



HAL
open science

Etude sismologique des failles normales active du Golfe de Corinthe

Francesco Pacchiani

► **To cite this version:**

Francesco Pacchiani. Etude sismologique des failles normales active du Golfe de Corinthe. Sciences de la Terre. University Paris Sud, 2006. Français. NNT : . tel-01576334

HAL Id: tel-01576334

<https://theses.hal.science/tel-01576334>

Submitted on 22 Aug 2017

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.

THÈSE de DOCTORAT de UNIVERSITÉ PARIS XI

présentée par

Francesco Pacchiani

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PARIS XI

**ÉTUDE SISMOLOGIQUE DES FAILLES
NORMALES ACTIVES DU RIFT DE CORINTHE**

Soutenue le 20.12.2006

Devant le jury composé de:

M. Pascal Bernard	Rapporteur
Mme Mary Ford	Examineur
Mme Hélène Lyon-Caen	Directeur de thèse
M. Alexi Rigo	Rapporteur
M. Hermann Zeyen	Président

RÉSUMÉ

Le travail de recherche effectué dans la présente thèse a pour but d'analyser la géométrie des failles actives en profondeur et d'étudier la relation entre les failles, la sismicité et les fluides, afin de contraindre et d'apporter des éléments de réponse quant au mécanisme de déformation dans un contexte d'extension continentale. La région d'étude est le Rift de Corinthe (Grèce) dont le mécanisme de déformation est encore mal compris, en partie dû à la mauvaise connaissance des structures actives, en particulier de leur géométrie en profondeur. A cet égard, la microsismicité fournit des données idéales pour étudier ces problèmes. Toutefois, la localisation des microséismes n'étant pas assez précise pour obtenir une image des structures en profondeur, il est préférable de procéder à la relocalisation de la sismicité ce qui permet d'obtenir une image des structures actives de haute résolution. Ainsi, après avoir extraits les multiplets de la sismicité de l'année 2001, enregistré par le réseau permanent CRL-NET, la stratégie de relocalisation adoptée consiste, tout d'abord, à relocaliser les multiplets individuellement, ce qui améliore la localisation jusqu'à deux ordres de grandeur, puis à relocaliser les multiplets entre eux, ce qui améliore l'image globale de la sismicité relocalisée. Ensuite, nous avons estimé la géométrie des multiplets, pour étudier la géométrie en profondeur des failles actives. Cela a permis, premièrement, de confirmer l'existence d'une faille, de direction SO-NE cohérent avec le régime de contraintes régional, responsable d'un séisme de magnitude 4.2 (Agios Ioanis) au sud de la faille d'Helike, sur la côte sud du Golfe de Corinthe. Suite à ce séisme, une crise sismique a eu lieu et, bien qu'à l'échelle des multiplets, plusieurs plans de géométrie différente sont concernés, l'image de la sismicité relocalisée montre que dans l'ensemble elle a évolué dans une zone de faille, parallèle à celle du séisme d'Agios Ioanis, dont la trace en surface coïncide avec la Vallée de Kerinitis, où nous proposons qu'elle affleure. Deuxièmement, l'analyse de la géométrie a permis de montrer que le pendage en profondeur de la faille d'Aigion est cohérent avec celui trouvé en surface et que, par conséquent, cette faille n'est pas listrique jusqu'à 6.5km de profondeur. Troisièmement, nous suggérons une corrélation entre le pendage et la profondeur des multiplets situés sous le golfe et sa côte nord. En effet, les multiplets localisés le plus profondément sont ceux dont le pendage est le moins élevé. La sismicité relocalisée a également été utilisée dans l'étude de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité du rift. Concernant la crise sismique, une migration de la sismicité de 0.02 km/jour est mise en évidence et nous supposons qu'elle est liée au mouvements de fluides en profondeur. L'analyse quantitative de la migration nous a permis de faire une estimation de premier ordre de la perméabilité du milieu dont la valeur, $7 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, est cohérente avec la perméabilité supposée d'une croûte tectoniquement instable. Concernant les multiplets au coeur du rift, une deuxième corrélation, entre la durée d'activité des multiplets et leur pendage, est suggérée. C'est-à-dire les multiplets dont la période d'activité est la plus longue sont ceux dont le pendage est faible et donc, en référence à la première corrélation, corrélés à ceux localisés en profondeur. D'autre part, un programme a été développé pour calculer la magnitude de moment, appelé MOMAG, et le calcul du facteur b de la relation de Gutenberg-Richter qui est plus grand que l'unité $b = 1.35$ montre que le rift en profondeur est très hétérogène. Ces divers résultats confirment le modèle généralement accepté pour le Golfe de Corinthe: l'extension est accommodée par des failles planes en surface qui s'enracinent dans une structure à faible pendage assimilé à un détachement. En outre, ils mettent en évidence l'hétérogénéité des failles en profondeur et la participation de fluides dans le mécanisme de déformation.

REMERCIEMENTS

Un grand merci à Hélène Lyon-Caen qui a dirigée ma thèse avec beaucoup de tact. Elle a toujours eu une grande disponibilité et ses conseils et critiques ont été judicieux et utiles pour l’avancement de mon travail de recherche. En outre, son soutien inconditionn e pour ma participation aux conférences et workshops internationaux, a été plus que bénéfique.

Je tiens ensuite à remercier Ra ul Madariaga qui m’a recrut e au sein du Laboratoire de Géologie, me donnant ainsi la possibilité de préparer et soutenir ma thèse, ainsi que la Communauté Européenne, qui au travers du projet AEGIS a financ e cette thèse et les nombreux cours et workshops auxquels j’ai participé dans le cadre du projet.

Un travail considérable a été fourni pour la préparation des données que j’ai utilis e. Je remercie Geneviève Patau pour la préparation des sismogrammes, Hélène Lyon-Caen et Anne Deschamps pour les point es des temps d’arrivées des ondes, qui ont été fait manuellement pour environ 7’000 séismes. Concernant les données de la campagne sismologique de 2002, je remercie Anne Deschamps qui a fourni et point e les données.

Je remercie François Cornet et Christophe Rigotti qui ont review e les divers rapports que j’ai dû soumettre dans le cadre du projet européen. Par ailleurs, pendant ma thèse plusieurs rencontres lors de cours, workshops, ou visites m’ont été profitables au travers de discussions et de conseils. Je remercie Jean-Luc Got qui a éclairci la signification et l’utilisation de certains paramètres de son programme de relocalisation, Marie Farge qui a été bien aimable de répondre à mes questions concernant la transformée en ondelettes et Seid Bourouis pour les discussion relatives aux méthodes de relocalisation. Je remercie également Marie Ford et Christian Le Carlier qui m’ont accueill e dans leur laboratoire à Nancy pour me présenter le programme GOCAD. Pour leur encouragements et conseils divers, je remercie Alon Ziv, Elisa Buforn et Mario Chavez ainsi que Jaime Campos. Un merci à Guillaume Chambon, toujours disponible pour une question ou une discussion sur la friction, la mécanique des roches ou alors à propos d’alpinisme, Carmen del Fresno pour les conseils sur le calcul du moment sismique.

Mes remerciements s’adressent également aux thésards du labo, Alain, Olivier, Aurore, Yann, Sarah, Vincent et Mathias avec qui j’ai partag e les pauses, les repas de midi, sans oublier les parties de foot d efoulatoires sur le toit de l’ENS et à toute l’équipe du laboratoire pour leur sympathie et disponibilité. J’ai beaucoup appr eci e de travailler dans ce laboratoire et j’estime avoir eu de la chance tant l’ambiance de recherche, les compétences, son esprit ouvert, son dynamisme était bonnes.

Enfin, je remercie mes parents, mon frère et mes s eurs pour leur soutien et encouragements pendant ces années de thèse. Et bien sûr Anouck pour son soutien, sa patience et beaucoup plus encore.

Table des matières

Introduction	1
1 Méthodes de relocalisation	3
1.1 Introduction	3
1.2 Hypothèses fondamentales	6
1.3 Relocalisation relative	7
1.3.1 Inter-corrélation de sismogrammes	8
1.3.2 Limite du modèle de relocalisation	15
1.4 Relocalisation absolue	17
1.5 Algorithmes de relocalisation	18
1.5.1 Problème inverse	19
1.5.2 Méthode Maître-Esclave	21
1.5.3 Méthode Maître-Esclave Généralisée	22
1.5.4 Méthode HypoDD	23
1.6 Procédures générales de relocalisation	24
1.7 Conclusion	25
2 Le Rift de Corinthe	27
2.1 Contexte géodynamique de la Méditerranée orientale	27
2.1.1 Introduction	27
2.1.2 Tectonique	29
2.1.3 Cinématique des plaques tectoniques	33
2.1.4 Dynamique des plaques tectoniques	33
2.1.5 Modèles tectoniques	35
2.2 Tectonique du Rift de Corinthe	37
2.2.1 Morphologie du rift	38
2.2.2 Failles actives	41
2.2.3 Déformation dans le rift	42
2.3 Sismicité	43
2.3.1 Sismicité historique	43
2.3.2 Microsismicité	45
2.4 Géométrie des failles actives et modèles tectoniques	47
2.5 Conclusion	54

3	Sismicité récente du Rift de Corinthe	57
3.1	Zone d'étude	57
3.2	Réseau sismologique	57
3.3	Sismicité de l'année 2001	59
3.3.1	Crise sismique de mars-juillet 2001	59
3.3.2	Magnitude de moment de la sismicité	62
3.4	Sismicité de l'année 2002	68
3.5	Conclusion	68
4	Identification des multiplets	71
4.1	Méthodes d'extraction des multiplets	71
4.1.1	Syntactic Pattern Recognition Scheme, SPARS	72
4.1.2	Méthode de la cohérence et classes d'équivalences	77
4.2	Pré-traitement des données	77
4.2.1	Méthode SPARS	78
4.2.2	Méthode de la cohérence	79
4.3	Extraction des multiplets	79
4.3.1	Méthode SPARS	79
4.3.2	Méthode de la cohérence	82
4.4	Comparaison des méthodes	82
4.5	Multiplets retenus pour la relocalisation	85
5	Relocalisation de la sismicité	87
5.1	Stratégie de relocalisation	87
5.2	Relocalisation relative	88
5.2.1	Incertitudes de la relocalisation	89
5.2.2	Comparaison avec la localisation	100
5.2.3	Multiplet 1	100
5.3	Relocalisation absolue	104
5.3.1	Multiplets de la crise sismique	105
5.3.2	Multiplets sous le golfe	109
6	Failles actives en profondeur	111
6.1	Méthodes de détermination des plans de failles actifs	111
6.1.1	Détermination de la géométrie des multiplets	112
6.1.2	Erreurs liées au calcul de la densité de pôles	113
6.1.3	Calcul des mécanismes au foyer	115
6.1.4	Comparaison entre la géométrie et le mécanisme au foyer	116
6.2	Failles actives de la crise sismique de 2001	117
6.2.1	Géométrie des multiplets	117
6.2.2	Mécanismes au foyer	123
6.2.3	Failles actives en profondeur	126
6.2.4	Discussion et conclusions	131
6.3	Failles actives au centre et au nord du Rift de Corinthe	141
6.3.1	Géométrie des multiplets et mécanismes au foyer	141
6.3.2	Failles actives en profondeur	141
6.3.3	Conclusion	152

6.4	Géométrie et mécanique du Rift de Corinthe	153
7	Evolution spatio-temporelle de la sismicité	155
7.1	Crise sismique	155
7.1.1	Analyse temporelle	155
7.1.2	Analyse spatio-temporelle des multiplets	157
7.1.3	Migration de la sismicité	160
7.2	Multiplets sous le Golfe de Corinthe	163
7.2.1	Corrélation entre la géométrie et la durée d'activité sismique	164
8	Conclusion et perspectives	167
8.1	Perspectives	170
	Bibliographie	173
A	Multiplets	183
A.1	Multiplets de la crise sismique	184
A.2	Sous-multiplets du multiplet 1	259
A.3	Relocalisation conjointe des multiplets et sous-multiplets de la crise	310
A.4	Multiplets sous le Golfe de Corinthe - 2001	312
A.5	Multiplets sous le Golfe de Corinthe - 2002	338
B	Mécanismes au foyer et densité de pôles	355
B.1	Multiplets de la crise sismique	356
B.2	Sous-multiplets du multiplet 1	358
B.3	Multiplets sous le Golfe de Corinthe	361
C	MOMAG	363
C.1	Magnitude de moment	363
C.1.1	Moment sismique	363
C.1.2	Relation entre le moment sismique et la magnitude de moment	366
C.2	Calcul de la magnitude de moment	366
C.2.1	Atténuation des ondes de volume	367
C.3	Validation de l'algorithme	369
C.3.1	Comparaison avec le spectre de bruit	370
C.4	Procédure et programmes	370
C.4.1	Procédure	371
C.4.2	Programmes	371

Introduction

La lithosphère, la plus superficielle et la plus complexe des couches de la Terre, est morcelée en plaques qui se déplacent, mues par les courants convectionnels dans le manteau. L'interaction de ces plaques est à l'origine de la déformation crustale qui, suivant la direction du déplacement relatif des plaques et donc du régime de contraintes, se localise dans une zone de subduction, de décrochement ou d'extension continentale. Ces zones se caractérisent par un système de failles qui accommode la déformation fragile par du glissement le long des failles, intermittent lors de séismes et stable en cas de fluage. Dans le premier cas, la faille reste bloquée jusqu'à ce que la déformation accumulée soit libérée lors d'un séisme ou d'une crise sismique, dans le second, la déformation est accommodée en continu. Bien que différents, il arrive que ces deux phénomènes soient nécessaires pour expliquer la mécanique d'un système de failles, voire d'une seule faille. Afin d'expliquer la sismicité et sa relation avec la déformation régionale, la compréhension de la mécanique de la déformation crustale et par conséquent des failles, est indispensable.

Dans un régime d'extension continentale, les contraintes principales maximale et minimale sont supposées respectivement verticale et horizontale. Par conséquent, pour accommoder la déformation, selon les lois d'Anderson, les failles s'organisent en un système de failles antithétiques, parallèles à la direction de la contrainte intermédiaire, avec un pendage de 30° par rapport à la verticale. Toutefois, les observations de terrain montrent qu'il existe de nombreuses failles dont la géométrie diffère significativement de celle prédite par la théorie andersonnienne. En effet, il est reconnu que les failles peuvent changer de géométrie, c'est-à-dire s'aplanir, en fonction de la profondeur et/ou du temps d'activité. Dès lors, les lois de frottement de type Coulomb ne peuvent plus régir la mécanique des failles et des séismes. Comment expliquer alors que des failles actives à faible pendage se forment et génèrent des séismes? Deux explications plausibles, souvent évoquées, sont, d'une part, la présence de roches dont le coefficient de friction est faible et, d'autre part, la présence de fluides sous pression. La mise en évidence de ces facteurs est difficile due à la profondeur à laquelle se déroule ces processus, néanmoins il est possible d'apporter des éléments de réponse en effectuant des études géophysiques.

L'analyse de la géométrie des failles est une manière de contraindre le phénomène de déformation et l'étude de la relation entre les failles, la sismicité et les fluides permet d'investiguer les mécanismes de la déformation. Si la géométrie des failles est généralement facilement accessible en surface, en profondeur, seule une étude géophysique spécifique permet de la mettre en évidence. Pour ce faire, la microsismicité fournit des données idéales. Toutefois, la localisation des microséismes n'étant pas assez précise pour obtenir une image des structures en profondeur, il est préférable de procéder à la relocalisation de la sismicité, ce qui

permet d'améliorer sensiblement la précision des hypocentres et ainsi obtenir une image de haute résolution. Le gain en précision n'est pas seulement utile pour l'analyse de la géométrie, mais également pour des études fines, plus pointues, dont celle de la relation failles - séismes - fluides.

Afin d'apporter des éléments de réponse aux questions concernant les structures actives en profondeur et le mécanisme de déformation dans le contexte tectonique d'extension continentale, une étude sismologique du Rift de Corinthe a été menée. Cette région, d'où proviennent les données, est le centre d'une extension continentale entre l'Eurasie et le bloc Egée qui suscite beaucoup d'intérêt, d'une part, à cause de son jeune âge géologique et, d'autre part, à cause des taux élevés de déformation et de sismicité, qui en font un cadre idéal pour mener des études pluridisciplinaires.

Le travail de recherche présenté traite particulièrement de la relocalisation de la sismicité du Rift de Corinthe et des implications sur la géométrie et le mécanisme de déformation. Le premier chapitre présente les méthodes de relocalisation en commençant par les hypothèses fondamentales sur lesquels ces techniques se fondent, puis en continuant par une description théorique de la technique employée, avant de discuter des algorithmes d'inversion. Le deuxième chapitre est consacré à la présentation du Rift de Corinthe. Après un exposé du contexte géodynamique de la méditerranée orientale, c'est la tectonique du rift et la sismicité historique qui sont présentées, avant de conclure par une discussion des modèles tectoniques existants du rift. Dans le troisième chapitre, le réseau sismologique sera présenté, suivi d'une discussion sur la sismicité actuelle du rift accompagnée des résultats du calcul de la magnitude de moment ainsi que de la relation fréquence-magnitude. Le quatrième chapitre traite de l'identification des multiplets qui est le point de départ des procédures de relocalisation. Les deux méthodes utilisées seront présentées et comparées. Le cinquième chapitre est dédié à la présentation et la discussion des résultats de la relocalisation. Le sixième chapitre de ce travail est consacré aux failles actives du Rift de Corinthe et est motivé par la volonté de mettre en évidence les structures actives en profondeur, afin d'en déduire leur géométrie et de contraindre les mécanismes de l'extension crustale présente dans la région. Dans le septième chapitre, nous discuterons de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité relocalisée. Fondé sur la vitesse de migration de la sismicité, une estimation de la perméabilité de la roche est effectuée. Enfin, nous concluons et présentons des perspectives de recherche dans la continuité du travail effectué.

