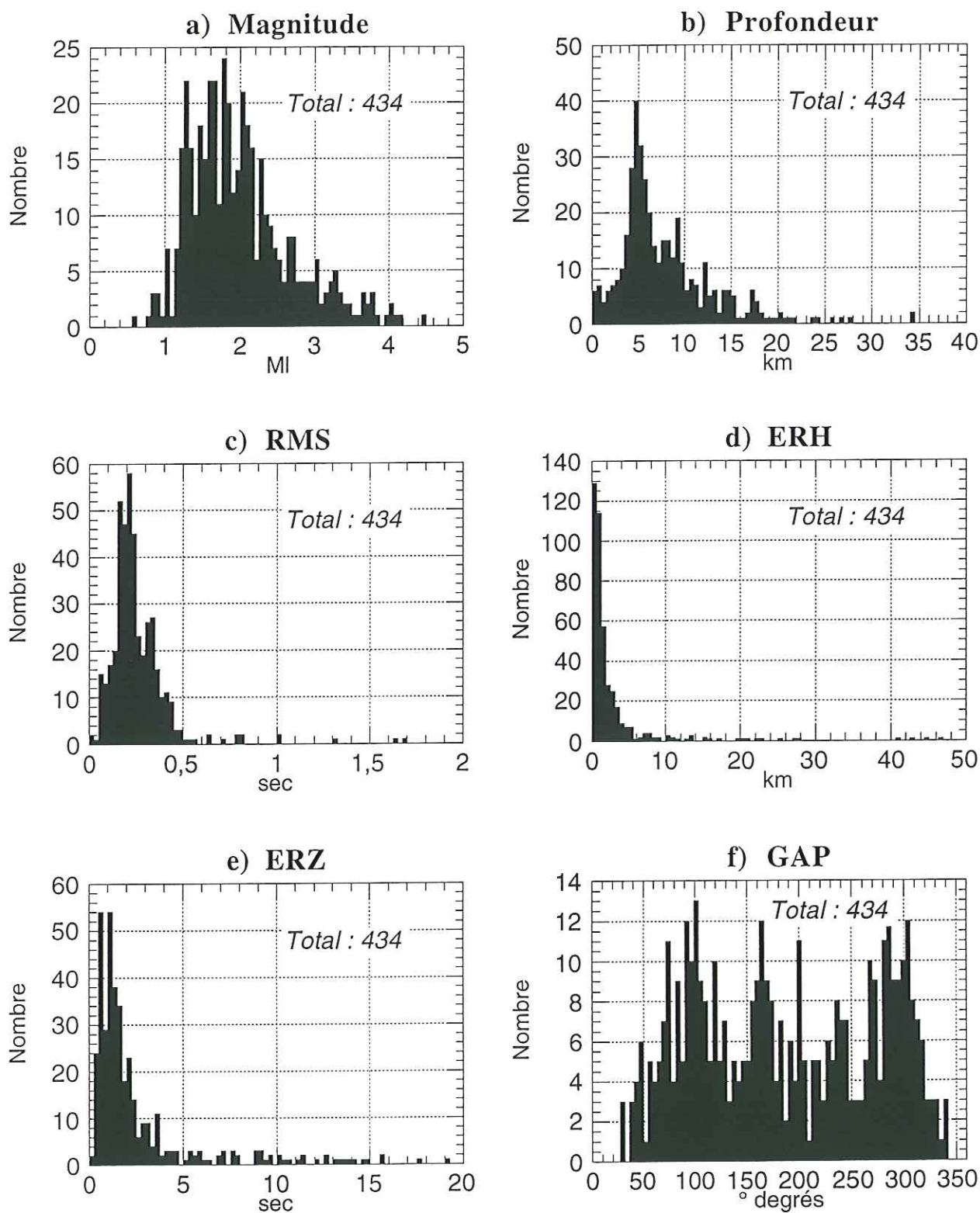


Fig. III.1 Histogrammes des données localisées pour les mois de Juillet et Août 1992 en fonction de a) la magnitude, b) la profondeur, c) le RMS, d) le ERH, e) le ERZ et f) le GAP.

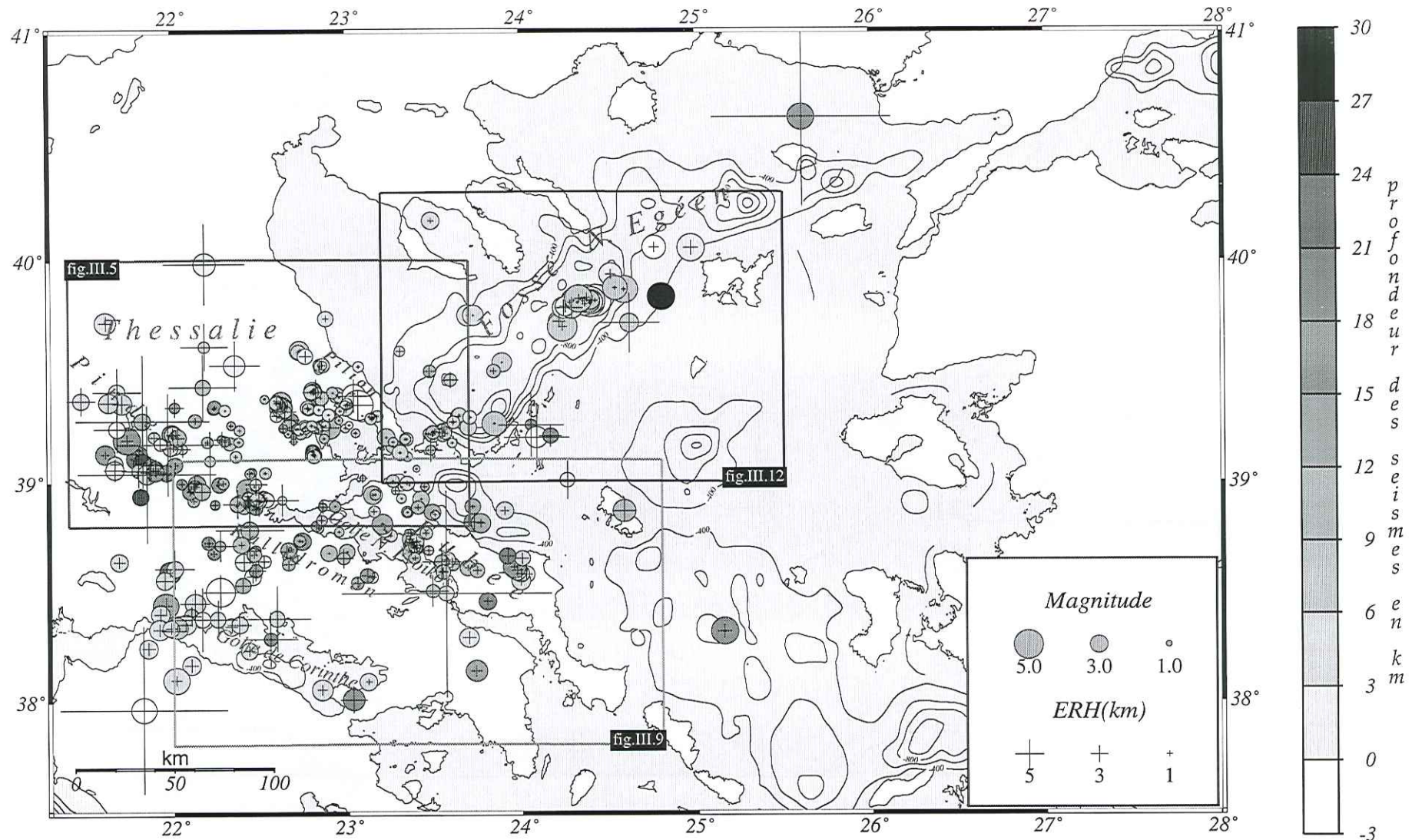


Fig. III.2a) Distribution de la sismicité localisée pendant les mois de Juillet et Août 1992. Les régions qui seront ensuite étudiées en détail sont limitées par des rectangles.

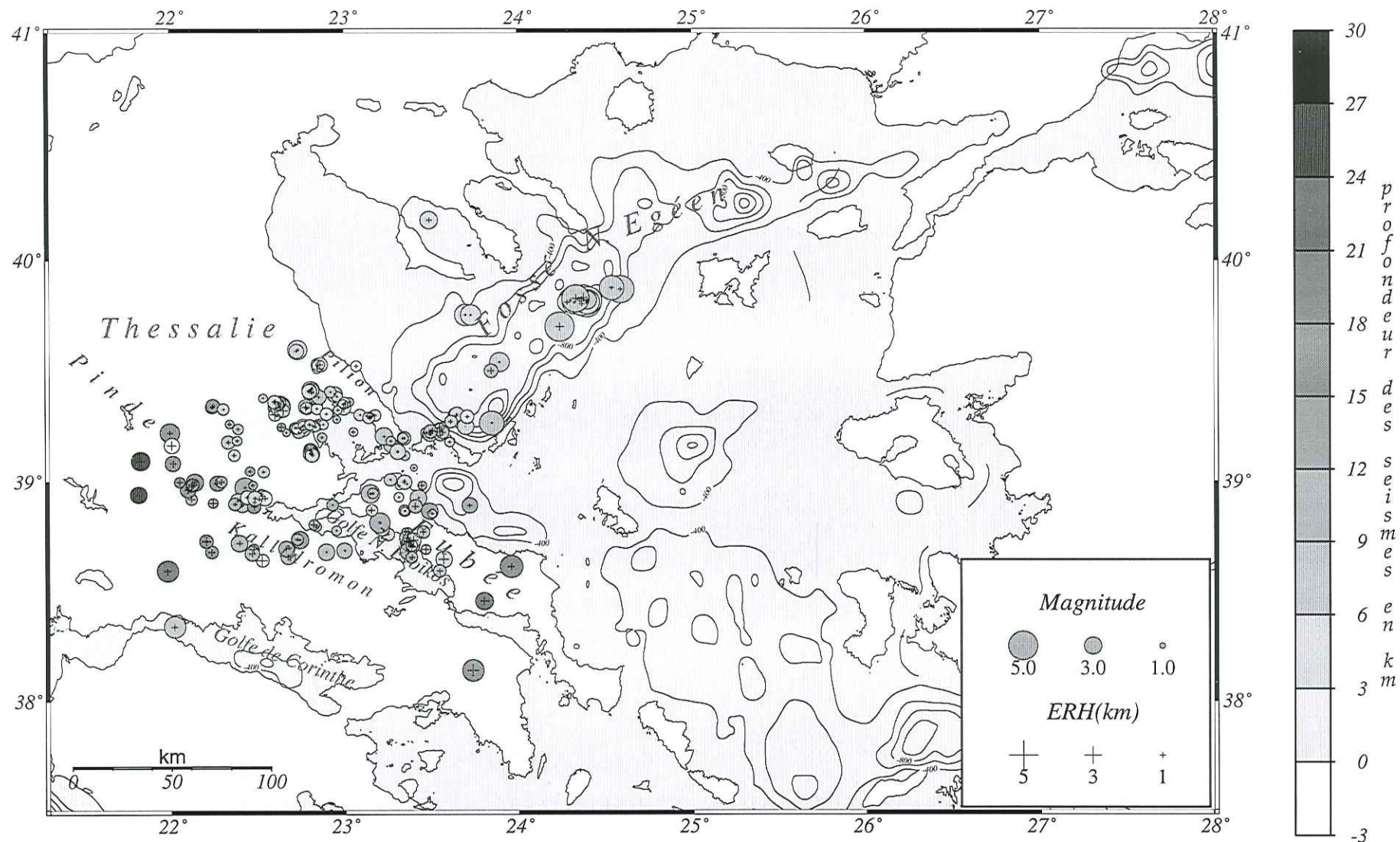


Fig. III.2c) Distribution des 246 événements localisés avec $ERH < 2\text{km}$ et $ERZ < 2\text{km}$.

Tout d'abord une grande partie de la sismicité est concentrée aux alentours du golfe Pagasitikos. Ceci n'est pas étonnant car le golfe est bordé par des failles récentes et très actives avec une dernière séquence sismique importante en 1980 ($M=6,1$) le long de la faille de Néa Anchialos. Un alignement de la sismicité dans la direction E-W semble souligner cette faille. Au Nord de la ville de Volos, on observe quelques petits regroupements de séismes qui ne montrent pas d'alignements visibles. La région située au Nord de $39,5^{\circ}\text{N}$ et les côtes de Pilon ne sont pas marquées par la microsismicité. A l'Ouest de la région de Volos, dans la vallée de Thessalie, le peu de sismicité existante semble être plus diffuse. Encore plus à l'Ouest, on remarque un alignement des épicentres dans la direction NW-SE qui abouti devant le golfe Maliakos et qui semble correspondre au versant Est du Pinde. Plus au Sud, en Locride, les données ne forment visiblement pas d'alignements ; elles sont toutefois distribuées autour du golfe Nord Evoïkos.

En Eubée, les séismes s'alignent surtout le long des côtes SW et NE, avec seulement une petite partie localisée à l'intérieur de l'île. Plus au Nord, une concentration de séismes est liée aux îles Sporades et au fossé Nord Égéen : un groupe de séismes est localisé au Nord des îles de Skiathos et Skopélos, à la terminaison SW du fossé Nord Égéen, alors qu'un deuxième groupe est localisé au milieu du fossé et est constitué essentiellement d'un séisme de magnitude 5,0 et de ses répliques. Ces deux concentrations ont lieu dans les endroits marqués par une bathymétrie importante. L'alignement des deux groupes semble suivre la direction structurale du fossé Nord Égéen avec une profondeur des séismes ne dépassant pas les 15 km.

Si on compare la distribution de la microsismicité avec celle des séismes importants de la région (fig. III.3a,b) on constate qu'il y a certaines ressemblances. La concentration des séismes de magnitude importante autour du golfe Pagasitikos est tout à fait comparable à celle que l'on obtient pour la microsismicité. En Thessalie, le versant Est du Pinde est marquée aussi bien par les microséismes que par les séismes de magnitude importante. Enfin la distribution de la sismicité à la terminaison SW du fossé Nord Égéen, au niveau des îles Sporades constitue un troisième point de similitude.

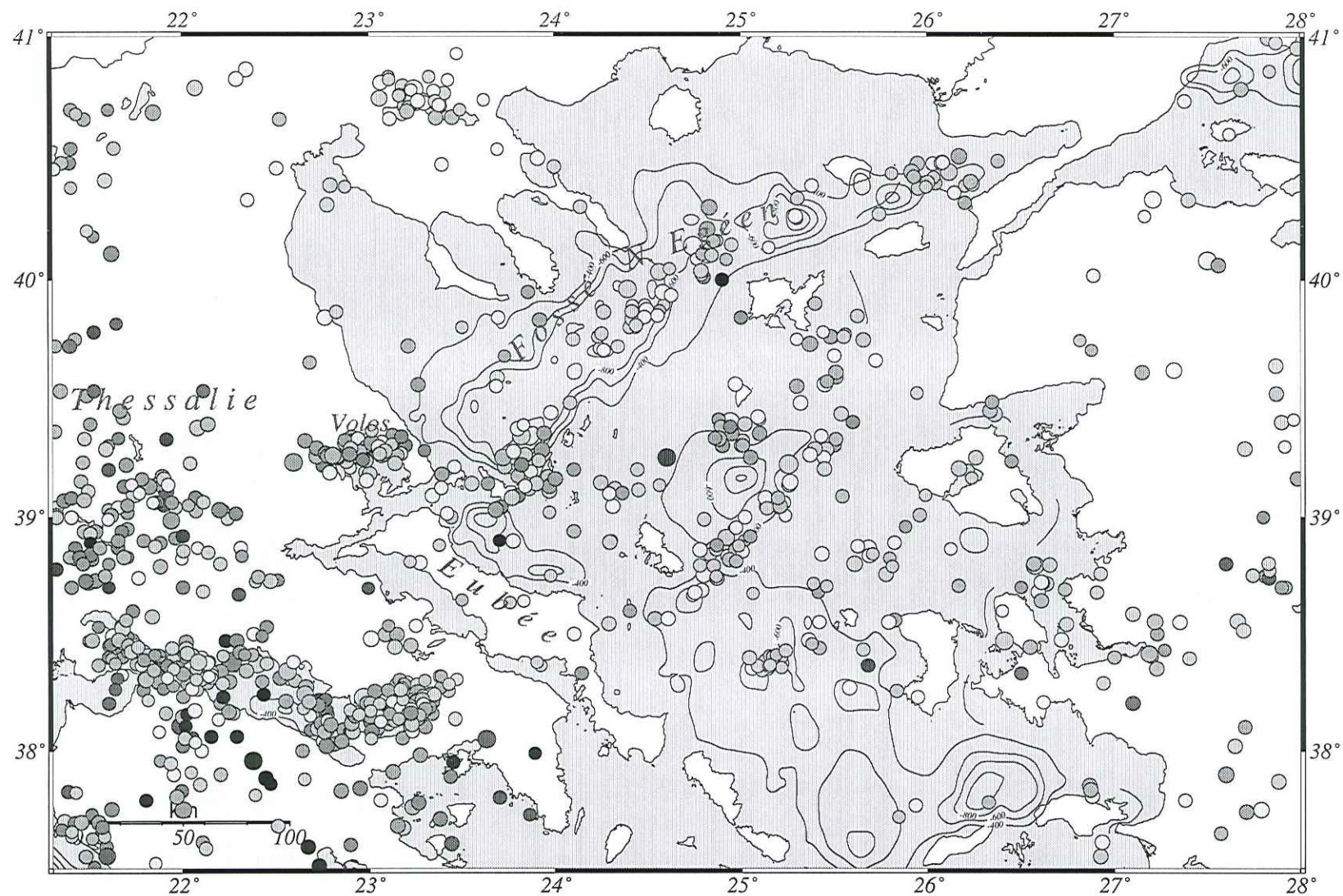


Fig. III.3a) Distribution de la sismicité instrumentale ($M > 4.0$) dans la région d'étude entre 1964 et 1987 (catalogue ISC).

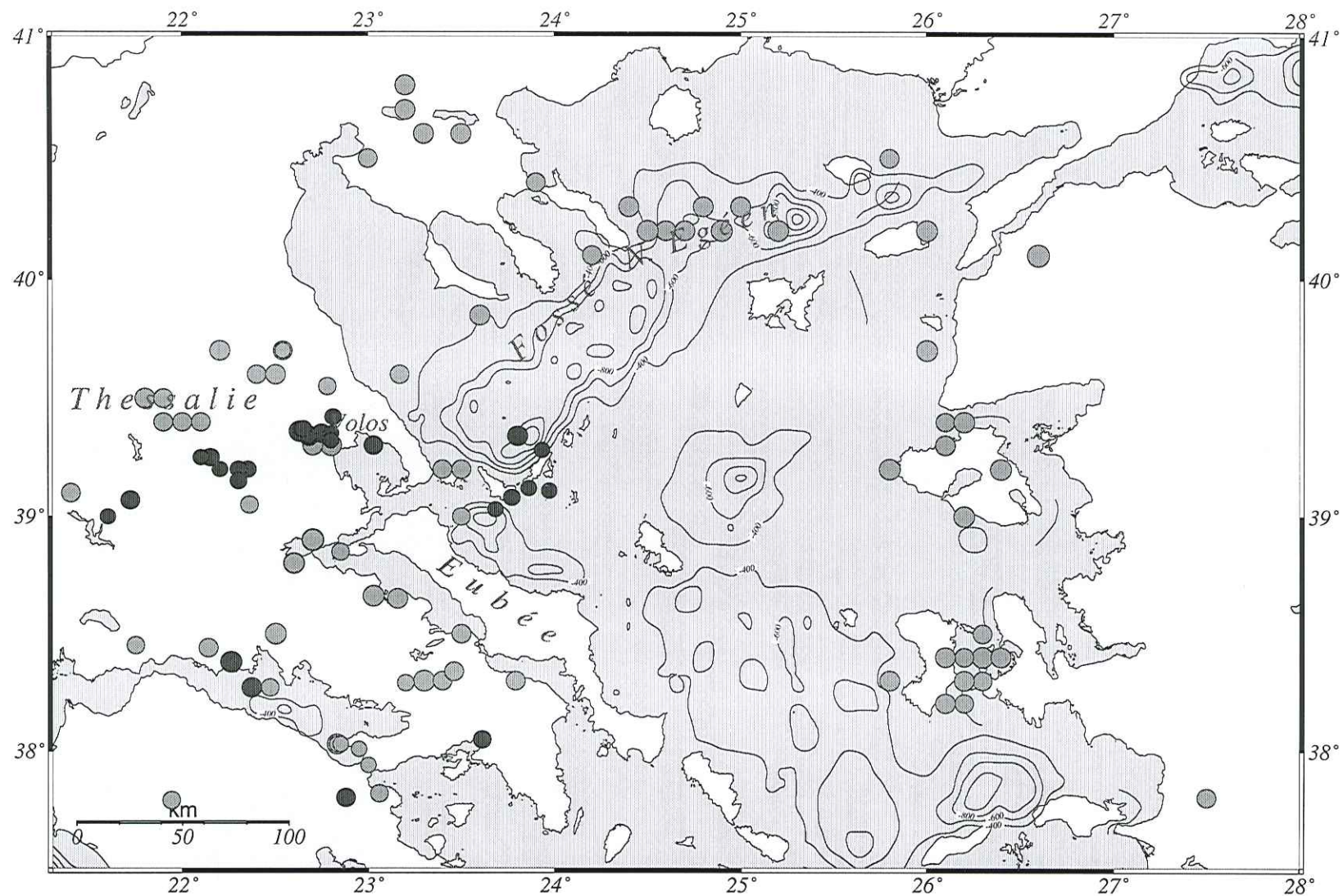


Fig. III.3b) Distribution de la sismicité historique de 426 avant J.C. à 1966 (d'après Papazachos & Papazachou, 1989; Ambraseys & Jackson, 1991). En gris sont représentés les séismes qui ont eu lieu entre 426 avant J.C. et 1941 et en noir ceux de 1954 à 1966.

Cependant il y a aussi des différences entre les deux distributions. En Thessalie, la région située au-delà de $39,5^{\circ}\text{N}$ semble être complètement libre d'activité sismique à l'heure actuelle alors que les sources historiques (Papazachos & Papazachou, 1990) témoignent d'une activité assez importante. On retrouve la même situation pour la partie du continent qui est située en face de l'Eubée. La faille de Martinon-Atalanti qui borde le versant NE du Kallidromon a été active pendant les temps historiques et jusqu'en 1894 ($M=7,1$) mais elle est complètement libre de sismicité instrumentale alors qu'une petite partie de la microsismicité y est présente. Enfin, l'île d'Eubée qui semble ne pas avoir subi de séismes importants ($M>5,5$) pendant plus de 2000 ans est marquée par une activité microsismique assez importante.

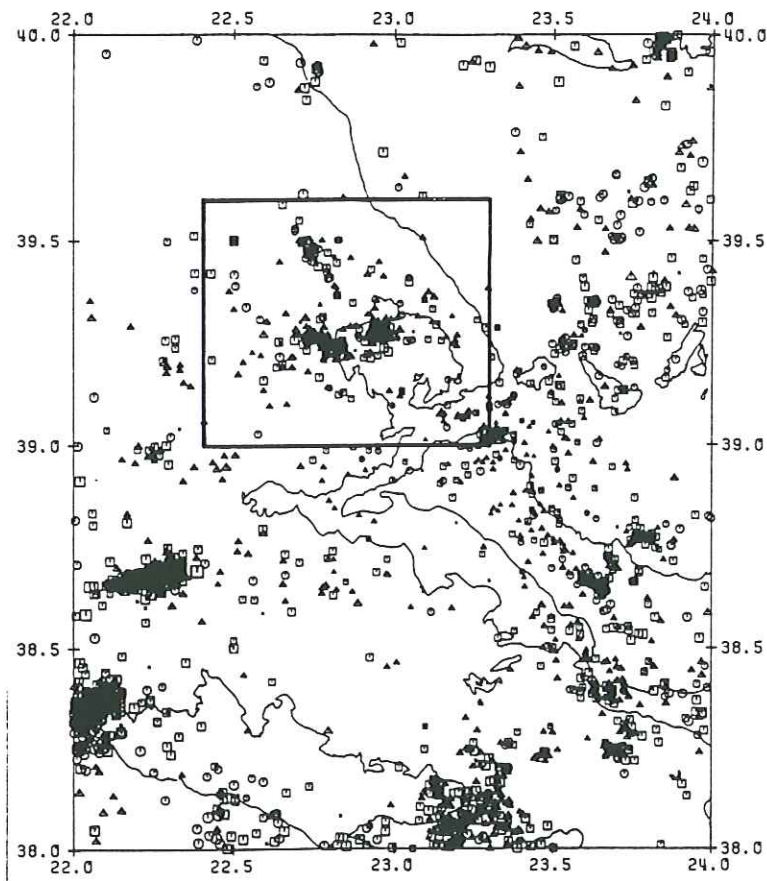


Fig. III.4 Sismicité enregistrée par le réseau VOLNET pendant les années 1983-84.

En comparaison avec la sismicité enregistrée pendant les années 1983-84 par le réseau VOLNET (fig. III.4), réseau local composé de huit stations installées autour de la région de Volos, on constate qu'il y a une similitude de la distribution de sismicité autour de

Volos. La faille de Néa Anchialos est le siège d'une sismicité intense du bassin d'Almyros jusqu'aux côtes du Pilon. Par contre, au niveau de l'Eubée, la sismicité semble se concentrer principalement dans la partie nord-est et centrale de l'île alors que les failles qui bordent le golfe Nord Evoïkos ne sont pas marquées. Par ailleurs, la sismicité localisée dans la Mer Nord Égée, à la proximité du continent, couvre une grande partie de la région située entre les îles Sporades et les péninsules de Chalkidiki sans vraiment former d'alignements dans la direction structurale du fossé.

III.1.1 RÉGION DE VOLOS

À première vue, la distribution de la sismicité dans cette région (fig. III.5) ressemble beaucoup à celle des séismes de magnitude élevée. Comme on l'a mentionné précédemment, la partie située au Nord de 39,5°N semble être presque complètement libre d'activité sismique. On y trouve seulement deux petits groupes de séismes sur le flanc SW du Pilon. Au contraire, la partie située au Sud de cette limite est marquée par une activité sismique intense avec une concentration importante autour du golfe Pagasitikos.

Les groupes de séismes situés au Nord et Nord Est de la ville de Volos, semblent être liées à la faille de Néa Pigassos alors que la faille de Vélestino, associé au séisme de 1957 ($M_s=6,8$), ne donne pas de signes d'activité sismique. Le regroupement de sismicité que l'on observe à l'Est de la ville est associé aux failles qui forment le bassin de Vassilika. A cause de la concentration importante de failles normales de même direction dans cette région on ne peut pas facilement attribuer la sismicité à une faille particulière.

Au Sud de Volos on remarque un alignement de la microsismicité le long de la faille de Néa Anchialos. Cet alignement qui suit parfaitement la direction de la faille depuis le bassin d'Almyros jusqu'à la Mer Égée montre une ressemblance remarquable avec la distribution des épicentres des séismes importantes pendant la période 1901 à 1985 (Comninakis & Papazachos, 1986).

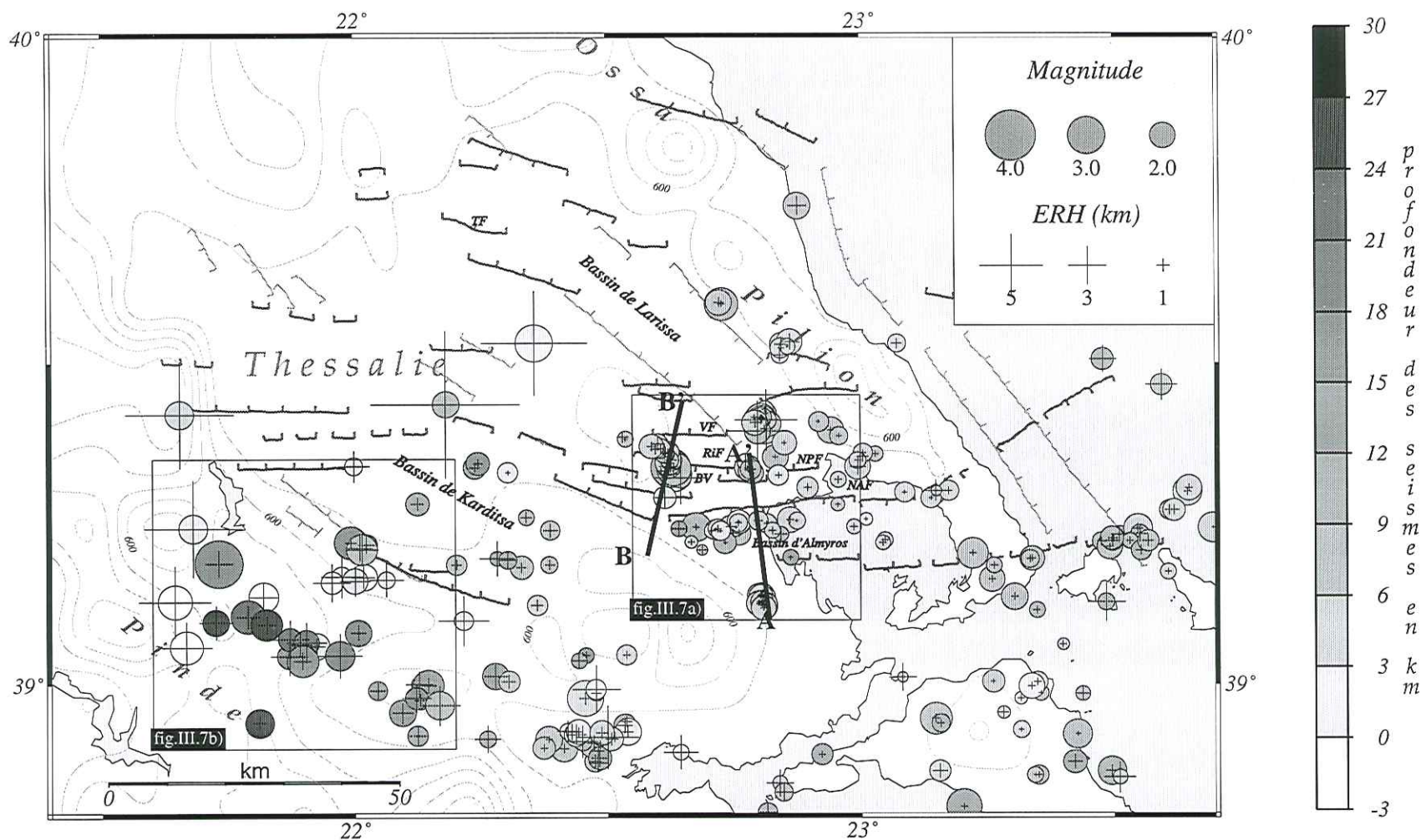


Fig. III.5 Distribution de la microsismicité autour de la région de Volos. Les séismes sont représentés par rapport à leur profondeur, leur magnitude et l'erreur horizontale théorique. Les traits structuraux de la région sont aussi représentées: NAF= faille de Néa Anchialos, NPF= faille de Néa Pigassos, RiF= faille de Righéon, TF= faille de Tynavos, VF= faille de Vélestino et BV= bassin de Vassilika

Si l'on compare la distribution de la microsismicité sur la faille de Néo Anchialos avec celle de la dernière séquence sismique importante (09/07/1980, $M=6,5$; fig. III.6) on remarque que la majorité de la microsismicité est concentrée sur la partie Ouest de la faille alors que sa partie centrale, qui correspond à l'endroit où ont eu lieu les précurseurs sismiques, et sa partie Est, où a eu lieu le choc principal, sont presque complètement libres de microsismicité. La faille qui borde la partie Sud du bassin d'Almyros parallèlement à la faille de Néo Anchialos, ne semble pas être marquée par l'activité sismique sauf dans sa partie Est. La sismicité qui y a lieu semble se prolonger à l'Est vers les îles Sporades suivant un alignement de la même direction que la trace de cette faille.

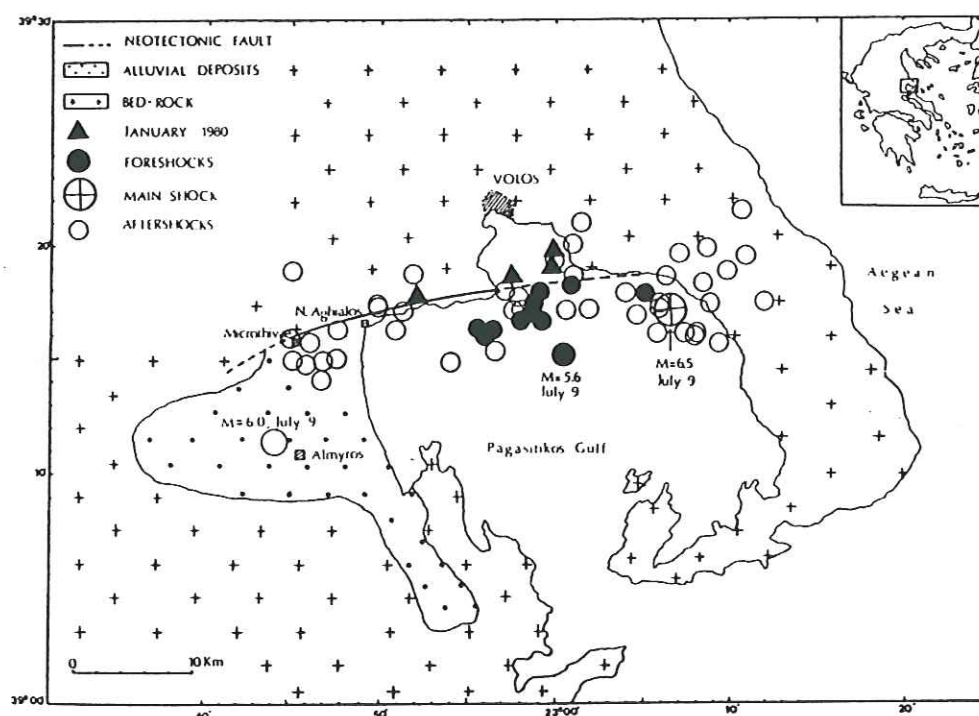


Fig. III.6 Séquence sismique du 09/07/1980 sur la faille de Néo Anchialos (d'après Papazachos et al., 1983).

Enfin, à l'Ouest de la région une partie de la sismicité, bien que diffuse, semble être liée à la faille de Domokos (séisme de Sofades 1954, $M_s=7,0$) alors que encore plus à l'Ouest un alignement dans la direction NW-SE coïncide avec le flanc SE de la chaîne du Pinde et semble aboutir devant le golfe Maliakos, au Nord du bassin de Bralos.

Si on examine la distribution de la sismicité en fonction de la profondeur autour du golfe Pagasitikos (fig. III.7a), on se rend compte que la concentration de la sismicité le long de la faille de Néa Anchialos définit une structure qui plonge vers le Sud avec un pendage important. Ceci est en accord avec le pendage de la faille observé en surface qui est estimé à 70° (Papazachos et al., 1983). Plus au Nord, la distribution de la sismicité avec la profondeur est plus diffuse et elle n'est pas facilement associée à d'autres plans de faille.

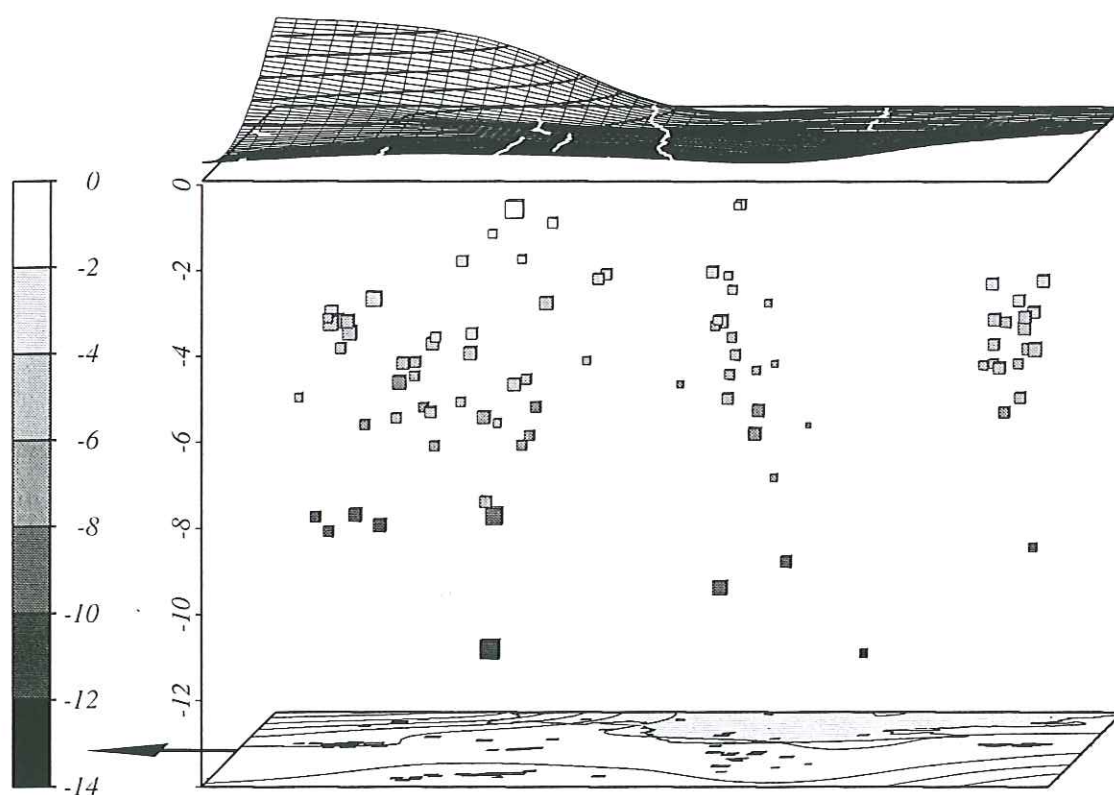


Fig. III.7a) Distribution de la sismicité avec la profondeur et en relation avec la topographie autour du golfe de Volos. La flèche indique la direction du Nord. Les trace des failles principales sont représentées en blanc sur la topographie.

La distribution en profondeur de l'alignement de séismes observé au niveau du Pinde (fig. III.7b) est assez diffuse et ne s'associe pas à une structure qui plonge vers le NE comme on aurait pu le supposer. Ceci est probablement aussi liée au fait que la profondeur de ces événements n'est pas bien contrainte ; d'une part parce qu'ils sont situés à l'extérieur

de notre réseau et d'autre part parce que la structure de vitesse est probablement différente au niveau du Pinde.

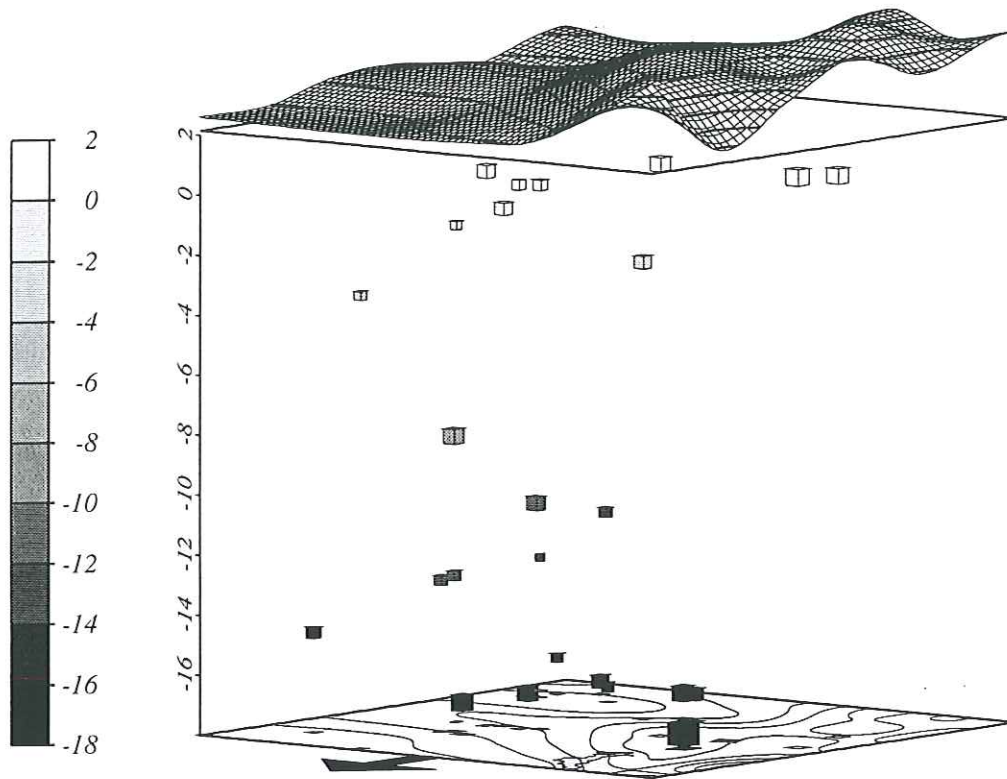


Fig. III.7b Distribution de la sismicité avec la profondeur en relation avec la topographie au niveau du Pinde.

Pour préciser la provenance de la microsismicité on a effectué deux coupes : une perpendiculaire à la faille de Néa Anchialos et l'autre perpendiculaire aux failles qui bordent le bassin de Vassilika. En examinant la première coupe (fig. III.8a), on remarque un alignement de sismicité le long de la trace de la faille de N. Anchialos. On sait que la rupture en surface de cette faille a un plongement important de 70° alors que le plongement calculé pour le séisme de 1980 était de 40° en profondeur (9,0 km) (Papazachos et al., 1983). On confirme le plongement important de cette structure jusqu'à une profondeur de 7 à 8 km, mais nos données ne nous permettent pas d'observer un changement du plongement à des profondeurs plus importantes. Plus au Nord, la

distribution de la sismicité avec la profondeur est moins claire. Elle pourrait toutefois être interprétée comme étant associée à la faille qui borde au Sud le secteur Est du bassin de Vassilika.

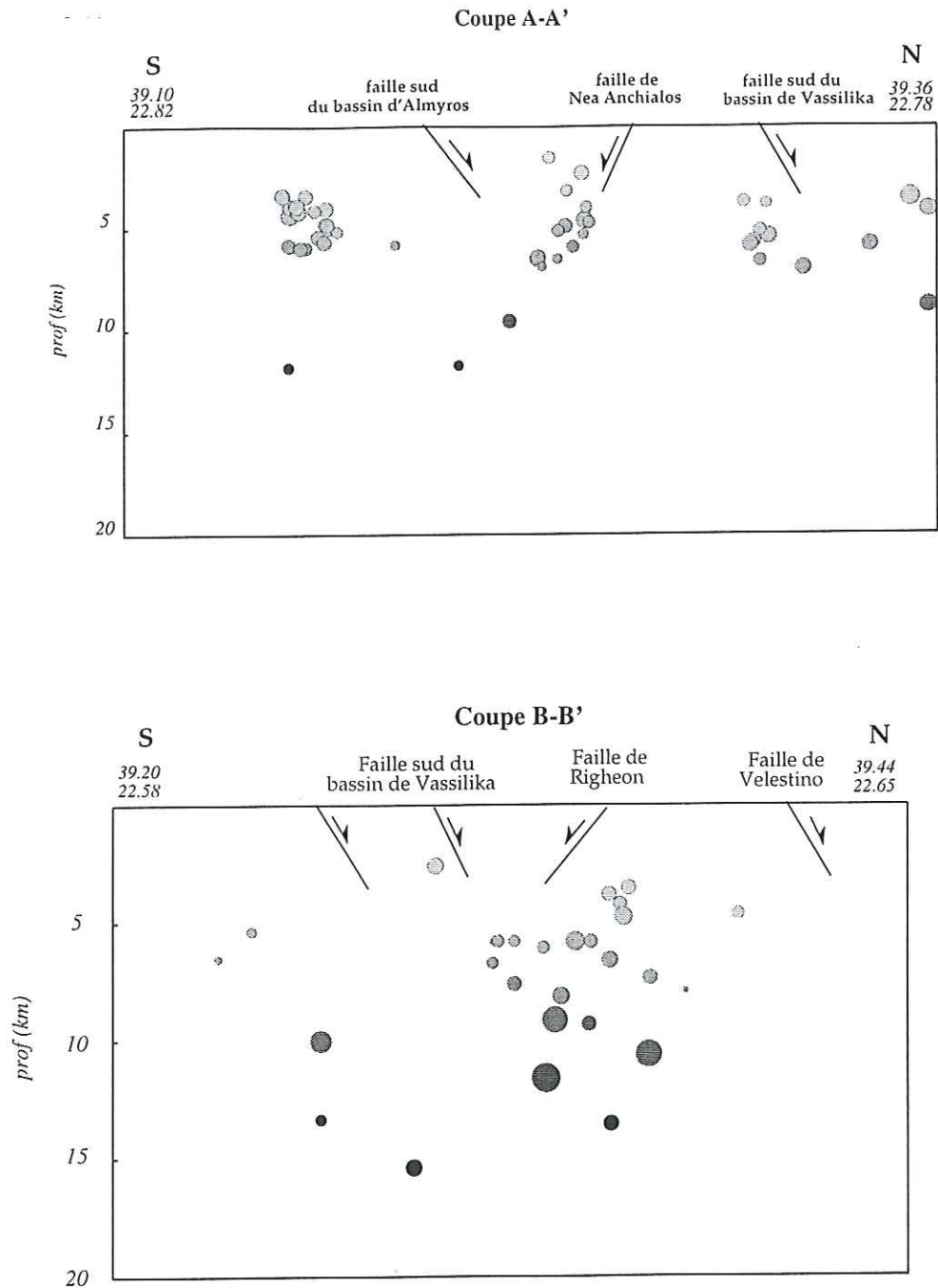


Fig. III.8 Coupes effectuées a) perpendiculairement à la faille de Néa Anchialos, b) perpendiculaire aux failles du bassin de Vélestino. Les traces des failles sont aussi représentées.

La deuxième coupe que l'on a effectué (fig. III.8b) devait nous aider à identifier la faille responsable de la microsismicité observée dans le bassin de Vassilika. En représentant les traces des failles que traversent la coupe on se rend compte que les microséismes peuvent être liés à la faille qui borde au Sud le bassin de Vassilika mais comme il n'y a pas d'alignements en profondeur, une partie de la microsismicité pourrait être aussi attribuée au jeu de la faille de Righéon.

III.1.2 EUBÉE

Dans la région d'Eubée, la microsismicité se concentre autour des golfes Maliakos et Nord Évoïkos et la côte NE de l'île (fig. III.9). Un groupe de sismicité se situe en face du golfe Maliakos et est lié aux failles qui bordent le bassin de Bralos, situé sur le versant SE du Pinde. Plus au Sud, une petite partie de la sismicité est liée à la chaîne du Kallidromon et à la faille de Martinon - Atalanti.

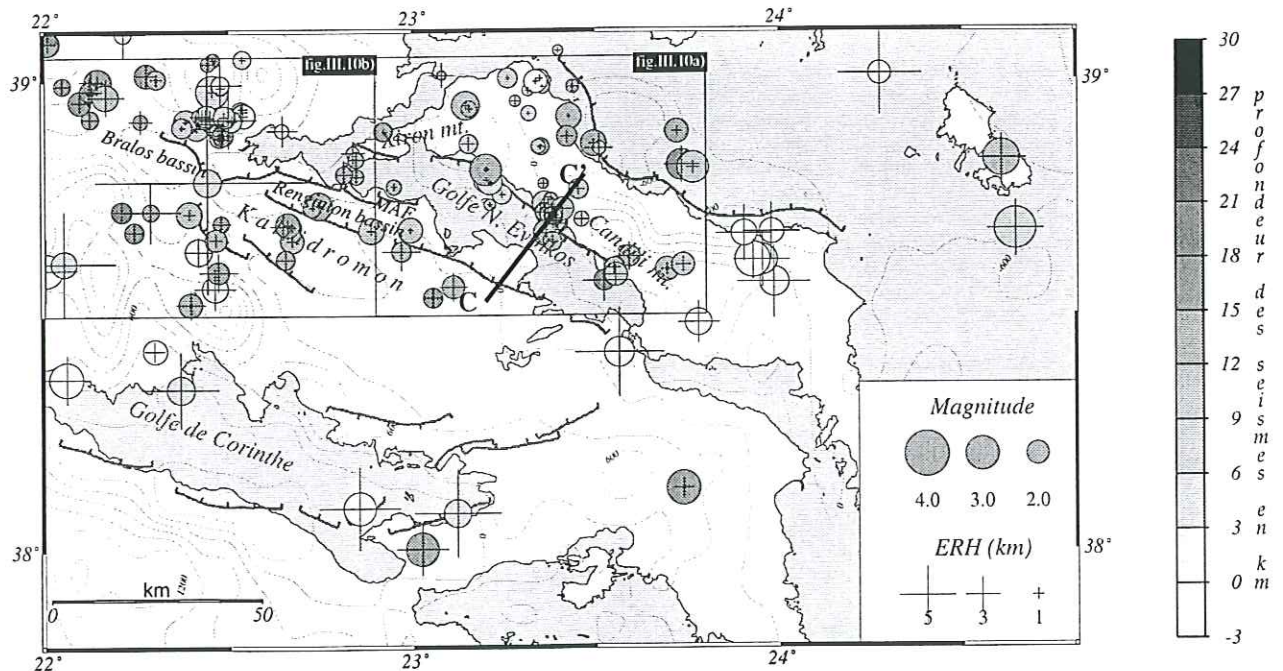


Fig. III.9 Distribution de la microsismicité sur l'Eubée. Les lignes tectoniques et la bathymétrie sont aussi représentées. MAF = faille de Martinon - Atalanti.

De l'autre côté de cette région, sur la côte SW de l'île, on observe une concentration de la sismicité le long des failles qui bordent le golfe. La microsismicité observée sur la côte NE doit être liée aux failles qui forment le bassin profond à l'Est de l'île alors que dans la partie Sud-Est un regroupement de séismes est observé au voisinage du mont Dirphis. Enfin, deux séismes de magnitude assez importante ($M > 3,0$) sont localisés à la proximité de l'île de Skyros.

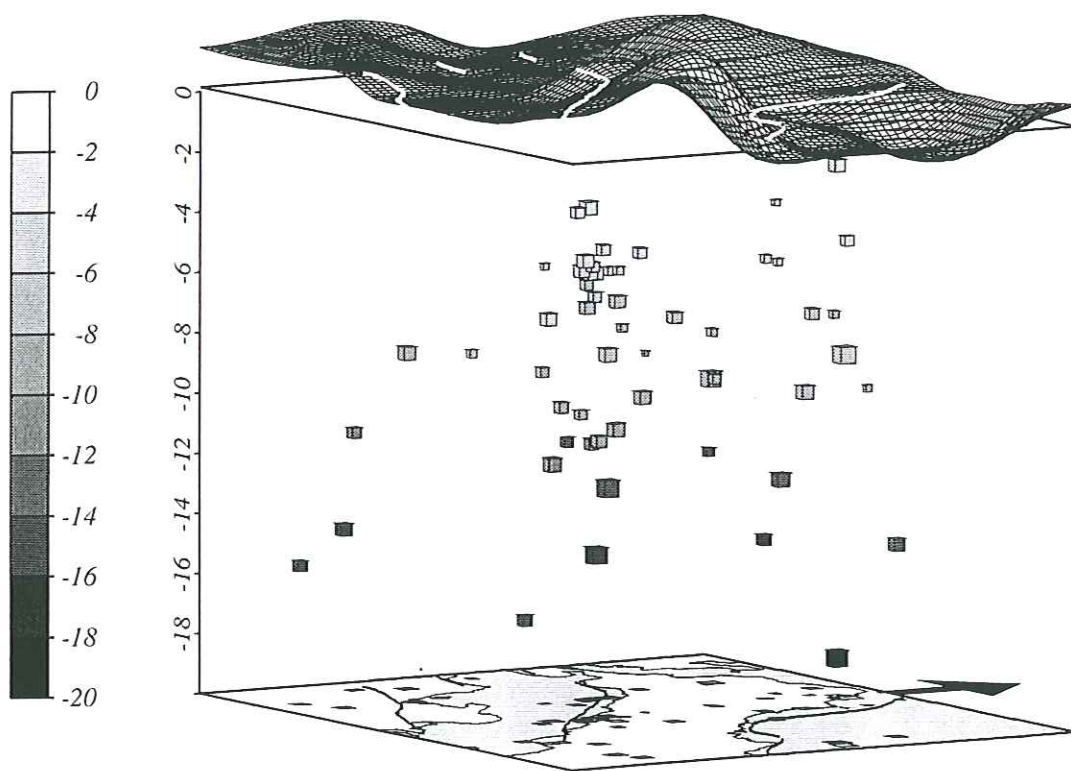


Fig. III.10a) Distribution de la sismicité avec la profondeur et en relation avec la topographie en Eubée. La flèche indique la direction du Nord.

Si on examine la distribution de la sismicité avec la profondeur (fig. III.10a) on constate qu'elle forme une structure presque verticale au niveau de la faille Nord du golfe Nord Evoikos. Dans la partie Nord-Est de l'île, cette distribution est assez diffuse pour nous permettre d'en déduire le pendage des failles. La distribution de la sismicité avec la profondeur au niveau du bassin de Bralos (fig. III.10b) indique une association de la

sismicité avec une structure située dans partie Nord du bassin qui plonge vers le SE dont on n'a pas d'informations. La sismicité localisée au voisinage des monts du Kallidromon suit une distribution assez diffuse qui est toutefois marquée par une augmentation de la profondeur des séismes vers le NE.

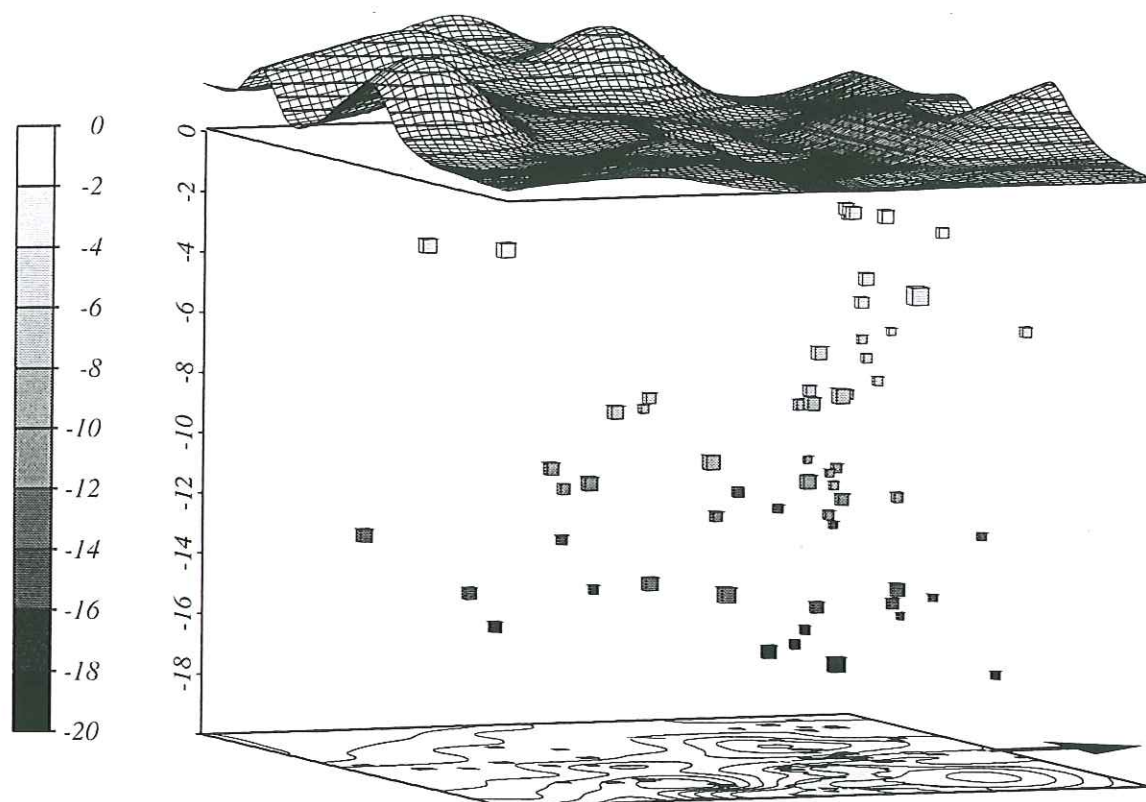


Fig. III.10b) Distribution de la sismicité avec la profondeur et en relation avec la topographie en Locride. La flèche indique la direction du Nord.

Pour avoir plus de précision dans la partie centrale du golfe Nord Evoïkos une troisième coupe a été réalisée. On ne constate pas (fig. III.11) de corrélation entre les séismes et la trace de la faille qui borde la partie Nord du golfe.

Singulièrement, aucun séisme important ($M > 5,5$) n'a eu lieu sur l'île depuis les temps historiques alors que les côtes de Locride, juste en face de l'Eubée, ont été marquées par au moins sept séquences sismiques, la dernière datant de 1894 (Papazachos & Papazachou,

1989). Cependant les études paléobiologiques effectuées par Stiros et al. (1992) mettent en évidence un soulèvement récent, assez important, de la côte NE de l'Eubée qui d'après les auteurs, serait probablement cosismique.

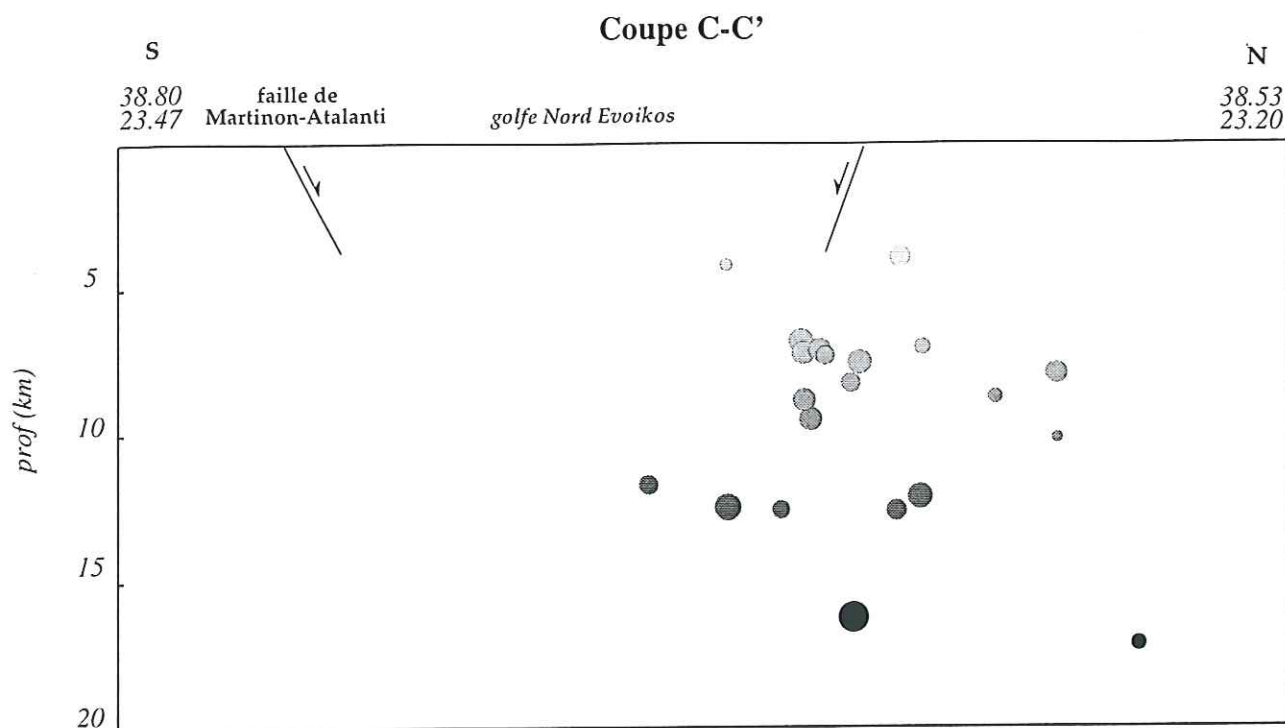


Fig. III.11 Coupe perpendiculaire à la faille qui borde au Nord le golfe Nord Evoikos. Les traces de cette faille, de la faille de Martinon-Atalanti et du golfe sont aussi représentés.

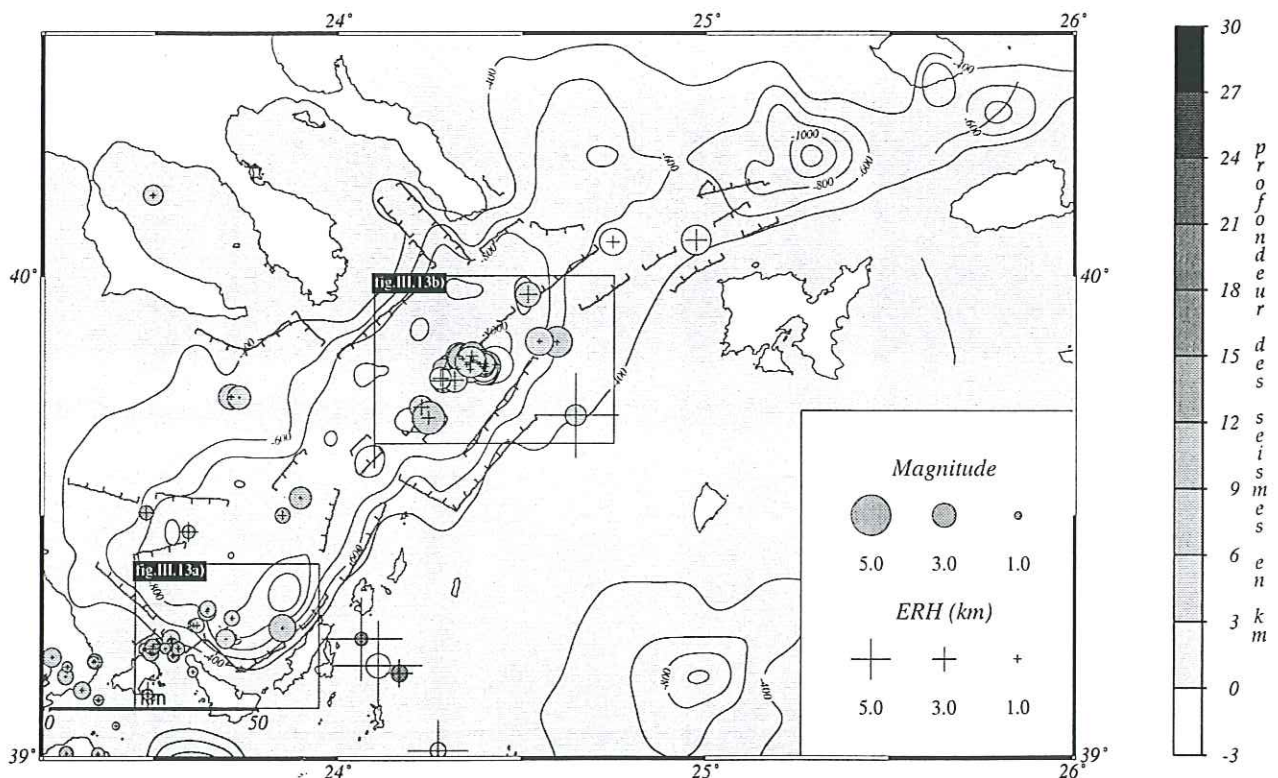
D'après Roberts & Jackson (1991) l'absence de gros séismes en Eubée est liée à la taille de failles qui ne dépasse pas les 15 km ; ce qui correspond à des séismes de $M_s < 6.0$. Néanmoins, d'après Stiros et al. (1992), l'escarpement de 1000 m de profondeur au NE de l'Eubée semble être continue sur plus de 80 km et donc pourrait être liée aux séismes de $M_s > 7.0$.