Chapitre 1

Méthodes de relocalisation

Ce premier chapitre est dédié aux méthodes de relocalisation. Après une introduction sur la localisation des séismes et ses limites qui permet de comprendre l'intérêt de la relocalisation, nous présenterons les fondements de celle-ci. Cela nous conduira à différencier la relocalisation relative de celle que nous appellerons la relocalisation absolue. Nous continuerons alors, premièrement, par la présentation de la relocalisation relative qui traitera de l'inter-corrélation de sismogrammes, l'étape principale de cette technique, ainsi que des divers tests synthétiques effectués afin de quantifier les limites de la méthode puis, deuxièmement, par la présentation de la relocalisation absolue. Ensuite, nous décrirons les divers algorithmes de relocalisation, c'est-à-dire d'inversion des délais, avant de conclure avec les procédures générales de relocalisation et la présentation de celle que nous avons employée dans cette étude.

1.1 Introduction

Localisation des séismes

Bien que pratiquée quotidiennement par tous les centres et observatoires sismologiques autour du globe, la localisation n'est ni un processus trivial, ni dénuée d'incertitude, même dans des conditions idéales. En effet, la terre a une structure hétérogène et la trajectoire des ondes, définie par la loi de Snell, n'est pas rectiligne à cause des variations de la vitesse de propagation des ondes entre la source et les stations. Le temps d'arrivée, ta , d'une onde à une station est alors exprimé par la fonction [Lay and Wallace, 1995],

$$ta = to + \int_S \frac{1}{c(s)} ds, \quad (1.1)$$

où to est le temps d'origine, S le rai et c la vitesse de propagation d'onde. Dans le terme de droite, l'intégrale définit le temps de parcours, t , de l'onde et son calcul dépend de l'angle d'émergence, i , du rai et de la vitesse de propagation, c , (Fig. 1.1). La connaissance du milieu traversé par les ondes est donc indispensable au calcul. Malheureusement, les caractéristiques du milieu ne sont jamais assez bien connues pour localiser directement un séisme avec précision, d'autant plus qu'il existe plusieurs solutions en raison du couplage entre la

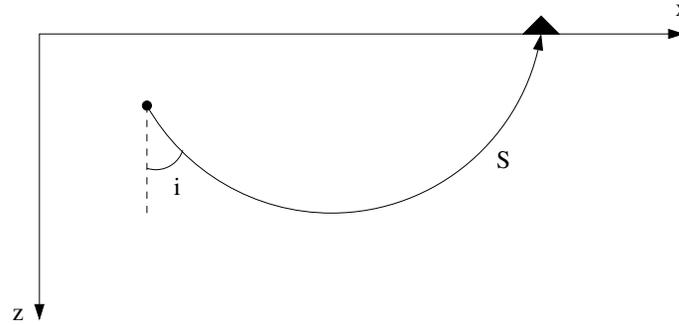


Fig. 1.1: Schéma qui illustre la trajectoire d'un rai sismique, S , de la source vers la station.

profondeur hypocentrale et le temps origine du séisme. C'est pourquoi nous faisons recours à la technique de l'inversion qui, pour un jeu de données, permet de trouver la meilleure solution selon le critère des moindres carrés.

Le processus de localisation consiste donc à identifier l'arrivée des phases principales, P et S (éventuellement P_n , P_g , PmP , etc...), sur les sismogrammes enregistrés aux stations et à inverser, de façon itérative, leur temps d'arrivée pour trouver les coordonnées hypocentrales et le temps origine du séisme, (x, y, z, t_o) . En d'autres termes, il faut minimiser le résidu des temps de parcours $R_k = t_k^{obs} - t_k^{cal}$ pour chaque station k . Ce calcul est effectué en utilisant le critère des moindres carrés, c'est-à-dire que l'on recherche les paramètres pour qui la somme, sur les stations, de la dérivée du résidu au carré soit nulle. A cause de la non linéarité entre le temps de parcours des ondes et l'hypocentre, l'équation 1.1 ne peut pas être résolue directement, c'est pourquoi elle est d'abord linéarisée par une expansion en série de Taylor au premier ordre [e.g. Lay and Wallace, 1995; Waldhauser and Ellsworth, 2000], ce qui permet d'exprimer la variation des coordonnées hypocentrales en fonction des dérivées partielles du temps de trajet,

$$\frac{\delta t_k}{\delta \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m} = R_k \quad (1.2)$$

où $\mathbf{m} = (x, y, z, t_o)$, $\Delta \mathbf{m} = (\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t_o)$ et R_k est égal au résidu à la station k . La précision de l'hypocentre, ainsi calculé, dépend essentiellement de l'aptitude à identifier l'arrivée des phases et à nouveau, de la connaissance de la vitesse de propagation des ondes entre la source et les stations.

Nous remarquons qu'indépendamment de la méthode employée, la connaissance du milieu est nécessaire pour localiser un séisme, ce qui constitue une difficulté, car les données disponibles sont très inégales pour le globe terrestre et généralement pauvres. En effet, une estimation fine des vitesses de propagation des ondes est restreinte aux régions soumises à une étude spécifique (e.g. sismique active, tomographie). Malgré l'effort consenti pour obtenir un bon modèle de vitesse, il reste, néanmoins, une erreur sur le pointé des phases qui, dans le cas d'un réseau local, s'élève à environ 0.1 s pour les séismes les mieux localisés [Lyon-Caen et al., 2004], ce qui équivaut à une erreur épacentrale de l'ordre de 500 m et de moins d'un kilomètre en profondeur. Ce chiffres sont des bornes inférieures et seulement un certain pourcentage des localisations atteignent cette précision, selon les régions et les réseaux sismologiques. C'est pourquoi la localisation ne permet qu'une vue générale de la sismicité et limite la compréhension, entre autres, de l'évolution spatio-temporelle de celle-ci et de la géométrie

des failles. Dès lors, la compréhension de la mécanique des failles est également limitée.

Relocalisation de séismes

La recherche de nouvelles techniques qui permettent d'améliorer la localisation des tremblements de terre a été motivée par le besoin de surmonter les obstacles qui empêchent une localisation précise des séismes et par celui de progresser dans la compréhension du phénomène sismique en général. Une avancée significative en ce sens a été la mise au point des techniques de relocalisation.

La découverte en 1980 par Geller and Mueller [1980] de microséismes californiens similaires, c'est-à-dire de séismes dont les formes d'ondes étaient remarquablement semblables, impliquant une reproductibilité quasi parfaite des petits séismes, a été décisive pour le développement des méthodes de relocalisation. Ce genre d'observation ne s'est pas limité à la Californie [Poupinet et al., 1984; Rubin et al., 1999], depuis d'autres ont été faites à travers le monde: *e.g.* aux Iles Vierges [Frankel, 1982] au Japon [Ito, 1990] et en Italie [Console and Di Giovambattista, 1987], en Suisse [Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992; Maurer and Deichmann, 1995], à Hawaii [Got et al., 1994] et en Grèce [Rietbrock et al., 1996], en Islande [Slunga et al., 1995] et en France [*e.g.* Bourouis, 2004]. Une dénomination précise a été donnée à ce phénomène: une paire de séismes similaires est appelée un doublet et s'ils sont plus nombreux, le groupe est dénommé un multiplet.

Avec l'argument que les spectres de ces petits séismes sont plats pour des fréquences plus petites que 5 Hz, ce qui implique une fonction source égale à un dirac et donc des sismogrammes qui représentent la réponse de la terre, Geller and Mueller [1980] ont conclu que les sources devaient se localiser à 200–400 m les unes des autres. En effet, les observations de sismogrammes semblables sont plus nombreuses lors de crises sismiques qui ont lieu dans un volume restreint [*e.g.* Ito, 1990; Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992; Rietbrock et al., 1996], ou alors parmi la sismicité d'une région dont le catalogue a une durée assez longue pour que la densité de la sismicité soit importante [Got et al., 1994; Rubin et al., 1999; Shearer et al., 2003]. Il est également possible de favoriser ce phénomène artificiellement par le pompage d'eau dans un puits de forage, comme cela a été fait par exemple à Soultz-sous-Forêts, France [*e.g.* Gaucher, 1998; Bourouis, 2004]. L'augmentation de la pression induit une sismicité concentrée dans le volume fracturé entourant le forage et génère ainsi des doublets et/ou multiplets.

La grande similitude des formes d'onde causée par une trajectoire quasi identique des ondes émises par des sources localisées proches l'une de l'autre, telles qu'elles existent dans un doublet ou un multiplet, s'est avéré être d'une grande valeur, car les effets de la source et des hétérogénéités de vitesse des ondes sur ces sismogrammes peuvent être supposés équivalents. Cela permet de conduire des études en s'affranchissant de l'un des problèmes majeurs de la sismologie: la connaissance des propriétés du milieu traversé par les ondes. Plusieurs applications exploitent cette propriété: à titre d'exemples il est possible d'analyser les variations temporelles des vitesses de propagation des ondes [Poupinet et al., 1984] ou l'anisotropie des ondes de cisaillement [Got and Coutant, 1997], ou encore la différence de localisation entre les séismes d'un doublet ou d'un multiplet, procédé appelé relocalisation [*e.g.* Ito, 1990; Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992; Got et al., 1994; Waldhauser and Ellsworth, 2000].

La relocalisation désigne l'opération par laquelle on essaye de diminuer sensiblement l'er-

reur sur les hypocentres déterminés avec les méthodes standards, *e.g.* Hypo71, Hypoinverse ou encore Hypoellipse. La sismicité des failles californiennes majeures, *i.e.* San Andreas, Calaveras et Hayward, a fait l'objet de plusieurs études [*e.g.* Rubin et al., 1999; Waldhauser and Ellsworth, 2002; Schaff et al., 2002; Waldhauser et al., 2004] qui ont démontré le gain de résolution sur la distribution des séismes acquis après une relocalisation. En effet, l'image de la sismicité dessine des failles moins larges d'un ordre de magnitude, passant de 1 km à 100 m de largeur [Rubin et al., 1999; Waldhauser and Ellsworth, 2000; Schaff et al., 2002]. En outre, des structures secondaires actives jusque-là ignorées, car noyées dans les erreurs de localisation, ont été mises en évidence [Schaff et al., 2002].

De par ce gain de précision, par rapport à la localisation standard, la relocalisation est aujourd'hui conçue comme une première étape qui permet des études plus fines, *e.g.* sur les failles actives en profondeur [*e.g.* Ito, 1990; Maurer and Deichmann, 1995; Slunga et al., 1995; Got et al., 1994; Shearer et al., 2003], ou sur la mécanique des failles et de la rupture [Rubin, 2002], ou encore sur le cycle spatio-temporel de la sismicité [Schaff et al., 2002; Waldhauser and Ellsworth, 2002; Waldhauser et al., 2004; Bourouis, 2004].

1.2 Hypothèses fondamentales

Plusieurs méthodes de relocalisation existent mais elles sont toutes fondées sur le même principe, à savoir, la différence entre le temps de trajet de mêmes phases, à une station, pour une paire de séismes, est égale, sous certaines conditions, à la distance qui sépare les hypocentres. Considérons ta^k , le temps d'arrivée d'une onde qui parcourt la distance entre la source et la station k , il s'écrit,

$$ta^k = to + t^k, \quad (1.3)$$

où to est le temps origine du séisme et t^k le temps de trajet de l'onde entre la source et la station k . La différence entre les temps d'arrivée de phases égales, émises par deux sources distinctes, i et j , à la station k , s'écrit alors,

$$\begin{aligned} ta_j^k - ta_i^k &= (to_j + t_j^k) - (to_i + t_i^k), \\ \Delta ta_{ij}^k &= \Delta to_{ij} + \Delta t_{ij}^k, \end{aligned} \quad (1.4)$$

Pour une paire de séismes quelconque, la différence entre les temps d'origine, Δto_{ij} , est identique à toutes les stations, mais le délai entre les temps d'arrivée dépend encore de la trajectoire des ondes et donc du modèle de vitesse.

Il est toutefois possible de simplifier le problème en formulant des hypothèses sur la localisation relative des séismes et sur la vitesse des ondes. En effet, le délai entre les temps de trajet peut être considéré proportionnel à la différence hypocentrale entre les séismes qui forment la paire si, premièrement, les deux séismes sont localisés proches l'un de l'autre, par rapport à la distance qui les séparent de la station¹ (Fig. 1.2) et, deuxièmement, si la vitesse de propagation d'onde entre les deux sources est connue et constante en temps et en espace. Dans ces conditions, la différence entre les temps de parcours peut être estimée par,

$$\Delta T_{ij}^k = -\frac{\mathbf{n}^k \cdot \mathbf{r}_{ij}}{V}, \quad (1.5)$$

¹Nous quantifierons de la notion de proximité des sources ultérieurement dans la section 1.3.2, p. 15.

où \mathbf{n}^k est le vecteur unitaire, porté par le rai, à la source et dirigé vers la station k , \mathbf{r}_{ij} le vecteur relocalisation qui lie les deux hypocentres et V la vitesse de propagation des ondes entre les deux sources.

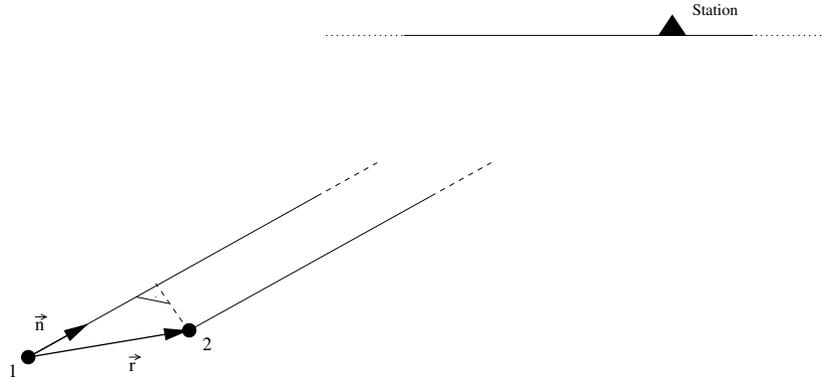


Fig. 1.2: Schéma qui représente le principe fondamental de la relocalisation, en référence à la méthode “Maître-Esclave”. D’après Gaucher [1998].

Contrairement à la localisation, le calcul du délai des temps de trajet de phases égales émises par de deux séismes proches permet d’annuler les effets des anomalies de vitesse sur les temps de parcours, car celles-ci sont supposées semblables pour les deux rais. Par conséquent, les erreurs dans le modèle de vitesse n’ont pas d’influence directe sur la relocalisation des hypocentres qui sont donc plus précis. La recherche de séismes similaires prend ici toute sa valeur. Cependant, la relocalisation est relative par nature, car un séisme est relocalisé par rapport à un point de référence, c’est-à-dire soit un autre séisme, soit le barycentre du multiplet. En d’autres termes, la technique améliore la localisation relative des séismes, mais laisse inchangée la localisation absolue du point de référence.

Selon la mise en œuvre des hypothèses fondamentales et des délais employés, plusieurs méthodes de relocalisation se différencient. Dans cette étude nous allons classer les méthodes de relocalisation en deux groupes selon les délais employés: si ceux-ci sont mesurés par inter-corrélation de sismogrammes, la relocalisation est dite relative, si par contre ils sont mesurés à partir de pointés absolus, la relocalisation est dite absolue. Cette dernière dénomination décrit seulement la nature des délais utilisés et n’implique pas que les multiplets sont relocalisés dans l’absolu.

1.3 Relocalisation relative

Parmi les diverses techniques existantes, ce sont les méthodes de relocalisation relative qui relocalisent avec la meilleure résolution. C’est grâce à l’inter-corrélation de sismogrammes, qui permet de calculer le délai entre phases égales avec une précision plus petite que le pas d’échantillonnage, que l’erreur de relocalisation est significativement diminuée. En effet, l’erreur sur les hypocentres est réduite d’un à deux ordres de grandeur par rapport à celle de la localisation, c’est-à-dire qu’elle est approximativement de 100 m , voire 10 m pour les meilleurs résultats [Poupinet et al., 1984; Frechet, 1985].

1.3.1 Inter-corrélation de sismogrammes

L'inter-corrélation de signaux est effectuée, soit dans le domaine temporel [Console and Di Giovambattista, 1987; Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992; Maurer and Deichmann, 1995], soit dans le domaine spectral [Poupinet et al., 1984; Got et al., 1994; Rietbrock et al., 1996; Bourouis, 2004]. Dans l'analyse temporelle, c'est l'abscisse du maximum du coefficient de corrélation qui indique le décalage temporel entre deux sismogrammes et c'est l'amplitude qui indique le niveau de similarité des signaux et qui permet de quantifier la qualité de leur alignement. En interpolant la fonction de corrélation, la précision de la mesure du délai est améliorée et devient plus petite que le pas d'échantillonnage.

Dans le cas de l'analyse spectrale, c'est la pente de la phase déroulée qui est égale au délai entre les sismogrammes et c'est la cohérence qui détermine le niveau de similitude des signaux et qui qualifie leur alignement. Dans le domaine fréquentiel, la précision de la mesure du délai est également plus petite que le pas d'échantillonnage, de l'ordre de la milliseconde [Poupinet et al., 1984; Frechet, 1985], car la pente de la phase ne dépend pas de la fréquence d'échantillonnage. L'avantage est qu'il n'y a pas besoin d'interpolation, en revanche, il faut dérouler le spectre de phase. Nous avons utilisé la deuxième technique, c'est pourquoi nous la décrivons plus en détail.

Analyse spectrale

L'analyse spectrale [Oppenheim and Schaffer, 1975] est fondée sur le calcul de l'inter-spectre qui exprime la quantité d'énergie cohérente entre deux signaux en fonction de la fréquence. C'est la pente de la phase de l'inter-spectre qui nous intéresse, car elle exprime le décalage temporel entre deux signaux.

Cette analyse est composée de quatre étapes:

1. calcul de l'inter-spectre et des auto-spectres,
2. calcul de la cohérence,
3. déroulage du spectre de phase,
4. mesure du délai.