En conclusion, l'île qui est bordée par des failles importantes présentant les signes d'une activité récente, n'est pas marquée par des séismes de taille importante au cours des derniers 2000 ans. Étant donné que les structures tectoniques sont toujours actives, comme le montre la distribution de la microsismicité, on est amené à croire que l'énergie sismique se concentre très lentement sur l'île, pour se relâcher peut-être ensuite au niveau des failles qui la bordent. Dans ce cas, la faille de Atalanti - Martinon, marquée par une séquence

sismique importante durant le dernier siècle, pourrait être considérée comme la faille sur laquelle se relâche l'activité sismique.

III.1.3 ÎLES SPORADES ET MER N. ÉGÉE

La distribution de la microsismicité dans la Mer Nord Égée est fortement liée au fossé Nord Égéen, une des structures les plus actives du domaine égéen. On observe principalement deux groupes de séismes (fig. III.12). Le premier se situe à l'extrémité SW du fossé, au Nord des îles Sporades. La profondeur des séismes est faible, entre 3 et 10 km, et leur magnitude varie entre 1,5 et 2,5. Le deuxième groupe se trouve un peu plus vers le NE, au milieu du fossé. Il s'agit d'une séquence sismique avec un choc principal de $M_l=5,0$ (23/07/92) et ses répliques.



La profondeur n'est bien contrainte que pour les événements de magnitude importante et pour lesquels on dispose des enregistrements du réseau permanent. L'alignement des épicentres se fait dans la direction structurale du fossé, c'est à dire NE - SW.

La distribution des séismes avec la profondeur au niveau des îles Sporades (fig. III.13a), est presque verticale avec un léger plongement vers le NW. On remarque également que la sismicité est localisée à l'endroit où un brusque changement de bathymétrie se produit. Dans la Mer Nord Égée la distribution de la sismicité se fait aussi presque verticalement (fig. III.13b) et elle est localisée dans un endroit marqué par une bathymétrie importante.

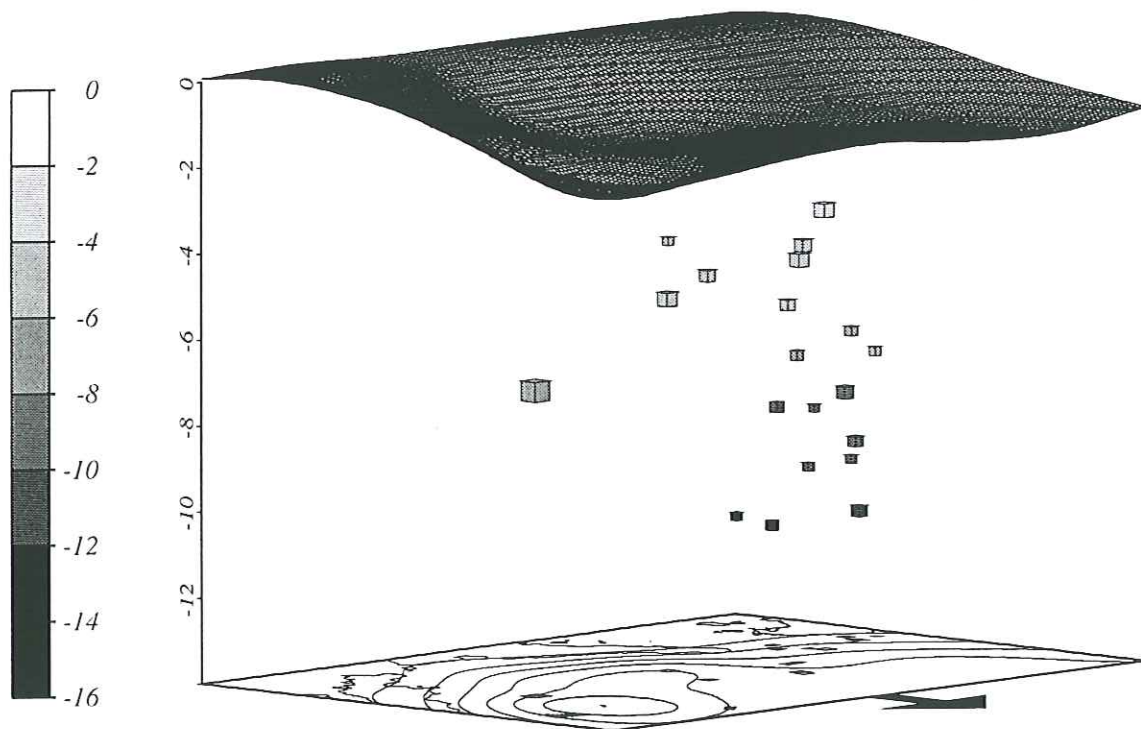


Fig. III.13 a) Distribution de la sismicité avec la profondeur et en relation avec la bathymétrie dans le bassin des Sporades .

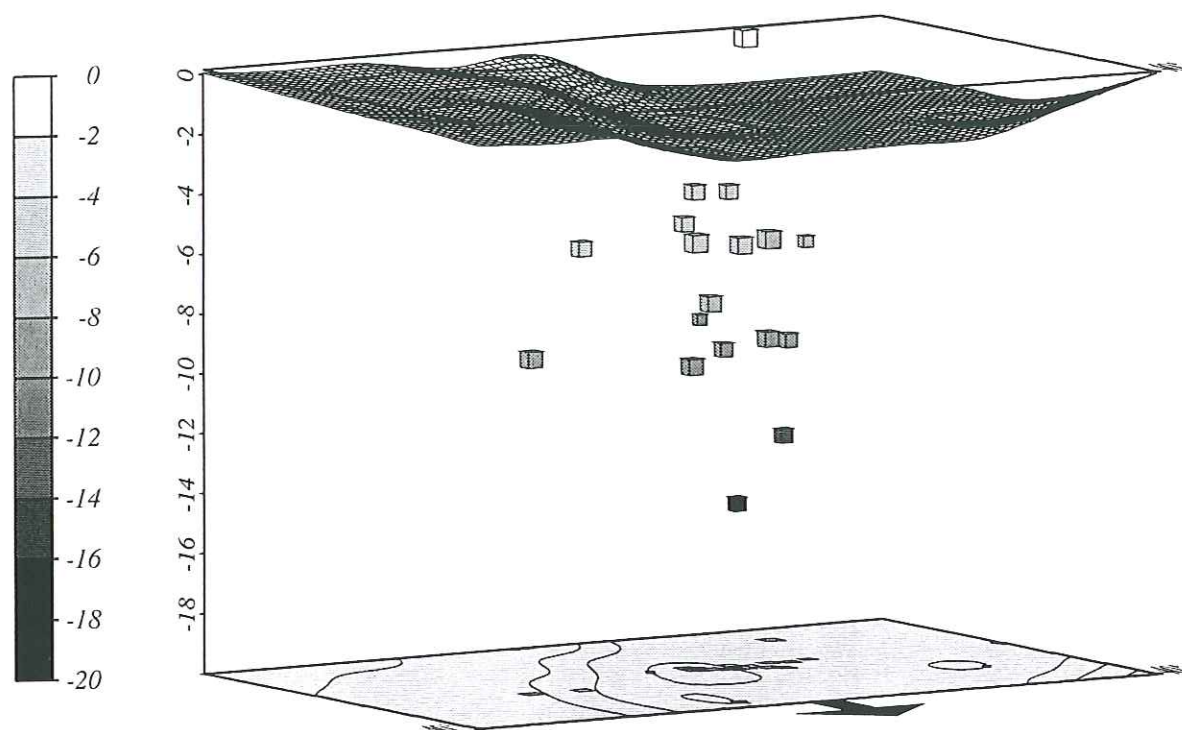


Fig. III.13 b) Distribution de la sismicité avec la profondeur et en relation avec la bathymétrie dans la partie centrale du fossé Nord Égéen.

La comparaison de nos données avec la distribution de la sismicité historique et instrumentale dans la Mer Nord Égée, n'est pas valable puisque la position de notre réseau ne nous a pas permis l'enregistrement de microséismes situés plus loin que les îles Sporades. On peut tout de même remarquer que la distribution de la sismicité que l'on a obtenue présente les mêmes caractéristiques que celle de la sismicité instrumentale ou de la sismicité historique. En effet, dans le fossé Nord Égéen, les parties les plus actives sismiquement semblent être au Sud de la péninsule du Mont Athos et au Nord des Sporades alors que la région située entre ces deux endroits n'est que très peu marquée.

III.2 MÉCANISMES AU FOYER

Les mécanismes construits par la méthode CMT ainsi que ceux qui ont été modélisés pour la Mer Nord Égée et la Grèce centrale (Taymaz et al., 1991) sont représentés sur la figure III.14. On observe essentiellement du coulissage dextre pour la Mer Nord Égée, autour du fossé Nord Égée et jusqu'à la latitude de Skyros à l'exception d'un mécanisme (04/03/1967) qui est en extension. Dans la région des îles Sporades, un mécanisme initialement interprété en compression pure sur un plan de faille de direction approximative N-S (McKenzie, 1978 et Lybérís & Deschamps, 1982) s'est révélé être en décrochement probablement dextre grâce à la modélisation par inversion des ondes de volume (Taymaz et al., 1991). En Grèce centrale, les mécanismes calculés sont concentrés autour du golfe de Volos et du golfe de Corinthe où ils montrent de l'extension sur des plans de faille de direction approximative E-W. Toutefois deux solutions CMT localisés dans la partie NW du Péloponnèse montrent du coulissage dextre.

La totalité des 80 mécanismes au foyer que l'on a déterminé pour la région d'étude sont représentés sur la figure III.15. On observe du coulissage dextre dans le fossé Nord Égéen et des mécanismes en extension en Thessalie et autour du golfe Maliakos, en accord avec les mécanismes CMT et ceux qui ont été modélisés (fig. III.14).

La particularité de nos mécanismes par rapport à ceux des séismes de magnitude plus importante est tout d'abord le fait que l'on obtient des données dans la région entre les îles Sporades et le golfe Pagasitikos. Ces données montrent que le mouvement en coulissage dextre ne s'arrête pas devant le continent comme on le croyait auparavant mais qu'il continue un peu plus à l'Ouest et couvre le versant Ouest du Pilon. D'autre part on obtient des mécanismes au foyer pour la région de l'Eubée pour laquelle il n'y avait pas de solutions focales disponibles auparavant. Ces mécanismes sont un mélange de coulissage pur et de coulissage extensif et ils sont distribués le long des côtes de l'île. Sur les côtes de Locride on observe surtout de l'extension pure mais aussi quelques mécanismes en coulissage extensif.

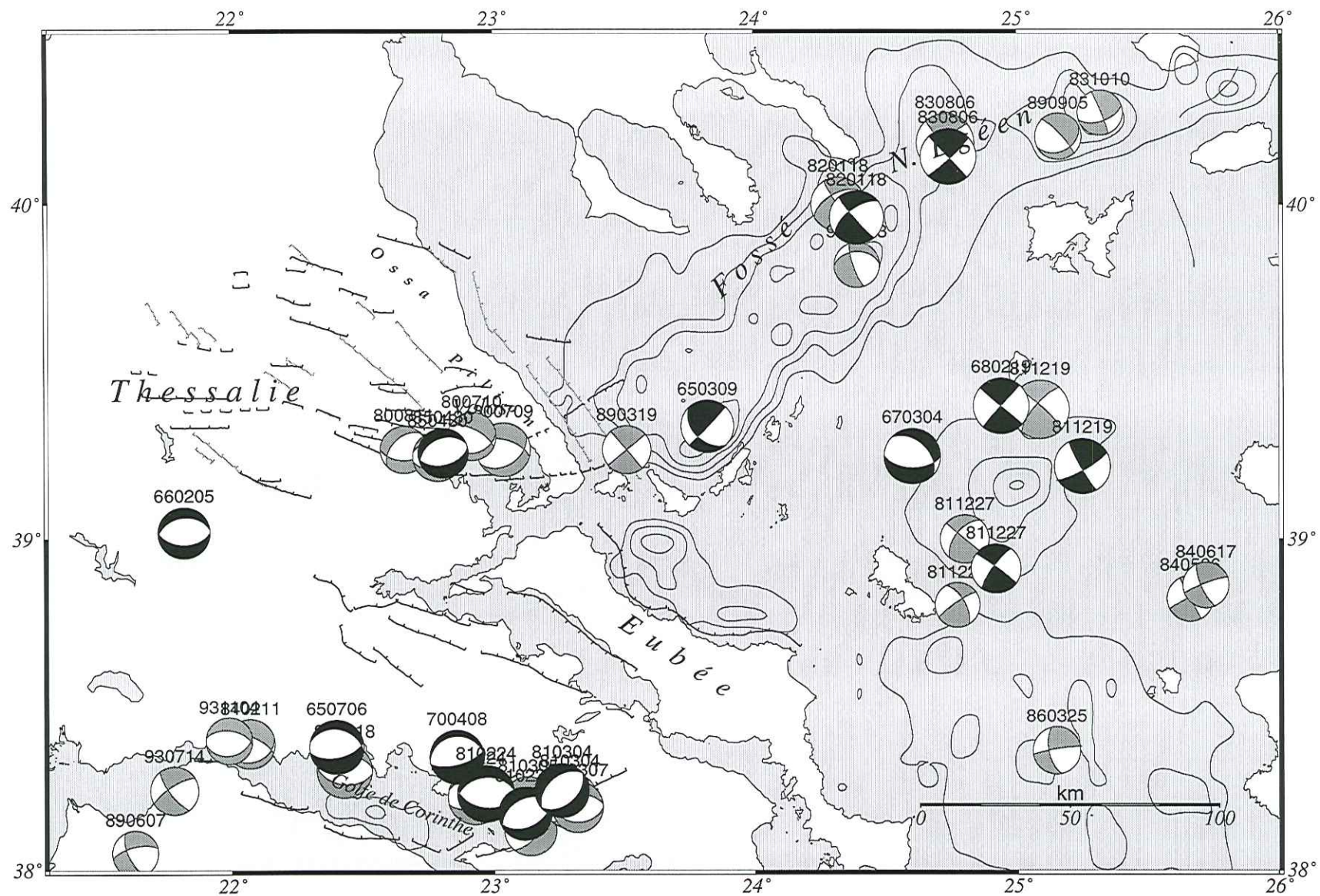


Fig. III.14 Solutions focales CMT et modélisées (Taymaz et al., 1991) pour la partie Nord et centrale de la Mer Nord Egée.

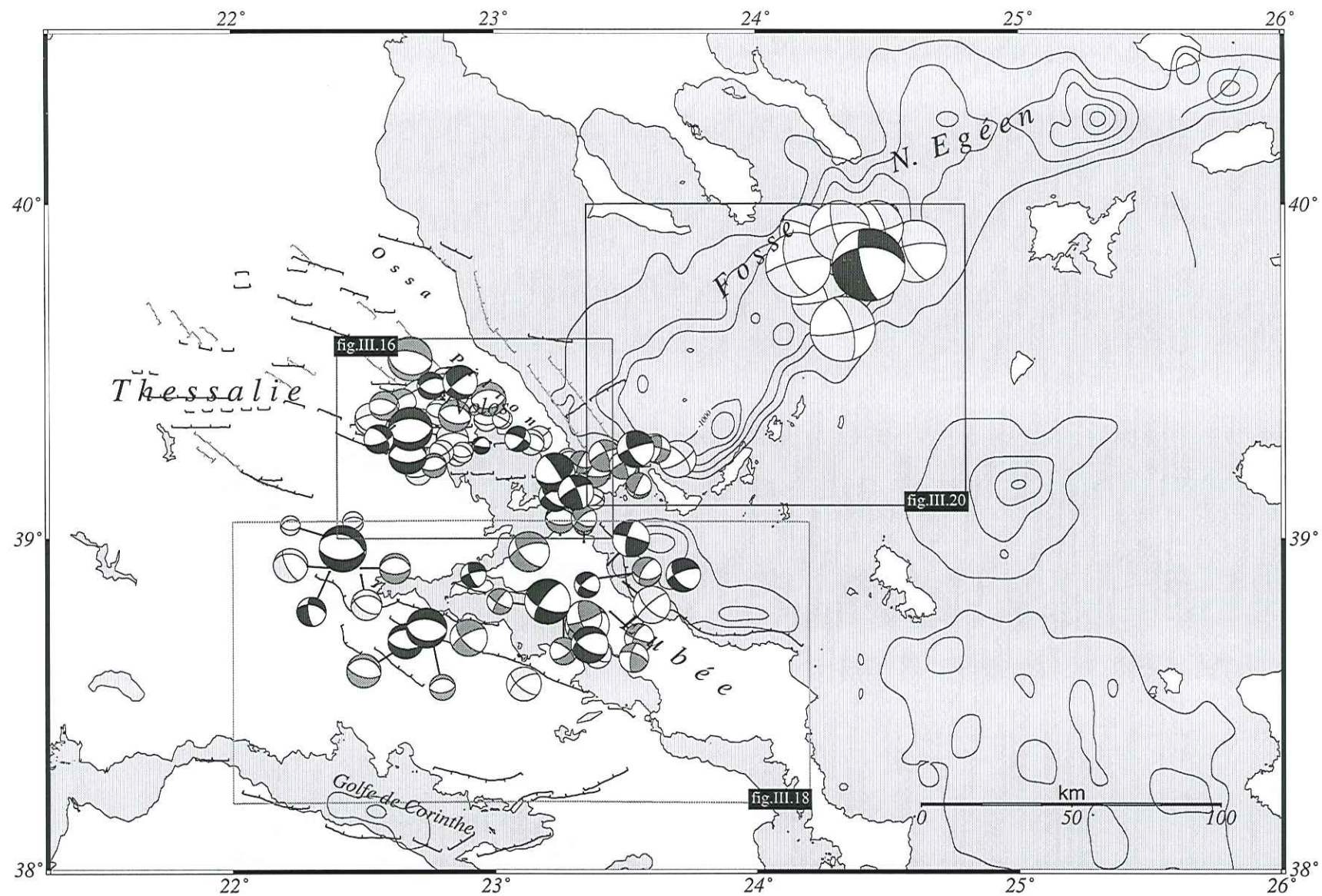


Fig. III.15 Répartition des mécanismes au foyer calculés à partir de nos données. Les mécanismes de qualité A sont représentés en noir, ceux de qualité B en gris alors que ceux de qualité C sont représentés en gris clair.

III.2.1 Volos

Dans la région de Volos les mécanismes au foyer que l'on obtient (fig. III.16) forment deux groupes de caractéristiques différents. Le groupe situé à l'Ouest de 23°E est très homogène puisque tous les mécanismes excepté les n°386, n°286 et n°421 montrent de l'extension pure sur des failles de direction E-W. A l'Est de 23° les mécanismes montrent du coulissage extensif qui devient progressivement du coulissage pur au niveau des Sporades.

Une partie importante des mécanismes (n°4, n°208, n°209, n°421, n°61, n°215, n°356, n°45, n°452 et n°402) est attribuée au jeu de la faille de Néa Anchialos. Les mécanismes situés dans la partie Ouest de la faille sont en extension sur des plans de faille de direction E-W et de plongement important (allant jusqu'à 60°) ce qui est en accord avec le plongement, observé en surface, de cette faille. Dans la partie Est de la faille de Néa Anchialos on obtient deux mécanismes (n°45 et n°402) en coulissage dextre sur des plans de faille de direction NE-SW. Leur localisation coïncide avec le changement de la direction de la faille qui devient NE-SW à cet endroit et qui se prolonge selon la même direction dans la Mer Nord Égée.

Au Nord de la ville de Volos, les mécanismes n°286, n°334, n°297, n°262, n°37, n°39 et n°33 sont associées à la faille de N. Pigassos qui plonge vers le Nord. Les mécanismes sont tous en extension excepté le n°286 qui montre une composante de décrochement.

Les mécanismes situés plus à l'Ouest (n°383, n°386, n°388, n°389, n°398 et n°191) sont attribués au jeu des failles qui bordent le bassin de Vassilika. Les mécanismes montrant un plan de faille qui plonge vers le Nord avec un angle important (autour de 60°) d'une part et le fait qu'ils sont localisés très près de ces failles d'autre part, nous amène à supposer que la sismicité doit être liée à la faille Sud du bassin.

Enfin les mécanismes que l'on obtient à l'Est du golfe Pagasitikos (n°171, n°425, n°24 et n°25) sont attribués au jeu de la faille Sud du bassin d'Almyros. Le mécanisme n°171 montre du coulissage dextre sur un plan de faille de direction NEE-SWW et les n°24 et n°25 situés plus à l'Est, du coulissage dextre sur des plans de faille NNE-SSW.

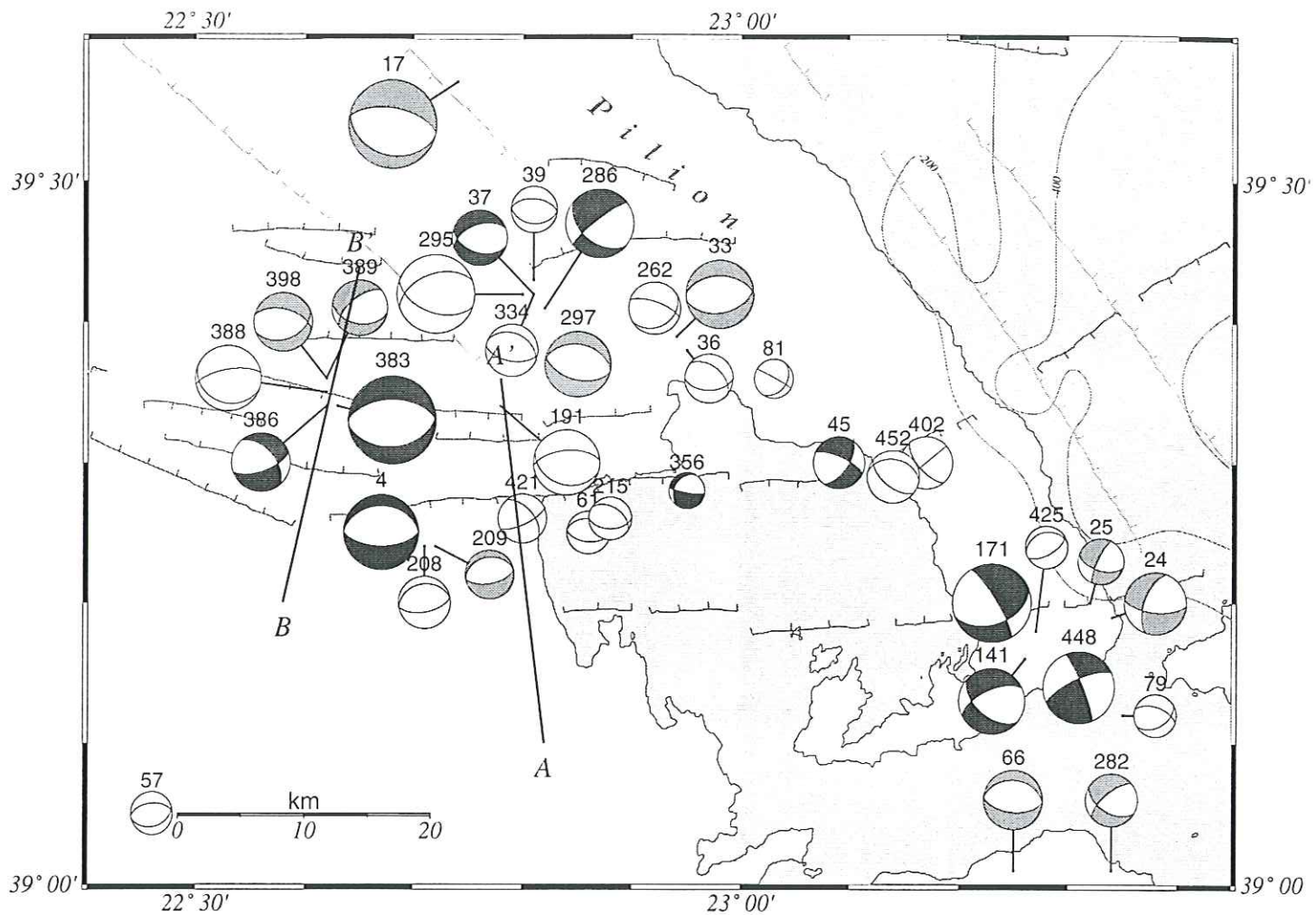


Fig. III.16 Solutions focales obtenues pour la région de Volos. Les failles actives de la région sont représentées en noir alors que les failles d'âge Pliocène sont en gris.

Situés au Sud de la trace de cette faille on trouve les mécanismes n°141 et n°448 qui montrent aussi du coulisage dextre sur des plans de faille de direction NE-SW. La prolongation de la faille Sud du bassin d'Almyros arrive jusqu'à l'île de Skiathos où les mécanismes montrent du coulisage dextre sur des plans de faille de même direction.

La coupe des mécanismes que l'on a effectué perpendiculairement à la faille de Néa Anchialos (fig. III.17a) montre qu'il y a une continuité entre les plans de failles définis par les mécanismes et la trace de cette faille en surface.

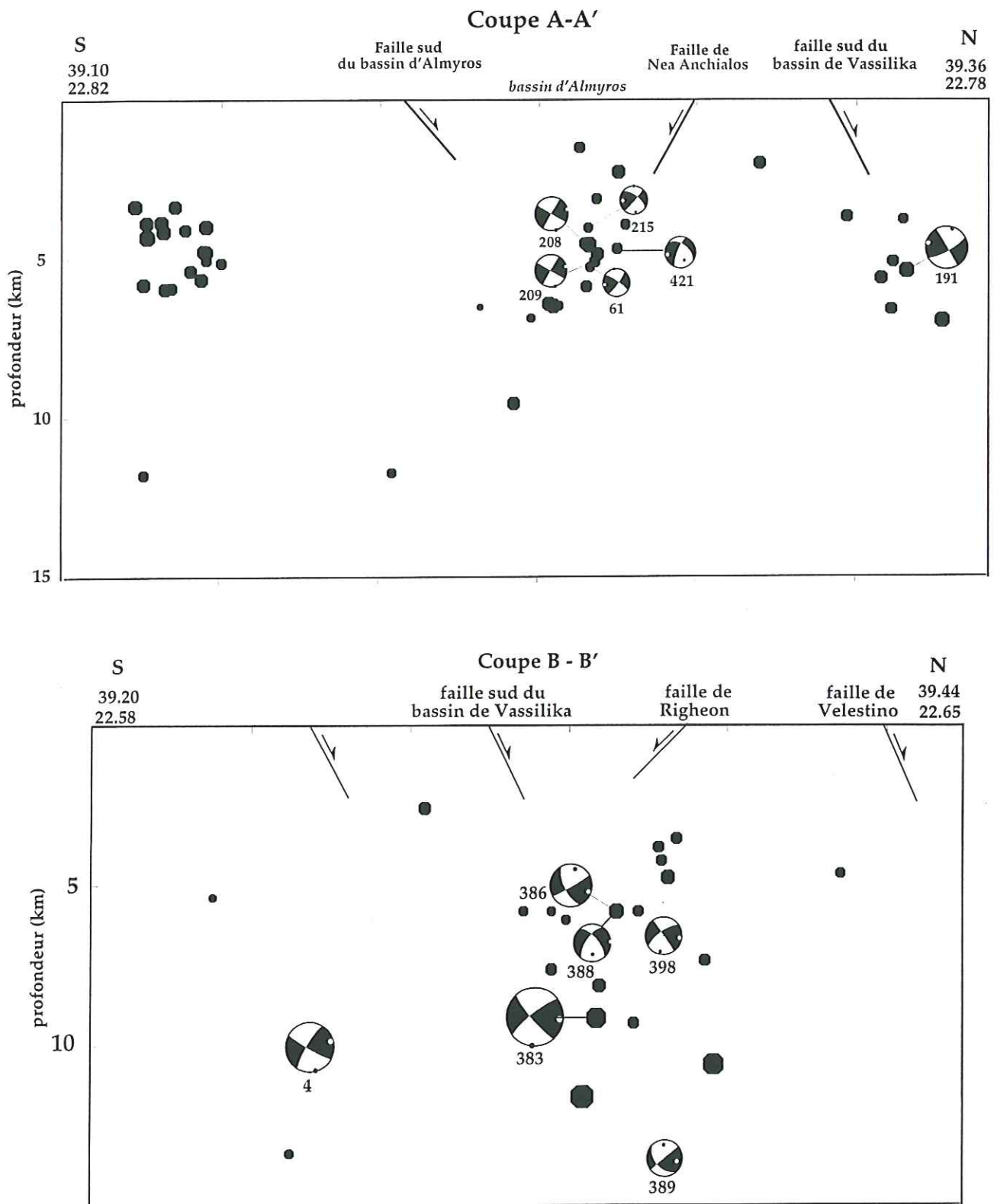


Fig. III.17 a) Coupe des mécanismes perpendiculaire à la faille de Néa Anchialos. b) Coupe de mécanismes perpendiculaire à l'ensemble des failles qui forment le bassin de Vassilika.

Au Nord de la faille de Néa Anchialos, le regroupement de la sismicité donne deux mécanismes dont les plans de faille présentent un plongement important. La prolongation de ces plans en surface coïncide avec la trace de la faille Sud du bassin de Vassilika. La deuxième coupe a été effectuée perpendiculairement aux failles du bassin de Vassilika (fig. III.17b). Les plans de faille déduits des mécanismes suggèrent une relation de la sismicité avec la faille Sud du bassin plutôt qu'avec la faille de Righéon.

III.2.2 Eubée et Locride

En Eubée et sur les côtes de Locride on observe encore deux régimes différents pour les mécanismes (fig. III.18). Ceux qui sont situés sur le continent sont principalement en extension alors que sur l'île les mécanismes varient entre coulissage pur et coulissage extensif.

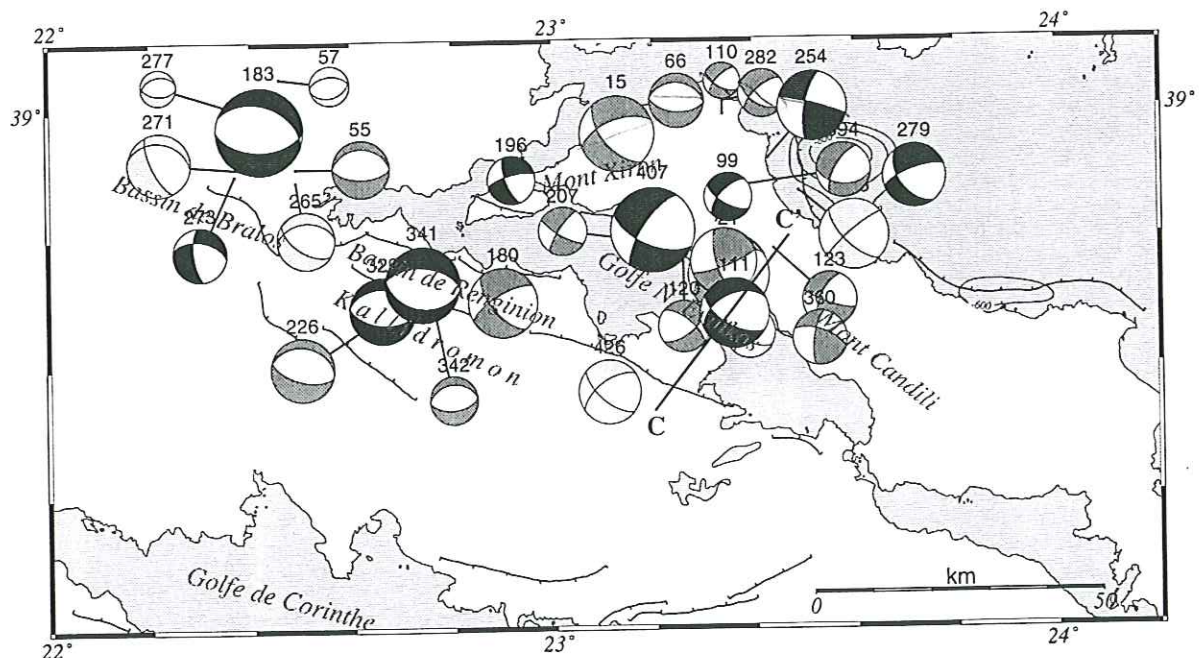


Fig. III.18 Mécanismes obtenues pour la région de l'Eubée. Les lignes tectoniques et la bathymétrie sont aussi représentées.

Le regroupement que l'on observe dans la partie NW de la région est lié au bassin de Bralos (terminaison NE du Pinde) et il est constitué de mécanismes en extension (n°183, n°55, n°57, n°265 n°271 et n°277) sur des plans de direction qui varient de ENE-WSW à ESE-WNW. On y trouve tout de même aussi un mécanisme en coulissage (n°273) probablement attribué au jeu d'une faille de direction N-S. Plus au Sud on observe quatre mécanismes (n°341, n°329, n°226, n°342 et n°180) situés sur le versant NE du Kallidromon. Ces mécanismes sont tous en extension excepté le n°180 qui est en coulissage senestre sur un plan de faille SE-NW.

Dans la partie Nord du golfe Nord Evoïkos on trouve des mécanismes en coulissage senestre avec une composante en extension (n°407, n°111, n°207, n°120, n°76, n°21, n°360 et n°267)). Les plans de faille désignés par les mécanismes sont de direction NW-SE à NNW-SSW avec des angles de plongement importantes qui peuvent aller jusqu'à 80°. La coupe que l'on a effectuée perpendiculairement au golfe Nord Evoïkos (fig. III.19) indique une bonne corrélation des plans définis par les mécanismes avec la trace en surface de la faille Nord du golfe.

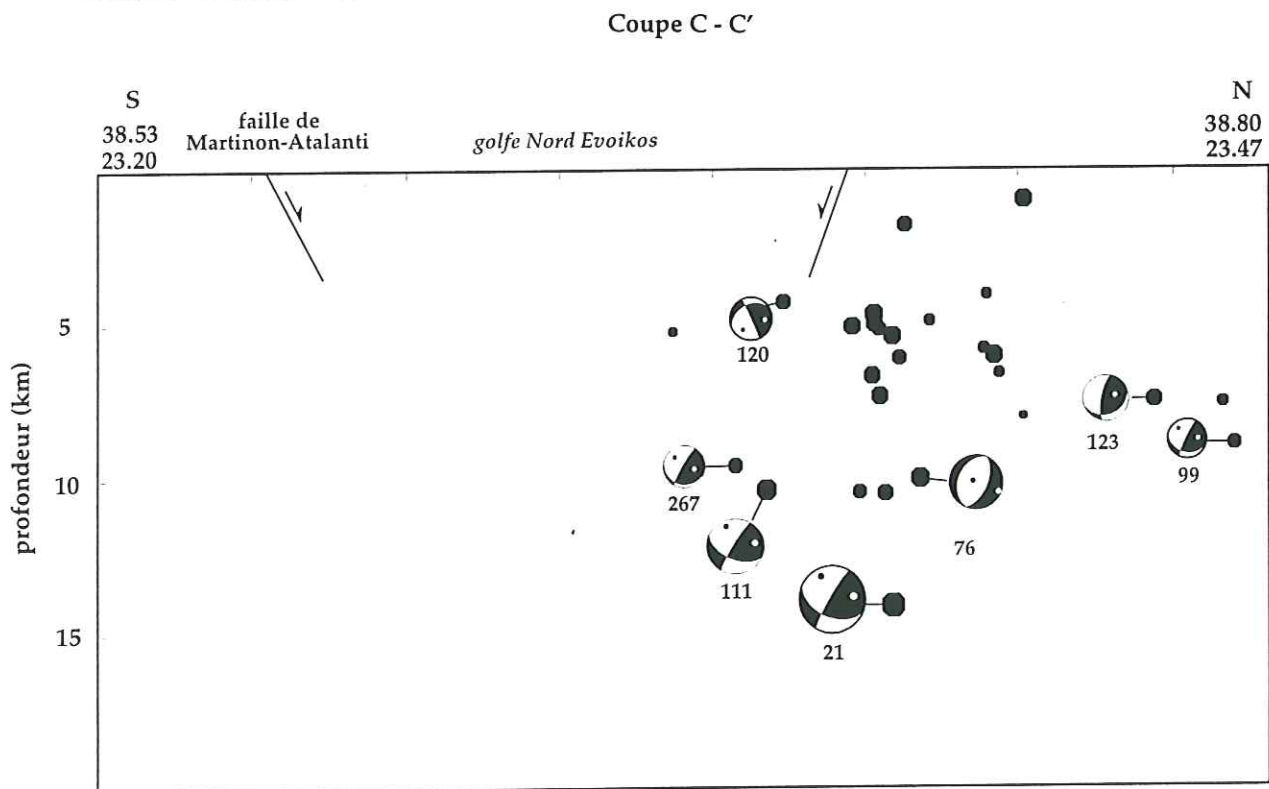


Fig. III.19 Coupe de mécanismes perpendiculaire aux failles qui bordent le golfe Nord Evoïkos.

Les trois mécanismes (n°99, n°394 et n°123) qui sont localisés à l'intérieur de l'île montrent le même motif de coulissage senestre avec une proportion variable d'extension. Ensuite, sur la côte NE de l'île, on obtient trois mécanismes (n°254, n°282 et n°110) probablement en coulissage senestre associé au jeu des failles de direction NW-SE. Au niveau du bassin qui borde la partie NE de l'île on obtient les mécanismes n°173 et n°279 qui sont aussi en coulissage senestre si on considère des plans de faille de direction NNW-SSE en accord avec les contours bathymétriques du bassin de l'Eubée. Enfin, dans la partie Nord de l'Eubée, on trouve deux mécanismes (n°15 et n°196) qui pourraient être associés à l'existence de failles de direction SSE-NNW aussi bien que de direction SWW-NEE. Le mécanisme n°66 qui est en extension le long d'un plan de direction E-W semble indiquer qu'au moins le mécanisme n°15 ^{proche du n°66} doit être associé à un plan de faille de même direction et ^{peut} qu'il est donc en coulissage dextre.

Pour conclure, on observe en l'Eubée et en Locride trois types de mécanismes : ceux qui sont en extension pure et qui sont surtout concentrés sur les côtes de Locride, ceux qui montrent du coulissage senestre extensif et qui sont associés aux failles de direction NW-SE et finalement les mécanismes de la partie Nord de l'île qui pourraient être associés à des failles de direction SWW-NEE à E-W et montrer respectivement du coulissage dextre ou de l'extension.

III.2.3 Mer Nord Égée

En Mer Nord Égée on obtient deux groupes de mécanismes (fig. III.20). Le premier est localisé au niveau des îles Sporades et il s'agit des mécanismes calculés à partir nos données microsismiques alors que le deuxième concerne une séquence sismique qui a eu lieu au milieu du fossé Nord Égéen le 23/07/1992. Pour la construction des mécanismes de cette séquence on a été obligé d'utiliser les enregistrements du réseau permanent grec et notamment des stations installées dans la Grèce du Nord. Toutefois, on n'est arrivé à bien contraindre que le choc principal puisque la plus faible magnitude de ses répliques n'a pas

permis leur enregistrement par plusieurs stations du réseau permanent. Le mécanisme du choc principal indique du coulisage dextre le long d'un plan de faille de direction NEE-SWW. Les mécanismes construits pour la concentration des séismes au niveau des îles Sporades (n°119, n°121, n°125 et n°159) montrent aussi du coulisage dextre mais sur des plans de faille orientés plutôt dans la direction NE-SW alors que deux mécanismes (n°396 et n°440) montrent des plans de direction NNE-SSW.

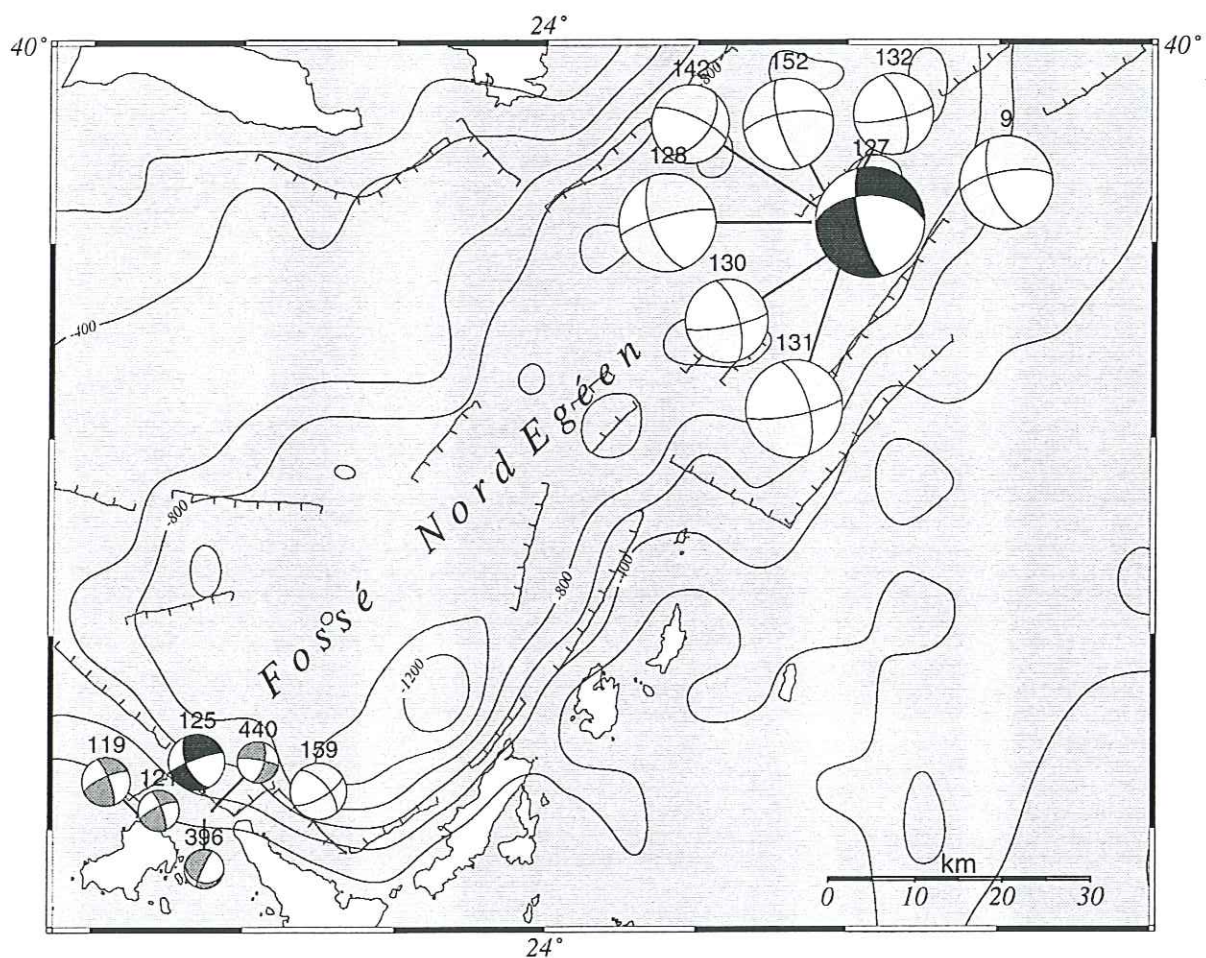


Fig. III.20 Solutions focales pour la Mer Nord Egée. Les contours bathymétriques sont représentés tous les 200m.

Ces deux concentrations sont tout de même, assez homogènes au niveau des mécanismes même si leur distribution en fonction de la profondeur et de la magnitude sont différentes.

CONCLUSIONS

L'étude des données microsismiques recueillies en Grèce centrale (Thessalie, Eubée) et dans le fossé Nord Égéen a mis en évidence les informations suivantes :

-La partie Nord de la Thessalie n'est pas marquée par la microsismicité ni par des séismes de magnitude importante alors que la partie Sud est caractérisée par une activité sismique intense concentrée sur une zone étroite de moins de 50 km de largeur.

-La région de Volos et la Thessalie montrent une distribution de microsismicité qui suit celle des séismes de magnitude importante. La concentration de microséismes le long de la faille de Néa Anchialos coïncident avec la distribution des répliques du séisme de 1980 alors que la partie centrale de la faille où a eu lieu le choc principal est presque complètement libre. La microsismicité localisée sur la faille Sud du bassin d'Almyros semble se prolonger aux îles Sporades dans une direction NE-SW en accord avec la trace de la faille. Dans la partie Ouest de la Thessalie les mécanismes au foyer sont purement extensifs sur des plans de faille de direction E-W alors qu'à l'Est de 23°E on observe du coulissage extensif qui devient progressivement du coulissage pur au niveau des îles Sporades.

-En Mer Nord Égée, la sismicité est liée au fossé Nord Égéen et les mécanismes au foyer montrent un jeu en coulissage dextre. On a montré que ce régime est également valable sur la partie Est des côtes du Pilon, ce qui diminue la taille de la région de transition entre le coulissage et l'extension à moins de 15 km.

-En Locride, la faille de Martinon ne donne pas de signe d'activité microsismique importante alors que elle a été la source de séismes importants ; le dernier s'étant produit en 1894. La faible sismicité qui a été localisée dans cette région reste concentrée autour des golfes Maliakos et Nord Evoïkos. Les mécanismes au foyer qui ont été déterminés sont en extension sur des failles orientées E - W ou ESE - WNW.

-En Eubée, la microsismicité se concentre le long des grandes lignes tectoniques, c'est à dire sur les failles qui bordent les côtes NE et SW de l'île. L'intérieur n'est pas marqué par des séismes de magnitude importante depuis les temps historiques ceci étant associé à la limitation de la taille des failles (<15 km). Pourtant l'escarpement de la côte NE semble être continu sur 80 km et les données paléobiologiques témoignent en faveur d'un soulèvement récent, probablement cosismique. Ceci nous laisse supposer que l'activité sismique se concentre très lentement au niveau de l'Eubée ou alors qu'elle se relâche le long des failles de Locride (séisme de Martinon-Atalanti en 1894). Les mécanismes au foyer que l'on a déterminé pour cette région sont un mélange entre extension pure, coulissage extensif et coulissage pur dépendant de la direction des plans de faille qui ont joué.

Chapitre IV: Discussion

IV.1 INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

IV.1.1 MICROSISMICITÉ ET MÉCANISMES AU FOYER

Thessalie

En Thessalie, la microsismicité est localisée essentiellement autour du golfe de Volos, la partie située au Nord de 39.5° étant presque complètement libre d'activité sismique (on a localisé moins de dix séismes). Ceci n'est pas dû à un biais lié à la répartition de nos stations puisque, d'une part il y en avait dans cette région, et d'autre part la sismicité instrumentale montre la même distribution. Par contre, au Sud de cette limite la concentration de la microsismicité ainsi que de la sismicité historique et instrumentale (8 séquences sismiques de magnitude supérieure de 6.0 depuis 1905) est très importante et elle se fait dans une zone qui fait approximativement 60 km de long et 30 km de large. Cette concentration d'activité au niveau du golfe Pagasitikos est intéressante puisqu'elle est bien supérieure à l'activité observée sur la majorité des zones de failles normales en Grèce à l'intérieur de l'arc (à l'exception du golfe de Corinthe et de la région de Thessalonique).

La microsismicité en Thessalie s'associe aux failles normales de direction E-W créées pendant la période d'extension du Pléistocène. Les structures anciennes associées à la phase d'extension du Pliocène qui a profondément influencé le relief topographique de la Grèce continentale ne donnent pas de signes de réactivation à l'exception peut-être du versant NE du Pinde (partie Est de la Thessalie). La structure la plus active sismiquement dans cette région semble être la faille de Néa Anchialos dont la dernière séquence sismique importante date de 1980. La faille qui borde la partie Sud du bassin d'Almyros est marquée par une activité microsismique seulement dans sa partie Est. La distribution de la microsismicité à cet endroit se fait dans une direction NEE-SWW et elle semble se prolonger vers les îles Sporades où la trace de cette faille rejoint les structures du fossé Nord Égéen. Il est intéressant de noter que Papazachos et al. (1983) remarquent que les séquences sismiques en Thessalie de 1954-1957 et de 1980 ont été suivies par des

séquences sismiques dans la Mer Nord Égée en 1964-1968 et en 1981-1982. Cela voudrait dire qu'il existe une interaction entre ces deux familles de faille et par conséquence, l'activité sismique au niveau de la Thessalie pourrait être liée au déplacement anatolien.

La majorité de nos mécanismes sont en accord avec ceux des séismes importants montrant de l'extension sur des plans de faille de direction approximative E-W à NEE-SWW. Par contre à l'Est de 23° le jeu des mécanismes est extensif avec une composante en décrochement dextre qui devient plus importante à proximité des îles Sporades. La plus grande partie des mécanismes en décrochement est attribuée au jeu de la faille Sud du bassin d'Almyros. La ressemblance des mécanismes le long de cette faille avec ceux obtenus pour la région des îles Sporades (attribués au jeu des failles du fossé Nord Égéen) renforce l'hypothèse que l'on avait fait du rôle important de cette faille comme liaison, ou limite, entre la Thessalie et le fossé Nord Égéen.

Eubée et Locride

En Eubée la microsismicité se distribue autour les côtes NE et SW de l'île et s'associe aux anciennes failles d'âge Pliocène et de direction NW-SE qui ont créé les grandes structures topographiques. La particularité de l'Eubée par rapport à la Thessalie est l'absence totale de failles de direction E-W. Ces deux régions semblent avoir subi une évolution tectonique comparable au moins jusqu'au Pliocène. À partir du Pléistocène le régime d'extension N-S crée les failles de direction E-W en Thessalie alors qu'en Eubée ce sont toujours les anciennes failles de direction NW-SE qui jouent. Il est intéressant de noter que la différenciation entre les deux régions a eu lieu à la même période que l'arrivée dans le domaine égéen du mouvement anatolien et pourrait lui être associé.

Un autre fait intéressant est l'absence des séismes importants ($M > 5,5$) sur l'île de l'Eubée pendant les derniers 2500 ans alors que la microsismicité est assez importante. Le dernier séisme important qui a eu lieu dans cette région se situe sur les côtes de Locride (le

long de la faille de Martinon - Atalanti) et date de 1894 ($M=7,1$). Actuellement, la concentration de la microsismicité sur la faille de Martinon - Atalanti est négligeable. Cette absence de séismes importants est intéressante vu que l'île est située dans la Mer Nord Égée, une région très active sismiquement qui reflète le déplacement de la plaque anatolienne vers l'Ouest.

Les mécanismes en Eubée sont en décrochement senestre avec une composante d'extension variable le long des failles de direction NW-SE. Toutefois on considère que les mécanismes, localisés dans la partie Nord de l'île pourraient être aussi bien associés à des plans de faille de direction WSW-ENE et montrer donc du coulissage dextre ou de l'extension. L'existence de failles de cette direction est indiquée par la morphologie dans la partie Nord de l'île mais les observations tectoniques ne nous fournissent pas des informations sur ce sujet. Le jeu des mécanismes change au niveau des côtes de Locride où on observe surtout de l'extension sur des failles de direction WNW-ESE. Le plongement des failles, indiqué par les mécanismes est assez important allant jusqu'à 70° .

Mer Nord Égée

Enfin en Mer Nord Égée, la distribution de la microsismicité que l'on a pu enregistrer se fait au niveau des îles Sporades alors qu'une séquence de magnitude supérieure a aussi été enregistrée dans la partie centrale du fossé, au Sud de la péninsule de Chalkidiki. Ces deux concentrations s'associent aux parties profondes du fossé, en particulier la concentration au niveau des îles Sporades a lieu dans un endroit où un changement brusque de profondeur a lieu. D'autre part cet endroit semble être le point d'interaction entre la famille des failles de la Thessalie et celle de la Mer Nord Égée. La microsismicité est attribuée au jeu des structures du fossé Nord Égéen de direction NE-SW créés par la phase d'extension du Miocène supérieur - Pliocène inférieur. Les mécanismes obtenus pour la Mer Nord Égée sont en accord avec ceux des séismes de magnitude importante. Dans la partie centrale du fossé les mécanismes sont en décrochement dextre le long de failles presque verticales de

direction NE-SW ou ENE-WSW. Au niveau des îles Sporades les mécanismes montrent le même jeu en coulissage dextre le long de failles dont la direction varie de NE-SW à ENE-WSW à l'exception de deux mécanismes dont les plans de faille sont plutôt dans la direction NNE-SSW.

IV.1.2 AXES T et P

Les axes de tension calculés à partir nos mécanismes (fig. IV.1a) sont orientés dans une direction approximative N-S sur le continent alors que dans la Mer Nord Égée leur direction est de NE-SW. Dans la partie Ouest de la Thessalie, leur direction est NNW-SSE alors que à l'Est du golfe Pagasitikos ils s'alignent dans la direction NE-SW comme dans la Mer Nord Égée. Sur l'île de l'Eubée les axes T sont plutôt dans la direction NNW-SSE alors que sur les côtes de Locride leur direction change en NNE-SSW. Si on compare les axes T obtenus à partir les données microsismiques avec les directions déduites des mécanismes CMT et des modélisés (fig. IV.2a) on se rend compte que leur distribution est comparable .

La direction des axes de compression calculés à partir nos microséismes (fig. IV.1b), est estimée à NW-SE dans la Mer Nord Égée, les îles Sporades et la péninsule de Pilon et à ENE-WSW en Eubée. Le plongement de ces axes, présente une grande variété en fonction de leur position géographique. En effet, à l'Ouest de 23° on obtient des axes P verticaux alors que dans la Mer Nord Égée, en Eubée et dans la partie Est du golfe Pagasitikos leur plongement est moins important. Par ailleurs, les axes P déduits à partir les mécanismes CMT et modélisés indiquent aussi une augmentation du plongement de ces axes lorsque on se déplace vers l'Ouest (fig. IV.2b). En conclusion, la différence des régimes que l'on observe en Thessalie, en Eubée et dans la Mer Nord Égée, consiste essentiellement à la différence de plongement des axes P puisque la direction et le plongement des axes T ne sont pas très différents, au moins pour les régions du continent.

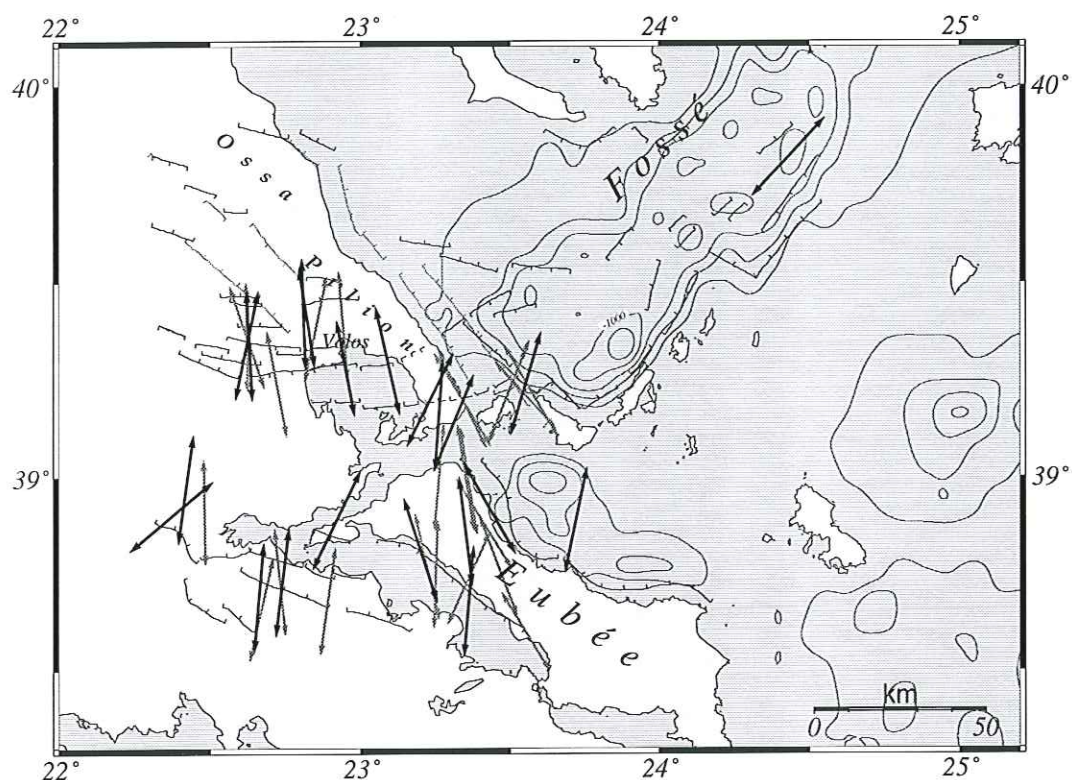


Fig. IV.1 a) Distribution des axes T calculés à partir de nos mécanismes de catégorie A (en noir) et B (en gris).

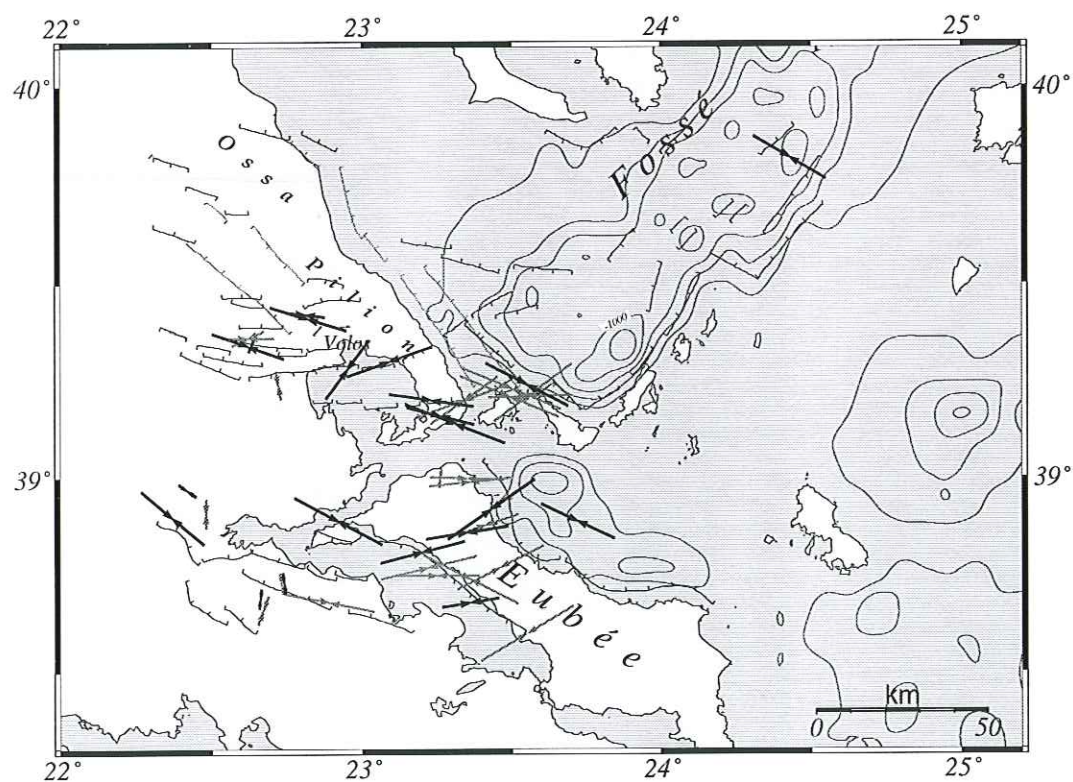


Fig. IV.1 b) Distribution des axes P calculés à partir de nos mécanismes.

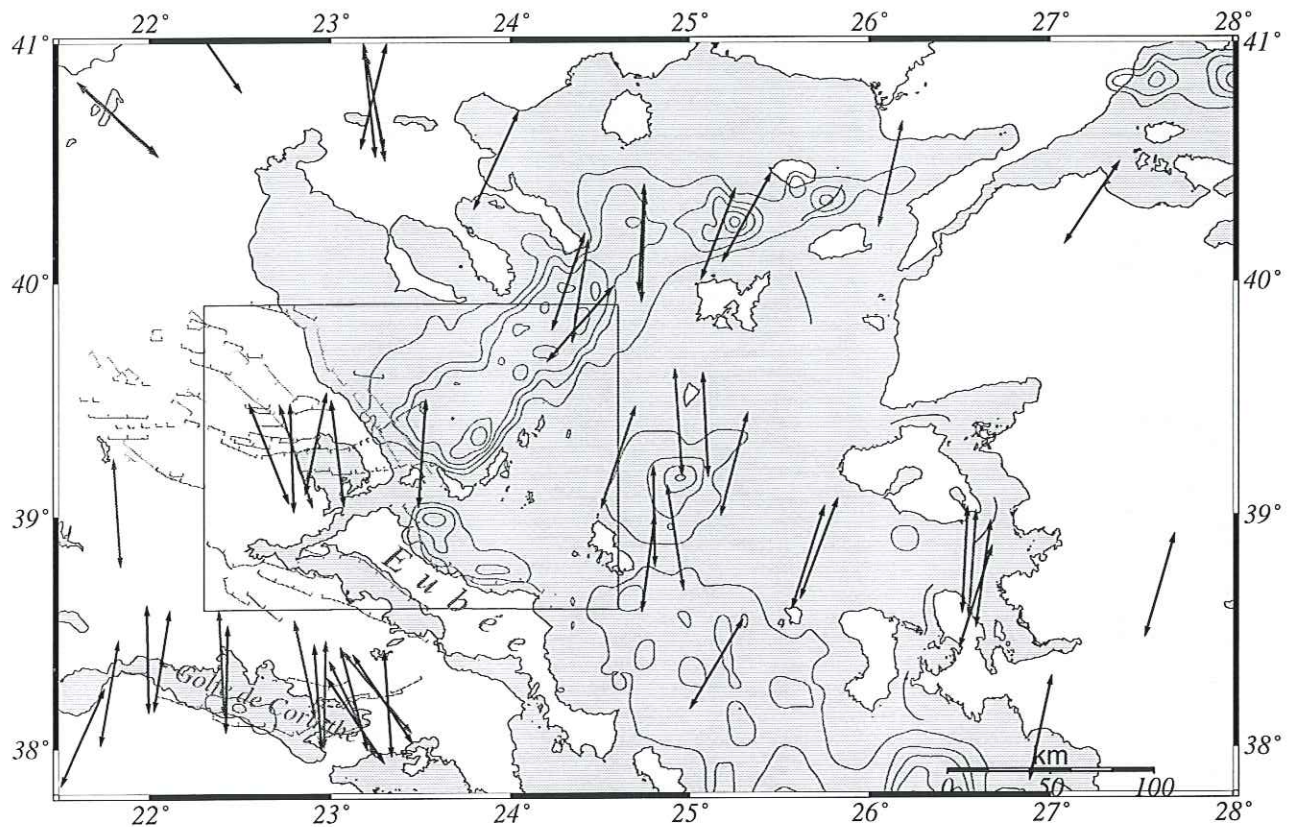


Fig. IV.2 a) Distribution des axes T déduits à partir des données CMT (en gris) et modélisées (noir).