Inter-spectre et auto-spectre L'inter-spectre est le module de la transformée de Fourier de la fonction de corrélation (Fig. 1.3). Soit $s_1(t)$, un signal temporel, $s_2(t)$, un deuxième signal similaire au premier, c'est-à-dire avec une amplitude proportionnelle à celle du premier et décalé d'un temps τ , la relation entre les deux signaux s'écrit,

$$s_2(t) = C \cdot s_1(t + \tau). \quad (1.6)$$

L'inter-spectre $S_{12}(f)$ est égal à la multiplication du spectre du premier signal, $S_1(f)$ avec le conjugué complexe du deuxième, $S_2^*(f)$,

$$\begin{aligned} S_{12}(f) &= S_1(f) \cdot S_2^*(f), \\ &= C |S_1(f)|^2 e^{-i2\pi f\tau}, \end{aligned} \quad (1.7)$$

dont le résultat est une fonction complexe. La phase de l'inter-spectre, $\theta_{12}(f)$, est une fonction linéaire en fréquence (Fig. 1.3) qui s'écrit,

$$\theta_{12}(f) = -\tau 2\pi f, \quad (1.8)$$

dont la pente n'est autre que le délai entre les deux signaux analysés.

Quant à l'auto-spectre, il est défini comme la transformée de Fourier de la fonction d'auto-corrélation. Dans le domaine fréquentiel, il est égal au spectre du signal, $S_i(f)$, multiplié par son conjugué complexe,

$$A_i(f) = S_i(f) \cdot S_i^*(f) = |S_i(f)|^2, \quad (1.9)$$

et est une fonction réelle.

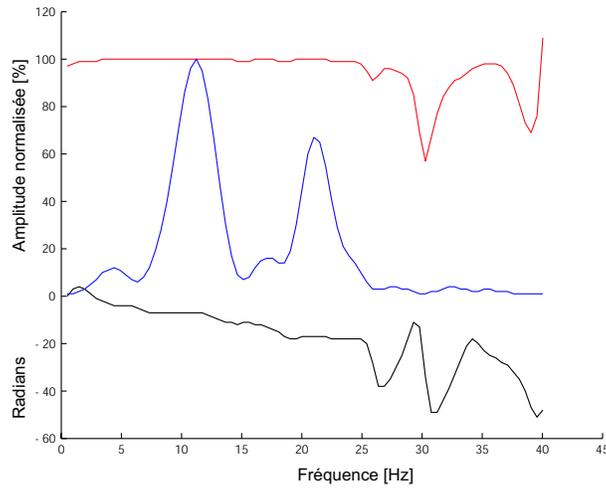


Fig. 1.3: Graphe qui représente, en fonction de la fréquence, l'inter-spectre normalisé (bleu) de deux sismogrammes ainsi que la fonction de cohérence (rouge) et la phase déroulée (noir) correspondantes.

Cohérence Ayant calculé l'inter-spectre et les auto-spectres, nous pouvons calculer la cohérence, $\gamma(f)$ (Fig. 1.3). Cette dernière est une mesure de similarité entre deux signaux. Plus précisément, elle mesure le degré de linéarité qui existe entre deux signaux en fonction de la fréquence [Herlufsen, 1984].

Soit S_1 et S_2 , deux signaux, la cohérence est calculée à partir du module de l'inter-spectre lissé, \bar{S}_{12} , et des auto-spectres lissés, \bar{A}_1 et \bar{A}_2 ,

$$\gamma(f) = \frac{|\bar{S}_{12}|^2}{\bar{A}_1 \cdot \bar{A}_2}. \quad (1.10)$$

Le lissage spectral, qui est une moyenne calculé sur les fréquences, est utilisé pour réduire le bruit dans l'inter-spectre. Cette opération n'est pas possible dans le domaine temporel, car les signaux sismologiques sont non stationnaires et non reproductibles [Frechet, 1985].

La valeur de la cohérence varie entre 0 et 1. Une cohérence égale à 0 implique des signaux décorrélés à la fréquence considérée et une valeur de 1 signifie que les signaux sont identiques

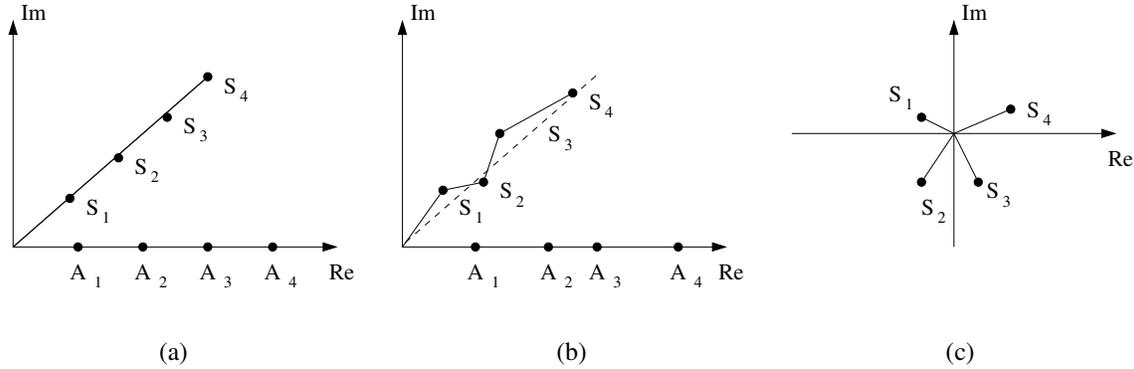


Fig. 1.4: Plans complexes qui illustre le calcul de l'inter-spectre à la fréquence f . Les indices se réfèrent aux points d'échantillonnage. (a) Si les signaux sont identiques à la fréquence f , la phase est la même pour les coefficients $S_i(f)$ et la cohérence est égale à 1. (b) Si les signaux sont similaires, alors la phase varie légèrement (présence de bruit indépendant) et la cohérence est < 1 . (c) Si les signaux sont décorrélés, la phase des coefficients est aléatoire, variant entre 0 et 2π et l'inter-spectre ainsi que la cohérence sont égales à 0 . D'après Herlufsen [1984].

(Fig. 1.4a). Plusieurs causes sont à l'origine d'une valeur de cohérence qui diffère de l'unité [Herlufsen, 1984]:

1. La présence de bruit indépendant. En effet, le calcul de l'inter-spectre est une addition de valeurs complexes, donc seules les amplitudes du signal cohérent s'additionnent, car la phase est constante (Fig. 1.4b), alors que la contribution du bruit indépendant s'annule, parce que sa phase est aléatoire (Fig. 1.4c). Par contre pour les auto-spectres, le signal et le bruit s'additionnent toujours, car il s'agit de valeurs réelles. Il est important de noter que si le bruit des deux signaux comparés est corrélé, il ne s'annulera pas et la cohérence ne diminuera pas, ce qui introduit un biais dans le calcul du délai.
2. Le type de fenêtrage affecte également la cohérence. Il est évident que si la fonction de fenêtrage est différente pour les signaux comparés, la cohérence sera affectée, car la distribution spectrale de l'énergie est différente. De même, si le rapport spectral entre les spectres des signaux diffère d'une fonction constante sur un échantillon en fréquence, la dispersion d'énergie spectrale, causée par la multiplication de la fenêtre avec le signal sera différente, car les spectres diffèrent.
3. Le décalage entre les signaux: plus il est grand, plus la cohérence sera petite.

Dépendance de la cohérence sur la distance inter-séismes La cohérence de deux sismogrammes dépend de la distance qui sépare les sources correspondantes. En effet, soit un sismogramme, $U(t)$, celui-ci est décrit analytiquement par une convolution de la fonction source, $S(t)$, avec la réponse terrestre, $E(t)$, et avec la réponse instrumentale, $I(t)$,

$$U(t) = S(t) * E(t) * I(t), \quad (1.11)$$

où $*$ représente l'opération de convolution. Si le sismomètre qui enregistre les deux signaux d'un doublet est le même, la réponse instrumentale est également identique pour les deux signaux et elle devient donc négligeable. La similarité entre les sismogrammes n'est donc atteinte que si les mécanismes aux foyer et les trajectoires sont semblables. En pratique cela

se vérifie quand les sources sont proches l'une de l'autre, ce qui est une condition nécessaire mais pas suffisante. Cette dépendance est d'autant plus forte que le milieu traversé par les rais est hétérogène.

La figure 1.5a montre la dépendance de la cohérence sur la distance qui sépare deux hypocentres. Ce graphe est construit à partir d'un multiplet² de 122 séismes, identifié parmi la sismicité du Rift de Corinthe. Nous remarquons que la cohérence se dégrade à mesure que la distance inter-séismes s'accroît.

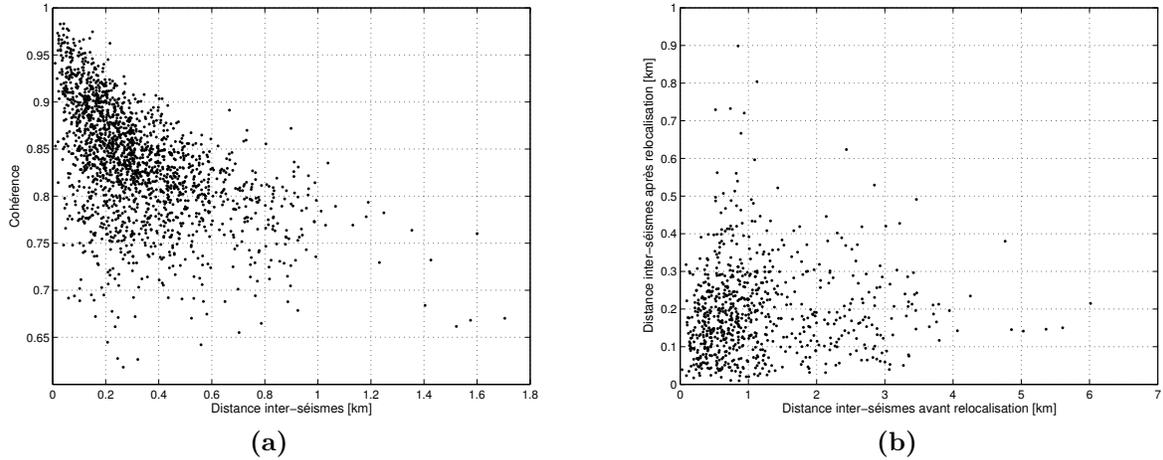


Fig. 1.5: (a) Cohérence moyenne de paires de séismes en fonction de la distance inter-séismes qui sépare deux sources relocalisées, dont la cohérence des sismogrammes d'au moins cinq stations est plus grande que 0.85. (b) Distance inter-séismes après la relocalisation, en fonction de la distance inter-séismes avant la relocalisation, des mêmes paires que celles présentées dans (a).

A l'œil nu, deux sismogrammes dont la cohérence est plus petite que 0.85 commencent à être dissemblables. En se référant au graphe de la figure 1.5a, une telle cohérence équivaut à une distance inter-séismes de 600 m ou plus. Par conséquent, seuls les séismes localisés réellement à moins de 600 m les uns des autres sont cohérents et relocalisables, ce qui impose une forte contrainte sur la taille des multiplets. Cette distance, équivalente à un seuil de cohérence, dépend très probablement de la région étudiée et de son hétérogénéité.

Le graphe de la figure 1.5b montre que la grande majorité des séismes sont localisés réellement à moins de 500 m l'un de l'autre, mais avant d'être relocalisés, la distance inter-séismes, pour certaines paires, atteint plus de 5 km. D'ailleurs pour les quatre paires dont la distance inter-séismes est la plus grande (> 5 km), celle-ci se révèle être plus petite que 250 m après la relocalisation. Cela démontre, d'une part, que l'erreur de localisation est en partie sous-estimée et qu'elle peut être pluri-kilométrique et, d'autre part, que la relocalisation est indispensable avant d'effectuer des études fines de la sismicité.

²Le multiplet 2; cf. annexe A, p. 204.

Déroutage de la phase

Avant de pouvoir mesurer le délai il faut dérouler la phase, car seule sa valeur principale est connue³. Cette opération ne pose pas de problème pour autant que le spectre de phase ne comporte pas de singularités autres que celles induites par le pliage. Considérant des signaux sismologiques, ceci n'est pas toujours le cas et des ambiguïtés surgissent (Fig. 1.6). Si un échantillonnage plus important peut être considéré comme une solution, il n'est pas toujours possible et de surcroît il ne garantit pas la détection des singularités.

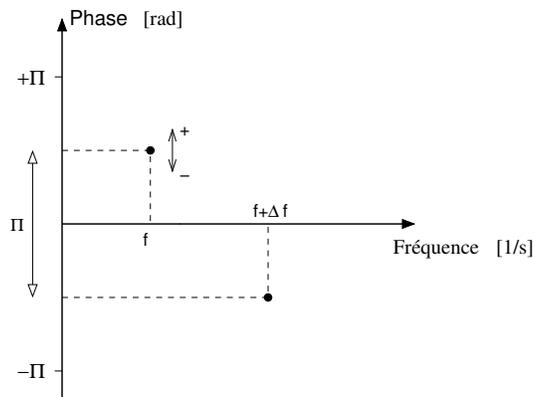


Fig. 1.6: Schéma qui illustre une situation d'ambiguïté quant à la valeur de l'intervalle de phase entre les échantillons en fréquence f et $f + \Delta f$. En effet, si entre deux échantillons en fréquence il y a une différence de π ou plus, il n'est pas possible de savoir ni si la phase augmente ou diminue, ni l'amplitude exacte de l'intervalle. D'après Tribolet [1977].

Le déroulage de la phase est un problème à part entière, c'est pourquoi nous nous contenterons d'expliquer brièvement la technique employée pour notre étude. La phase est déroulée en comparant la valeur, à une fréquence donnée, avec celle moyennée sur les trois échantillons en fréquence précédents. Si la différence absolue est plus grande que π nous additionnons ou soustrayons 2π , selon le signe de la différence.

Mesure du délai

Le spectre de phase étant déroulé (Fig. 1.3, p. 9), il est possible d'en mesurer la pente, qui correspond au délai entre les signaux. C'est par une régression linéaire pondérée que la pente est estimée. Le poids de chaque coefficient du spectre de phase, $w(f)$, est fonction de la cohérence, $\gamma(f)$, [Frechet, 1985; Got et al., 1994],

$$w(f) = \begin{cases} \sqrt{\frac{\gamma^2}{1-\gamma^2}} & \text{si } 0.85 \leq \gamma(f) < 1; \\ 0 & \text{si } \gamma(f) < 0.85. \end{cases}$$

Cela assure que le délai est mesuré aux fréquences pour lesquelles les signaux sont similaires.

³La valeur de la phase modulo 2π

Tests synthétiques Nous allons montrer par deux tests que le délai estimé est fiable et plus précis que le pas d'échantillonnage. Le premier test consiste à calculer le délai entre un sismogramme et son identique translaté de 1, 3 et 5 points d'échantillonnage. La figure 1.7 montre le signal original, un sismogramme enregistré par la composante verticale de la station AIO du séisme du 5.11.2001, 13h05m18s, et ses copies translattées. Le résultat de l'alignement par inter-corrélation est montré dans le tableau 1.1. Un point d'échantillonnage étant équivalent à 80 dixièmes de milisecondes, on constate que la mesure du délai de sismogrammes identiques est exacte et que la cohérence est égale à 1. Ce test montre que le déroulement de la phase ne pose pas de problème à la mesure du délai.

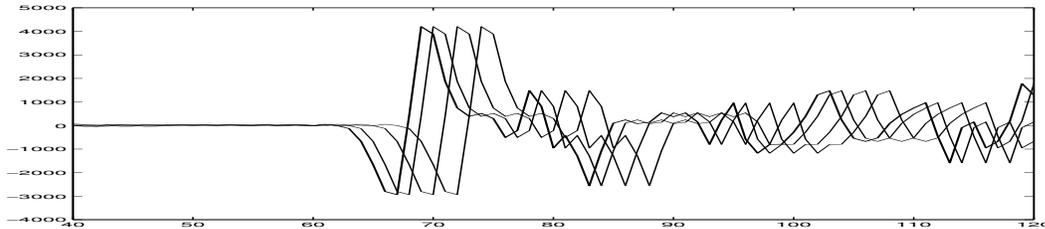


Fig. 1.7: Sismogramme du séisme du 5.11.2001, 13h05m18s, en gras et ses identiques décalés de 1, 3 et 5 points.

Tab. 1.1: Délais entre quatre sismogrammes identiques, mesurés par inter-corrélation. Les signaux 2, 3 et 4, sont translattés de 1, 3 et 5 points par rapport au premier. Les unités des délais sont: 10^{-4} sec.

Indices des séismes		Cohérence	Délai
1	2	1.00	80
1	3	1.00	240
1	4	1.00	400
2	3	1.00	160
2	4	1.00	320
3	4	1.00	160

Dans le deuxième test, nous avons testé l'algorithme sur des données bruitées (Fig. 1.8). Les résultats de l'alignement du signal original avec quatre versions bruitées de celui-ci, chacune translattées de 5 points, sont listés dans le tableau 1.2. Malgré le bruit, l'alignement est très satisfaisant, c'est-à-dire qu'il est plus précis que le pas d'échantillonnage pour toutes les paires. La majorité des délais ne s'écarte pas de plus de la moitié du pas d'échantillonnage par rapport aux valeurs exactes: 400 *ms* pour les paires composées avec le premier signal et 0 *ms* pour les autres. L'erreur sur le délai n'est que de quelques dixièmes de milisecondes pour les paires (1,2), (1,3), (2,3) et (3,4). L'alignement par inter-corrélation est donc fiable, même en présence de bruit modéré dans les signaux.