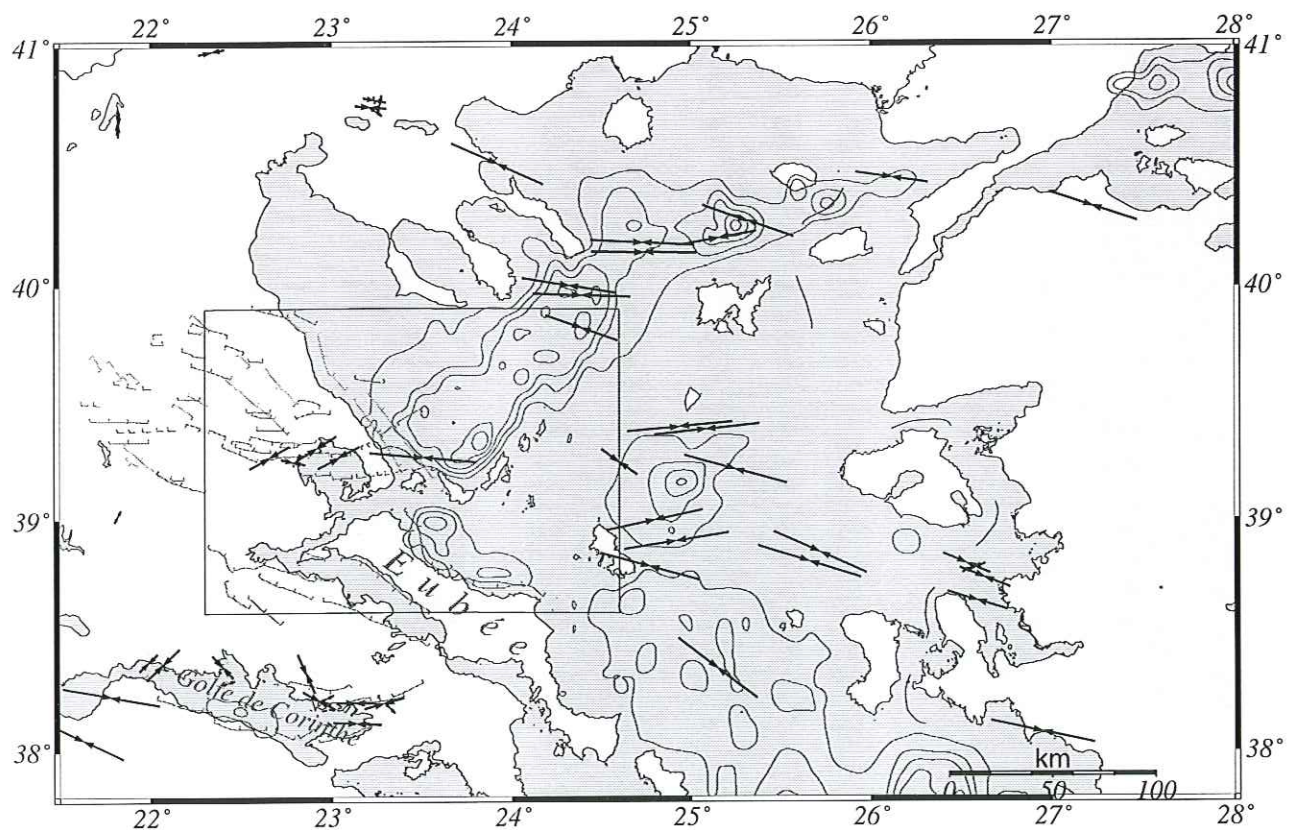


Fig. IV.2 b) Distribution des axes P déduits à partir des données CMT (en gris) et modélisées (noir).

Il faut tout de même garder à l'esprit que les directions des axes T et P ne coïncident avec la direction de la contrainte minimale et maximale respectivement que dans le cas où le matériel est homogène et non fracturé. Dans le cas contraire, les directions des axes T et P constituent simplement une indication de l'état des contraintes et ne donnent qu'une image qualitative du régime de déformation.

IV.1.3 VECTEURS GLISSEMENT

En règle générale, dans le cadre d'une étude géodynamique, la microsismicité ne peut pas s'interpréter directement de la même façon que les séismes majeurs. En effet, d'une part les déplacements associés sont négligeables pour les microséismes par rapport aux séismes de magnitude importante et d'autre part, les directions de ces déplacements ne sont pas forcément identiques puisque les champs de contrainte peuvent être différents si l'on se place à l'échelle locale ou régionale. Néanmoins, dans notre étude, on considère que les vecteurs glissement calculés à partir des microséismes (fig. IV.3) sont représentatifs des directions de déplacement suivies par les grandes failles pour deux raisons : d'une part comme on l'a démontré antérieurement, les microséismes sont associés aux segments des grandes failles de la région, et d'autre part parce que nos mécanismes focaux, et par conséquent, nos vecteurs glissement sont tout à fait comparables avec ceux calculés à partir des séismes de magnitude importante (fig. IV.4). La différence entre les deux distributions se situe au niveau de l'Eubée et elle est liée à l'absence d'importants séismes récents dans cette région.

La projection horizontale des vecteurs glissement donne une direction SW à WSW dans la Mer Nord Égée et au niveau des îles Sporades. Sur le continent, à la proximité des îles, on observe des vecteurs glissement dans des directions comparables alors que à l'Ouest de la ville de Volos les vecteurs glissement sont dirigés vers le Sud ou le SSW. Ceci prouve qu'il y a une continuité entre le mouvement observé dans la Mer Nord Égée et en Thessalie et non pas un arrêt brusque devant les côtes de Pilon comme on le croyait précédemment.

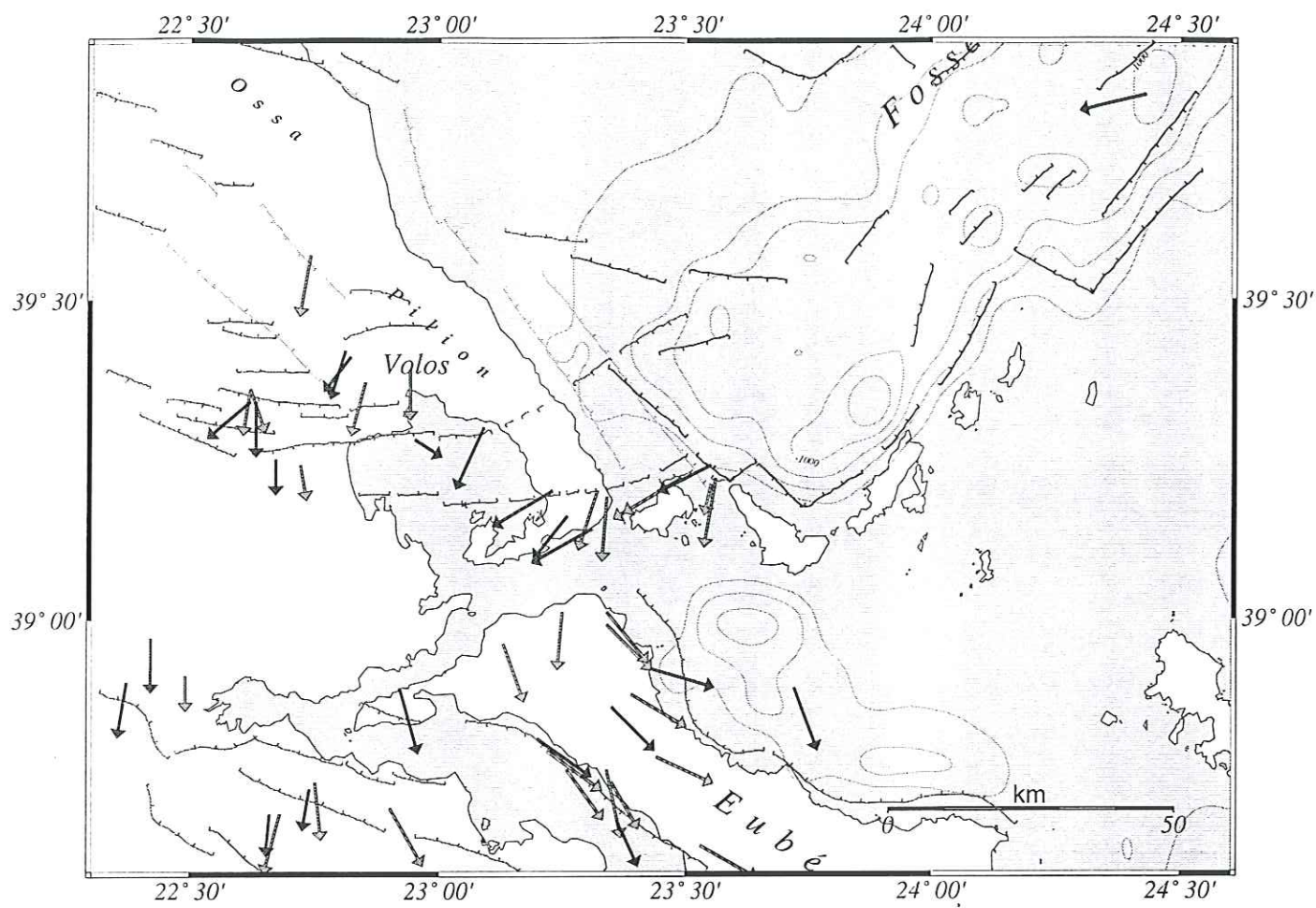


Fig. IV.3 Projection horizontale des vecteurs glissement calculés à partir les mécanismes de qualité A (en noir) et B (en gris). Ici on représente le déplacement de la partie Sud des failles par rapport à la partie Nord.

En Locride, les vecteurs glissement sont aussi dirigés vers le Sud alors qu'en Eubée le déplacement de la partie Sud des failles se fait vers le SE.

Schématiquement, la distribution des vecteurs glissement donne l'image d'un échappement vers le SE de l'Eubée sous l'influence du déplacement vers le SW de la Mer Nord Égée. De la même façon, la partie Est de la Thessalie semble aussi être influencée par le déplacement de la Mer Nord Égée.

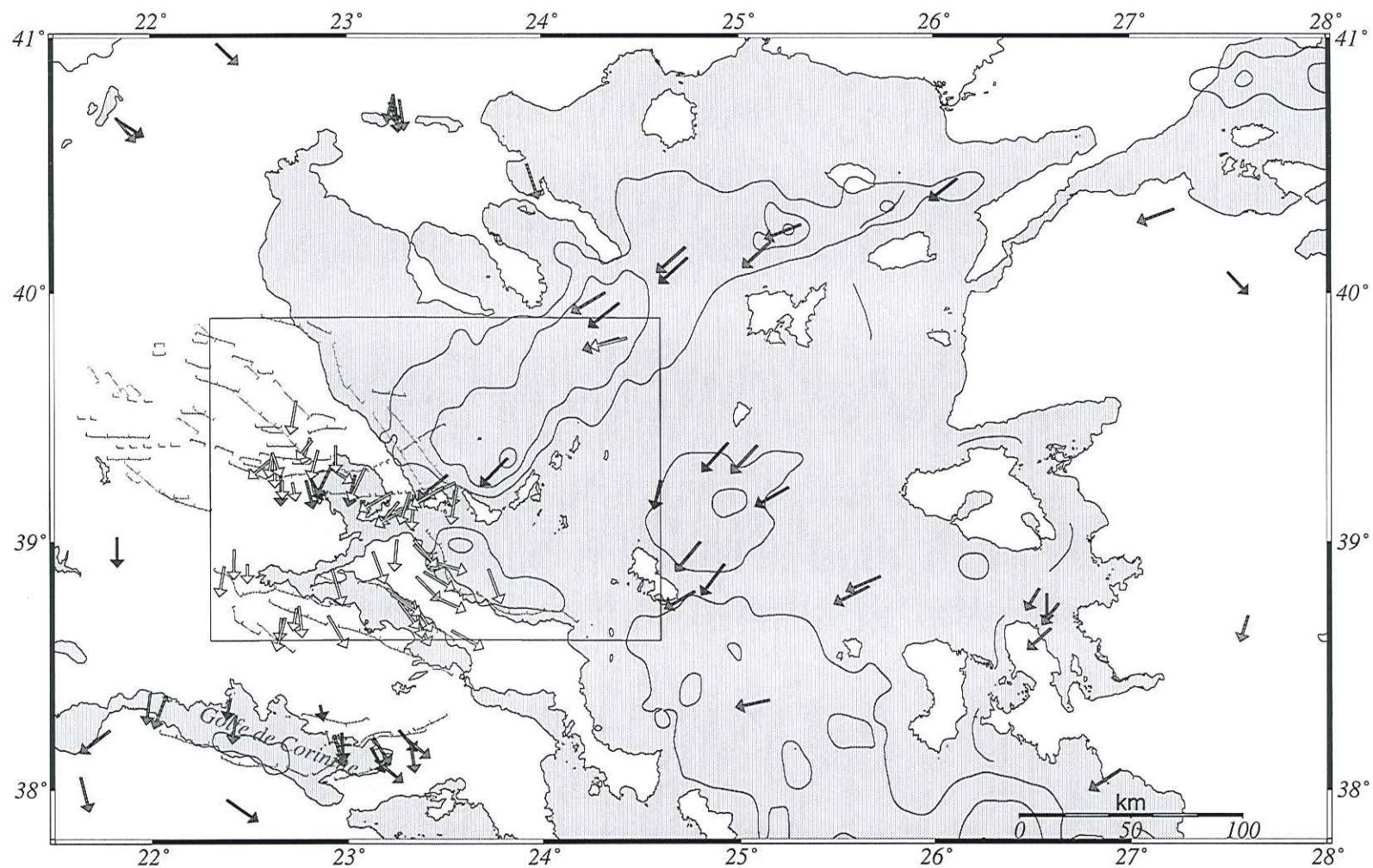


Fig. IV.4 Vecteurs glissement des données modélisées (en gris foncé) et des données CMT (en gris clair). Les vecteurs glissement calculés à partir de nos données sont en blanc.

IV.2 COMPARAISON AVEC LES RÉSULTATS DES TRAVAUX ANTÉRIEURES

IV.2.1 GÉODÉSIE

Les mesures géodésiques qui ont été effectuées en Grèce centrale (Billiris et al., 1989) concernent la partie Sud de la Thessalie, la Locride, l'Eubée et le Péloponnèse. On remarque que les directions des déplacements mesurés sont tout à fait comparables avec celles des vecteurs glissement calculés à partir nos microséismes. La différence principale entre les deux groupes de données consiste à la taille des vecteurs puisque les mesures géodésiques indiquent le déplacement total effectué dans ces régions pour une période de 100 ans alors que nos vecteurs représentent le déplacement horizontal qui peut être produit par les différentes familles de faille pour un glissement unitaire le long des plans de faille. En fait, les mesures géodésiques montrent que la région de Thessalie subi des déplacements plus importants que l'Eubée et le Péloponnèse alors que les déplacements horizontaux produits par les failles de la première sont moins importants en Thessalie.

D'autre part, les mesures géodésiques effectuées par Oral (1991) montrent des déplacements de direction E-W ou NEE-SWW pour la partie Est de la Mer Nord Égée par rapport à l'Eurasie (Upsala). Les déplacements mesurés incitent l'auteur à proposer que la Mer Nord Égée et l'Eubée font partie du bloc anatolien et par conséquent elles suivent le même déplacement vers le SW, alors que la partie Nord de la Thessalie appartient à l'Eurasie stable. Le mouvement du bloc anatolien est décrit par l'auteur comme une rotation dont le cercle maximale suit la direction du fossé Nord Égéen pour passer ensuite entre la région de Volos et l'île de l'Eubée. Les vecteurs glissement des séismes dans la Mer Nord Égée sont en accord avec ce déplacement prévu pour le bloc anatolien alors que ceux calculés pour l'Eubée et le golfe de Corinthe sont dans une direction perpendiculaire au trajet de la rotation.

IV.2.2 PALÉOMAGNÉTISME

Les mesures paléomagnétiques indiquent que les parties Ouest et Est du domaine égéen ont subi respectivement des rotations horaires et antihoraires pendant la première phase de rotation au Miocène moyen (âge maximal 12 ma). Cette première phase est considérée responsable de la rotation des zones Hellénides ainsi que des anciennes structures qui leur sont associées (ex. les failles d'âge Pliocène de la Thessalie et de l'Eubée). La deuxième phase de rotation a débuté il y a 5 ma et n'influence que la partie Ouest de la région. En Grèce centrale, les rotations paléomagnétiques qui ont été mesurées sont très importantes au niveau de l'Eubée (46°) et à Skyros (23°) alors qu'elles sont négligeables dans la partie Nord de la Locride. Les mesures paléomagnétiques ainsi que les reconstitutions qui en résultent, mettent donc aussi en évidence la différenciation de la Thessalie et de l'Eubée comme deux domaines qui subissent des régimes différents au moins à partir du Pléistocène.

IV.2.3 TECTONIQUE

Les mesures de paléomagnétisme ont aidé à mettre en évidence l'évolution structurale en relation avec les directions tectoniques du domaine égéen. Les directions de l'extension fournies par les observations tectoniques pour la partie Est et Ouest du domaine Nord Égéen, sont compatibles avec les rotations (antihoraires et horaires respectivement) que ce domaine a subie jusqu'au Pliocène supérieur. Le développement dans certaines régions (Thessalie) de nouvelles lignes de failles à partir du Pléistocène alors que dans les régions voisines (Eubée et Mer Nord Égée) les anciennes failles sont toujours actives indique l'existence d'un facteur de perturbation. La chronologie des événements indique que ce facteur pourrait correspondre à l'arrivée du mouvement anatolien. Les données paléomagnétiques en relation avec les directions structurales ont amené Simeakis et al. (1989) à proposer que la deuxième phase de rotation est liée au jeu de la faille Nord

Anatolienne qui arrive dans le domaine égéen au Pliocène inférieur et qui provoque des rotations horaires au niveau de la Mer Nord Égée et de l'Eubée.

IV.3 COMPARAISON AVEC LES MODÈLES PROPOSÉS

IV.3.1 MODÈLE PROPOSÉ PAR McKENZIE & JACKSON (1983, 86)

Le modèle proposé par McKenzie & Jackson (1986) semble être cohérent avec nos observations. Les auteurs considèrent que les failles qui bordent l'Eubée et le golfe de Corinthe appartiennent à la même famille et correspondent à une zone étroite de déformation située entre deux plaques. Le déplacement de la partie Nord de cette zone sous l'influence du mouvement anatolien, correspond à une rotation horaire des blocs définis par les failles. La valeur de la rotation dépend si le bloc est attaché aux frontières de la plaque ou s'il est libre à suivre les rotations. Cependant, ce modèle n'explique pas le important niveau d'activité sismique observée en Thessalie, située au Nord de cette zone, ni la direction des déplacements qui y ont lieu.

IV.3.2 MODÈLE PROPOSÉ PAR TAYMAZ et al. (1991)

En comparant nos vecteurs glissement avec ceux proposés par Taymaz et al (1991) à partir des séismes modélisés on remarque qu'ils suivent la même distribution dans la Mer Nord Égée, en Thessalie et en Locride. La différence entre les deux distributions est au niveau de l'Eubée pour laquelle le manque des séismes de magnitude importante ne donne aucune information. À partir de ces mécanismes modélisés Taymaz et al. proposent un modèle de déformation pour la partie Nord et centrale du domaine égéen. Il s'agit du modèle des "lattes cassées" d'après lequel la déformation dans cette région serait due à l'impossibilité de l'accommodation du mouvement anatolien vers l'Ouest (à cause de la collision adriatique qui y a lieu) ce qui abouti à une rotation horaire pour la partie Ouest et

antihoraire pour la partie Est. D'après les auteurs, ce modèle cinématique est en accord avec les vecteurs glissement qu'ils obtiennent pour les données modélisées. Les vecteurs glissement calculés à partir nos données microsismiques indiquent pourtant des déplacements pour la région d'Eubée qui ne sont pas prévues par ce modèle. D'autre part, ce modèle qui est purement cinématique et représente la déformation d'une façon instantanée, ne rend pas compte de la chronologie des événements tectoniques. En effet, la première phase de rotation pour le domaine égéen est symétrique mais antérieure à l'arrivée du mouvement anatolien dans le domaine et ne peut pas lui être associée.

IV.4 ÉLABORATION D'UN MODÈLE

IV.4.1 SCHÉMA DE DÉFORMATION PROPOSÉ

L'étude de la sismicité et des mécanismes au foyer en relation avec les directions structurales a mis en évidence la différence de régime entre la Thessalie, l'Eubée et la Mer Nord Égée. Pour mieux contraindre cette différence de régime on va utiliser les vecteurs glissement déduits de nos données. En fait, ces vecteurs sont la seule façon d'associer les données sismologiques avec les observations tectoniques (choix du plan de faille). D'autre part, les vecteurs glissement étant la projection du tenseur de contrainte sur le plan de faille (ici par leur construction ils sont la composition sur la sphère focale des axes P et T) leur différence de comportement est analogue à la différence de régime.

On considère que l'intérieur du domaine égéen est soumis à un régime caractérisé par des axes de tension horizontaux et dans la direction approximative N-S et des axes P verticaux résultants à des déplacement de direction N-S. A l'échelle de notre région d'étude, la zone de la Mer Nord Égée ainsi que l'Eubée sont soumises à ce régime extensif. On cherche alors à caractériser un facteur responsable de la différence de comportement de ces régions en construisant des vecteurs glissement résiduels. Ces vecteurs résultent de l'annulation de la composante extensive globale du domaine égéen sur les vecteurs

glissement issus de nos mécanismes. Les résultats obtenus (fig. IV.5) indiquent que la partie Est de notre région d'étude, et notamment la région des îles Sporades, la partie Est de la Thessalie et l'Eubée subi l'influence d'un déplacement vers l'Ouest. Ce déplacement est plus important au niveau de la Mer Nord Égée qu'en Eubée et sur la péninsule de Pilon. Au niveau de la partie Ouest de la Thessalie et en Locride les vecteurs glissement sont annulés.

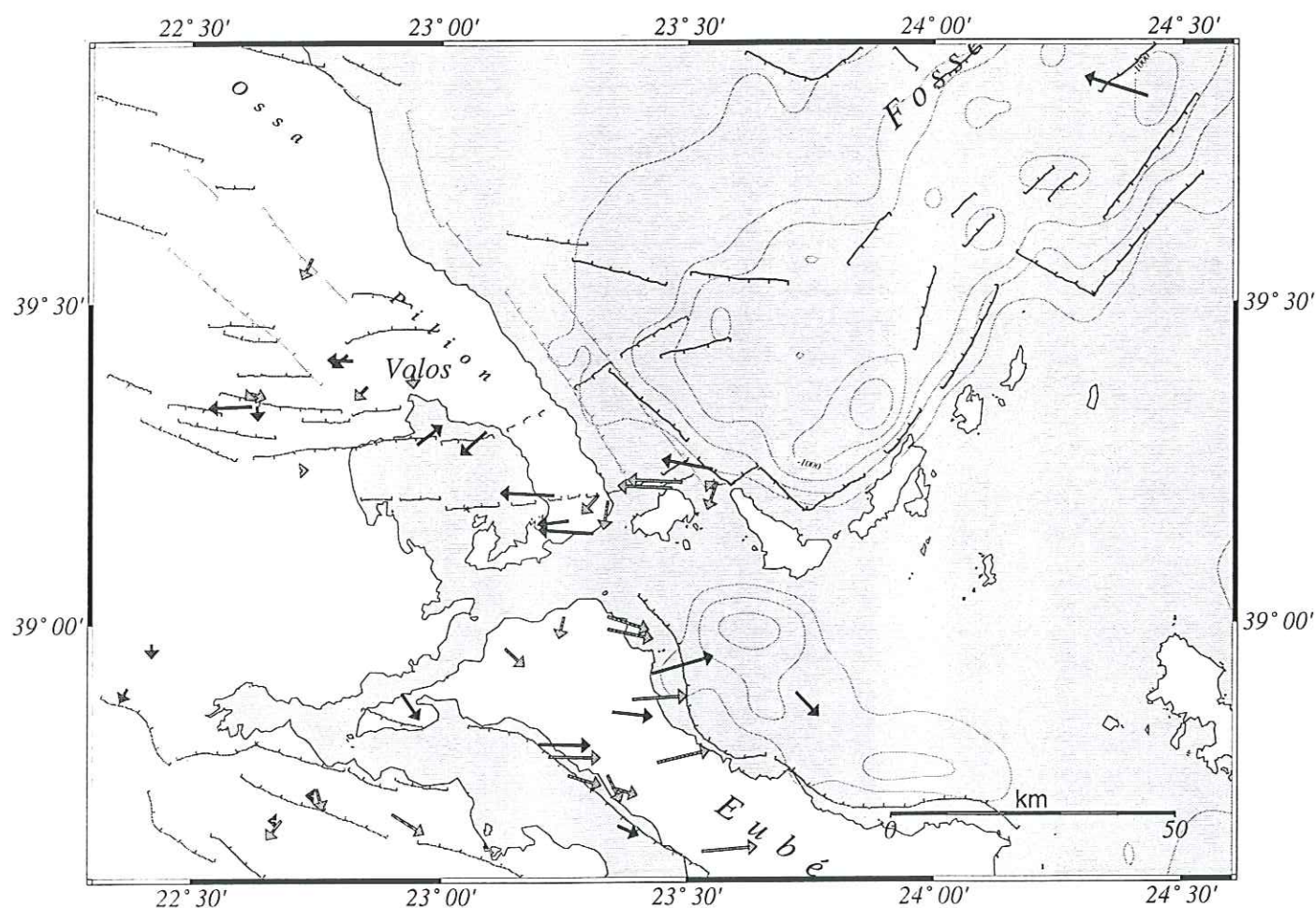


Fig. IV.5 Vecteurs résiduels des données microsismiques, résultant de la déduction d'un déplacement horizontale vers le Sud due à la subduction. On représente le déplacement du bloc Sud des failles.

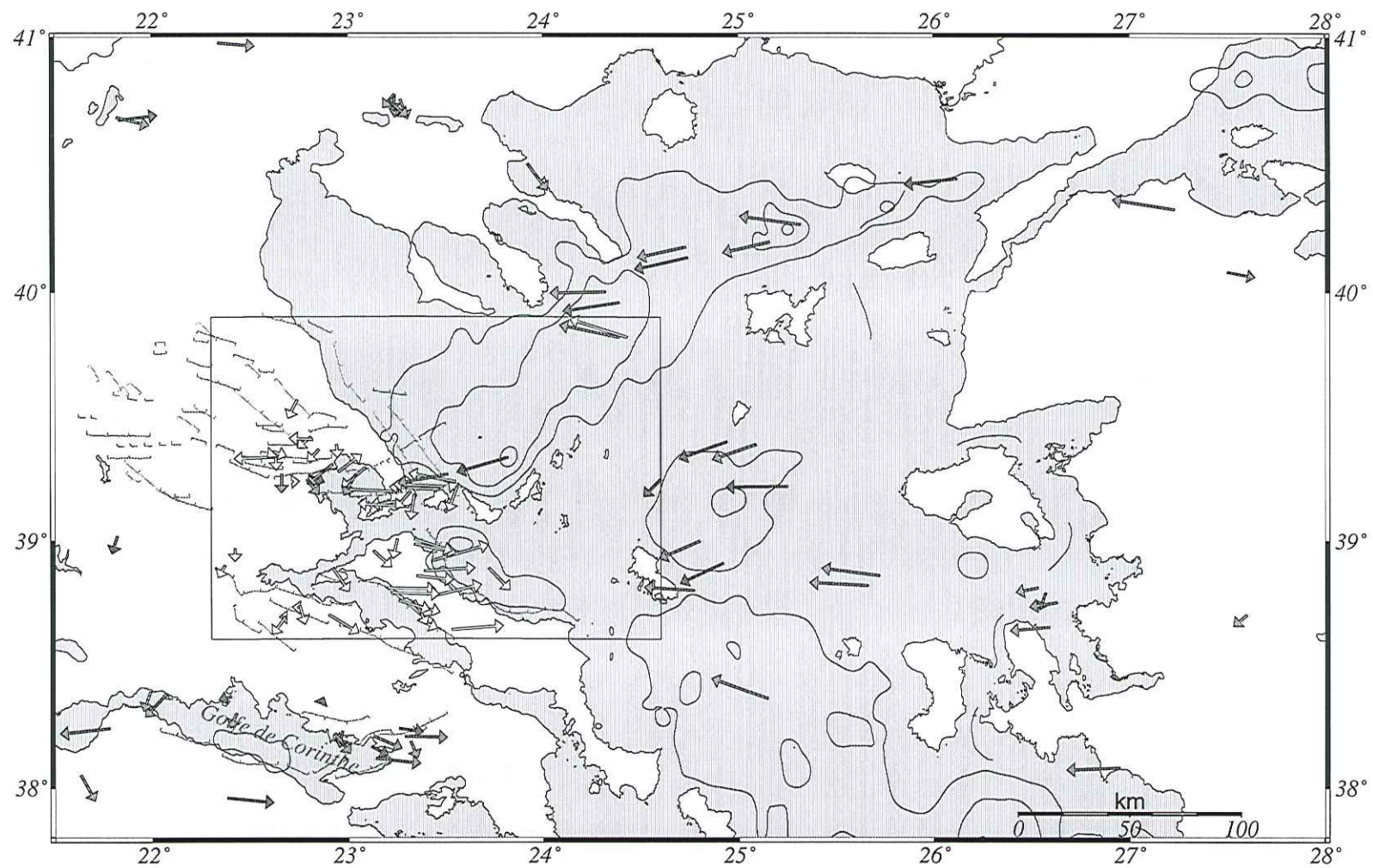


Fig. IV.6 Vecteurs glissement résiduels pour les données modélisées et CMT. Les vecteurs résiduels calculés à partir de nos données sont en blanc.

La direction des vecteurs glissement résiduels coïncide avec la direction des déplacements géodésiques obtenus pour la partie Ouest de la Turquie (Oral, 1991) et de la direction de la composante compressive du tenseur des contraintes calculés par Kiratzi (1991) et Papazachos et al. (1992) pour la Mer Nord Égée et la partie Est de la Turquie. De cette façon on considère que l'on peut avoir une image des régions qui subissent l'influence d'un régime associé au déplacement vers l'Ouest du bloc anatolien.

On remarque que les vecteurs résiduels sont importants au niveau des îles Sporades, de la partie Est de la Thessalie ainsi qu'en Eubée alors que à l'Ouest de 23° ils sont annulés. Si on effectue la même comparaison avec les données de magnitude importante, on remarque que la distribution des vecteurs résiduels est identique à celle des microséismes (fig. IV.6). En effet, ces vecteurs se repartissent dans la Mer Nord Égée, aux Sporades et dans la partie Est du golfe de Corinthe. Cette dernière remarque est en accord avec le concept d'une famille de failles qui se déplacent sous l'influence du mouvement Nord Égéen de McKenzie & Jackson (1986).

Vue de cette façon, les directions des vecteurs glissement des failles situées entre l'Eubée et le golfe de Corinthe, représentent en fait le déplacement relatif des blocs définis par ces failles, par rapport à la Mer Nord Égée. Si on veut alors en déduire le déplacement par rapport à l'Eurasie stable, il faut prendre en compte le déplacement qui a lieu dans la Mer Nord Égée. Les déplacements par rapport à l'Eurasie, qui résultent de cette approche cinématique (fig. IV.7), sont dirigés vers le SSW et sont donc comparables aux vecteurs glissement obtenus dans la partie Ouest de la Thessalie.

On peut donc conclure que la direction de déplacement des blocs par rapport à l'Eurasie stable change progressivement de SW pour la Mer Nord Égée à SSW au niveau de l'Eubée et le golfe de Corinthe. Ce changement de direction correspond en effet à une forme de rotation et pourrait être associé à la rotation du bloc anatolien.