En ce qui concerne la cohérence, on remarque qu'elle est basse pour les paires⁴ constituées des signaux les plus bruités. De manière générale, plus les signaux sont bruités, plus la cohérence est basse. Cette dernière passe en dessous de 0.85 pour la paire (1,4) qui compare le signal original avec celui qui contient 20% de bruit. Avec plus de 10% de bruit dans

⁴(1,5), (2,4), (2,5), (3,4), (3,5), (4,5)

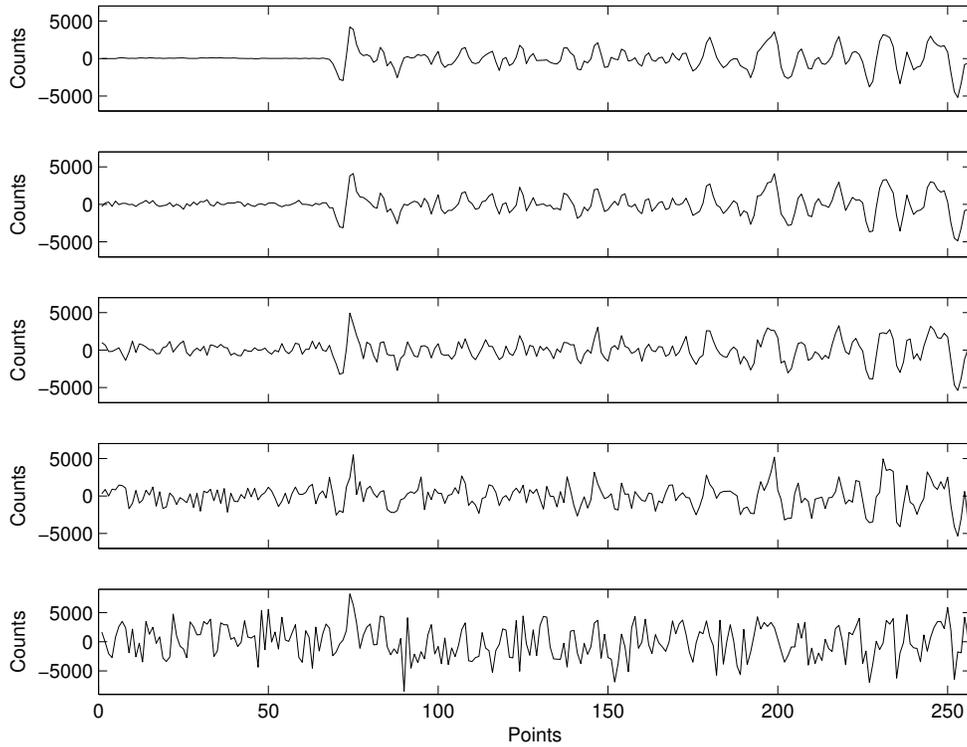


Fig. 1.8: Sismogramme du séisme du 5.11.2001, 13h05m18s. En haut est représenté le signal original et les suivants vers le bas sont des copies translattées de 5 points et bruitées avec un bruit gaussien d'erreur standard équivalent à respectivement, 5, 10, 20 et 50% de la valeur absolue de l'amplitude maximale du signal original.

Tab. 1.2: Délais entre cinq sismogrammes mesurés par inter-corrélation. Les signaux 2, 3, 4 et 5 sont translattés de 5 points par rapport au premier et ils contiennent respectivement 5, 10, 20 et 50% de bruit gaussien. Les unités des délais sont: 10^{-4} sec.

Indices des séismes		Cohérence	Délai mesuré	Translation
1	2	0.988	405	400
1	3	0.935	399	400
1	4	0.822	389	400
1	5	0.694	358	400
2	3	0.919	-4	0
2	4	0.800	-14	0
2	5	0.667	-53	0
3	4	0.774	-2	0
3	5	0.612	-45	0
4	5	0.641	-34	0

les signaux, la cohérence ne dépasse pas 0.85, ce qui concorde avec le résultat de Frechet [1985] qui estime⁵ la cohérence à 0.909 pour un rapport bruit-sur-signal de 0.1. Par conséquent, bien que le délai ait une précision environ égale à $1/8$ du pas d'échantillonnage, en fixant un seuil sur la cohérence à 0.85, les paires constituées de séismes dont les sismogrammes contiennent plus d'environ 20% de bruit chacun, sont écartées. Cela démontre que la cohérence est une mesure de référence pour déterminer la similarité des sismogrammes.

1.3.2 Limite du modèle de relocalisation

Le modèle de relocalisation relative est fondée sur l'approximation de rais sismiques parallèles (Fig. 1.2, *p.* 7). Cependant, ce modèle n'est valable que pour des hypocentres localisés près les uns des autres et l'approximation ne tient plus pour des distances inter-séismes importantes. Ainsi, nous avons considéré le cas d'un doublet dont les séismes sont relocalisés par rapport au barycentre et nous avons effectué un test qui quantifie le rapport de la distance inter-séismes sur la distance barycentre - station afin d'estimer la limite à partir de laquelle l'approximation de rais parallèles (équation 1.5, *p.* 6) n'est plus valable et induit un biais systématique non négligeable dans l'inversion des coordonnées hypocentrales.

Pour ce faire, nous avons construit un modèle synthétique qui est constitué de deux sources placées dans un demi espace homogène dont la vitesse des ondes P est fixée à 5.7 km/s (Fig. 1.9). Les hypocentres sont alignés sur l'axe des x , séparés horizontalement par une distance $2r$ fixée d'avance égale à 0.5 km et à une distance d de la station située en surface. Le résidu entre le vrai délai des rais directs et l'approximation du délai par le modèle (équation 1.5), est calculé à la station. Cette dernière est déplacée pour pouvoir mesurer la différence sur 360° en azimuth, donné par l'angle A , ainsi que sur 89° en angle d'incidence, I . Pour chaque combinaison d'angles, on fait varier le rapport des distances $R = 2r/d$ entre 0.025 et 1 et on en déduit d .

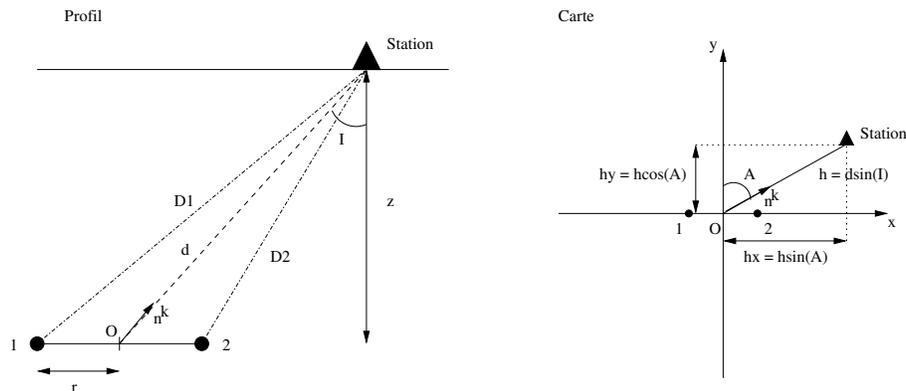
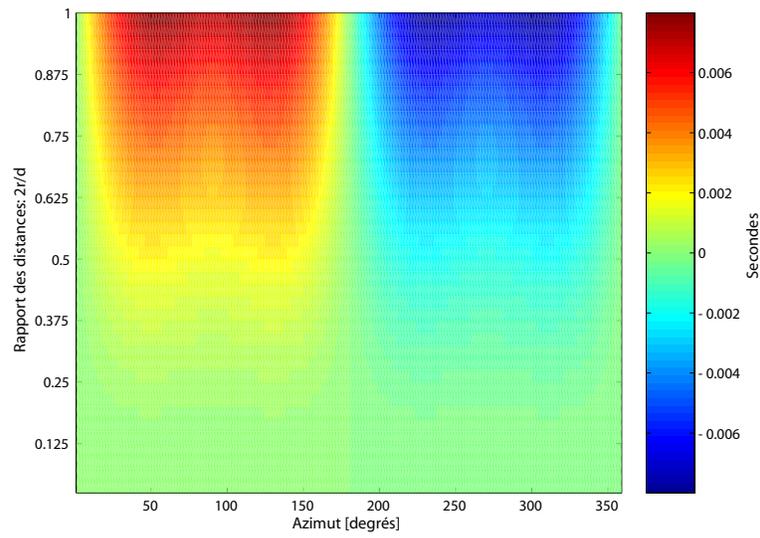


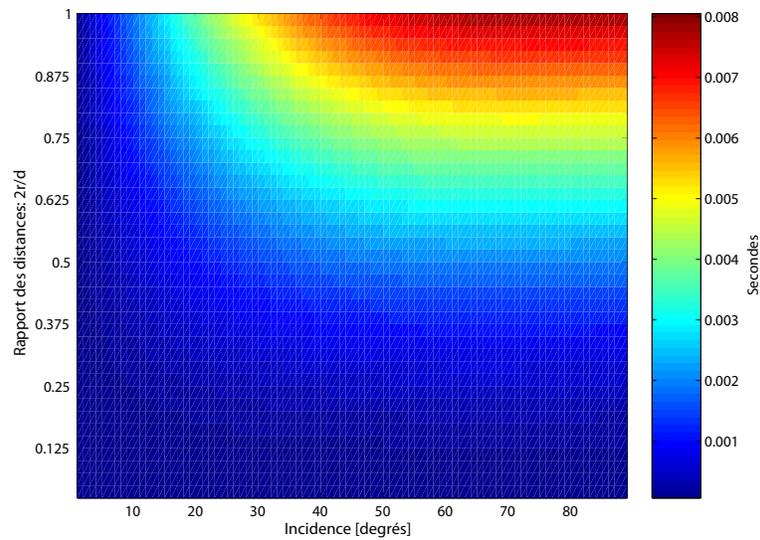
Fig. 1.9: Schéma qui présente le test mis en place pour étudier la dépendance du délai en fonction du rapport des distances: $2r/d$.

La figure 1.10 montre les résultats obtenus pour le résidu des délais en fonction du rapport des distances et respectivement, de l'azimut A (Fig. 1.10a) et de l'angle d'incidence I (Fig. 1.10b). Pour la construction du graphe 1.10a, l'angle d'incidence a été fixé à 50° . On remarque

⁵Frechet [1985] a établi une équation entre la cohérence et le rapport bruit-sur-signal: $\gamma = \frac{1}{(1+r)}$, où r est



(a)



(b)

Fig. 1.10: (a) Différence entre le délai réel des rais directs, mesuré géométriquement, et celui du modèle, mesuré par l'équation (1.5), en fonction de l'azimut et du rapport des distances. Les délais ont été calculés pour un angle d'incidence fixe de 50° . (b) Le même calcul, mais représenté en fonction de l'angle d'incidence avec l'azimut fixé à 40° .

que les résidus sont nuls quand l'azimut de la station est perpendiculaire à l'alignement des sources (0° , 180°). En revanche, la valeur absolue du résidu est maximale quand l'azimut de la station est de 50° ou 130° et minimale aux azimuts 230° et 320° . En ce qui concerne le graphe de la figure 1.10b, il a été calculé pour une station placée à un azimut de 40° . Sur cette dernière, on remarque que le résidu devient important pour des angles d'incidence qui tendent vers 90° . En effet, si la station se trouve sur le plan passant par l'origine et perpendiculaire à la droite qui relie les deux sources, alors le résidu est égal à zéro, sinon il diffère de zéro.

Les comportements expliqués ci-dessus ne sont qu'en partie généralisables, car les graphes du résidu varient selon la valeur fixée pour l'azimut ou pour l'angle d'incidence. En général, plus le rapport des distances est petit, plus le résidu entre la différence des temps de parcours exacts et celle calculée par le modèle de relocalisation est négligeable, toutefois cela reste relatif, car le résidu dépend sensiblement de la distance initiale entre les hypocentres. Les graphes de la figure 1.10 (p. 16) ont été calculé pour une distance inter-séismes de 1 km et nous constatons que si $d = 3 \text{ km}$ ($2r/d = 0.33$) le résidu sur les délais est au maximum de $\pm 0.001 \text{ s}$. Par conséquent, pour des sources distantes de moins d'un kilomètre, le modèle permet une bonne approximation du délai, en revanche plus les distances inter-séismes seront supérieur au kilomètre, plus l'erreur sur le calcul du délai sera importante.

1.4 Relocalisation absolue

Nous avons vu⁶ que le résultat d'une relocalisation relative est relatif et par conséquent, la localisation des multiplets conserve l'erreur de localisation absolue du point de référence. Cependant, grâce à la relocalisation absolue, cette erreur peut être réduite en améliorant la localisation relative des multiplets. Cette technique n'est toutefois pas aussi précise que la relocalisation relative, car aucune inter-corrélation de sismogrammes peut être effectuée et donc, les délais de temps de trajets calculés conserveront une erreur plus grande que ceux mesurés par analyse spectrale des sismogrammes. Cette méthode est souvent utilisée pour relocaliser les séismes majeurs en utilisant, comme référence, une ou plusieurs répliques immédiates; les plus proches et les mieux localisées [*e.g.* Jackson et al., 1982].

Comme pour la relocalisation relative, cette méthode consiste à mesurer le délai entre deux phases égales de deux séismes, à partir de sismogrammes de chaque station qui a enregistré les deux séismes. Or, il est à noter qu'il n'existe pas d'observation de formes d'onde semblables pour des séismes localisés loin l'un de l'autre par rapport à la distance qui les séparent de la station. Cette constatation a deux implications:

- l'inter-corrélation de sismogrammes ne peut pas être employée pour mesurer le délai,
- l'approximation de rais parallèles n'est plus valable.

La conséquence de la première est qu'il faut se contenter de mesurer la différence entre les temps d'arrivée absolus des ondes, sans pouvoir éliminer complètement l'erreur dans le pointage des phases. C'est pourquoi il est important de s'assurer de la justesse des pointés. Par ailleurs, l'inadéquation de l'inter-corrélation n'a aucune influence sur le fait que les erreurs dans le modèle de vitesse sont négligeables, car cela découle du calcul de la différence des pointés et dépend de l'hétérogénéité du milieu traversé par les ondes.

égal au rapport bruit-sur-signal, identique pour les deux signaux.

⁶*cf.* 1.2, p. 6.

La seconde implication exige une redéfinition du modèle de relocalisation. En effet, si les rais ne sont plus parallèles (Fig. 1.11), l'équation 1.5⁷ ne s'applique plus et le calcul de la différence des temps de trajet doit être modifié. Dans ce cas, Waldhauser and Ellsworth [2000] proposent de prendre la différence entre les produits scalaires des vecteurs unitaires et des vecteurs relocalisation, \mathbf{r}_i^k , ce qui revient à considérer l'angle d'émergence et la vitesse d'onde individuellement pour chaque séisme de la paire. Le délai s'écrit alors,

$$\Delta T_{ij}^k = \frac{\mathbf{n}_j^k \cdot \mathbf{r}_j}{V_j} - \frac{\mathbf{n}_i^k \cdot \mathbf{r}_i}{V_i}, \quad (1.12)$$

dans lequel $\mathbf{r}_i = (dx_i, dy_i, dz_i)$ est un vecteur qui décrit la variation nécessaire des coordonnées hypocentrales du séisme, i , pour que le modèle s'ajuste au mieux aux données.

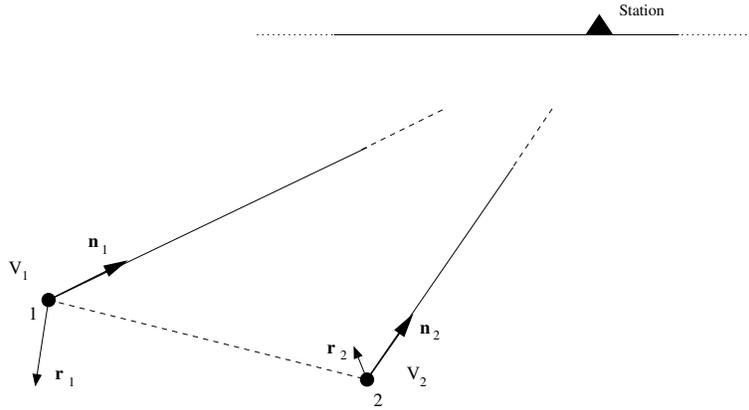


Fig. 1.11: Schéma qui illustre la relocalisation absolue.

1.5 Algorithmes de relocalisation

Après avoir présenté les hypothèses fondamentales nécessaires à une relocalisation, ainsi que les modèles principaux de relocalisation relative et absolue, nous abordons la mise en œuvre des méthodes de relocalisation. Cette dernière peut être effectuée soit en utilisant les délais calculés par rapport à un seul séisme de référence, le maître, soit en employant les délais calculés à partir des combinaisons de paires de séismes. Si la relocalisation est effectuée avec un seul séisme de référence, la méthode s'appelle "Maître-Esclave" en revanche, si toutes les combinaisons de paire de séismes sont utilisés et relocalisées par rapport au barycentre du multiplet, nous nommons la méthode: "Maître-Esclave Généralisée". En pratique, la relocalisation est effectuée par un algorithme d'inversion qui inverse les délais mesurés afin d'obtenir les nouvelles coordonnées hypocentrales des séismes. C'est pourquoi nous commençons par la présentation de l'inversion des délais avant de discuter les particularités des algorithmes pour chacune des méthodes suivantes:

- Maître-Esclave,
- Maître-Esclave Généralisée,
- Relocalisation absolue: HypoDD.

⁷ cf. p. 6

1.5.1 Problème inverse

Considérant un doublet (i, j) , la différence entre les temps d'arrivée de phases égales, à la station k , est définie par l'équation (1.4)⁸,

$$\Delta ta^k = \Delta to + \Delta t^k. \quad (1.13)$$

Nous avons vu⁹ que si les conditions de ressemblance des sismogrammes et de proximité des sources sont réunies, la différence de temps de trajet peut être modélisée¹⁰. Ainsi nous récrivons (1.13),

$$\Delta ta^k = \Delta to - \frac{\mathbf{n}^k \cdot \mathbf{r}_{ij}}{V} = \Delta to - \frac{1}{V}(n_x^k r_x + n_y^k r_y + n_z^k r_z), \quad (1.14)$$

où n_x^k, n_y^k et n_z^k sont les composantes du vecteur unitaire, définies dans un système de coordonnées (x, y, z) , positif vers l'est, vers le nord et vers le bas. Ces composantes s'écrivent,

$$\mathbf{n}^k = (\sin \psi_k \sin \phi_k, \cos \psi_k \sin \phi_k, \cos \phi_k)^T, \quad (1.15)$$

où ψ_k est l'azimut du rai vers la station k et ϕ_k est l'angle d'émergence du rai.

En réorganisant l'équation (1.14), nous pouvons formuler le problème direct,

$$-\frac{1}{V}(n_x^k r_x + n_y^k r_y + n_z^k r_z) + \Delta to = \Delta ta^k, \quad (1.16)$$

qui est une équation linéaire à quatre inconnues, à savoir les quatre paramètres du modèle: $r_x, r_y, r_z, \Delta to$, c'est-à-dire les composantes de la distance inter-séismes et la différence des temps origine. Pour le résoudre, il faut donc quatre observations, ce qui génère un système d'équations, exprimé sous forme matricielle par

$$\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d}, \quad (1.17)$$

où \mathbf{G} est une matrice qui contient les vecteurs lenteur, $\mathbf{s}^k = \mathbf{n}^k/V$, et qui relie le vecteur des paramètres du modèle, $\mathbf{m} = (r_x, r_y, r_z, \Delta to)^T$, au vecteur de données, \mathbf{d} , qui contient les délais mesurés par inter-corrélation des sismogrammes. Les inconnues du problème sont les paramètres du modèle, donc en réorganisant l'équation (1.17) pour exprimer \mathbf{m} , on obtient l'équation du problème inverse,

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d}, \quad (1.18)$$

où \mathbf{G}^{-1} est l'inverse de \mathbf{G} .

Cette formulation du problème suppose qu'il n'y a pas d'erreur, ni dans le modèle, ni dans les données. Les quatre équations suffisent alors pour trouver la solution exacte. Or, comme les mesures des délais contiennent effectivement du bruit et que le modèle ne reproduit pas exactement la réalité, il est préférable de recueillir un nombre plus important d'observations par rapport au nombre d'inconnues. Cela génère un système d'équations surdéterminé et par

⁸Les indices des séismes, i et j , sont omis pour rendre la lecture plus claire et sont sous-entendus dans la notation Δ : $\Delta t = \Delta t_{ij} = t_j - t_i$.

⁹cf. section 1.2, p. 6.

¹⁰équation 1.5, p. 6.

conséquent, \mathbf{G} n'est plus carré et l'équation 1.18 n'est plus utilisable [Lay and Wallace, 1995]. Dans ce cas, l'inversion consiste à trouver le modèle qui s'accorde le mieux aux données, ce qui est effectué en minimisant, selon le critère des moindres carrés, le résidu sur la différence des temps de trajets [Poupinet et al., 1984; Frechet, 1985; Got et al., 1994]. Ce dernier est défini par,

$$R_{ij}^k = (t_j^k - t_i^k)^{obs} - (T_j^k - T_i^k)^{cal} = \Delta t^k - \Delta T^k, \quad (1.19)$$

et il est dénommé la double-différence par Waldhauser and Ellsworth [2000].

Pendant, nous mesurons le délai des temps d'arrivée par rapport à un temps d'arrivée théorique¹¹ [Got and Coutant, 1997]. Ce dernier, Ta^k , s'écrit,

$$Ta^k = to_i - T_m^k, \quad (1.20)$$

où to_i est le temps origine du séisme i et T_m^k est le temps de trajet du centre de masse à la station, k . Par conséquent, en utilisant (1.20), le délai mesuré s'écrit,

$$\Delta ta^k - \Delta Ta^k = \Delta ta^k - \Delta to. \quad (1.21)$$

De cette équation nous constatons que, si les temps origine des séismes étaient sans erreur le délai des temps d'arrivée, mesuré par inter-corrélation, serait exactement égal au délai des temps de trajet. Comme cela n'est pas le cas, il faut tenir compte de l'erreur sur les temps origine. Le délai mesuré s'écrit alors [Got and Coutant, 1997],

$$\begin{aligned} \Delta ta^k - \Delta Ta^k &= \Delta ta^k - \Delta to + dto; \\ \Delta tc^k &= \Delta t^k + dto, \end{aligned} \quad (1.22)$$

où Δtc^k est le délai des temps d'arrivée mesuré par inter-corrélation et dto est l'erreur sur les temps origine des séismes. Ainsi, l'équation du résidu des temps de trajet (1.19) s'écrit,

$$\begin{aligned} R_{ij}^k = \Delta t^k - \Delta T^k &= \Delta tc^k - dto - \Delta T^k, \\ &= \Delta tc^k - s_x^k r_x - s_y^k r_y - s_z^k r_z - dto. \end{aligned} \quad (1.23)$$

Selon le critère des moindres carrés, la somme, sur les stations, de la dérivée du résidu au carré est définie égale à zéro. Les dérivées partielles du résidu en fonction des paramètres $\mathbf{m} = (r_x, r_y, r_z, dto)$, étant égales à,

$$\frac{\delta R_{ij}^k}{\delta \mathbf{m}} = (-s_x^k, -s_y^k, -s_z^k, -1)^T, \quad (1.24)$$

on obtient, pour une paire de séismes, le système d'équation décrit par,

$$\begin{aligned} \mathbf{E} &= 2 \sum_k \left(\Delta tc^k - s_x^k r_x - s_y^k r_y - s_z^k r_z - dto \right) \cdot \left(-s_x^k - s_y^k - s_z^k - 1 \right)^T, \\ &= 0. \end{aligned} \quad (1.25)$$

¹¹Nous suivons ici la méthode Maître-Esclave Généralisée, car c'est celle que nous avons utilisée. Dans le cas de la méthode Maître-Esclave, c'est généralement le simple délai des temps d'arrivée qui est mesuré.

Sous forme matricielle, l'équation (1.25) s'écrit à l'aide des équations normales [*e.g.* Lay and Wallace, 1995],

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (1.26)$$

où

$$\mathbf{G}^T = -(s_x, s_y, s_z, 1);$$

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} = \begin{bmatrix} s_x^2 & s_x s_y & s_x s_z & s_x \\ s_y s_x & s_y^2 & s_y s_z & s_y \\ s_z s_x & s_z s_y & s_z^2 & s_z \\ s_x & s_y & s_z & 1 \end{bmatrix}$$

Afin d'éliminer les délais les plus aberrants, des poids sur les délais mesurés sont introduits. L'inversion se résout alors avec les équations normales pondérées [*e.g.* Got et al., 1994; Waldhauser and Ellsworth, 2000; Tarantola, 1980] et la solution \mathbf{m} s'écrit,

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{d} \quad (1.27)$$

où \mathbf{W} est une matrice diagonale qui contient le poids pour chaque délai mesuré, élément de \mathbf{d} .

1.5.2 Méthode Maître-Esclave

Cette méthode est la première à avoir été développée et de laquelle les méthodes plus évoluées découlent. Elle consiste à mesurer le délai entre l'arrivée des phases d'un séisme appelé le maître et celle des autres séismes du multiplet, les esclaves. Ces derniers sont ensuite relocalisés par rapport au maître.

Le choix du maître doit être fait avec soin: il doit être assez grand pour être enregistré sur un maximum de stations avec un rapport signal-sur-bruit élevé et ses sismogrammes doivent être semblables à un maximum de sismogrammes des autres séismes. Ces conditions impliquent que le maître est souvent un séisme situé au centre du multiplet et de magnitude plutôt élevée. Cependant, cette dernière ne doit pas être trop grande comparée à celle des esclaves, car la corrélation se détériore proportionnellement à la différence de magnitude [Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992].

Les esclaves sont relocalisés avec au maximum $(N - 1)$ délais par station et par phase pointée, où N est le nombre de séismes dans le multiplet. Chaque esclave doit pouvoir être corrélé au maître sur au moins 4 stations afin d'être relocalisé, car il y a 4 inconnues. Le système d'équation est donc composé au maximum de $(N - 1) \times N_s \times N_p$ équations, où N_s est le nombre de stations et N_p le nombre de phases pointées, et il contient $4(N - 1)$ inconnues.

La relocalisation est sensible au nombre de stations à disposition puisque cela détermine le nombre d'équations pour chaque paire maître-esclave. En outre, comme pour la localisation, plus la couverture azimutale du réseau est complète, plus la précision de la solution est meilleure, car les contraintes sont plus élevées. L'utilisation de délais de phases supplémentaires (*S, Pg, PmP...*) est souhaitable, car cela accroît le nombre d'observations et ainsi permet de mieux contraindre la solution.

Dans ce schéma de relocalisation (Fig. 1.2, p. 7), le vecteur unitaire est toujours constant parce qu’il est défini par le rai qui relie le maître à la station. En effet, celui-ci ne change pas pendant l’inversion, par conséquent les angles d’azimut et d’émergence du rai vers les stations, sont constants. Sous cette condition, contrairement à la localisation, il n’y a pas besoin d’itérer le calcul pour trouver la solution, elle est immédiate. En d’autres termes, la dérivée du résidu¹² est constante pour chaque station.

Cette technique requiert des multiplets dont les formes d’onde se ressemblent beaucoup entre elles, puisque les séismes doivent être similaires à un seul, le maître. Par conséquent les multiplets sont, généralement, plutôt de petite taille. Evidemment, la taille du multiplet dépend également de la sismicité étudiée, plus particulièrement du laps de temps couvert par le catalogue sismique et du volume de la région étudiée.

1.5.3 Méthode Maître-Esclave Généralisée

La généralisation de la méthode Maître-Esclave est obtenue en considérant chaque séisme du multiplet une fois comme maître et $(N - 1)$ fois comme esclave [Got et al., 1994; Got and Coutant, 1997]. Dans ce cas et contrairement à la technique Maître-Esclave, les séismes du multiplet sont relocalisés par rapport au barycentre du multiplet [Got et al., 1994]. En effet, les délais des temps d’arrivée sont mesurés par rapport à un temps d’arrivée théorique¹³ qui correspond à celui du trajet d’onde entre le barycentre du multiplet et la station (Fig 1.12). De par ce fait, cette technique est plus précise que la précédente, car toutes les paires de séismes sont considérées, ce qui augmente les contraintes sur la solution. Par ailleurs, il est possible de relocaliser un plus grand nombre d’évènements, puisque ceux-ci ne doivent plus ressembler à un même séisme, mais peuvent être semblables à n’importe quel autre séisme du multiplet, pourvu qu’il ait assez d’observations pour chaque doublet.

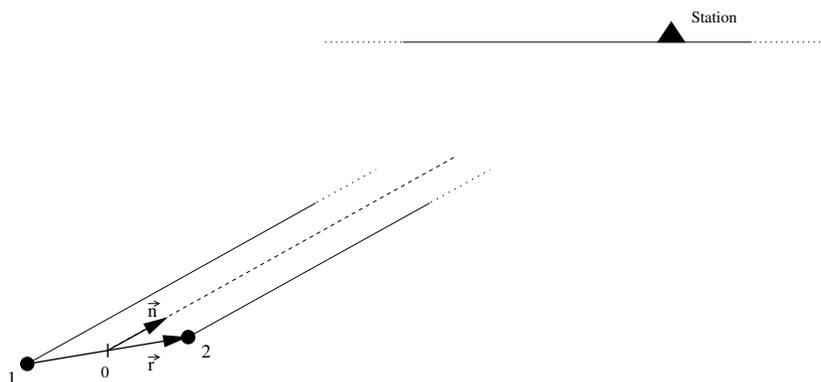


Fig. 1.12: Schéma qui représente la relocalisation, en référence à la méthode “Maître-Esclave Généralisée”.

La relocalisation se fait par inversion de $N(N - 1)/2$ délais au maximum, pour chaque station et pour chaque phase utilisée et comporte le calcul de $4(N - 1)$ inconnues. Pour qu’un séisme soit relocalisé avec cette technique, il faut que ses sismogrammes soient cohérents avec ceux d’au moins un autre évènement, sur un minimum de quatre stations. Idéalement,

¹²cf. équation 1.24, p. 20.

¹³cf. équation 1.21, p. 20.

pour les multiplets de grande taille, il faudrait relocaliser les membres les plus cohérents, puis relocaliser le restant des séismes qui appartiennent au multiplet par rapport à ceux déjà relocalisés et avec lesquels la cohérence des formes d’onde est la plus forte [Got et al., 1994].

Comme pour le schéma de relocalisation de la méthode Maître-Esclave, le vecteur unitaire est constant, car il est défini par le rai qui relie le centre de masse du multiplet à la station, pour toutes les paires de séismes du multiplet. Bien qu’une seule itération suffise pour relocaliser le multiplet, l’algorithme [Got et al., 1994; Got and Coutant, 1997] effectue plusieurs itérations afin d’éliminer les délais dont le résidu est le plus élevé, ce qui permet d’accroître la précision de la relocalisation. Cela est mis en œuvre en attribuant un poids, fonction du résidu [*e.g.* Frechet, 1985; Got et al., 1994], qui élimine les délais dont le résidu est plus grand que quatre fois le résidu médian. La fin des itérations est déterminé par un seuil sur le *RMS* qui est défini par,

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N w_n^2 (dt_n^{cal} - dt_n^{obs})^2}{\sum_{n=1}^N w_n^2}} \quad (1.28)$$

où dt_n^{cal} est le délai calculé pour chaque rai n ; dt_n^{obs} , le délai observé pour chaque rai; w_n , le poids fonction de la cohérence et N , le nombre de rais total.

- Cette technique présente de multiples avantages par rapport à la méthode Maître-Esclave:
- la possibilité de considérer un nombre plus élevé de séismes dans un multiplet,
 - l’utilisation d’un nombre plus important de délais,
 - relocalisation par rapport au barycentre du multiplet,
 - l’élimination des délais aberrants.

C’est pourquoi nous avons privilégié cette méthode dans notre étude de la sismicité du Rift de Corinthe.

1.5.4 Méthode HypoDD

HypoDD est le nom du programme de relocalisation conçu par Waldhauser and Ellsworth [2000]. L’algorithme est construit en deux parties: la première est une recherche de multiplets et la deuxième est leur relocalisation. La recherche des multiplets est fondée sur un seuil du nombre de stations communes qui ont enregistré les mêmes phases pour une paire de séismes, combiné avec un argument de proximité des sources qui favorise les séismes les plus proches. En outre, les séismes dont le délai aux stations est plus grand qu’un délai maximum sont écartés. Ce délai est égal au temps de parcours d’une onde P ou S entre les deux sources, en considérant leur localisation initiale et une vitesse d’onde de respectivement 4 et 2.3 km/s. Le résultat est une chaîne de séismes qui sont connectés entre eux plus ou moins “fortement” selon le nombre de stations communes qui ont enregistré les mêmes phases.

La relocalisation est relative et/ou absolue suivant les délais utilisés¹⁴. Les séismes qui appartiennent à un multiplet sont localisés avec les deux types de délais, alors que les autres ne sont relocalisés qu’avec les délais absolus.

Le schéma de relocalisation est semblable à celui de la méthode précédente (§1.5.3), c’est-à-dire que toutes les double-différences¹⁵ sont mesurées pour toutes les combinaisons de séismes

¹⁴cf. section 1.2, p. 6.

¹⁵cf. section 1.5.1, p. 20.

qui remplissent les conditions susmentionnées. Le système d'équation est composé d'au maximum $[N(N-1) \times N_s \times N_p]/2$ équations, où N_s et N_p sont respectivement le nombre de stations et le nombre de phases utilisées. Dans ce schéma, les séismes ne sont relocalisés ni par rapport à un barycentre, ni par rapport à un séisme maître, mais contrairement aux autres, les vecteurs lenteur et l'erreur sur le temps origine de chacun des séismes sont pris en compte individuellement. Le déplacement du barycentre du multiplet est minimisé pour qu'il reste stable, c'est-à-dire le plus proche de zéro que possible. Le résidu des temps de trajet [Waldhauser and Ellsworth, 2000] s'écrit,

$$R_{ij}^k = \mathbf{s}_i^k \cdot \mathbf{r}_i + dT o_i - \mathbf{s}_j^k \cdot \mathbf{r}_j - dT o_j. \quad (1.29)$$

Le nombre d'inconnues par équation est de 8, à savoir les coordonnées hypocentrales ainsi que la correction du temps origine des deux séismes d'un doublet. Au total, cela correspond à $4N$ inconnues. Contrairement aux deux méthodes présentées auparavant, l'inversion est dans ce cas formulée itérativement, c'est-à-dire que le minimum du résidu est recherché en remplaçant pour chaque nouvelle itération, les localisations, les résidus et les dérivées partielles du délai de l'itération précédente. L'itération s'arrête dès que le *RMS* atteint sa valeur minimale.

La pondération des délais est d'abord effectuée avec des poids qui dépendent de la qualité des délais¹⁶ puis, ils sont fonction du résidu et de la distance inter-séismes. Le poids, fonction du résidu, est le même que celui employé dans la méthode Maître-Esclave Généralisée et il permet d'éliminer les délais aberrants. L'autre poids, fonction de la distance inter-séismes, permet de considérer le fait que les délais mesurés par inter-corrélation ne sont valables que pour des séismes proches les uns des autres, alors que les délais absolus sont plus fiables pour les séismes distants les uns des autres. Le système mis en œuvre, permet au fur et à mesure des itérations, de varier le poids des différents délais individuellement, selon leur type et la distance inter-séismes considérée.

Bien que l'incertitude soit plus élevée après une relocalisation absolue qu'après une relocalisation relative, la méthode permet tout de même d'améliorer la localisation des séismes. C'est pourquoi nous avons employé cet algorithme pour relocaliser les séismes de référence des multiplets, ainsi améliorant la localisation des multiplets entre eux.