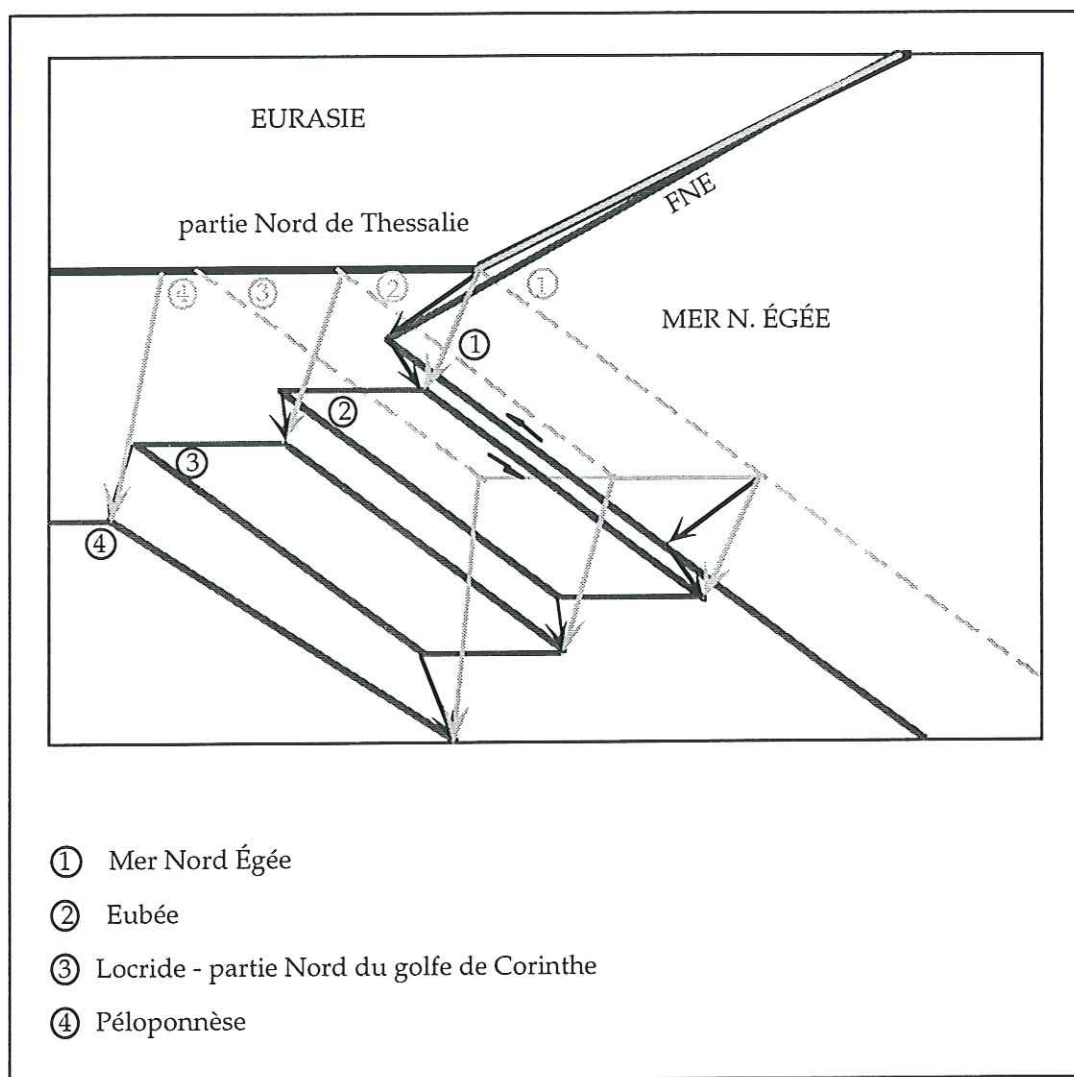


Fig. IV.7 Représentation schématique des déplacements des blocs dans la région d'étude. Les déplacements relatifs entre les blocs sont représentés en noir alors que leur déplacements par rapport à l'Eurasie sont représentés en gris.

IV.4.2 RELATION DU MODÈLE PROPOSÉ AVEC LES RÉSULTATS DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Géodésie

Comme on l'a déjà mentionné, les mesures géodésiques en Grèce centrale (Billiris et al., 1989) ont montré que la partie Sud de la Thessalie subi de déplacements (vers le SSW) plus importants que les régions voisines (Eubée). Ces déplacements d'après le schéma

proposé ici, sont attribués au déplacement vers le SSW par rapport à l'Eurasie, des blocs situés au Sud de la Thessalie.

Paléomagnétisme

Les rotations importantes qui ont été mesurées en Eubée sont bien représentées par le modèle "pinned block model" proposé par McKenzie & Jackson (1986). Le schéma d'accommodation des déplacements que l'on propose ici n'explique pas les rotations paléomagnétiques mesurées en Eubée. Toutefois, ces rotations qui correspondent à un déplacement différentiel de la partie Est de cette zone de failles par rapport à sa partie Ouest, pourraient être attribuées à la variation de l'importance du déplacement anatolien de l'Est à l'Ouest comme il est montré par les vecteurs glissement résiduels.

Tectonique

Le problème de différenciation au niveau des régimes tectoniques entre la Thessalie et l'Eubée semble être étroitement lié à l'arrivée dans le domaine égéen du mouvement anatolien et ses conséquences. En effet le jeu des failles de l'Eubée semble être compatible avec le nouveau régime alors que le déplacement par rapport à l'Eurasie (et par conséquence de la partie Nord de la Thessalie qui est considérée y appartenir) des blocs définis par ces failles est accommodé par un régime en extension qui a contribué à la création des failles normales au niveau de la Thessalie.

Sismicité

La sismicité est évidemment en relation étroite avec le développement du régime tectonique que l'on vient de discuter. En fait les déplacements importants par rapport à l'Eurasie des blocs situés au Sud de la Thessalie pourraient être associés à l'activité sismique intense en Thessalie (huit séquences de magnitude supérieure à 6.0 pendant le 100 dernières années) alors qu'en Eubée les déplacements imposés sont moins importants et sont peut-être, plus facilement accommodés par une activité microsismique.

CONCLUSIONS

L'étude de la distribution de la microsismicité et des mécanismes au foyer en relation avec les traits structuraux de la région d'étude a mis en évidence l'existence d'un régime de déformation différent en Thessalie, en Eubée et dans la Mer Nord Égée. Pour pouvoir qualifier la différence de régime on emploie les vecteurs glissement déduits de nos données mais aussi ceux déduits à partir de séismes de magnitude importante. Nos résultats indiquent que les observations en Eubée et dans la Mer Nord Égée peuvent être associées au déplacement du bloc anatolien.

Les directions des vecteurs glissement le long des failles de direction NW-SE en Eubée, en Locride et au niveau du golfe de Corinthe correspondent aux déplacements relatifs des failles par rapport à la Mer Nord Égée qui se déplace vers le SW. Par une approche purement cinématique on estime le déplacement total des blocs définis par ces failles, par rapport à l'Eurasie comme étant la composition des ces deux mouvements. Les déplacements qui résultent de cette composition sont dans la direction SSW, dans la même direction que les glissements de failles en Thessalie. On considère que ces déplacements des blocs pourraient avoir contribué à la création des failles normales et par conséquent à l'importante activité sismique qui caractérise cette région. Les rotations paléomagnétiques observées en Eubée ne sont pas expliquées par le modèle que l'on propose sauf si on fait une hypothèse comparable à celle faite par McKenzie & Jackson, c'est à dire d'un déplacement différentiel entre la partie nord et sud de cette zone de failles.

Conclusions générales

Notre région d'étude est située à l'interaction entre les plaques anatolienne et d'Eurasie, telle qu'elle est définie par les mesures géodésiques et les modèles qui en résultent. La campagne de microsismicité qui y a été organisée durant l'été 1992 avait pour objectif d'améliorer nos connaissances sur la distribution de la déformation sismique dans cette région et de préciser la transition du mouvement décrochant observé dans la Mer Nord Égée (associé au déplacement anatolien) à l'extension pure observée en Thessalie (associée au régime extensif auquel est soumis l'intérieur du domaine égéen).

L'étude de la répartition de la microsismicité a mis en évidence le rôle important que jouent les failles normales de la Thessalie (et notamment les failles qui bordent le bassin d'Almyros). Ces failles, créées par un récent régime d'extension, sont marquées par une activité sismique importante. Par ailleurs, l'alignement de la sismicité le long de la faille Sud du bassin d'Almyros semble se prolonger vers les îles Sporades mettant en évidence l'existence d'un lien entre cette faille et les failles de direction NE-SW de la Mer Nord Égée. Les mécanismes au foyer, issus de nos données, ont confirmé cette hypothèse. En effet, on observe un passage progressif de l'extension à l'Ouest au coulissage dextre à l'Est, au niveau des îles Sporades, en accord avec le mouvement décrochant qui a lieu dans la Mer Nord Égée.

En Eubée, la distribution de la sismicité est associée aux failles de direction NW-SE d'âge Pliocène, mettant en évidence l'évolution tectonique différente de l'île de l'Eubée par rapport à la Thessalie. La répartition de la sismicité avec la profondeur ainsi que les mécanismes au foyer construits à partir de nos données indiquent un plongement important de ces failles qui peut aller jusqu'à 70°.

La distribution des axes P et T, issus de nos mécanismes, indique une différence de régime entre les parties Est et Ouest de la région d'étude. Cette différence affecte essentiellement le plongement de l'axe P qui devient plus important lorsque on se

déplace vers l'Ouest. La comparaison entre un régime de contrainte global, affectant l'intérieur du domaine égéen et les différents régimes observés dans la région d'étude indique que la partie Est du golfe Pagasitikos ainsi que l'Eubée sont soumis à l'influence d'un régime caractérisé par un déplacement vers l'Ouest probablement associé au déplacement anatolien. Par contre, la partie Ouest de la région d'étude semble ne pas être affectée par ce régime.

Par une approche cinématique, on établit le déplacement par rapport à l'Eurasie des blocs limités par les failles de l'Eubée, de Martinon-Atalanti et du golfe de Corinthe. Ce déplacement se fait dans une direction approximative SSE, comparable à la direction des vecteurs glissement obtenus pour la partie Ouest de la Thessalie. On considère que ce déplacement a dû contribuer à la création de la nouvelle famille de failles au niveau de la Thessalie et qu'il doit être à l'origine de l'importante activité sismique que l'on y observe.

Ce schéma de déformation proposé, ne rend pas compte des rotations paléomagnétiques mesurées sur les îles de l'Eubée et de Skyros. Pour cela, il faudrait faire l'hypothèse d'un déplacement différentiel entre les parties NW et SE de ces failles. Un tel déplacement pourrait alors être associé à la variation d'intensité des vecteurs glissement résiduels que l'on a estimé.

Références bibliographiques

- Ambraseys, N.N. & J.A. Jackson, 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, *Geophys. J. Int.*, **101**, 663-710.
- Amorèse, D., 1993. Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (Iles Ioniennes, Acarnanie, Epire, Grèce), Thèse, *Université Joseph Fourier - Grenoble I*.
- Angelier, J., N. Lyberis, X. Le Pichon, E. Barrier & P. Huchon, 1982. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: a synthesis, *Tectonophysics*, **86**, 159-196.
- Argus, D.F., R.G. Gordon, C. DeMets & S. Stein, 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate Motion Circuit and Tectonics of the Gloria Fault, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5585-5602.
- Aubouin, J., 1965. Geosynclines in : *Developments in Geotectonics*, Elsevier, eds., 335 p.
- Aubouin, J., 1973. Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques. L'exemple des Dinarides : Paléotectonique, tectonique, tarditectonique, *Bull. Soc. géol. Fr*, **7**, 426-460.
- Barka, A.A. & K. Kadinsky-Cade, 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity., *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Billiris, H., D. Paradissis, G. Veis, P. England, W. Featherstone, B. Parsons, P. Cross, P. Rands, M. Rayson, P. Sellers, V. Ashkenazi, M. Davison, J. Jackson & N. Ambraseys, 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988., *Nature*, **350**, 124-129.
- Brooks, M. & G. Ferentinos, 1980. Structure and evolution of the Sporadhes basin of the North Aegean trough, northern Aegean Sea, *Tectonophysics*, **68**, 15-30.
- Brooks, M. & L. Kyriakidis, 1986. Subsidence of the North Aegean trough: an alternative view., *Journal of the Geological Society, London.*, **143**, 23-27.
- Burton, P.W., K.C. Makropoulos, R.W. McGonigle, M.E.A. Ritchie, I.G. Main, V. Kouskouna & J. Drakopoulos, 1991. Contemporary seismicity on the Nea Ankhialos fault, eastern Greece: Fault parameters of major and minor earthquakes, British Geological Survey, Technical report, WL/91/29.
- Caputo, R., 1993. Late Quaternary Faulting in Thessaly, Greece, Proceedings of the CRCM '93, Kobe, December 6-11.
- Caputo, R., 1993. Morphotectonics and kinematics of the Tyrnavos Fault, northern Larissa Plain, Greece, *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* **94**, 167-185.
- Caputo, R. & S. Pavlides, 1993. Late Cainozoic geodynamic evolution of Thessaly and surroundings (central-northern Greece), *Tectonophysics*, **223**, 339-362.
- Caputo, R., J.-P. Bravard & B. Helly, 1994. The Pliocene-Quaternary tecto-sedimentary evolution of the Larissa Plain (Eastern Thessaly, Greece), *Geodinamica Acta*, **7**, 219-231.
- Caputo, R., 1995. Inference of a seismic gap from geological data: Thessaly (Central Greece) as a case study, *Annali di Geofisica*, **XXXVIII**,
- Christodoulou, A. & D. Hatzfeld, 1988. Three-dimensional crustal and upper mantle structure beneath Chalkidiki (northern Greece), *Earth planet. Sci. Lett.*, **88**, 153-168.

- Christova, C. & S.B. Nikolova, 1993. The Aegean region: deep structures and seismological properties, *Geophys. J. Int.*, **1993**, 635-653.
- Ekström, G. & P. England, 1989. Seismic Strain Rates in Regions of Distributed Continental Deformation, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10231-10257.
- Eyidogan, H., 1988. Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from earthquakes, *Tectonophysics*, **148**, 83-92.
- Fountoulis, D., 1980. Étude néotectonique et sismotectonique du Bassin de Langadha (Macédoine, Grèce), Thèse, *Université Paris Sud*.
- Fytikas, M., F. Innocenti, P. Manetti, R. Mazzuoli, A. Peccerillo & L. Villari, 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, *Geol. Soc. London Spec. Publi.*, **17**, 687-699.
- Gutenberg, B. & C.F. Richter, 1948. Deep-focus earthquakes in the Mediterranean region, *Geofis. Pura Appl.*, **12**, 3-4.
- Hashida, T., G. Stavrakakis & K. Shimazaki, 1988. Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication, *Tectonophysics*, **145**, 43-54.
- Hatzfeld, D., A. Christodoulou, E.M. Scordilis, D.G. Panagiotopoulos & P.M. Hatzidimitriou, 1986/87. A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece), *Earth planet. Sci. Lett.*, **81**, 379-396.
- Hatzfeld, D. & C. Martin, 1992. Intermediate depth seismicity in the Aegean defined by teleseismic data, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **113**, 267-275.
- Hatzfeld, D., M. Besnard, K. Makropoulos & P. Hatzidimitriou, 1993. Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications, *Geophys. J. Int.*, **115**, 799-818.
- Hatzfeld, D., M. Besnard, K. Makropoulos, N. Voulgaris, V. Kouskouna, P. Hatzidimitriou, D. Panagiotopoulos, G. Karakaisis, A. Deschamps & H. Lyon-Caen, 1993. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Aegean and its tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **98**, 9861-9870.
- Hatzfeld, D., 1994. On the shape of the subducting slab beneath the Peloponnese, Greece, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 173-176.
- Jackson, J. & D. McKenzie, 1983. The geometrical evolution of normal fault systems, *J. struct. Geol.*, **5**, 471-482.
- Jackson, J. & D. McKenzie, 1984. Rotational mechanisms of active deformation in Greece and Iran., *Geol. Soc. London (special publication)*, **17**, 744-754.
- Jackson, J.A. & D. McKenzie, 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and the Middle East., *Geophys. J.*, **93**, 45-73.
- Jackson, J. & D. McKenzie, 1988. Rates of active deformation in the Aegean sea and surrounding regions, *Basin Res.*, **1**, 121-128.
- Jackson, J. & D. McKenzie, 1989. Relations between seismicity and paleomagnetic rotations in zones of distributed continental deformation : *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, C. Kissel and C. Laj, eds., 33-42.

- Jackson, J., J. Haines & W. Holt, 1992. The horizontal velocity field in the deforming Aegean Sea region determined from seismic moment tensors of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **97**, 17657-17684.
- Jacobshagen, V., D. Richet & J. Makris, 1978. Alpidic development and structure of the Peloponnessus in : *Alps, Appenines, Hellenides*, H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt, eds., 415-423.
- Jolivet, L., J.-P. Brun, P. Gautier, S. Lallement & M. Patriat, 1994. 3-D Kinematics of extension in the Aegean from early Miocene to the present: insight from ductile crust, *Bull. Soc. Géol. France*, **165**, 195-209.
- Jongsma, D., 1974. Heat flow in the Aegean Sea, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **37**, 337-346.
- Kiratzi, A. & C. Langston, 1991. Rates of crustal deformation in the North Aegean trough-north Anatolian fault deduced from seismicity, *Pageoph*, **136**, 421-432.
- Kissel, C., 1986. Paleomagnetic evidence for neogene rotational deformation in the Aegean, *Tectonics*, **5**, 783-795.
- Kissel, C., 1986. First paleomagnetic results from neogene formation in Evia, Skyros and the Volos region, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1446-1449.
- Kissel, C. & C. Laj, 1988. The tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc; a paleomagnetic reconstruction., *Tectonophysics*, **146**, 183-201.
- Kissel, C., C. Laj, A. Poisson & K. Simeakis, 1989. A pattern of block rotations in central Aegea in : *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, C. Kissel and C. Laj, eds., 115-129.
- Lalechos, N. & E. Savoyat, 1979. La sédimentation Néogène dans le Fossé Nord Égéen, VII Colloq. On the Geology of the Aegean region, **II**, 591-603
- Le Pichon, X. & J. Angelier, 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean region, *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- Le Pichon, X., N. Lybérís & F. Alvarez, 1985. Subsidence history of the North Aegean Trough in : *Geological evolution of the Eastern Mediterranean*, J. E. Dixon and A. H. F. Robertson, eds., 728-741.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallement, R. Noomen & G. Veis, 1995. Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12675-12690.
- Lee, W.H.K. & J.C. Lahr, 1975. HYPO71 (Revised) : a computer programme for determining hypocentre, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey, Open File Report, **75-311**.
- Ligdas, C.N., I.G. Main & R.D. Adams, 1990. 3-D structure of the lithosphere in the Aegean region., *Geophys. J. Int.*, **102**, 219-229.
- Lybérís, N. & A. Deschamps, 1982. Sismo-tectonique du fossé Nord-Égéen: relations avec la faille Nord-Anatolienne., *C. R. Acad. Sc. Paris*, **295**, 625-628.
- Lybérís, N., 1984. Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur, Thèse, *Université Pierre et Marie Curie, Paris 6*.
- Makris, J., 1973. Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides, *Bull. geol. Soc. Greece*, **10**, 206-213.

- Makris, J., 1976. A dynamical model of the Hellenic Arc deduced from geophysical data., *Tectonophysics*, **36**, 339-346.
- Makris, J., 1977. Geophysical investigations of the Hellenides, *Hamb. Geophys. Einz.*, **33**, 128.
- Makris, J., 1978. Some geophysical considerations on the geodynamic situation in Greece, *Tectonophysics*, **46**, 251-268.
- Makris, J. & C. Stoöbbe, 1984. Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data, *Marine Geology*, **55**, 347-363.
- Makropoulos, C. & P. Burton, 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas, *Geophys. J. R. Soc.*, **65**, 741-762.
- Martin, L. & J. Mascle, 1989. Structure et évolution récente de la mer Égée: le domaine nord-égéen, *Géol. mar.*, **309**, 1039-1045.
- Mascle, J., A. LeCleach & D. Jongsma, 1986. The Eastern Hellenic margin from Crete to Rhodes: Example of progressive collision, *Marine Geology*, **73**, 145-168.
- Mascle, J. & L. Martin, 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles, *Mar. Geol.*, **94**, 271-299.
- McKenzie, D.P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **30**, 109-185.
- McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **55**, 217-254.
- McKenzie, D. & J. Jackson, 1983. The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone., *Earth planet. Sci. Lett.*, **65**, 182-202.
- Mercier, J.L., E. Carey, H. Philip & D. Sorel, 1976. La néotectonique plio-quaternaire de l'arc égéen externe et de la mer Égée et ses relations avec la sismicité., *Bull. Soc. géol. France*, **XVIII**, 355-372.
- Mercier, J.L., 1977. L'arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique ; réflexions sur un exemple d'étude néotectonique, *Bull. Soc. géol. France*, **XIX**, 663-672.
- Mercier, J.L., N. Delibassis, A. Gauthier, J.-J. Jarrige, F. Lemeille, H. Philip, M. Sebrier & D. Sorel, 1979. La néotectonique de l'Arc Égéen., *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, **21**, 67-92.
- Mercier, J.L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia., *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **300**, 337-355.
- Mercier, J.L., D. Sorel & K. Simeakis, 1987. Changes of the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present, *Annales Tectonicae*, **1**, 20-39.
- Mercier, J.L., D. Sorel, P. Vergely & K. Simeakis, 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, **2**, 49-71.
- Mercier, J.L., P. Vergely, C. Simeakis & C. Kissel, 1990. The mergence of the dextral strike-slip North Anatolian Fault into the North Aegean Trough fault zone: tectonic regimes, fault kinematics and rotations (N. Greece and W. Turkey), *Annales Tectonicae*, **IV**, 212-213.

- Needham, D., X. Le Pichon, M. Melguen, G. Pautot, V. Renard, F. Avedick & D. Carre, 1973. North Aegean Trough: 1972 Jean Charcot cruise, *Bull. Soc. Geol. Grèce*, **X(1)**, 152-153.
- Oral, B., 1994. Global Positioning System (GPS) Measurements in Turkey (1988-1992): Kinematics of the Africa-Arabia-Eurasia Plate Collision Zone, Thèse, *Massachusetts Institute of Technology*.
- Papadopoulos, G.A., D.P. Kondopoulou, G.A. Leventakis & S.B. Pavlides, 1986. Seismotectonics of the Aegean region, *Tectonophysics*, **124**, 67-84.
- Papazachos, B. & Comninakis, 1971. Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.
- Papazachos, B.C. & P.E. Comninakis, 1976. Modes of lithospheric interaction in the Aegean area., International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, Split (Yugoslavia). Technip, 319-332
- Papazachos, B.C., D.G. Panagiotopoulos, T.M. Tsapanos, D.M. Mountrakis & G.C. Dimopoulos, 1983. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of Central Greece., *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **75**, 155-168.
- Papazachos, B.C., A.A. Kiratzi, P.M. Hatzidimitriou & A.C. Rocca, 1984. Seismic faults in the Aegean area., *Tectonophysics*, **106**, 71-85.
- Papazachos, B., A. Kiratzi & E. Papadimitriou, 1991. Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area., *Pageoph*, **136**, 405-420.
- Papazachos, C.B., A.A. Kiratzi & B.C. Papazachos, 1992. Rates of active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *J. of Geodynamics*, **16**, 147-179.
- Papazachos, B.C., P.M. Hatzidimitriou, G.F. Karakaisis, C.B. Papazachos & G.N. Tsokas, 1993. Rupture zones and active crustal deformation in southern Thessalia, central Greece., *Boll. di Geof. Teor. et Appl.*, **XXXV**, 363-374.
- Papazachos, C.B., P.M. Hatzidimitriou, D.G. Panagiotopoulos & G.N. Tsokas, 1995. Tomography of the crust and upper mantle in SE Europe, *J. Geophys. Res.*,
- Pavlides, S.B. & A.A. Kiliass, 1987. Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece), *Annales Tectonicae*, **I**, 97-104.
- Pavlides, S.B. & D.M. Mountrakis, 1987. Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene, *J. Struct. Geol.*, **9**, 385-392.
- Pavlides, S.B., D.P. Kondopoulou, A.A. Kiliass & M. Westphal, 1988. Complex rotational deformations in the Serbo-Macedonian massif (north Greece): -structural and paleomagnetic evidence, *Tectonophysics*, **145**, 329-335.
- Pavlides, S., 1989. Continental rotational deformation: examples from Greece in : *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, C. Kissel and C. Laj, eds., 83-93.
- Pavlides, S., D. Mountrakis, A. Killias & M. Tranos, 1990. The role of strike-slip movements in the extensional area of the northern Aegean (Greece), *Annales Tectonicae*, **4**, 196-211.
- Pédotti, G., 1988. Etude sismotectonique du Péloponnèse et réponse sismique d'une vallée sédimentaire en Grèce du Nord, Thèse, *Université Joseph Fourier - Grenoble I*.
- Philip, H., 1974. Étude néotectonique des rivages égéens en Locride et Eubée Nord-occidentale (Grèce), Thèse, *Université des Sciences et Techniques du Languedoc*.

- Philip, H., 1976. Un épisode de déformation en compression à la base du Quaternaire en Grèce centrale (Locride et Eubée nord-occidentale), *Bull. Soc. géol. France*, **XVIII**, 287-292.
- Roberts, S. & J.A. Jackson, 1991. Active normal faulting in central Greece: An overview, in *The geometry of normal faults in : The Geometry of Normal Faults*, A. M. Roberts, G. Yielding and B. Freeman, eds., 125-142.
- Simeakis, C., J.-L. Mercier, P. Vergely & C. Kissel, 1989. Late Cenozoic Rotations along the North Aegean Trough fault zone (Greece); structural constraints in : *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, C. Kissel and C. Laj, eds., 131-143.
- Sorel, D., 1975. Tectonique et néotectonique de la zone préapulienne, Ve Coll. Géol. Régions égéennes, Orsay. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 383
- Sorel, D., J.L. Mercier, B. Keraudren & M. Cushing, 1988. Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique plio-pléistocène de l'arc égéen: mouvements verticaux alternés et variations du régime tectonique., *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 1981-1986.
- Spakman, W., M.J.R. Wortel & N.J. Vlaar, 1988. The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its dynamic implications., *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 60-63.
- Stiros, S.C., M. Arnold, P.A. Pirazzoli, J. Laborel, F. Laborel & S. Papageorgiou, 1992. Historical coseismic uplift on Euboea Island, Greece, *Earth planet. Sci. Lett.*, **108**, 109-117.
- Suzanne, P., N. Lybérís, J. Chorowicz, M. Nurlu, T. Yurur & E. Kasapoglu, 1990. La géométrie de la faille nord anatolienne à partir d'images Landsat-MSS, *Bull. Soc. géol. France*, **VI**, 589-599.
- Suzanne, P., 1991. Extrusion latérale de l'Anatolie: Géométrie et mécanisme de la fracturation, Thèse, *Université de Rennes I*.
- Tapponier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **19**, 437-460.
- Taymaz, T., J. Jackson & D. McKenzie, 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.
- Vogt, P.R. & R.H. Higgs, 1969. An aeromagnetic survey of the eastern Mediterranean Sea and its interpretation, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **5**, 439-448.
- Wessel, P. & W.H.F. Smith, 1991. Free software helps map and display data, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **72**, 445-446.
- Westaway, R., 1992. Comment on 'Active tectonics of the north and central Aegean Sea' by T. Taymaz, J. Jackson and D. P. McKenzie, *Geophys. J. Int.*, **110**, 619-622.

Annexes

Date	H	M	Sec	Lat (N)	Lon (E)	Prof	Mag	N°	Gap	Dmin	RMS	ERH	ERZ	Q
920706	8	24	9,50	38°14,26	22°31,91	5,67	2,47	10	317	58,7	0,28	2,9	361,2	D
920706	10	14	31,29	39°16,81	22°41,00	15,08	1,84	7	133	5,5	0,25	2,8	5,4	C
920706	18	49	38,78	38°20,66	22°22,07	4,82	2,43	16	305	49,2	0,17	6,7	11,2	D
920707	8	9	21,56	39°14,67	22°40,57	9,85	2,32	35	83	6,8	0,28	0,5	1,4	B
920707	11	57	29,58	39°23,82	22°48,67	3,66	2,39	26	58	3,4	0,23	0,6	0,6	B
920707	13	59	31,21	38°25,62	21°57,86	14,43	3,48	37	293	57,3	0,42	2,5	1,5	D
920707	16	37	36,46	38°25,83	22°07,17	3,55	2,88	14	312	48,1	0,23	15,5	24,3	D
920708	0	26	2,45	39°15,39	22°51,63	4,37	2,07	33	39	7,3	0,31	0,6	0,7	C
920708	1	36	46,54	39°51,71	24°35,74	8,82	3,82	45	172	74,4	0,34	0,8	1,3	D
920708	10	20	1,18	39°14,63	22°53,92	10,22	3,10	7	184	25,6	0,23	3,6	20,5	D
920708	11	40	2,36	39°21,18	22°49,92	6,50	2,04	25	66	6,3	0,15	0,4	0,9	A
920708	15	42	2,21	39°14,11	22°44,94	6,56	1,97	20	118	5,4	0,19	0,6	1,3	B
920708	19	26	18,75	39°14,07	22°45,63	6,06	1,90	18	121	5,1	0,17	0,6	1,3	B
920708	22	6	12,40	38°35,94	22°00,17	-0,71	2,96	43	288	47,7	0,37	5,6	9,2	D
920709	9	50	0,02	38°56,77	23°08,85	9,85	2,53	32	43	8,0	0,27	0,7	1,4	B
920709	11	31	1,31	39°08,41	22°48,22	3,28	1,85	16	103	14,3	0,16	0,5	0,7	C
920709	17	31	53,31	39°35,50	22°43,62	9,47	2,66	67	76	3,2	0,38	0,6	1,5	B
920709	18	26	47,37	39°35,62	22°43,34	7,56	2,03	45	230	3,6	0,27	0,8	1,6	C
920709	23	25	43,21	39°14,75	22°44,63	5,72	1,77	24	75	4,7	0,26	0,7	1,6	B
920709	23	52	45,01	38°25,55	22°17,97	-0,76	2,10	19	287	41,6	0,28	1,8	2,0	C
920710	1	30	43,78	38°43,03	23°22,77	14,53	2,68	61	218	11,9	0,27	0,7	0,8	C
920710	1	48	26,07	38°42,32	23°23,07	5,53	1,96	7	243	13,0	0,08	1,7	14,0	D
920710	12	0	9,43	39°24,85	22°48,37	3,95	1,99	39	123	3,7	0,23	0,5	0,4	B
920710	16	28	37,06	39°11,77	23°20,38	7,36	1,93	31	129	6,8	0,22	0,5	1,2	B
920710	17	36	23,09	39°11,73	23°20,10	6,87	1,43	15	127	6,5	0,17	0,6	1,4	B
920710	18	31	40,56	39°11,17	22°12,12	7,52	1,64	14	199	9,8	0,16	0,8	1,7	C
920710	19	16	46,77	39°27,97	23°35,71	7,29	1,72	8	286	32,0	0,14	2,5	15,7	D
920710	22	48	9,41	38°41,94	23°23,55	4,69	2,05	22	242	13,5	0,20	1,1	0,9	C
920710	22	52	37,10	38°43,68	23°22,31	4,44	1,76	15	229	11,1	0,25	1,5	1,4	C
920711	3	2	12,35	39°15,80	22°20,52	1,86	1,75	6	118	4,9	1,02	2,9	9,5	C
920711	4	21	13,10	39°14,67	22°45,24	3,23	1,45	23	106	4,3	0,16	0,3	0,4	B
920711	6	23	8,38	38°56,36	23°09,46	12,24	1,44	13	73	7,0	0,11	0,6	1,0	A
920711	17	49	51,84	39°23,72	22°56,45	6,10	2,13	67	44	7,8	0,35	0,5	1,3	C
920711	19	41	25,06	38°04,78	23°07,29	4,18	2,47	22	304	76,0	0,20	7,7	13,3	D
920711	20	12	59,09	40°04,45	24°58,48	0,76	3,73	11	217	89,8	0,18	2,7	1,7	D
920711	21	13	36,54	39°23,19	22°57,45	6,75	1,48	31	67	6,1	0,20	0,4	1,0	B
920711	23	56	14,53	39°25,27	22°48,81	8,73	1,66	40	91	3,3	0,15	0,3	0,6	B
920712	0	48	29,41	38°40,77	22°14,65	16,01	1,82	23	279	20,6	0,21	1,5	2,0	C
920712	1	46	30,37	39°25,68	22°48,74	5,97	1,35	24	95	3,8	0,17	0,5	1,0	B
920712	2	10	33,06	38°41,78	22°28,69	14,17	1,44	14	261	10,2	0,20	1,7	1,2	C
920712	3	48	56,28	39°15,56	22°20,44	9,67	1,23	11	130	4,5	0,17	0,9	1,1	B
920712	8	18	49,69	38°55,08	22°30,76	6,66	1,51	21	81	8,3	0,26	0,7	1,9	B
920712	9	5	50,50	39°07,74	21°38,66	-1,04	2,71	33	301	57,9	0,27	5,7	9,4	D
920713	2	5	22,34	39°08,18	21°49,14	-1,08	2,34	24	286	34,4	0,30	2,4	2,3	D
920713	3	44	58,68	39°17,94	23°05,26	3,75	1,64	51	49	6,3	0,19	0,4	0,4	B
920713	4	25	12,38	39°10,50	23°36,48	4,53	1,31	7	162	11,2	0,07	0,5	0,4	B
920713	9	55	36,54	39°05,84	21°43,54	26,80	2,11	17	294	52,0	0,21	2,7	5,3	D
920713	11	19	7,74	38°37,44	23°35,50	9,93	1,88	16	282	25,6	0,25	2,5	5,6	D
920714	0	20	57,66	38°52,65	22°28,84	10,07	1,20	11	102	11,0	0,24	1,5	3,5	B
920714	5	50	9,56	39°00,77	23°22,71	9,54	1,20	6	194	4,5	0,11	1,5	1,1	C
920714	7	46	26,08	39°09,97	22°56,55	9,28	1,04	6	225	6,5	0,04	0,9	0,6	C
920714	10	36	41,77	38°52,83	22°28,45	7,80	1,73	17	105	10,8	0,29	1,0	3,2	B
920714	11	45	59,46	38°41,28	22°40,27	7,29	1,68	29	199	7,0	0,20	0,7	1,4	C
920714	11	52	1,22	38°41,40	22°38,83	7,71	1,38	17	202	7,3	0,43	2,2	2,8	D
920714	12	35	50,59	38°54,36	22°29,06	11,42	1,87	24	95	14,0	0,23	0,7	1,4	B
920714	13	55	15,99	39°09,76	22°03,82	1,44	1,39	7	292	14,8	0,14	2,7	1,4	D