1.6 Procédures générales de relocalisation

Il y a trois étapes communes aux méthodes de relocalisation relative et elles sont représentées sur la figure 1.13. Premièrement, une extraction des multiplets de la sismicité étudiée est effectuée à l'aide d'une classification par similarité des formes d'onde. Puis, les délais des temps de trajet de paires de séismes qui appartiennent au même multiplet sont mesurés par inter-corrélation et ensuite ils sont inversés pour estimer les distances inter-séismes, ce qui constitue le résultat de la relocalisation relative.

Dans le cas de la relocalisation absolue, on procède de façon similaire. On recherche les séismes dont les phases d'arrivée ont été enregistrées par un nombre de stations communes suffisamment important pour contraindre la solution et qui ne sont pas séparés d'une distance

¹⁶Dans le cas de délais mesurés par inter-corrélation, les poids sont proportionnels à la cohérence au carré [Frechet, 1985] et dans le cas de délais absolus, les poids sont fonction de la qualité du pointé de phase [Waldhauser and Ellsworth, 2000].

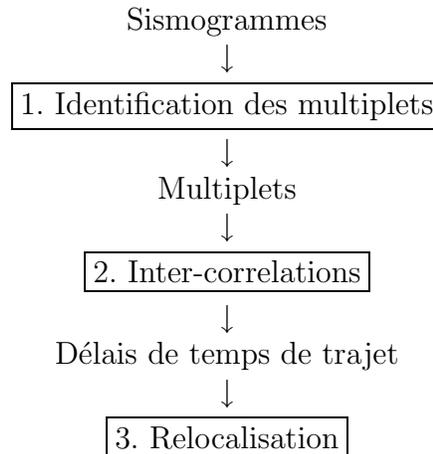


Fig. 1.13: *Procédure de relocalisation.* Le texte encadré représente les calculs et le texte non encadré représente les données.

plus grande qu'un seuil fixé. Puis on calcule les délais des temps de trajets absolus entre toutes les paires et on les inverse.

1.7 Conclusion

Nous avons présenté les fondements de la relocalisation relative et absolue, en mettant l'accent sur la relocalisation relative effectuée dans le domaine fréquentiel. Cette présentation a permis de constater que l'utilisation de l'inter-corrélation exige un certain degré de similarité entre les séismes et restreint la relocalisation aux séismes dont la distance inter-séismes est plus petite que 600 *m*. En effet, nous avons montré qu'autant l'analyse spectrale¹⁷ des séismes que le modèle de relocalisation¹⁸ exigent une distance inter-séismes maximale de 600 *m*. Pour la première, cela est nécessaire afin d'obtenir des sismogrammes dont la cohérence est plus grande que 0.85 et pour le deuxième c'est nécessaire pour que le modèle de relocalisation reste valable. Par ailleurs, nous avons vu qu'en utilisant l'analyse spectrale, le délai entre deux sismogrammes est calculé avec une précision plus petite que le pas d'échantillonnage. C'est cette grande précision qui permet d'obtenir des résultats de haute résolution.

Puis, nous avons présenté les algorithmes de relocalisation et le calcul d'inversion, en prêtant une attention particulière à la méthode Maître-Esclave Généralisée. Cela a montré que l'exigence sur la distance inter-séismes peut être contournée en adoptant un schéma de relocalisation particulier, c'est-à-dire la considération des doubles différences de toutes les combinaisons de paires de séismes¹⁹.

Enfin, d'un point de vue plus pratique, la relocalisation a été synthétisée sous forme de procédure générale. Cette procédure a été suivie pour l'étude de la sismicité du Rift de Corinthe

¹⁷ cf. section 1.3.1, p. 8.

¹⁸ cf. section 1.3.2, p. 15.

¹⁹ cf. section 1.5.3, p. 22.

que nous présentons dans cette thèse. En effet, après avoir identifié les multiplets de la sismicité du rift, nous avons relocalisé relativement les séismes, puis la localisation des multiplets a été améliorée par une relocalisation absolue. Les méthodes employées pour relocaliser sont celles que nous appelons Maître-Esclave Généralisée, qui a été choisie pour les raisons mentionnées dans la section 1.5.3, et HypoDD, qui a été utilisé pour la relocalisation absolue des multiplets.

Chapitre 2

Le Rift de Corinthe

Dans ce chapitre nous souhaitons présenter la région géographique de provenance des données, le Rift de Corinthe (Fig. 2.1). Ce dernier est situé dans une région tectonique complexe et pour en comprendre les mécanismes de déformation, il faut considérer la tectonique et la géodynamique au niveau régional. Nous allons donc commencer par décrire la tectonique de la Méditerranée de l'est avant de considérer plus en détail celle du Rift de Corinthe. Puis, après avoir introduit la sismicité et discuté de ses implications sismotectoniques, nous présenterons les divers modèles du rift, ce qui nous permettra d'introduire la problématique relative à la mécanique de la déformation, ce qui comprends, entre autres, les questions relatives aux failles actives et à leur géométrie. Cela nous conduira à formuler les questions auxquelles nous nous proposons d'apporter des éléments de réponse à travers notre étude de la microsismicité du Rift de Corinthe.

2.1 Contexte géodynamique de la Méditerranée orientale

2.1.1 Introduction

La tectonique dans la Méditerranée de l'est est contrôlée par l'interaction de trois plaques principales: l'Eurasie, l'Afrique et l'Arabie (Fig. 2.1). Le processus majeur est la convergence des plaques Afrique et Arabie vers celle d'Eurasie [e.g. Dercourt et al., 1986]. Cette convergence commence, à la fin du Crétacé, par la collision continentale entre l'Apulie¹ et l'Eurasie [e.g. Jolivet and Faccenna, 2000] dont le régime compressif a un axe variable de NO-SE à NE-SO et est à l'origine de l'orogénèse alpine au Néogène, en Europe. A la même époque, à l'est de l'Apulie, la convergence se traduit par la subduction de l'ancien océan Téthys qui va durer jusqu'à l'Eocène [Dercourt et al., 1986]. La subduction se transforme en collision continentale à l'Oligocène, quand l'Arabie entre en collision avec l'Eurasie. Ainsi vont se former les chaînes du Bitlis et du Zagros au sud-est de la Turquie et en Iran, et celle du Caucase, plus au nord, entre la Mer Noire et la Mer Caspienne. Suite au régime compressif du Paléogène, Jolivet and Faccenna [2000] ont montré qu'au début du Miocène, il y a eu un changement rapide et général vers un régime extensif dans toute la Méditerranée. Ce changement de régime a créé 5 bassins arrière-arc majeurs: la Mer d'Alboran, le bassin Liguro-Provençal, la Mer Tyrrhénienne, le

¹Péninsule italienne et Mer Adriatique

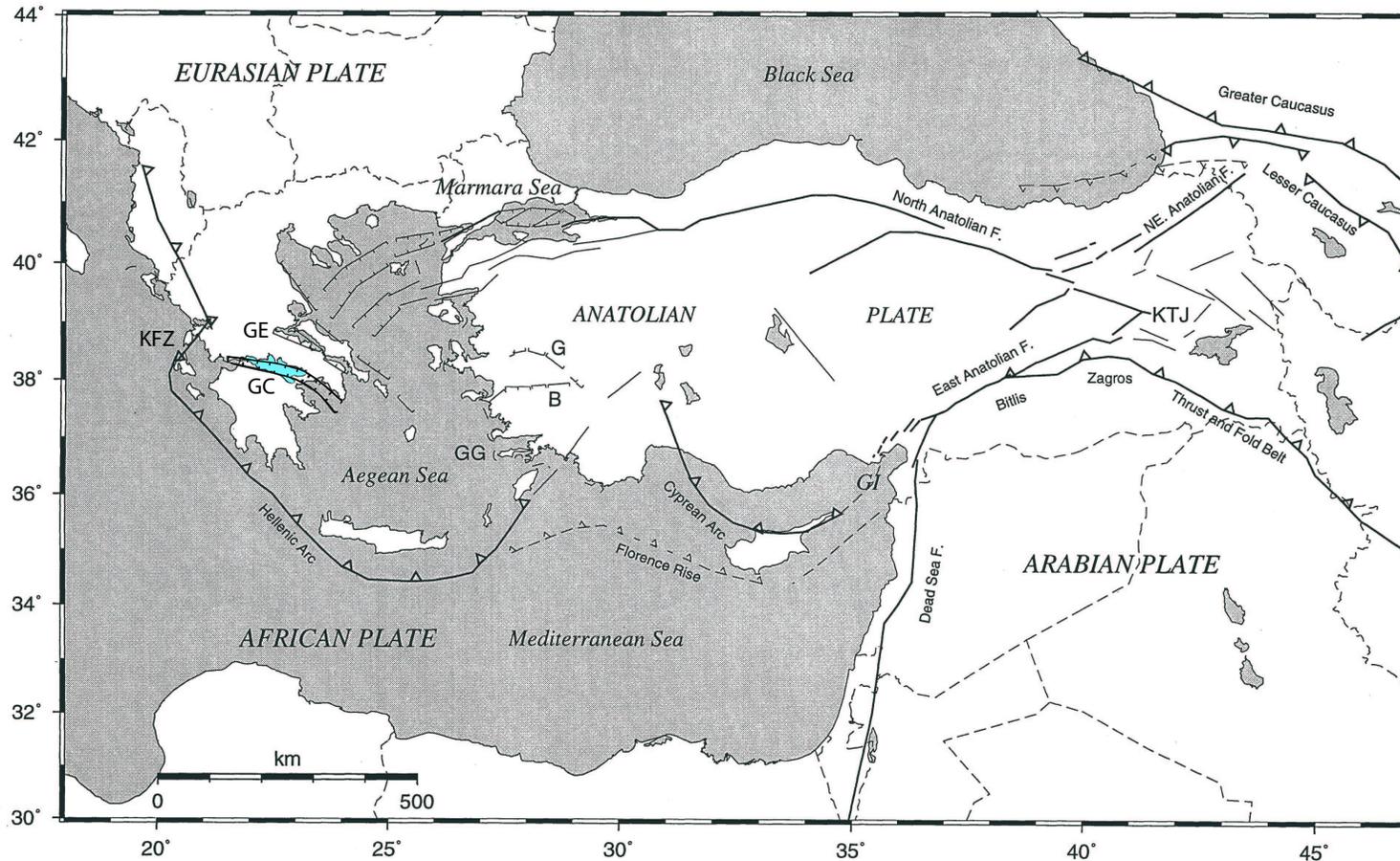


Fig. 2.1: Carte tectonique simplifiée de la Méditerranée de l'est. Les lignes solides représentent les failles décrochantes, celles avec des tirets désignent les failles normales et celles avec des triangles représentent les chevauchements. G, Gediz Graben; B, Buyuk Menderes Graben; KTJ, point triple de Karliova; GG, Golfe de Gokova; KFZ, Faille de Céphalonie; GI, Golfe d'Iskenderun; GC, Golfe de Corinthe, surface bleu clair; GS, Golfe de Suez.

bassin Pannonien et la Mer Egée. Comme l'ancien océan, qui sépare l'Afrique de l'Eurasie, ne s'est pas complètement fermé, il reste encore des zones de subduction actives où la croûte océanique subducte sous la plaque eurasiennne, notamment dans l'arc calabrais et hellénique et vraisemblablement dans la partie occidentale de l'arc chypriote [Reuther et al., 1993; McClusky et al., 2000]. Le dernier événement important de la tectonique de la Méditerranée de l'est est la formation et la propagation de la Faille Nord Anatolienne vers l'ouest. Cette dernière a atteint la Mer de Marmara au Pliocène [e.g. Le Pichon et al., 1995; Armijo et al., 1999].

2.1.2 Tectonique

L'intense activité sismique de la région marque, par sa distribution, la tectonique active et souligne, par la diversité des mécanismes au foyer, la complexité des processus tectoniques qui s'y déroulent. La carte de la figure 2.2 montre la distribution et les mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 5.0 [Kahle et al., 2000]. Cette sismicité délimite bien les zones de convergence, notamment l'arc hellénique [Baker et al., 1997] et chypriote, le Caucase, le Bitlis et le Zagros [McKenzie, 1972; Jackson and McKenzie, 1988]. On remarque également des zones d'extension, surtout au nord du Péloponnèse, dans les golfes de Corinthe [e.g. Jackson et al., 1982; Rigo et al., 1996; Bernard et al., 1997; Hatzfeld et al., 2000] et d'Evvia [Hatzfeld et al., 1999] et en Turquie occidentale [McKenzie, 1972, 1978] ainsi que des zones de déformation décrochante en Turquie, les failles Nord et Est Anatolienne [McKenzie, 1972], dans la Mer Egée, la Fosse Nord Egéenne [McKenzie, 1978; Taymaz et al., 1991] et les fosses du Plino et du Strabo [Le Pichon and Angelier, 1979; Le Pichon et al., 1995] et dans les îles Ioniennes, la Faille de Céphalonie [Baker et al., 1997].

Sur la côte adriatique, du sud de la Croatie jusqu'à la Faille de Céphalonie, le régime est compressif avec un axe NE-SO, comme le démontrent Baker et al. [1997] avec une analyse des mécanismes au foyer calculés par modélisation des ondes de volume. Ce régime marque la collision de l'Apulie avec l'Albanie et la Grèce, qui est à l'origine respectivement des chaînes des Albanides et des Hellénides.

La zone de la faille de Céphalonie présente une déformation décrochante dextre [Baker et al., 1997] et une intense activité sismique (Fig. 2.3, p. 31), qui comprends des séismes historiques de magnitude $M_s > 7.0$ [Papazachos et al., 1991]. Elle marque la transition entre la collision continentale au nord et la subduction dans l'arc hellénique au sud.

Le long de l'arc hellénique, depuis la Faille de Céphalonie jusqu'au sud-ouest de la Turquie, en passant par le sud de la Crète, le régime tectonique est compressif selon un axe de même orientation que plus au nord: NE-SO [McKenzie, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979]. La présence de volcans dans la Mer Egée, disposés en arc de cercle parallèle à l'arc de subduction (Aegina-Milos-Santorini-Nisiros) [Le Pichon and Angelier, 1979], argumente en faveur de l'existence d'une plaque plongeante. La sismicité s'organise également parallèlement à l'arc (Fig. 2.3, p. 31); depuis la fosse jusqu'à l'île de Tinos, 250 km plus au nord, la profondeur des séismes augmente jusqu'à environ 200 km de profondeur [Papazachos, 1990]. Bien que la sismicité profonde soit moins intense que celle intermédiaire, on peut définir une zone de Wadati-Benioff associée à la plaque plongeante. En accord avec les mécanismes au foyer, Papazachos [1990] montre que le plan de Benioff, au nord de la Crète, décrit d'abord un faible pendage de 10° qui s'accroît plus au nord pour atteindre environ 40° . La tomographie de

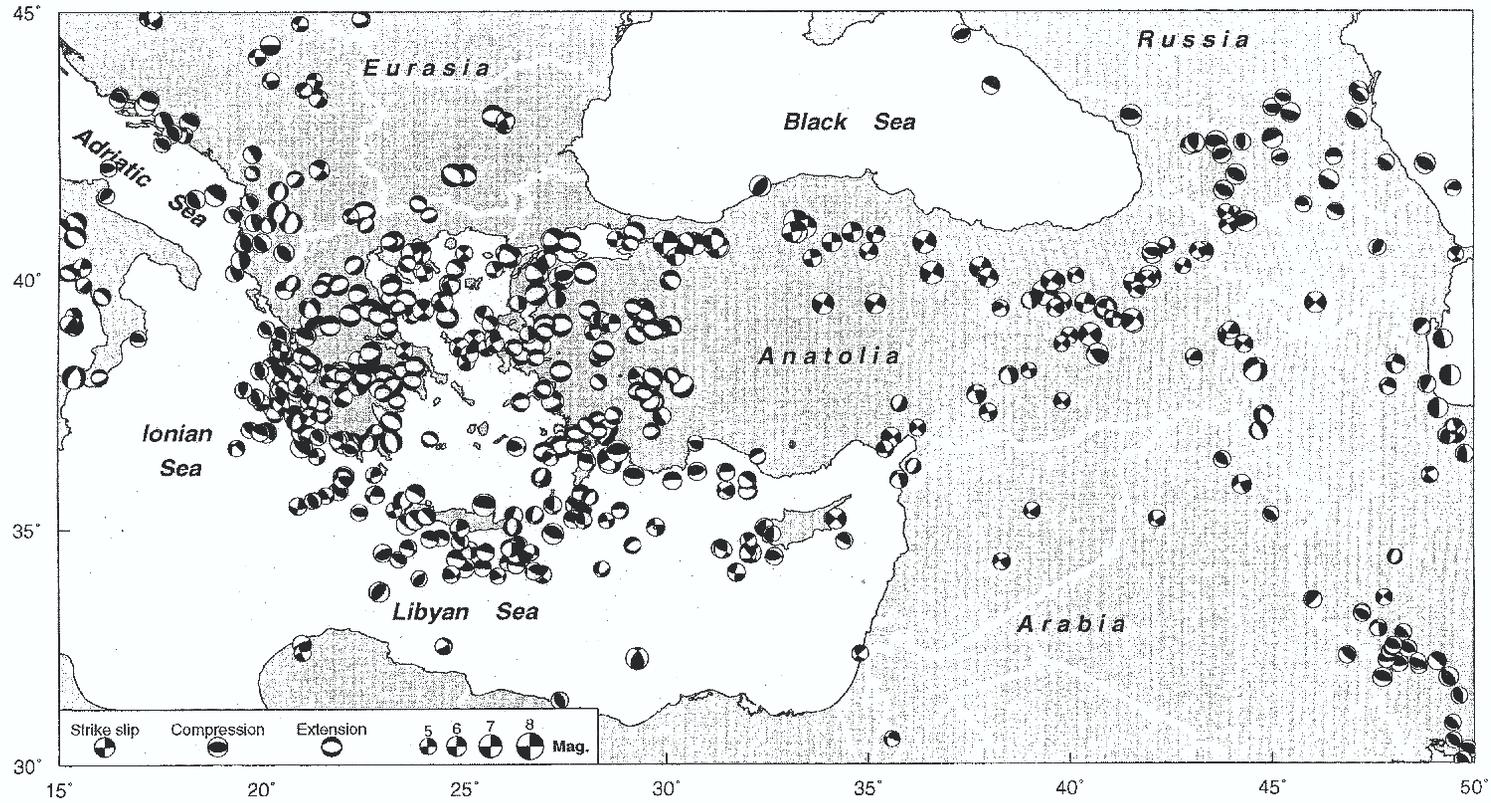


Fig. 2.2: Mécanismes au foyer des séismes majeures ($M > 5.0$) de la Méditerranée de l'est publiés par McKenzie [1972, 1978], Anderson and Jackson [1987], Eyidoğan [1988], Jackson and McKenzie [1988], Taymaz et al. [1991], Papazachos et al. [1992], Kiritzi [1993], Zanchi and Angelier [1993], Jackson [1994], Kiritzi and Papazachos [1995], Pavlides et al. [1995], et les solutions CMT de Harvard. D'après Kahle et al. [2000].

l'arc hellénique par onde P de Spakman et al. [1988] confirme l'existence de la plaque plongeante, qui atteint au minimum 600 km de profondeur, selon leur étude. Ils démontrent aussi qu'il y a une cassure de la plaque à environ 200 km de profondeur, au nord-ouest, sous le Péloponnèse et la Grèce du nord.

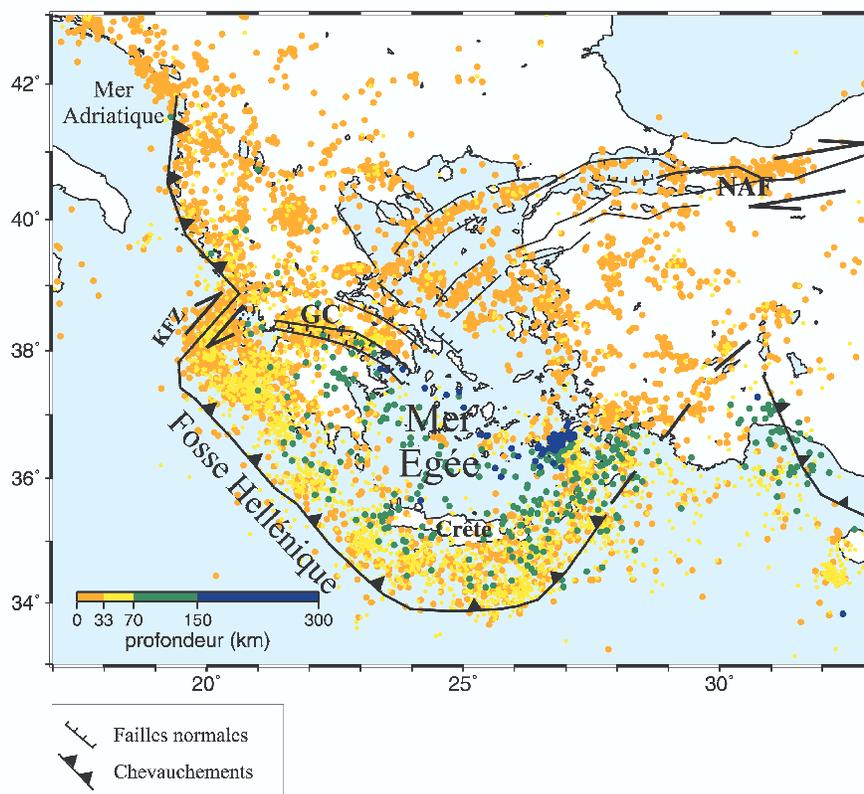


Fig. 2.3: Sismicité de la Méditerranée de l'est enregistrée entre 1973 et 2004, selon le catalogue USGS/NEIC, $M_s > 4$. Les failles sont d'après Reilinger et al. [1997]. GC, Golfe de Corinthe; KFZ, Faille de Céphalonie; NAF, Faille Nord Anatolienne. D'après Latorre [2004].

Dans la Mer Egée, le régime tectonique prédominant est l'extension d'axe N-S. Depuis son origine, il y a environ 25 – 30 Ma [Jolivet and Faccenna, 2000], l'extension cumulée est estimée entre 300 – 450 km [McKenzie, 1972], ce qui correspond à un amincissement de la croûte d'environ 40% [Le Pichon and Angelier, 1979]. Au nord du Péloponnèse, dans les golfes de Corinthe et d'Evvia [e.g. Rigo et al., 1996; Hatzfeld et al., 1999, 2000] ainsi qu'en Turquie occidentale, le régime est aussi extensif d'orientation N-S. La déformation est accommodée par des failles normales orientées E-O dans les golfes et, en Turquie occidentale, par des failles normales d'orientation NO-SE au nord et NE-SO au sud [McKenzie, 1978].

A l'intérieur de l'arc de subduction, de la Crète jusqu'à la Faille de Céphalonie, l'axe d'extension est orienté E-O [Lyon-Caen et al., 1988; Hatzfeld et al., 1990; Armijo et al., 1992]. En effet, un changement de régime s'est produit il y a 2 – 4 Ma [Armijo et al., 1992], à la suite, probablement, de la collision de l'arc avec la marge africaine, qui forme une barrière. C'est cette collision qui a provoqué la réorientation des contraintes de N-S à E-O et l'actuelle convergence, qui se poursuit vers le sud-ouest et le sud-est [Lyon-Caen et al., 1988].

Au nord de la Mer Egée, les séismes ont lieu surtout le long de la Fosse Nord Egéenne dont la structure, déduite de la bathymétrie et de profils sismiques, est celle d'un graben [McKenzie, 1978] d'axe NE-SO qui prolonge la Faille Nord Anatolienne dans l'Egée. Les mécanismes au foyer traduisent, d'une part, une déformation normale qui contient souvent une composante en décrochement non négligeable et, d'autre part, une déformation décrochante dextre [Taymaz et al., 1991; Hatzfeld et al., 1999]. La direction d'extension obtenue par les mécanismes au foyer est N-S et c'est la même à l'est, autour des golfes de Corinthe et d'Evvia [Hatzfeld et al., 1999] ainsi qu'à l'ouest, en Turquie occidentale [McKenzie, 1978].

Le long de la Faille Nord Anatolienne la déformation est décrochante (Fig. 2.2, p. 30). Les mécanismes au foyer sont en très bon accord avec les observations sur le terrain, où la trace de la faille d'orientation E-O est visible [e.g. McKenzie, 1972]. Le mécanisme au foyer du séisme d'Izmit de 1999, qui a eu lieu sur la Faille Nord Anatolienne, traduit un régime décrochant dextre [e.g. Delouis et al., 2000] en parfait accord avec les observations des traces en surface, d'orientation $N70 - 90^{\circ}E$, qui s'étendent sur 115 km et décrivent un glissement dextre sur une faille verticale [Barka et al., 2002].

Sur la carte de la figure 2.2 (p. 30), on remarque la quasi absence de séismes dans la Mer Egée et en Turquie centrale. En se basant sur la distribution de la sismicité, sur les directions de glissement déduites de l'analyse des mécanismes au foyer des séismes les plus forts et sur l'analyse de photos *Landsat*, McKenzie [1970, 1972] proposa une vision plus précise de la tectonique de la Méditerranée orientale en introduisant deux micro-plaques, l'Egée et l'Anatolie, séparées par une zone d'extension N-S en Turquie occidentale. Le bloc Egée (Fig.

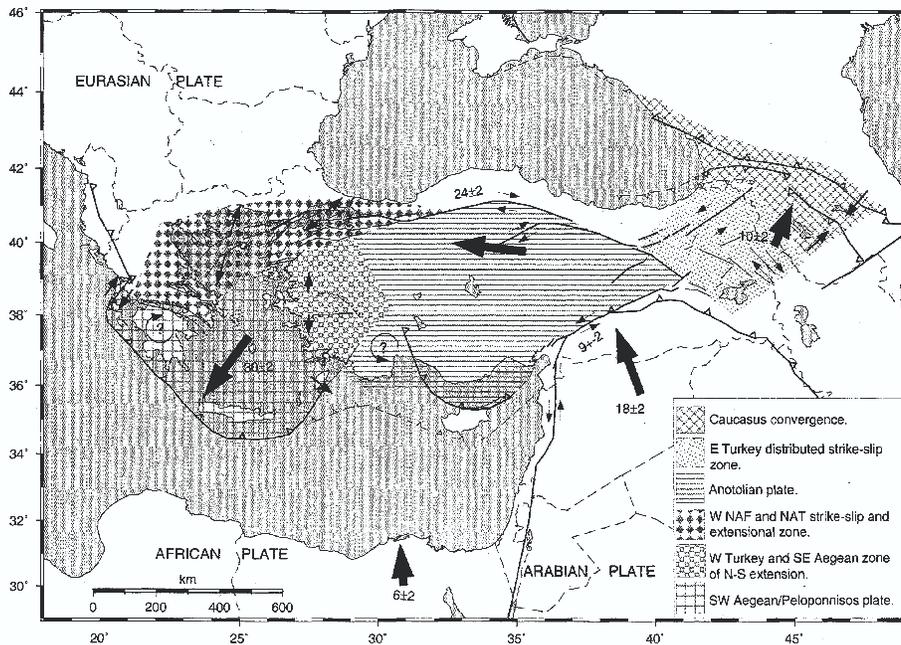


Fig. 2.4: Illustration schématique des principaux vecteurs vitesse, qui résulte de la compilation de diverses campagnes GPS effectuées entre 1988 et 1997. Les zones hachurées désignent les régions de mouvement cohérent et de déformation distribuée. Les flèches représentent les déplacements régionaux généralisés. D'après McClusky et al. [2000].

2.4) est délimité par l'arc hellénique à l'ouest et au sud, par la Turquie occidentale à l'est et par le Golfe de Corinthe, la Fosse Nord Egéenne et la terminaison ouest de la Faille Nord Anatolienne au nord. L'Anatolie, quant à elle, est délimitée par le point triple de Karliova à l'est, par les failles Est et Nord Anatolienne, par la Turquie occidentale à l'ouest et par l'arc chypriote au sud.

2.1.3 Cinématique des plaques tectoniques

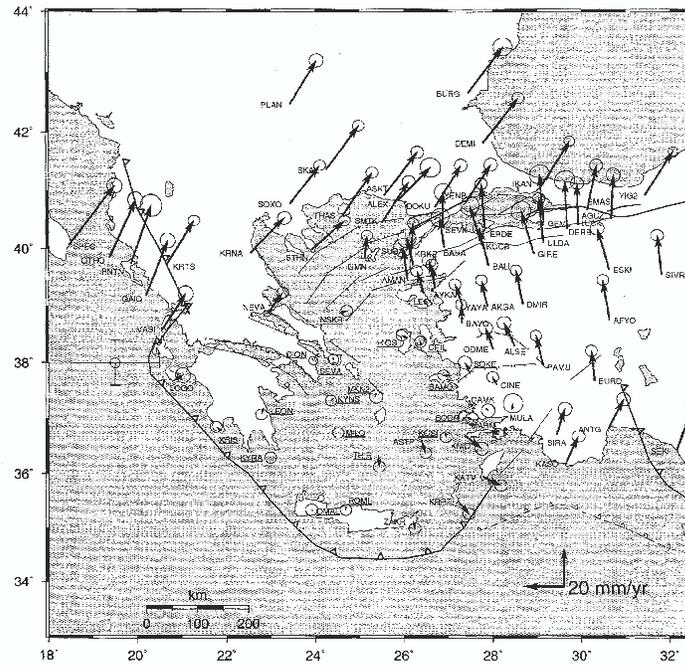
La vision de la tectonique régionale déduite de la sismicité [*e.g.* McKenzie, 1970] s'est confirmée dans les grandes lignes par les observations GPS récentes de McClusky et al. [2000] et Reilinger et al. [1997], illustrées sur la figure 2.4 (*p.* 32). Cette figure résume les résultats obtenus par la compilation de mesures GPS faites entre 1988 et 1997. En effet, les directions de déplacement des plaques sont en accord avec celles obtenues à partir des mécanismes au foyer² [*e.g.* McKenzie, 1972; Taymaz et al., 1991; Baker et al., 1997]. En outre, les mesures GPS argumentent en faveur des micro-plaques. Les cartes de la figure 2.5 montrent les vitesses GPS par rapport à un référentiel fixé sur l'Egée (Fig. 2.5a) et fixé sur l'Anatolie (Fig. 2.5b). Nous constatons que chaque bloc a une vitesse propre de déplacement cohérente et stable et une déformation interne plus petite que 2 mm/an [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 1997]. McClusky et al. [2000] proposent même une limite de plaque, entre l'Egée du sud et la zone de déformation diffuse en Turquie occidentale, matérialisée par une ligne d'orientation $N60^\circ O$, qui relie la côte nord d'Eubée avec le nord de l'île de Rhodes.

La vitesse supérieure de l'arc de subduction (35 mm/an), qui se dirige vers le sud, par rapport à celle de la plaque africaine (6 mm/an), qui se dirige vers le nord et qui est ralentie par la collision avec l'Eurasie (Fig. 2.4, *p.* 32), implique le retrait de la fosse de subduction et une extension N-S dans l'Egée [*e.g.* Le Pichon and Angelier, 1979; Jolivet and Faccenna, 2000]. Sur la figure 2.5a, on remarque qu'il y a une différence d'amplitude entre les vecteurs en Eurasie et ceux en Mer Egée du nord (stations NEVA, NRSK), ce qui laisse supposer que la déformation entre l'Eurasie et l'Egée est distribuée dans le nord de l'Egée [McClusky et al., 2000]. Ceci est en accord avec la distribution de la sismicité (Fig. 2.2, *p.* 30) qui ne se localise pas sur une faille mais est distribuée sur des failles E-O. De même, le peu de déformation entre le Péloponnèse et l'Egée, suggère que la déformation entre le bloc égéen et l'Eurasie est localisé plus au nord dans le Golfe de Corinthe. Le Pichon et al. [1995] arrivent à la même conclusion en montrant que, par rapport à l'Eurasie, la Grèce du Nord pivote en sens horaire, alors que le Péloponnèse pivote en sens anti-horaire et que la différence des rotations implique une extension N-S dans le Golfe de Corinthe (Fig. 2.6, *p.* 35).

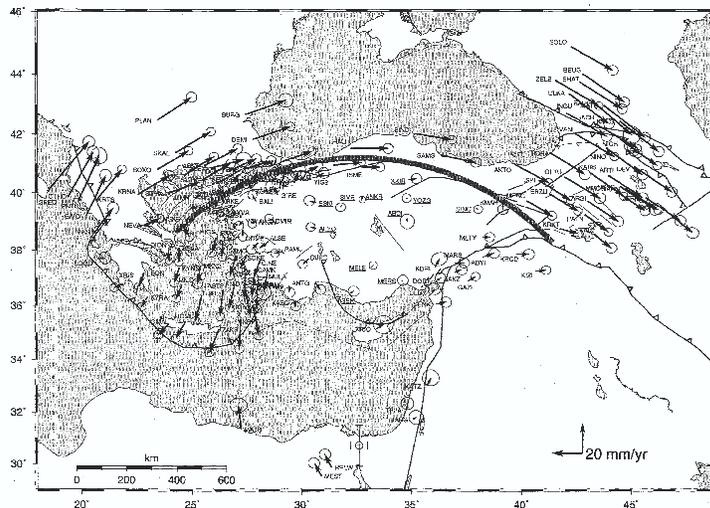
2.1.4 Dynamique des plaques tectoniques

Si la cinématique des plaques tectoniques est actuellement assez bien contrainte, ce n'est pas le cas pour la dynamique. Les causes du déplacement de l'Anatolie vers l'ouest [McKenzie, 1970] et de l'accélération de l'Egée vers le sud-ouest [Le Pichon et al., 1995] ne sont pas complètement comprises et sont encore débattues aujourd'hui. Les différents modèles existants s'appuient sur l'action d'une ou plusieurs forces, à savoir la poussée exercée sur le bord des plaques tectoniques [Taymaz et al., 1991; Le Pichon et al., 1995], les forces gravitationnelles

²*cf.* figure 2.2, *p.* 30.



(a)



(b)

Fig. 2.5: (a) Vitesses GPS horizontales et leur ellipse de confiance de 95% dans un référentiel fixé en Mer Egée du sud. (b) Vitesses GPS horizontales et leur ellipse de confiance de 95% dans un référentiel fixé en Anatolie. L'arc est un petit cercle placé approximativement sur le tracé de la Faille Nord Anatolienne. D'après McClusky et al. [2000].

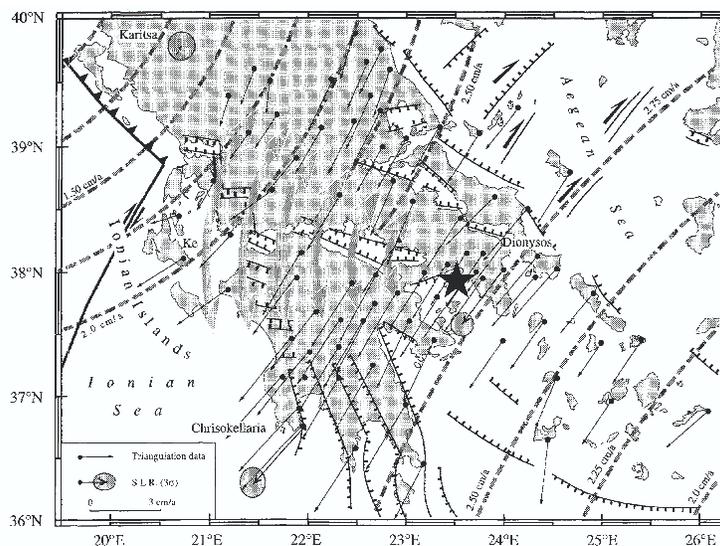


Fig. 2.6: Champ de vitesse par rapport à l'Eurasie obtenu par la combinaison des données de triangulation et SLR. Les petits cercles sont dessinés par rapport aux pôles adriatique et anatolien. La position du pôle qui décrit le mouvement entre les deux rotations est situé près d'Athènes et représenté par l'étoile. Dans le Golfe de Corinthe, le déplacement relatif correspondant est schématisé par les double flèches. D'après Le Pichon et al. [1995].