920714	21	8	19,54	39°02,70	22°27,46	17,48	1,30	21	68	10,6	0,18	0,6	1,3	B
920714	21	18	33,56	39°20,37	21°59,98	2,90	1,46	10	285	24,6	0,24	2,5	2,1	D
920715	0	18	10,85	38°56,48	22°32,25	15,19	1,21	12	96	9,9	0,18	0,9	2,1	B
920715	0	28	15,22	39°22,85	22°26,86	5,42	1,18	6	279	10,0	0,15	2,2	6,9	D
920715	0	34	27,55	39°15,27	22°51,53	5,00	1,31	38	54	7,3	0,29	0,5	302,6	C
920715	4	56	5,08	38°22,70	22°06,05	5,38	2,04	14	299	53,8	0,21	2,1	252,7	D
920715	5	55	32,47	38°49,80	24°36,32	10,56	3,19	50	234	73,5	0,79	4,2	4,4	D
920715	7	4	56,99	39°13,47	23°02,89	4,06	1,26	25	72	12,4	0,30	0,6	0,7	C
920715	7	10	29,67	39°13,25	23°02,66	4,74	1,22	16	93	12,1	0,21	0,6	0,7	C
920715	8	29	44,76	39°00,28	23°15,72	7,50	1,75	36	47	5,9	0,19	0,4	0,8	B
920715	9	54	34,84	39°23,97	23°02,13	-0,91	1,18	12	99	5,6	0,42	1,0	36,0	C
920715	9	57	20,03	39°21,22	23°00,27	4,26	1,25	17	117	0,7	0,26	0,9	0,6	B
920715	12	3	43,59	39°08,39	22°48,39	5,14	1,43	24	47	5,9	0,15	0,4	1,1	B
920715	23	52	28,82	39°14,37	22°23,24	6,93	1,53	10	110	6,6	0,14	1,1	2,1	B
920716	0	40	56,07	38°22,65	22°09,68	5,06	2,11	14	301	51,2	0,37	3,6	431,1	D
920716	2	29	5,76	39°00,68	24°16,50	0,95	2,03	10	307	38,5	0,13	7,4	12,5	D
920716	3	49	33,05	38°44,13	23°12,75	5,46	1,05	7	176	10,7	0,06	0,5	2,7	C
920716	11	36	36,77	38°51,11	23°07,98	7,02	1,28	6	231	4,8	0,07	1,2	0,8	C
920716	11	52	36,39	38°42,12	23°22,56	5,08	1,94	19	236	8,5	0,17	0,8	3,3	C
920716	11	58	12,15	38°44,31	23°21,57	7,98	2,16	43	227	4,3	0,27	0,8	1,4	C
920716	14	7	48,01	38°43,15	23°21,76	10,88	1,81	16	229	12,4	0,25	1,5	2,1	C
920716	21	13	52,97	39°11,86	22°51,72	12,10	1,30	25	80	5,8	0,16	0,4	0,7	B
920716	22	12	22,15	39°06,95	23°20,97	9,14	1,29	22	94	13,1	0,21	0,6	1,7	B
920716	23	48	43,74	39°35,67	23°18,20	5,34	1,48	15	274	33,2	0,19	1,2	213,8	D
920717	2	8	25,49	39°21,48	23°01,74	7,11	1,25	23	124	1,5	0,17	0,5	0,6	B
920717	2	26	3,09	39°11,76	22°16,97	12,22	1,18	7	173	4,3	0,19	2,8	3,0	C
920717	2	54	34,02	38°41,69	23°23,44	9,77	1,58	13	248	9,8	0,20	1,6	2,2	C
920717	4	5	55,86	39°02,22	22°26,59	12,92	1,29	13	115	11,9	0,23	1,3	3,2	B
920717	10	29	32,39	38°54,90	22°15,71	12,33	1,38	9	266	6,0	0,13	2,1	1,0	C
920717	11	52	50,15	38°50,77	22°50,29	4,82	1,20	11	84	9,7	0,44	2,1	1,8	C
920717	13	28	40,01	38°56,42	21°48,66	25,55	2,27	23	290	39,0	0,12	1,1	1,7	C
920717	16	2	44,74	39°14,64	24°03,92	20,85	1,66	8	329	14,1	0,46	10,1	2,4	D
920717	18	5	0,43	39°57,65	24°31,04	5,52	3,13	15	190	62,0	0,38	2,2	2,3	D
920717	22	11	37,46	39°13,36	23°28,52	7,35	1,45	24	231	3,5	0,15	0,7	0,7	C
920718	0	18	22,38	38°42,12	23°23,40	6,24	1,92	33	246	9,1	0,23	0,9	2,3	C
920718	1	14	55,98	39°12,91	21°53,78	5,12	1,68	12	287	30,3	0,15	1,6	189,2	D
920718	2	22	56,81	38°42,59	23°22,78	5,17	1,94	28	239	7,9	0,21	0,9	3,3	C
920718	6	43	32,17	38°07,85	23°44,21	20,40	3,06	36	296	79,3	0,31	1,9	1,1	D
920718	10	37	38,53	38°25,42	21°58,71	-1,12	2,61	23	302	56,7	0,32	9,2	15,6	D
920718	10	49	3,48	38°38,00	22°31,52	75,33	1,78	23	245	17,2	0,17	2,1	1,5	C
920718	11	42	36,67	38°42,96	23°22,73	5,16	2,03	23	237	7,3	0,23	1,0	3,4	C
920718	12	17	45,64	38°42,79	23°23,04	5,93	1,66	14	240	7,8	0,18	1,1	1,6	C
920718	19	45	18,96	38°51,52	23°21,06	9,08	1,56	29	72	6,1	0,18	0,5	0,6	B
920719	4	0	29,44	38°55,18	22°07,50	12,15	1,64	22	254	16,1	0,25	1,5	1,8	C
920719	6	5	55,04	39°23,05	22°31,88	7,85	0,59	11	105	12,1	0,19	0,9	2,9	B
920719	6	33	50,79	38°57,34	23°16,93	3,64	1,02	8	173	6,3	0,18	0,9	1,9	C
920719	10	4	32,68	39°22,85	22°32,18	8,75	1,24	14	101	11,6	0,09	0,4	1,0	B
920719	14	7	54,01	38°51,52	23°20,66	7,55	1,28	13	118	6,1	0,06	0,3	0,5	B
920719	20	59	12,47	39°13,97	23°30,66	9,71	1,38	15	158	5,3	0,24	1,3	1,3	C
920719	21	48	43,06	38°59,14	23°26,29	9,43	1,20	8	215	9,5	0,08	1,1	1,0	C
920720	10	41	57,77	39°07,78	22°48,40	5,14	1,58	27	80	4,8	0,16	0,4	0,7	B
920721	9	42	58,35	40°10,10	23°29,77	5,12	2,50	48	85	31,2	0,49	0,8	1,1	C
920721	10	25	28,52	38°35,77	23°41,61	9,18	2,16	28	283	33,5	0,19	1,1	6,9	D
920721	11	8	40,78	38°59,18	23°21,36	7,21	1,25	23	115	2,7	0,14	0,4	0,7	B
920721	15	13	10,03	38°40,50	23°21,88	11,46	2,28	50	257	10,9	0,25	1,1	1,4	C
920722	2	35	13,70	38°60,00	22°07,63	13,33	1,22	9	284	13,2	0,15	2,1	1,6	C
920722	2	35	13,70	38°60,00	22°07,63	13,33	1,22	9	284	13,2	0,15	2,1	1,6	C

920722	2	49	37,36	38°20,17	22°00,41	4,82	2,07	13	320	62,4	0,35	27,7	48,3	D
920722	6	40	15,56	38°44,75	23°22,69	7,05	1,27	8	269	5,0	0,10	1,2	0,9	C
920722	7	24	58,11	39°08,64	22°48,37	5,18	1,45	29	81	5,7	0,15	0,4	1,0	A
920722	15	18	17,59	39°15,00	22°48,91	5,43	1,56	26	54	4,3	0,18	0,4	1,5	B
920722	20	2	40,69	38°51,30	23°56,07	5,32	2,41	15	299	32,4	0,19	1,7	216,6	D
920722	20	41	29,53	38°25,21	23°33,80	-1,01	2,62	9	301	45,5	0,28	7,9	11,3	D
920722	21	42	2,59	39°12,84	23°29,54	8,28	2,01	46	172	2,7	0,26	0,6	1,0	C
920722	21	43	43,27	38°45,40	23°14,69	3,63	1,71	20	164	7,3	0,17	0,6	0,6	C
920722	22	27	22,83	39°13,63	23°29,97	9,35	1,74	31	155	4,3	0,22	0,6	0,9	C
920722	23	7	54,04	38°53,81	22°28,79	10,54	1,19	11	99	9,1	0,20	1,0	2,6	B
920723	3	35	33,64	38°46,11	23°27,21	6,54	1,82	18	223	5,7	0,20	1,1	1,6	C
920723	12	21	17,37	39°07,43	22°48,52	9,42	1,36	8	99	23,5	0,07	0,5	3,2	C
920723	12	41	41,03	39°14,54	23°32,88	3,75	2,30	43	80	8,1	0,44	0,9	0,9	C
920723	12	47	56,19	39°32,22	23°53,95	9,09	2,74	60	175	36,5	0,22	0,5	0,6	C
920723	20	12	43,44	39°48,86	24°25,72	-1,04	4,46	17	165	65,6	0,19	0,9	2,1	C
920723	20	18	0,72	39°48,86	24°21,15	-1,00	3,98	58	159	59,2	0,36	0,8	1,7	D
920723	20	21	54,66	39°49,29	24°48,82	27,58	3,75	64	186	103,4	0,37	2,2	60,3	D
920723	20	23	37,15	39°47,98	24°24,10	5,16	3,37	61	164	63,7	0,34	0,7	1,0	D
920723	20	24	51,20	39°48,38	24°23,72	5,78	4,00	59	168	63,0	0,20	0,6	1,1	C
920723	20	37	21,07	39°49,16	24°22,72	9,32	3,29	53	166	61,3	0,26	0,6	1,0	C
920723	21	39	57,47	39°48,54	24°18,53	9,26	3,29	72	157	55,7	0,30	0,6	0,7	D
920723	21	47	48,82	39°49,96	24°19,89	12,26	3,30	50	165	57,1	0,32	0,8	1,1	D
920723	21	59	49,36	40°36,60	23°11,39	34,32	2,94	51	84	65,6	1,63	4,0	999,9	C
920723	23	10	49,61	39°43,54	24°13,68	5,58	2,86	27	303	63,7	0,26	2,1	1,1	C
920723	23	43	23,48	38°40,79	24°38,52	3,42	3,64	51	246	86,6	1,02	4,9	13,5	D
920724	0	15	14,66	39°48,22	24°17,25	6,03	2,70	21	155	54,1	0,17	0,8	1,2	C
920724	0	25	24,34	39°48,31	24°19,61	9,14	3,21	61	158	57,3	0,33	0,7	0,8	D
920724	0	48	12,76	39°49,57	24°20,46	9,03	3,63	79	158	58,0	0,31	0,6	0,7	D
920724	1	6	5,51	39°09,85	23°15,59	7,50	2,03	44	97	3,6	0,27	0,5	1,1	B
920724	1	12	29,66	39°49,38	24°22,15	14,48	3,22	74	160	60,4	0,39	0,7	1,0	D
920724	4	28	5,09	39°42,19	24°14,87	6,59	4,03	62	304	62,2	0,25	1,6	0,9	C
920724	6	50	38,93	39°48,22	24°21,71	4,16	3,22	53	161	60,3	0,31	0,8	1,4	D
920724	7	11	31,25	39°46,87	24°17,23	6,43	2,94	38	234	54,7	0,80	3,1	2,7	D
920724	8	27	37,69	39°53,71	22°14,68	4,82	3,14	11	303	51,8	0,26	11,2	312,3	D
920724	11	11	38,21	39°07,37	22°48,53	4,82	2,12	28	99	4,0	0,24	0,6	0,5	B
920724	13	15	24,29	39°49,94	24°21,90	10,37	3,46	64	159	59,9	0,72	1,5	1,7	D
920724	14	8	47,49	39°00,75	22°16,68	15,10	2,12	21	170	6,4	0,40	1,9	1,9	C
920724	18	40	10,60	38°21,76	21°56,81	-1,10	2,84	28	306	63,5	0,37	10,4	17,7	D
920724	22	3	53,87	38°22,23	22°04,07	4,82	2,73	25	307	56,1	0,38	13,3	22,8	D
920724	23	46	59,55	39°48,91	24°23,28	7,77	3,64	66	162	62,2	0,34	0,8	1,0	D
920724	23	55	14,46	39°48,65	24°24,17	9,88	3,73	74	163	63,5	0,31	0,6	0,6	D
920725	0	4	2,32	39°46,95	24°19,17	5,68	2,94	24	283	57,3	0,35	2,4	1,5	D
920725	10	26	57,08	38°49,15	23°44,05	17,20	2,67	20	241	26,3	0,45	3,2	5,5	D
920725	16	40	35,62	39°47,19	24°16,80	2,87	2,74	19	230	54,0	0,40	2,1	3,7	D
920725	18	9	20,05	40°31,48	25°42,76	17,88	3,62	12	192	49,3	1,31	25,0	36,1	D
920726	0	39	34,56	39°18,00	23°38,74	4,39	2,28	34	195	14,3	0,18	0,6	0,5	C
920726	1	50	37,86	39°14,61	23°41,82	5,34	2,34	38	168	10,8	0,11	0,2	1,8	B
920726	4	38	47,17	39°13,26	22°43,98	9,46	1,77	18	68	7,5	0,09	0,3	0,5	A
920726	5	19	48,83	38°54,01	22°24,76	8,42	2,13	20	135	9,2	0,19	0,7	1,5	B
920726	9	2	34,18	39°51,73	24°32,85	5,26	3,40	58	169	71,6	0,32	0,7	1,0	D
920726	23	28	52,40	40°04,22	24°44,85	-0,73	3,27	27	167	71,9	0,53	1,6	2,4	D
920727	0	30	47,69	38°47,11	22°26,49	4,82	2,47	19	118	0,2	2,10	19,7	10,0	C
920727	6	24	0,72	38°27,94	22°14,29	54,61	4,11	44	286	39,4	0,33	6,9	4,3	D
920727	7	29	13,24	38°05,92	21°56,37	34,09	3,52	31	314	87,7	0,37	22,9	392,6	D
920727	8	24	4,79	39°31,83	22°21,40	2,22	2,93	9	255	11,0	0,36	8,4	2,8	D
920727	11	3	8,91	39°08,34	22°47,98	4,09	1,90	11	106	6,3	0,07	0,4	0,4	B
920727	13	29	41,89	39°44,85	23°42,56	6,24	3,05	63	145	19,7	0,29	0,7	0,8	C

920727	19	7	48,75	39°12,26	23°13,32	7,27	2,42	60	91	7,0	0,31	0,5	1,3	C
920728	2	28	11,20	39°13,22	21°59,62	16,94	2,66	30	271	23,4	0,17	0,9	1,4	C
920728	10	33	31,22	38°51,92	23°29,72	12,03	2,27	25	183	7,8	0,25	0,9	1,2	C
920728	13	40	42,46	39°10,01	22°01,15	-0,48	2,14	10	307	18,5	0,16	1,8	1,5	C
920728	14	48	47,83	38°57,32	22°05,68	17,57	2,13	12	301	18,1	0,15	1,6	1,8	C
920728	17	45	47,14	39°10,93	22°19,84	8,14	1,89	10	108	6,1	0,15	0,8	1,2	B
920729	2	39	34,54	39°23,55	23°01,36	68,98	3,25	18	176	6,8	0,81	4,8	10,2	D
920729	4	43	9,89	39°19,93	23°02,21	69,06	4,14	34	146	9,7	0,78	4,3	9,6	D
920729	6	32	28,31	39°43,08	21°36,67	4,82	3,00	23	315	66,1	0,30	13,3	22,9	D
920729	7	51	20,54	38°40,79	22°53,25	8,83	2,33	30	180	7,2	0,20	0,7	0,9	C
920729	10	35	19,42	38°33,49	22°27,68	2,62	2,30	13	266	25,1	0,43	3,7	3,6	D
920729	10	54	27,75	39°20,30	22°59,67	4,47	2,07	11	135	6,5	0,22	1,3	0,8	B
920729	11	0	31,49	38°58,68	22°27,32	4,82	2,88	50	43	0,2	0,41	1,0	1,4	B
920729	15	54	9,73	38°48,76	23°45,91	6,98	2,76	25	245	29,0	0,19	1,2	9,1	D
920729	21	12	5,69	39°48,43	24°23,84	4,06	3,39	62	163	63,1	0,34	0,7	1,4	D
920730	3	53	8,72	39°44,79	23°43,94	3,77	2,89	73	148	20,2	0,30	0,5	0,7	C
920730	7	37	37,44	39°44,57	22°52,63	8,78	2,13	19	290	21,8	0,18	1,5	3,7	C
920730	8	40	14,17	38°54,49	22°28,34	8,02	2,39	13	99	7,7	0,30	1,2	4,3	B
920730	13	56	48,19	38°56,13	22°32,01	14,78	1,75	15	199	8,3	0,18	1,2	1,4	C
920730	14	13	49,19	39°07,73	22°47,97	3,65	1,78	25	46	4,9	0,17	0,4	0,4	B
920730	16	46	20,70	39°20,20	22°46,62	5,52	2,00	46	68	6,6	0,20	0,4	1,3	B
920730	17	15	50,80	39°19,71	22°47,23	6,09	1,70	26	90	5,7	0,18	0,4	1,1	B
920730	17	16	52,59	39°19,92	22°46,78	5,41	1,57	28	96	6,0	0,17	0,3	1,3	B
920730	17	17	16,81	39°20,73	22°46,42	1,99	1,35	12	206	7,5	0,24	1,4	1,8	C
920730	19	28	32,30	39°20,04	22°46,98	6,96	1,58	14	199	6,3	0,19	0,9	1,4	C
920730	20	5	26,51	38°53,48	22°55,34	12,47	1,66	33	54	4,0	0,22	0,5	0,8	B
920731	1	18	35,16	39°30,34	23°28,73	14,98	1,74	18	238	49,6	0,33	2,1	1,5	D
920731	4	39	15,53	39°08,38	22°48,31	4,69	1,76	26	64	5,8	0,13	0,3	0,3	A
920731	4	40	32,22	39°06,35	21°47,33	23,74	2,72	36	289	36,8	0,34	2,0	2,1	D
920731	5	41	23,66	39°42,54	24°38,87	5,45	2,64	15	272	84,5	0,65	10,4	7,7	D
920731	5	45	18,25	39°48,62	24°23,89	19,77	2,65	19	163	79,0	0,28	1,3	3,1	C
920731	7	3	2,04	39°19,50	22°50,28	1,98	1,61	21	70	8,0	0,21	0,5	1,2	B
920731	11	36	13,62	39°48,98	24°23,98	8,28	2,56	28	163	63,1	0,27	1,0	1,2	C
920731	11	36	42,22	39°49,17	24°21,70	5,86	3,77	63	234	59,9	0,36	1,5	1,0	D
920731	11	47	51,03	39°36,86	22°10,88	3,48	1,67	7	328	23,9	0,23	42,8	69,0	D
920731	15	13	7,39	39°05,99	22°12,93	2,74	1,49	7	203	0,2	0,25	4,0	2,4	D
920731	16	54	3,15	38°46,79	23°13,02	6,16	1,62	27	139	9,7	0,18	0,6	2,0	C
920731	20	26	40,21	39°14,44	22°42,86	4,59	1,60	39	61	7,0	0,16	0,3	0,3	B
920731	20	29	15,77	39°14,35	22°42,44	1,08	1,18	11	137	7,6	0,10	0,4	2,4	C
920731	20	29	28,18	39°14,55	22°43,16	4,20	1,54	29	47	6,5	0,28	0,6	0,6	B
920731	22	16	20,21	38°46,45	22°57,00	9,18	1,32	22	66	4,5	0,18	0,6	1,0	B
920801	1	19	58,42	38°58,67	23°18,98	1,70	1,04	11	133	2,6	0,14	0,6	0,9	B
920801	1	33	34,56	38°44,10	23°22,21	5,16	1,37	18	232	5,2	0,24	1,3	1,8	C
920801	2	12	35,75	38°58,55	22°07,81	16,78	1,49	15	267	15,1	0,15	1,1	1,6	C
920801	2	32	57,81	39°15,27	22°52,46	3,36	1,34	27	55	7,8	0,14	0,3	0,3	B
920801	12	27	23,65	38°21,99	22°03,46	-0,65	3,04	63	301	57,0	0,35	4,3	7,2	D
920801	21	30	54,84	38°34,48	24°01,56	5,79	2,36	25	284	58,3	0,37	2,1	408,2	D
920801	21	41	24,51	38°34,09	23°59,13	0,42	2,63	48	281	61,4	0,55	6,4	10,6	D
920802	0	13	38,23	38°35,01	23°59,81	5,65	2,35	13	281	55,6	0,27	2,0	321,8	D
920802	9	31	49,02	38°36,97	23°57,20	0,27	2,75	23	281	50,6	0,36	4,8	7,5	D
920802	9	46	21,18	38°36,95	23°55,61	-0,24	3,15	49	274	48,6	0,41	3,5	5,8	D
920802	12	38	40,61	38°40,58	23°58,71	-0,77	2,18	21	279	51,4	0,38	5,1	7,7	D
920802	23	54	47,97	38°40,30	23°54,23	-0,23	2,31	24	268	49,4	0,44	5,0	8,9	D
920803	16	33	4,45	38°11,71	22°07,97	-0,86	2,56	32	305	70,6	0,46	12,8	21,8	D
920803	23	54	55,14	38°28,93	23°46,73	-0,97	2,38	49	277	47,9	0,50	3,7	6,1	D
920804	5	47	10,98	38°39,56	22°40,27	7,72	2,08	49	213	10,2	0,31	1,0	2,0	D
920804	7	30	42,75	38°37,21	22°39,23	10,27	1,71	26	249	14,7	0,38	1,8	3,4	D

920804	10	21	2,84	38°35,57	22°28,27	14,19	1,94	15	257	21,3	0,31	3,4	3,8	D
920804	11	3	32,14	39°18,31	23°38,93	4,02	2,02	33	189	14,9	0,19	0,6	0,6	C
920804	11	47	59,34	38°32,31	23°03,37	15,39	1,79	11	259	14,5	0,13	1,7	2,1	C
920804	11	51	32,97	39°18,39	22°53,73	3,41	1,70	36	73	2,9	0,33	0,6	0,6	B
920804	12	22	9,02	39°08,09	22°48,41	4,18	1,62	42	28	5,4	0,26	0,5	0,5	B
920804	12	58	10,85	38°55,58	22°25,70	8,10	1,52	20	112	11,4	0,37	1,3	4,5	C
920804	13	54	49,83	39°10,08	21°58,48	-0,13	1,65	9	300	22,1	0,19	3,3	2,0	D
920804	14	52	46,66	39°13,27	22°39,99	4,61	1,05	18	73	6,9	0,20	0,5	0,4	B
920804	16	7	2,14	39°20,19	22°14,28	12,43	1,78	29	212	12,8	0,23	0,8	1,2	C
920804	17	49	23,36	39°30,07	23°51,02	10,80	1,86	27	268	32,9	0,22	1,2	1,0	C
920804	21	3	26,82	38°59,45	22°02,79	17,50	1,52	15	300	18,8	0,16	1,3	1,6	C
920804	23	32	52,93	38°47,73	22°50,85	9,84	1,35	16	113	6,5	0,31	1,1	1,9	C
920805	0	47	15,93	39°20,62	22°14,69	15,23	1,87	37	211	12,5	0,21	0,7	0,8	C
920805	11	53	39,03	39°24,39	22°48,26	4,43	2,23	56	48	3,8	0,24	0,3	0,4	B
920805	12	25	36,19	39°07,38	22°48,35	3,94	1,86	42	43	4,1	0,24	0,4	0,4	B
920805	16	45	9,41	38°55,55	22°32,38	1,91	2,08	27	71	9,3	0,38	0,9	1,4	C
920805	23	49	19,39	39°16,25	23°36,62	6,84	1,60	13	180	10,7	0,16	0,8	2,6	C
920806	0	37	48,78	39°13,06	22°01,50	12,94	1,67	15	295	21,0	0,18	1,4	2,3	C
920806	0	40	49,41	39°12,76	22°00,74	12,78	1,65	12	296	21,6	0,22	2,0	3,6	C
920806	1	1	48,61	39°16,28	23°37,18	5,63	1,80	23	225	10,8	0,17	0,8	3,0	C
920806	1	48	56,86	39°04,84	22°00,50	18,52	2,13	29	264	17,9	0,23	1,3	1,4	C
920806	6	34	44,88	38°54,67	22°26,98	10,47	1,48	8	153	14,2	0,21	2,5	7,8	C
920806	9	12	58,35	39°14,01	23°33,10	9,76	1,44	8	178	7,7	0,09	1,3	1,1	C
920806	11	46	16,93	39°08,15	22°48,58	6,29	1,72	24	98	5,5	0,28	0,7	1,6	B
920806	12	47	48,46	39°24,87	22°47,42	4,03	1,46	18	65	5,0	0,18	0,5	0,6	B
920806	13	6	29,41	38°43,03	22°23,52	10,91	2,27	54	242	8,5	0,32	1,0	1,2	D
920806	14	45	19,70	38°55,35	23°25,67	9,44	2,26	70	94	6,9	0,26	0,4	1,1	B
920806	16	6	5,87	39°14,01	22°50,58	7,94	1,15	11	125	7,3	0,22	1,0	2,9	B
920806	21	5	9,20	39°19,93	22°36,45	5,77	1,34	17	88	3,5	0,15	0,5	0,7	A
920806	22	45	50,29	39°11,26	24°06,69	-0,09	3,01	19	195	82,3	1,68	11,0	12,6	D
920806	22	58	6,69	38°47,11	22°26,49	4,82	3,34	19	127	0,2	4,56	20,9	7,8	C
920807	0	21	26,76	38°47,26	23°12,16	3,66	2,16	11	169	10,3	0,06	0,5	0,5	B
920807	0	21	26,84	38°47,00	23°12,77	5,76	2,18	60	124	10,1	0,18	0,3	1,9	B
920807	5	10	34,95	39°17,18	23°42,85	4,59	1,87	31	186	15,4	0,24	0,6	0,9	C
920807	6	16	21,65	39°24,49	22°55,06	7,00	1,57	24	60	2,4	0,10	0,3	0,4	A
920807	8	8	11,06	39°21,59	23°00,30	3,74	1,56	24	88	1,1	0,21	0,5	0,4	B
920807	9	52	34,72	39°19,74	22°18,24	2,08	1,61	10	175	9,5	0,08	0,4	1,3	B
920807	10	39	13,28	38°53,12	22°29,01	14,98	1,87	25	99	10,4	0,34	1,4	2,6	C
920807	15	14	56,40	39°23,66	21°29,08	1,09	2,36	12	329	71,1	0,30	44,9	78,1	D
920807	19	44	19,22	38°39,38	23°22,91	8,30	1,67	22	212	9,0	0,22	1,0	1,9	C
920807	19	51	42,25	39°17,60	23°08,97	5,87	1,28	16	93	2,8	0,16	0,6	0,9	B
920807	22	14	29,20	39°05,60	21°49,51	24,13	2,56	41	286	33,6	0,33	1,5	1,0	D
920808	3	39	55,21	39°03,51	21°40,00	-0,74	2,59	34	270	47,5	0,46	4,1	7,0	D
920808	4	0	19,66	38°54,87	22°23,00	6,83	2,08	60	144	8,5	0,24	0,5	1,2	C
920808	8	55	8,58	38°14,09	22°26,17	5,92	2,30	27	305	60,9	0,33	1,7	351,2	D
920808	9	30	40,15	38°54,08	22°22,38	8,56	1,79	29	160	8,8	0,16	0,5	1,2	C
920808	11	18	51,56	38°05,42	22°51,17	-1,04	2,86	38	296	71,5	0,40	7,2	12,2	D
920808	19	53	1,84	39°14,74	22°59,24	4,44	1,19	9	117	8,8	0,11	0,6	0,7	B
920808	20	45	24,43	39°14,38	22°49,57	5,38	1,24	12	203	5,8	0,09	0,6	1,0	C
920808	22	26	54,79	38°59,18	22°28,63	14,80	1,23	17	72	2,3	0,19	0,8	1,1	B
920809	3	7	11,63	39°00,64	23°04,91	6,00	0,85	9	220	14,9	0,42	2,2	13,8	D
920809	5	9	26,69	38°53,40	23°43,28	13,61	2,11	25	229	22,5	0,20	0,9	1,7	C
920809	5	33	55,81	39°11,63	22°18,20	13,30	1,47	13	142	4,2	0,17	1,3	1,8	C
920809	11	28	48,25	38°43,58	23°24,57	6,03	2,01	8	156	4,8	0,14	1,7	3,7	C
920809	14	32	42,78	39°00,20	23°20,96	4,82	1,64	18	133	1,8	0,18	0,6	0,3	B
920809	17	31	52,97	38°42,69	23°26,71	4,11	1,24	6	204	1,3	0,07	0,6	1,0	C
920809	17	55	58,49	38°22,12	22°00,80	-0,79	2,27	19	318	59,2	0,28	15,3	25,2	D

920809	19	1	53,92	39°24,31	22°49,11	8,71	2,07	35	82	2,6	0,14	0,3	0,8	A
920809	19	23	52,65	38°55,74	23°19,05	5,35	1,32	7	114	3,3	0,05	0,4	0,6	B
920809	19	48	23,25	38°42,22	23°27,71	4,82	1,32	7	241	0,7	0,17	1,3	0,7	C
920809	23	43	53,57	39°31,84	23°04,34	3,13	1,46	12	250	14,3	0,13	0,8	0,7	C
920810	3	21	18,35	38°42,69	23°23,01	4,93	1,62	17	180	6,7	0,18	0,7	0,4	C
920810	11	26	50,49	39°08,24	22°48,17	5,23	1,83	28	39	5,7	0,21	0,5	1,2	B
920810	11	30	18,74	38°38,13	23°34,72	5,02	2,31	15	285	12,8	0,23	2,0	261,9	D
920810	11	37	35,24	38°42,05	23°29,31	0,85	1,97	6	313	2,7	0,09	1,6	1,7	C
920810	11	58	1,84	39°24,86	22°48,24	4,20	2,38	44	71	3,9	0,28	0,6	0,5	B
920810	13	40	50,89	38°55,05	22°30,00	6,07	1,41	8	151	7,7	0,50	5,0	5,9	D
920810	14	42	37,88	39°22,53	22°51,01	4,85	1,98	36	86	3,8	0,22	0,4	0,4	B
920810	18	6	33,47	38°53,66	22°38,68	0,13	1,27	9	216	11,1	0,42	2,7	19,1	D
920811	3	5	27,64	38°43,41	22°12,59	19,07	1,84	17	275	21,1	0,17	1,6	1,8	C
920811	4	14	3,92	38°00,19	23°01,39	17,36	3,00	33	304	79,6	0,40	4,6	2,0	D
920811	11	57	10,62	39°24,73	22°48,36	4,15	2,18	30	72	3,7	0,23	0,5	0,6	B
920811	19	16	0,07	39°13,39	23°31,97	8,49	1,28	17	156	5,7	0,14	0,5	0,8	B
920811	19	47	46,82	39°16,34	23°04,04	0,44	0,92	6	274	8,6	0,12	0,2	1,3	C
920811	22	17	50,62	38°57,72	23°17,85	8,56	0,89	6	165	5,0	0,13	1,5	2,1	C
920812	0	11	33,40	39°16,84	22°07,52	14,67	1,85	20	247	16,1	0,21	1,1	2,0	C
920812	2	39	44,62	39°14,52	22°38,56	12,77	1,26	9	179	8,6	0,16	1,2	1,6	C
920812	4	22	4,55	38°43,35	22°17,38	13,06	1,51	10	266	14,7	0,38	5,4	5,4	D
920812	5	14	56,87	39°03,73	21°53,48	8,04	1,94	15	302	28,2	0,21	1,8	10,3	D
920812	7	59	11,74	38°55,59	22°25,21	2,18	1,31	10	143	6,2	0,30	1,7	2,3	C
920812	8	29	27,30	39°20,90	22°59,69	3,44	1,36	12	119	1,6	0,12	0,5	0,5	B
920812	11	38	3,77	38°38,45	21°41,76	7,52	2,47	21	321	63,5	0,34	3,2	65,3	D
920812	12	22	33,93	39°24,66	22°48,85	4,82	1,65	7	129	3,0	0,45	4,9	4,6	C
920812	12	43	36,67	38°59,84	23°20,28	2,33	2,04	33	93	0,8	0,29	0,6	0,7	B
920812	13	45	21,86	39°09,69	22°00,13	0,75	2,07	11	272	19,6	0,24	2,4	2,1	C
920812	16	40	23,64	38°21,36	22°23,32	4,82	2,24	10	324	47,7	0,38	41,2	67,6	D
920812	22	30	19,96	39°10,33	24°10,12	20,29	2,15	7	337	22,8	0,14	3,4	0,8	D
920812	22	54	16,94	38°48,06	22°48,83	10,92	1,51	11	202	7,6	0,21	1,5	2,3	C
920813	2	26	5,83	39°07,37	23°35,61	0,89	1,18	6	201	5,9	0,05	1,0	3,6	C
920813	7	45	59,01	38°55,29	22°26,19	1,92	1,90	11	141	6,3	0,37	1,6	2,4	C
920813	10	32	35,22	38°38,22	22°25,02	2,99	2,38	9	308	16,4	0,21	2,6	1,9	D
920813	12	27	45,24	39°26,11	22°10,88	9,62	2,14	7	283	12,9	0,45	11,8	9,0	D
920813	12	48	33,07	39°07,59	22°47,98	4,29	1,94	41	59	4,7	0,24	0,4	0,4	B
920813	13	4	0,57	38°55,58	22°26,47	2,05	1,95	18	106	5,6	0,22	0,7	1,1	B
920813	13	47	52,89	39°09,53	21°57,34	-0,13	1,75	8	302	23,3	0,18	3,0	2,0	D
920813	16	26	8,70	38°41,58	22°39,57	13,49	2,22	34	198	6,6	0,21	0,9	0,7	C
920813	17	24	47,07	39°15,80	21°52,34	10,59	2,24	7	292	34,7	0,45	22,0	49,9	D
920814	3	9	33,94	38°49,96	22°50,76	6,42	1,45	12	92	3,1	0,35	1,3	2,8	C
920814	5	41	47,72	39°24,92	22°48,30	9,04	1,62	22	95	3,8	0,13	0,4	0,6	B
920814	8	10	50,91	38°40,93	22°59,70	8,82	2,17	35	121	3,7	0,13	0,5	0,6	B
920814	9	2	15,25	38°23,45	22°35,95	4,82	2,20	11	296	40,8	0,38	13,5	21,4	D
920814	10	31	40,88	38°31,48	22°23,72	12,39	2,12	12	291	29,0	0,28	2,6	6,3	D
920814	18	52	7,75	39°03,58	21°55,49	2,74	2,08	18	276	25,4	0,26	1,3	1,3	C
920814	22	15	37,83	38°14,12	21°51,91	4,82	2,59	15	327	78,8	0,21	20,6	34,2	D
920815	1	47	57,78	38°44,07	22°44,64	13,68	2,48	65	167	6,2	0,30	0,6	1,0	C
920815	3	20	44,04	38°43,81	22°43,61	11,12	1,63	24	172	4,4	0,18	0,5	1,5	C
920815	12	3	4,24	38°15,20	22°33,72	12,01	1,88	9	311	56,4	0,28	7,7	47,1	D
920816	8	25	20,54	39°02,76	22°32,27	5,88	1,60	21	71	5,7	0,23	0,6	1,3	B
920816	8	30	14,53	38°55,49	22°41,81	8,74	1,01	6	151	5,7	0,05	1,5	2,4	C
920816	8	38	11,66	38°51,31	23°30,65	4,73	1,18	8	201	12,6	0,09	2,5	3,2	D
920816	12	31	17,53	39°15,44	23°00,66	0,31	1,02	7	138	9,3	0,10	0,3	3,7	C
920817	8	51	14,66	38°59,91	22°08,75	17,91	2,49	36	254	12,5	0,26	1,2	1,5	C
920817	11	9	33,67	39°07,57	22°47,90	4,03	1,93	43	30	4,7	0,20	0,3	0,4	B
920817	15	45	25,98	38°54,91	22°30,44	4,82	1,83	20	98	8,2	0,34	1,0	1,1	C

920817	16	54	44,26	39°16,80	22°57,33	6,20	1,12	26	60	4,1	0,19	0,4	1,0	B
920817	22	21	15,49	38°54,91	23°27,01	6,37	1,27	6	237	8,8	0,12	1,9	3,1	C
920818	1	2	9,93	39°12,53	22°41,31	6,13	0,86	11	100	9,0	0,23	0,9	3,5	B
920818	3	8	57,72	39°11,16	22°41,71	-0,09	0,87	9	121	8,6	0,33	1,5	23,9	C
920818	3	39	9,70	38°36,05	23°33,06	8,86	1,79	18	290	14,4	0,14	1,2	1,4	C
920818	6	30	9,68	38°58,74	22°07,35	18,33	1,78	9	269	15,4	0,16	2,3	2,4	C
920818	9	31	55,69	39°00,25	22°18,31	11,94	1,66	11	141	5,1	0,12	1,2	2,2	C
920818	19	31	18,64	38°46,82	23°21,44	8,03	0,91	10	111	2,9	0,13	0,7	0,8	B
920818	23	4	26,11	38°36,32	23°44,26	8,01	2,04	26	292	26,8	0,22	1,5	7,1	D
920819	3	9	18,88	39°11,14	22°23,12	7,82	1,33	10	81	8,5	0,16	0,8	2,1	B
920819	3	36	15,76	39°03,74	23°23,97	4,77	0,94	8	169	9,3	0,06	0,6	0,4	B
920819	6	7	41,21	39°15,19	22°45,60	2,83	1,84	57	28	3,2	0,24	0,3	0,4	B
920819	11	54	12,66	38°38,12	23°32,32	9,16	2,06	11	277	41,4	0,34	7,0	37,3	D
920819	13	31	47,23	39°07,56	22°48,71	4,82	1,78	21	75	4,3	0,16	0,5	0,4	B
920819	18	56	25,20	39°19,14	22°57,38	5,66	1,27	9	158	2,6	0,08	0,6	0,8	B
920819	19	49	27,43	39°19,60	22°37,96	0,87	2,82	43	93	13,8	0,51	0,7	1,2	D
920819	20	9	8,68	39°20,19	22°37,58	11,09	3,10	43	98	2,5	0,27	0,8	1,7	B
920819	20	10	1,10	39°23,63	22°47,83	8,87	2,06	7	224	8,8	0,63	4,9	2,8	D
920819	20	12	31,40	39°17,45	22°36,92	2,44	1,75	10	239	13,7	0,25	1,6	1,3	C
920819	20	13	50,77	39°19,29	22°38,81	6,21	1,59	7	222	0,2	0,26	4,2	3,6	D
920819	20	15	2,93	39°20,11	22°37,97	8,02	2,73	42	95	2,0	0,28	0,8	1,8	B
920819	20	21	12,40	39°20,28	22°37,39	7,65	1,83	14	216	2,8	0,22	1,5	2,0	C
920819	21	20	33,63	39°20,63	22°37,40	3,74	1,78	31	101	3,3	0,34	0,9	0,8	C
920819	22	11	4,65	39°20,66	22°37,26	4,19	2,02	40	154	3,4	0,33	0,9	0,8	C
920819	23	11	46,89	39°20,88	22°37,66	2,07	1,72	25	154	15,3	0,33	0,9	1,1	C
920820	2	27	27,89	39°02,66	21°52,27	17,10	2,01	14	314	30,2	0,30	3,0	5,9	D
920820	4	19	9,42	39°04,21	21°52,29	21,25	1,90	15	313	29,8	0,31	3,1	4,6	D
920820	5	8	40,02	39°02,52	21°49,12	9,00	1,92	12	318	34,8	0,41	5,6	33,0	D
920820	6	17	7,06	39°03,92	21°54,23	21,54	2,01	14	295	27,1	0,29	3,2	4,1	D
920820	10	36	11,43	38°52,79	23°25,35	14,27	1,85	27	127	7,0	0,24	1,1	1,3	B
920820	12	37	51,72	38°55,47	22°29,25	4,11	1,99	24	88	5,4	0,29	0,9	1,0	B
920820	15	25	40,90	39°12,52	23°33,27	11,21	1,58	14	152	6,0	0,15	0,8	1,2	B
920820	17	46	5,15	39°02,72	21°58,26	18,30	2,35	13	270	21,8	0,28	3,5	5,0	D
920821	1	59	13,06	39°21,64	22°37,28	5,57	1,77	19	107	5,0	0,21	0,6	2,1	B
920821	14	3	39,92	39°07,72	22°48,29	5,93	1,76	31	39	4,8	0,18	0,4	0,9	B
920821	15	10	35,40	38°28,94	23°33,96	4,94	2,11	11	338	29,8	0,15	46,8	80,8	D
920823	1	54	57,20	39°20,00	23°12,26	6,05	1,53	6	152	3,4	0,02	0,3	0,2	B
920823	2	2	30,77	39°18,09	23°10,48	4,43	1,61	20	107	2,4	0,20	0,6	0,4	B
920823	3	0	30,05	39°19,29	22°37,91	5,35	1,32	6	172	1,2	0,05	1,1	0,5	C
920823	6	3	49,23	39°11,32	21°43,91	17,49	3,79	53	296	42,9	0,37	2,1	1,5	D
920823	6	50	17,40	39°14,59	21°40,86	0,10	2,32	10	309	48,8	0,15	7,7	13,0	D
920823	9	36	50,85	38°48,58	23°12,16	13,02	2,78	59	112	10,4	0,25	0,5	1,4	B
920823	12	20	59,91	39°14,34	22°43,42	1,11	1,51	12	108	6,5	0,08	0,3	0,7	B
920823	12	55	21,58	38°51,92	23°09,34	5,47	1,66	9	89	2,3	0,20	1,2	1,7	B
920823	14	25	38,95	38°34,39	23°31,38	15,96	1,84	10	298	16,1	0,24	3,7	3,5	D
920823	16	6	28,04	38°39,15	23°29,50	12,69	1,42	6	281	6,9	0,22	5,4	3,8	D
920823	16	46	37,93	39°15,06	22°45,53	3,95	1,42	17	109	3,5	0,19	0,5	0,6	B
920823	17	31	16,81	39°20,91	22°37,48	5,34	1,48	13	102	3,6	0,21	0,8	1,3	B
920823	17	35	14,49	38°35,08	23°33,29	5,89	2,04	14	284	16,2	0,19	1,8	8,8	D
920823	19	13	59,16	39°21,50	22°36,93	3,79	1,56	15	75	5,0	0,18	0,5	0,6	B
920823	19	16	17,33	39°07,71	23°29,09	11,52	1,36	7	203	7,0	0,09	3,0	2,8	D
920823	19	28	3,36	39°21,52	22°36,87	6,33	1,55	12	109	5,1	0,16	0,6	1,8	B
920823	19	31	38,29	39°19,29	22°37,96	4,82	1,26	6	198	1,1	0,18	4,1	2,0	D
920823	22	6	33,94	39°15,29	22°47,89	4,23	1,49	19	91	3,0	0,25	0,7	0,6	B
920823	22	13	53,82	38°36,73	22°03,01	4,82	2,32	11	309	38,9	0,21	9,3	14,8	D
920824	0	33	39,06	38°33,81	23°08,73	-0,78	1,68	7	269	17,8	0,06	1,3	67,7	D
920824	1	16	48,16	38°32,99	21°58,26	4,82	2,42	12	317	48,3	0,33	27,3	47,0	D

920824	1	22	30,14	39°11,12	23°15,87	8,20	1,30	22	107	5,0	0,21	0,6	1,3	B
920824	1	28	12,34	38°33,65	23°06,73	14,07	2,07	16	237	15,7	0,36	2,6	4,2	D
920824	1	59	6,79	39°07,39	22°21,70	4,82	1,57	8	184	2,5	0,09	0,9	0,6	C
920824	2	57	0,89	38°39,80	22°27,88	10,15	1,99	17	274	13,5	0,18	1,1	1,8	C
920824	3	0	46,08	38°47,37	22°31,26	11,36	1,79	6	192	1,7	0,10	4,8	1,2	D
920824	5	7	28,11	39°25,18	21°39,26	4,82	2,27	12	316	58,4	0,22	8,6	14,7	D
920824	8	35	26,83	39°23,86	22°36,99	5,27	1,34	6	245	9,0	0,20	3,0	11,4	D
920824	9	29	9,72	39°21,59	21°42,92	4,82	2,81	14	314	51,9	0,33	17,3	28,0	D
920824	10	15	32,93	38°59,53	22°28,61	2,69	1,65	7	264	13,5	0,23	3,8	2,9	D
920824	10	25	44,92	39°22,42	22°36,07	5,63	1,61	10	78	7,1	0,23	1,1	4,1	B
920824	11	35	52,55	39°13,39	23°34,09	8,35	1,72	34	149	6,4	0,34	0,9	1,4	C
920824	11	55	20,71	39°21,96	22°36,40	4,34	1,59	9	115	6,1	0,17	0,8	0,7	B
920824	12	35	16,30	39°07,16	22°48,48	3,22	1,92	34	53	3,7	0,27	0,5	0,5	B
920824	12	40	45,33	39°21,55	21°37,13	6,30	2,69	11	340	59,0	0,26	3,4	33,7	D
920824	15	28	43,21	39°10,33	23°16,13	4,82	1,37	6	105	3,6	0,20	2,0	1,7	B
920824	17	7	47,20	39°21,94	22°35,81	4,63	1,50	9	125	6,6	0,18	0,8	0,7	B
920824	22	8	37,74	39°13,59	22°00,22	4,78	2,25	10	321	23,1	0,22	15,8	26,5	D
920824	23	52	35,32	39°08,17	23°18,30	7,10	2,16	52	90	1,5	0,31	0,6	1,4	C
920825	1	6	13,29	39°02,77	21°50,86	5,18	2,68	7	341	32,2	0,12	3,4	182,0	D
920825	1	38	12,15	39°02,21	21°53,78	17,16	2,50	11	302	28,3	0,12	1,4	2,8	C
920825	2	31	53,49	39°17,38	23°08,38	5,00	1,60	39	81	3,5	0,19	0,4	0,7	B
920825	2	32	32,72	39°18,10	23°08,97	4,82	0,81	8	189	1,9	0,22	1,7	1,5	C
920825	7	17	20,10	39°15,95	23°51,03	6,90	3,35	56	212	8,1	0,19	0,5	0,6	C
920825	7	19	52,66	38°55,75	22°25,60	-0,10	2,20	8	168	18,5	0,32	2,5	58,3	C
920825	8	2	7,86	39°12,59	22°00,95	8,14	2,47	11	308	21,1	0,25	2,6	8,9	D
920825	11	1	11,21	39°13,37	23°29,85	6,81	1,57	14	261	3,8	0,15	1,0	0,8	C
920825	12	14	19,30	39°24,39	22°47,52	4,11	2,02	14	100	4,9	0,21	0,8	0,9	B
920825	12	45	5,32	39°13,64	23°29,79	10,99	1,85	20	261	4,2	0,15	0,7	0,9	C
920825	16	34	50,91	39°30,76	22°50,51	0,74	1,39	7	147	1,5	0,12	1,1	1,2	C
920825	16	35	4,00	38°58,03	22°10,05	11,75	2,26	8	331	15,1	0,19	3,2	3,1	D
920825	16	36	25,68	39°31,73	22°50,70	5,50	1,84	12	191	2,3	0,19	1,1	1,6	C
920825	16	46	6,12	39°31,96	22°51,65	5,69	2,02	23	198	2,4	0,36	1,3	2,3	D
920825	16	50	31,81	39°31,38	22°50,60	3,41	1,65	8	184	1,9	0,05	0,5	0,4	C
920825	17	32	21,03	39°31,54	22°51,37	3,96	1,24	8	195	1,7	0,02	0,2	0,2	C
920825	19	45	52,50	39°22,20	22°35,31	4,30	1,95	10	126	7,4	0,20	0,8	0,7	B
920825	22	1	47,60	38°38,18	22°58,22	11,43	1,75	9	269	1,9	0,36	3,4	2,5	D

Formats et unités :

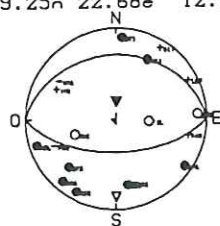
Date : AAMMJJ
 Lat. et Lon. : Degrés et minutes
 Profondeur : km
 Gap : degrés
 Dmin : Distance de la station la plus proche en km
 RMS : secondes
 ERH et ERZ : km
 Qualité Q : A = très bon ; B = bon ; C = moyen ; D = mauvais

Solutions focales de qualité A

N°	Date	Heure	azpn1	plpn1	azpn2	plpn2	i/n
4	920707	08:09	90.	60.	270.	30.	-1
37	920711	23:56	250.	52.	109.	45.	-1
45	920713	03:44	35.	60.	295.	73.	-1
99	920718	19:45	120.	65.	225.	60.	-1
111	920721	15:13	120.	60.	245.	45.	-1
125	920723	12:41	250.	81.	154.	56.	-1
127	920723	20:12	270.	50.	167.	74.	-1
141	920724	01:06	245.	63.	130.	50.	-1
171	920727	19:07	70.	45.	330.	80.	-1
183	920729	11:00	289.	41.	90.	50.	-1
196	920730	20:05	160.	70.	255.	76.	-1
254	920806	14:45	284.	85.	192.	68.	+1
273	920808	09:30	174.	70.	280.	52.	-1
279	920809	05:09	145.	50.	250.	72.	-1
286	920809	19:01	233.	80.	130.	38.	-1
329	920813	16:26	95.	55.	275.	35.	-1
341	920815	01:47	275.	55.	100.	35.	-1
356	920817	16:54	100.	80.	210.	27.	-1
383	920819	20:15	85.	40.	270.	50.	-1
386	920819	21:20	70.	65.	320.	53.	-1
407	920823	09:36	113.	60.	215.	70.	-1
448	920824	23:52	245.	71.	339.	78.	+1

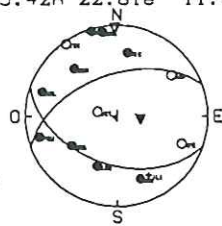
92/07/07 8: 9:20.5
39.25n 22.68e 12.7

4



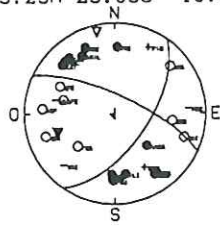
92/07/11 23:56:13.6
39.42n 22.81e 11.6

37



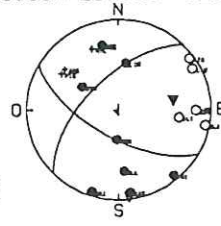
92/07/13 3:44:57.8
39.29n 23.09e 10.9

45



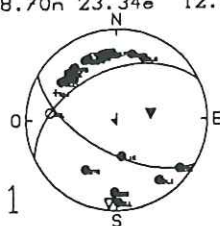
92/07/18 19:45:18.0
38.86n 23.35e 12.1

99



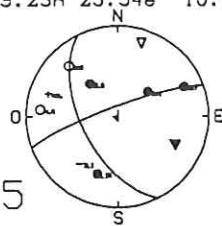
92/07/21 15:13: 9.7
38.70n 23.34e 12.8

111



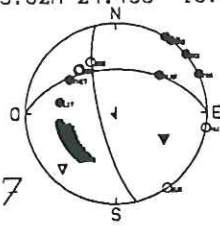
92/07/23 12:41:40.0
39.23n 23.54e 10.5

125



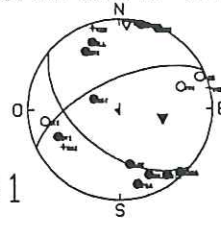
92/07/23 20:12:43.2
39.82n 24.43e 18.0

127



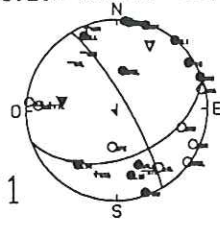
92/07/24 1: 6: 4.5
39.16n 23.24e 11.4

141



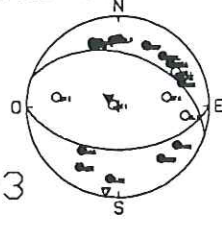
92/07/27 19: 7:47.8
39.21n 23.21e 11.4

171



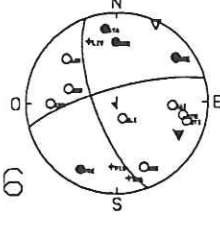
92/07/29 11: 0:30.5
38.98n 22.44e 13.7

183



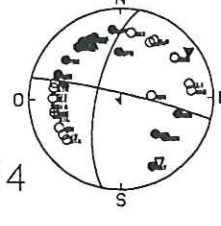
92/07/30 20: 5:25.8
38.90n 22.92e 13.5

196



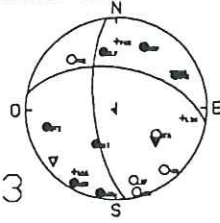
92/08/06 14:45:18.8
38.92n 23.43e 13.8

254



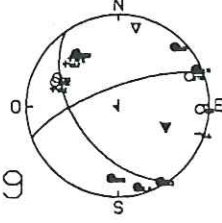
92/08/08 9:30:39.3
38.91n 22.40e 12.2

273



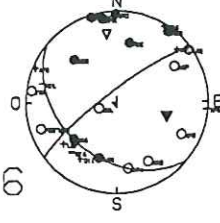
92/08/09 5: 9:26.3
38.90n 23.69e 12.1

279



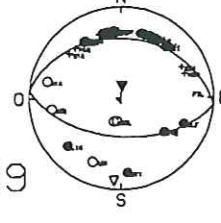
92/08/09 19: 1:53.0
39.40n 22.81e 11.6

286



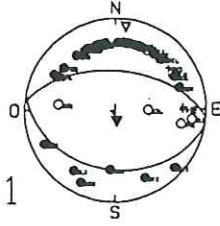
92/08/13 16:26: 8.2
38.71n 22.67e 13.7

329



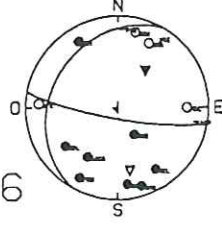
92/08/15 1:47:57.2
38.75n 22.76e 12.9

341



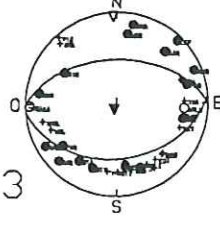
92/08/17 16:54:43.6
39.28n 22.95e 8.0

356



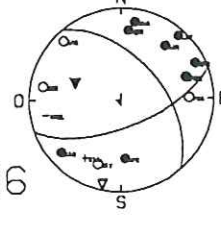
92/08/19 20:15: 1.9
39.34n 22.63e 12.1

383



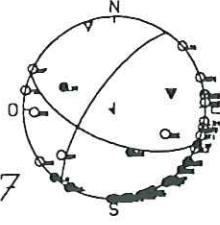
92/08/19 21:20:32.7
39.35n 22.62e 12.6

386



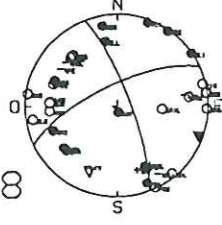
92/08/23 9:36:50.1
38.81n 23.20e 14.1

407



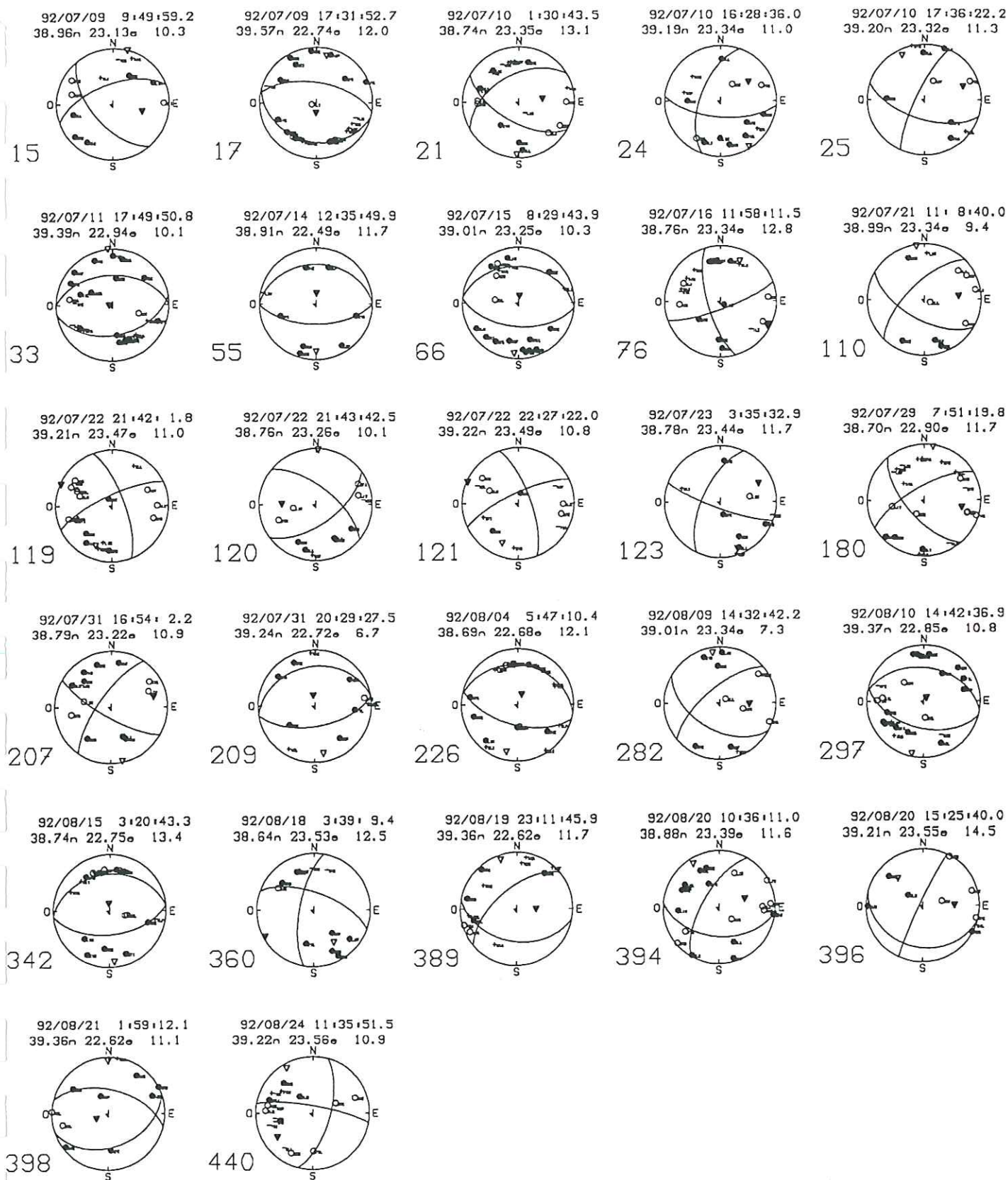
92/08/24 23:52:34.3
39.14n 23.30e 11.4

448



Solutions focales de qualité B

N°	Date	Heure	azpn1	plpn1	azpn2	plpn2	i/n
15	920709	09:49	140.	59.	250.	60.	-1
17	920709	17:31	105.	30.	280.	60.	-1
21	920710	01:30	120.	60.	240.	49.	-1
24	920710	16:28	200.	60.	95.	65.	-1
25	920710	17:36	205.	78.	108.	60.	-1
33	920711	17:49	80.	45.	270.	45.	-1
55	920714	12:35	90.	60.	270.	30.	-1
66	920715	08:29	275.	35.	95.	55.	-1
76	920716	11:58	164.	71.	70.	78.	+1
110	920721	11:08	120.	60.	225.	65.	-1
119	920722	21:42	245.	75.	340.	71.	+1
120	920722	21:43	309.	65.	54.	60.	-1
121	920722	22:27	245.	75.	340.	71.	+1
123	920723	03:35	110.	80.	205.	63.	-1
180	920729	07:51	140.	64.	240.	70.	-1
207	920731	16:54	120.	75.	215.	71.	-1
209	920731	20:29	80.	60.	260.	30.	-1
226	920804	05:47	280.	30.	105.	60.	-1
282	920809	14:32	120.	50.	230.	67.	-1
297	920810	14:42	280.	40.	105.	50.	-1
342	920815	03:20	265.	35.	84.	55.	-1
360	920818	03:39	290.	65.	190.	69.	+1
389	920819	23:11	230.	60.	100.	41.	-1
394	920820	10:36	95.	47.	210.	65.	-1
396	920820	15:25	205.	85.	105.	26.	-1
398	920821	01:59	284.	55.	70.	40.	-1
440	920824	11:35	15.	65.	280.	79.	-1



Solutions focales de qualité C

N°	Date	Heure	azpn1	plpn1	azpn2	plpn2	i/n
9	920708	01:36	260.	70.	160.	64.	-1
36	920711	21:13	90.	50.	310.	47.	-1
39	920712	01:46	95.	40.	275.	50.	-1
57	920714	21:08	75.	40.	265.	50.	-1
61	920715	00:34	95.	55.	280.	35.	-1
79	920716	22:12	60.	45.	290.	57.	-1
81	920717	02:08	300.	87.	35.	31.	-1
128	920723	20:18	255.	80.	159.	63.	-1
130	920723	20:23	80.	80.	345.	63.	-1
131	920723	20:24	80.	80.	345.	63.	-1
132	920723	20:37	80.	80.	345.	63.	-1
142	920724	01:12	40.	50.	295.	72.	-1
152	920724	23:46	260.	70.	164.	76.	+1
159	920726	01:50	60.	70.	320.	64.	-1
173	920728	10:33	230.	80.	135.	63.	-1
191	920730	16:46	265.	60.	110.	32.	-1
208	920731	20:26	80.	60.	260.	30.	-1
215	920801	02:32	90.	50.	305.	45.	-1
262	920807	06:16	290.	70.	60.	29.	-1
265	920807	10:39	265.	40.	123.	56.	-1
267	920807	19:44	120.	60.	220.	73.	-1
271	920808	04:00	155.	70.	280.	32.	-1
277	920808	22:26	95.	52.	257.	39.	-1
295	920810	11:58	110.	50.	250.	47.	-1
334	920814	05:41	295.	35.	100.	55.	-1
388	920819	22:11	110.	25.	260.	68.	-1
402	920823	02:02	140.	65.	50.	90.	-1
421	920823	22:06	65.	70.	320.	54.	-1
425	920824	01:22	255.	30.	60.	60.	-1
426	920824	01:28	130.	65.	235.	60.	-1
452	920825	02:31	130.	60.	280.	33.	-1