[McKenzie, 1972; Le Pichon et al., 1995; Armijo et al., 1996; Jolivet and Faccenna, 2000] et les forces transmises par couplage à la base des plaques [McKenzie, 1978]. Les forces gravitationnelles sont dues, d'une part, à l'effondrement de l'importante topographie en Turquie et dans le Péloponnèse et, d'autre part, au poids de la plaque plongeante qui augmente au fur et à mesure qu'elle s'enfonce dans le manteau et que le front de subduction se retire. Les micro-plaques étant de petites entités, il est peu probable que leur déplacement soit causé par des forces dues à la convection mantellique [McKenzie, 1972], car les petites longueurs d'ondes nécessaires sont improbables en raison de la viscosité importante du manteau.

2.1.5 Modèles tectoniques

Différents modèles ont été proposés par divers auteurs pour expliquer le champ de vitesse existant dans l'Egée. Le premier modèle tectonique pour la région est celui de McKenzie [1970, 1972] qui interprète le déplacement de l'Anatolie comme une extrusion vers l'ouest provoquée par la poussée de l'Arabie, en argumentant que c'est la meilleure solution pour minimiser le travail impliqué dans la collision arabo-eurasienne. C'est-à-dire qu'il est plus facile de consommer la croûte océanique le long de l'arc hellénique plutôt que d'épaissir une croûte continentale avec plus de 2000 m de relief topographique, comme c'est le cas en Asie Mineure. Le déplacement de l'Arabie est effectivement transmis en grande partie directement à l'Anatolie [Le Pichon et al., 1995], comme le démontrent la continuité et la cohérence, par rapport à une rotation rigide, des vecteurs GPS à la frontière Arabie-Anatolie (Fig. 2.4, p. 32).

Taymaz et al. [1991] et Goldsworthy et al. [2002] suggèrent un modèle de partitionnement de la déformation sur des failles décrochantes qui sont bloquées à l'ouest par l'Apulie, ce qui

engendre l'extension et le développement des rifts (Fig. 2.7). Le modèle est basé sur la poussée qu'exerce l'Anatolie sur l'Égée et est donc étroitement lié à la propagation vers l'ouest de la Faille Nord Anatolienne. Cependant, celle-ci ne s'est propagée dans l'Égée qu'au Pliocène [Armijo et al., 1999] alors que l'extension avait déjà commencé. Par conséquent, il doit y avoir d'autres moteurs que la seule extrusion de l'Anatolie.

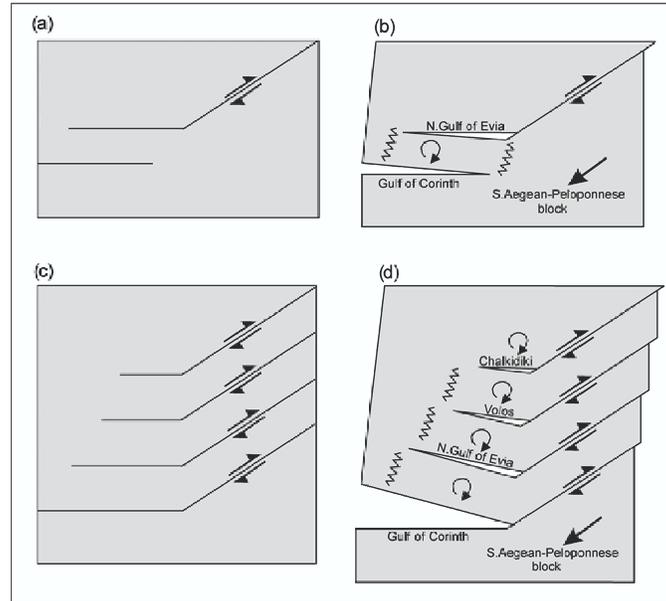


Fig. 2.7: Schéma qui représente le modèle de partitionnement de la déformation sur des failles décrochantes, bloquées sur le côté gauche. Les zigzags désignent la déformation nécessaire aux extrémités des blocs. D'après Goldsworthy et al. [2002].

En accord avec les observations géologiques de Jolivet and Faccenna [2000] qui soutiennent que l'extension dans l'Égée a commencé au Miocène, Le Pichon and Angelier [1979] suggèrent que le moteur de l'extension dans l'Égée est l'effet combiné des deux forces gravitationnelles et que l'augmentation de la poussée sur l'Égée, provoquée par l'extrusion de l'Anatolie, a été le déclencheur de la subduction dans l'arc hellénique. En se fondant sur une analyse des terrasses marines de l'est du Golfe de Corinthe, Armijo et al. [1996] proposent également un effondrement gravitationnel de la croûte.

La figure 2.8 montre quatre étapes dans l'évolution de l'extension N-S dans l'Égée selon Armijo et al. [1996]. L'extension commence il y a environ 15 *Ma* sur des rifts (traits tillés) équidistants, d'orientation E-O. L'arc de subduction est présent et se situe 300 *km* plus au nord de sa position actuelle. A 5 *Ma* les déplacements sur les rifts sont plus importants au centre de l'Égée que sur ses bords est et ouest, ce qui induit la courbure du front d'extension et les rotations anti-horaire, à l'est, et horaire, à l'ouest. Suite à l'action des forces gravitationnelles sur la plaque plongeante, le front de subduction se retire et, après la consommation de toute la croûte océanique, au sud de l'île de Crète, une accélération de la subduction a lieu, à l'est comme à l'ouest, et favorise la propagation de la Faille Nord Anatolienne vers l'ouest, dans l'Égée du Nord. Cette propagation provoque, il y a 2 – 3 *Ma*, une accélération de l'extension dans le nord de l'Égée en réactivant les fosses Saros et Nord Egéenne et en créant les rifts d'Evvia et de Corinthe. Ces derniers, selon Armijo et al. [1996], seraient situés

dans une zone de pull-apart qui pourrait devenir une zone de déformation en décrochement dextre qui relie la Faille Nord Anatolienne à la fosse hellénique, comme le propose également McKenzie [1972].

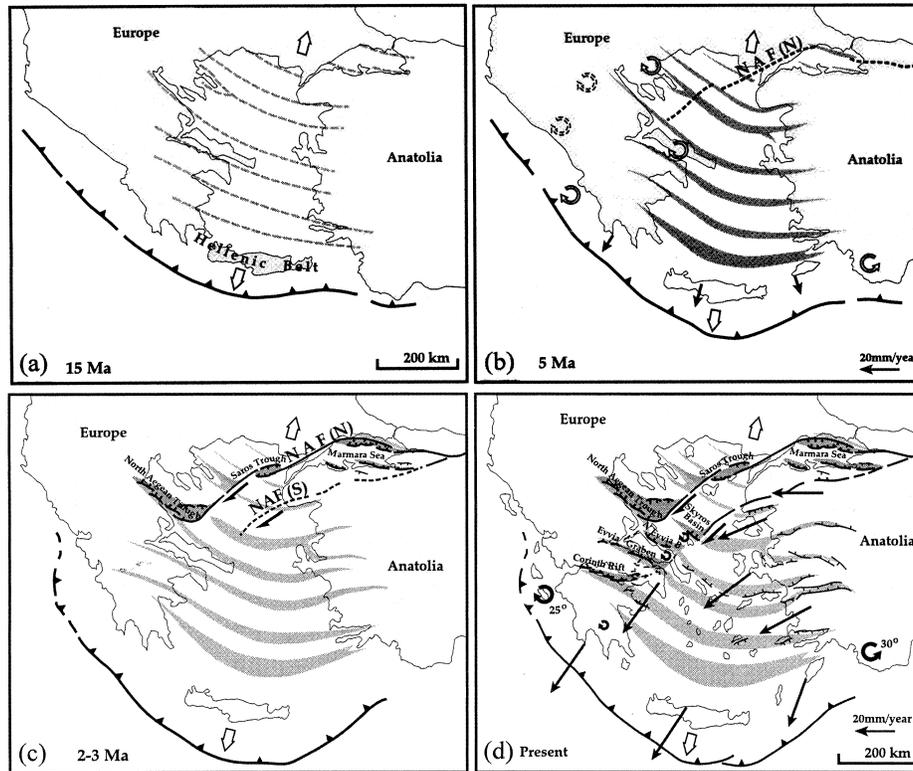


Fig. 2.8: Schéma qui représente l'extension de l'Égée depuis le Miocène à nos jours. D'après Armijo et al. [1996].

2.2 Tectonique du Rift de Corinthe

Le Rift de Corinthe (Fig. 2.1 et 2.9, *resp. p.* 28 et 39) est situé en Grèce, entre le Péloponnèse, au sud, et la Grèce centrale, au nord. Le graben principal de ce rift est submergé par les eaux de la Mer Méditerranée qui proviennent du Golfe de Patras, situé à l'ouest, et forme le Golfe de Corinthe.

La géologie locale du Rift de Corinthe est imprégnée par deux régimes tectoniques majeurs: le régime compressif du Miocène, entre l'Apulie et l'Eurasie, et le régime extensif du Quaternaire, qui accomode la déformation entre l'Égée et l'Eurasie. La compression Miocène est orientée NE-SO dans la région et elle est à l'origine des Hellénides, qui s'étendent le long de la côte adriatique du nord de la Grèce jusque dans le Péloponnèse. L'épaississement de la croûte, suite à l'orogénèse, se traduit également par un Moho plus profond, qui atteint plus de 40 km de profondeur sous la côte ouest de la Grèce [Tiberi et al., 2001]. Ce stade compressif se caractérise par des nappes chevauchées qui, depuis le Pliocène, ont migré d'est

en ouest jusqu'aux îles Ioniennes, suite à la formation et au glissement sur des failles inverses [e.g. Doutsos et al., 1988].

Cinq nappes, mises en place par le régime compressif, se distinguent dans le Rift de Corinthe [e.g. Doutsos and Poulimenos, 1992]. A la base de l'empilement on trouve la nappe des Plattenkalk, puis au milieu, les nappes de Phyllite-Quartzite et de Gavrovo-Tripolitsa et enfin la nappe d'Olonos-Pindos. La nappe des Plattenkalk est composée de calcaires de plate-forme et les nappes de Gavrovo-Tripolitsa et d'Olonos-Pindos sont composées de calcaires formés au Mésozoïque. L'unité de Phyllite-Quartzite est constituée de roches métamorphosées sous des conditions de haute pression et de faible température [e.g. Latorre, 2004] typiques des zones de subduction ou de collision continentale. Elle affleure dans les Massifs du Chelmos et de Ziria ainsi que dans le sud du Péloponnèse suite à son extrusion lors d'une extension E-O qui date du Miocène [e.g. Flotté, 2002]. L'unité démontre une géométrie anticlinale dont la crête est orientée N-S à NO-SE et plonge à 10° vers le nord [Flotté, 2002; Ghisetti and Vezzani, 2004]. Ghisetti and Vezzani [2004] proposent que cette structure anticlinale se prolonge dans le Golfe, entre Akrata et Galaxidi. Au sud du Golfe de Corinthe, dans l'arrière-pays d'Aigion, c'est la nappe d'Olonos-Pindos qui est prédominante. Elle est fracturée par des failles inverses NNE-SSO, qui plongent vers le SSE [Rettenmaier et al., 2004].

L'extension dans le rift a commencé au début du Pliocène, à l'arrière du front de chevauchement, selon un axe N-S, et a engendré le Rift de Corinthe qui coupe le relief hellénique orthogonalement [Doutsos and Poulimenos, 1992; Armijo et al., 1996]. Le rift s'est formé en deux étapes distinctes [Ori, 1989], chacune est caractérisée par une sédimentation et une géométrie de bassin différente. Le golfe de la première phase, appelé le proto-golfe, est caractérisé par des dépôts alluviaux et lacustres [Ori, 1989] et une large plaine abyssale [Brooks and Ferentinos, 1984]. Il était moins profond, ce qui suggère que le taux de sédimentation était équivalent au taux de subsidence [Ori, 1989]. Au Pléistocène, le changement du taux d'extension est responsable d'une surrection accélérée et du rétrécissement du rift qui lui a donné sa forme actuelle [Ori, 1989; Armijo et al., 1996].

2.2.1 Morphologie du rift

L'axe principal du rift est orienté $N110^\circ E$, il est long d'environ 120 km et a une forme triangulaire large de 30 km à l'est, au nord de Xylokastro, et diminue jusqu'à 2.5 km à l'ouest, entre Rion et Antirion (Fig. 2.9). A l'est, la péninsule de Perachora divise le golfe en deux bassins, au nord le Golfe des Alkionides et au sud le Golfe de Lechaio. La bathymétrie [Brooks and Ferentinos, 1984; Alexandri et al., 2003] suit la même tendance, la plaine abyssale se trouve à une profondeur de 850 m au nord de Xylokastro, tandis que dans le détroit de Rion-Antirion la profondeur du golfe atteint 60 m (Fig. 2.10, p. 40).

La forme du rift est corrélée avec la zone de subduction par l'intermédiaire du taux de surrection. En effet, la subduction présente un axe E-O et la plaque plongeante passe d'un pendage faible à un pendage fort, à l'ouest du rift, sous la crête de la chaîne de Hellénides [Spakman et al., 1988; Tiberi et al., 2001]. La compilation par Flotté [2002] des taux de surrection, observés le long de la côte sud du golfe, montre que ceux-ci décroissent d'environ 2.5 mm/a sur la faille d'Helike jusqu'à 0.2 mm/a à l'est de Xylokastro. Flotté [2002] propose que la surrection est causée par la compensation isostasique des sédiments du prisme qui sont enfouis par la subduction. Ce phénomène étant localisé à l'ouest du rift, génère la surrection

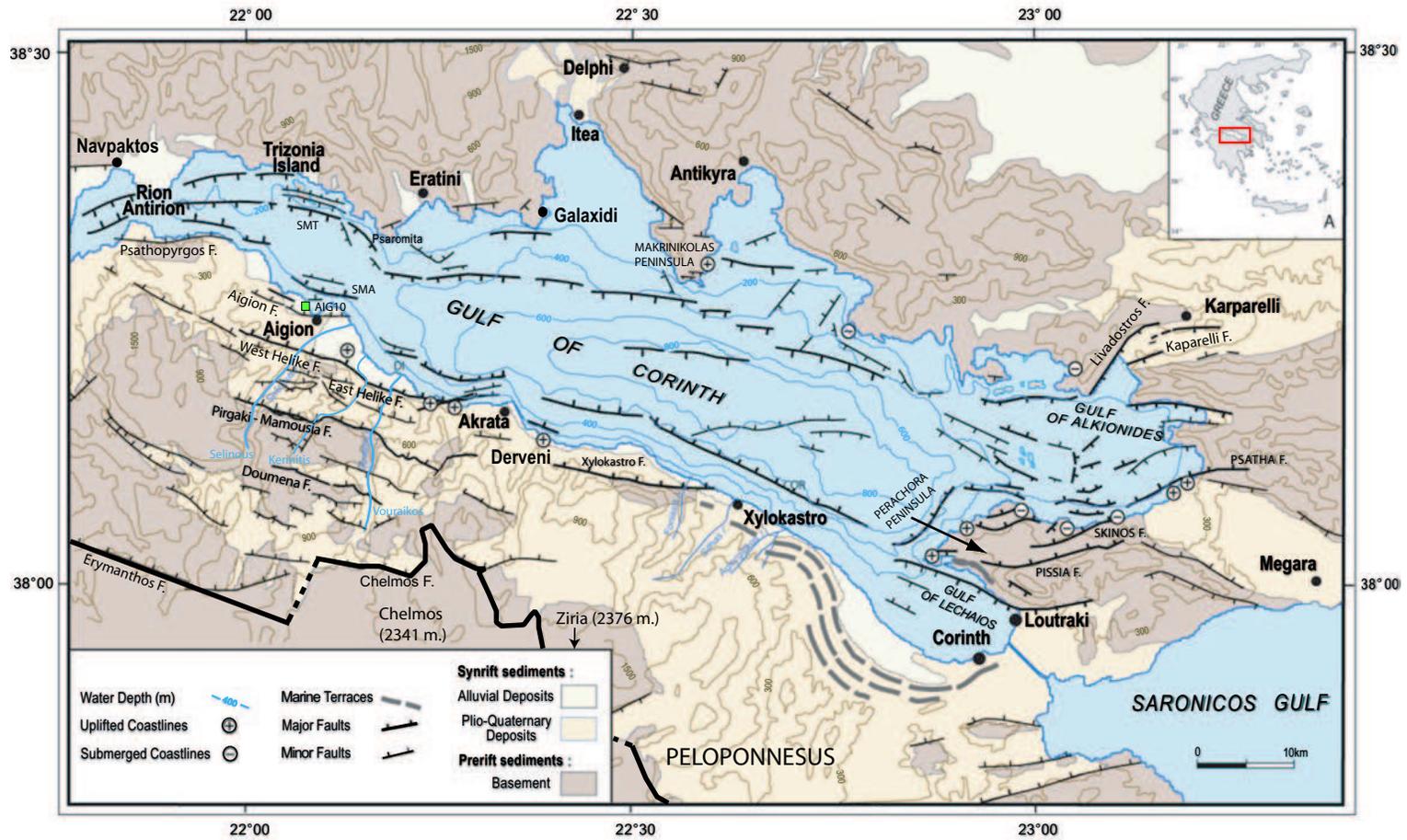


Fig. 2.9: Carte tectonique du Golfe de Corinthe. D'après Stefatos et al. [2002] et Moretti et al. [2003], Le tracé du detachement est d'après Sorel [2000].

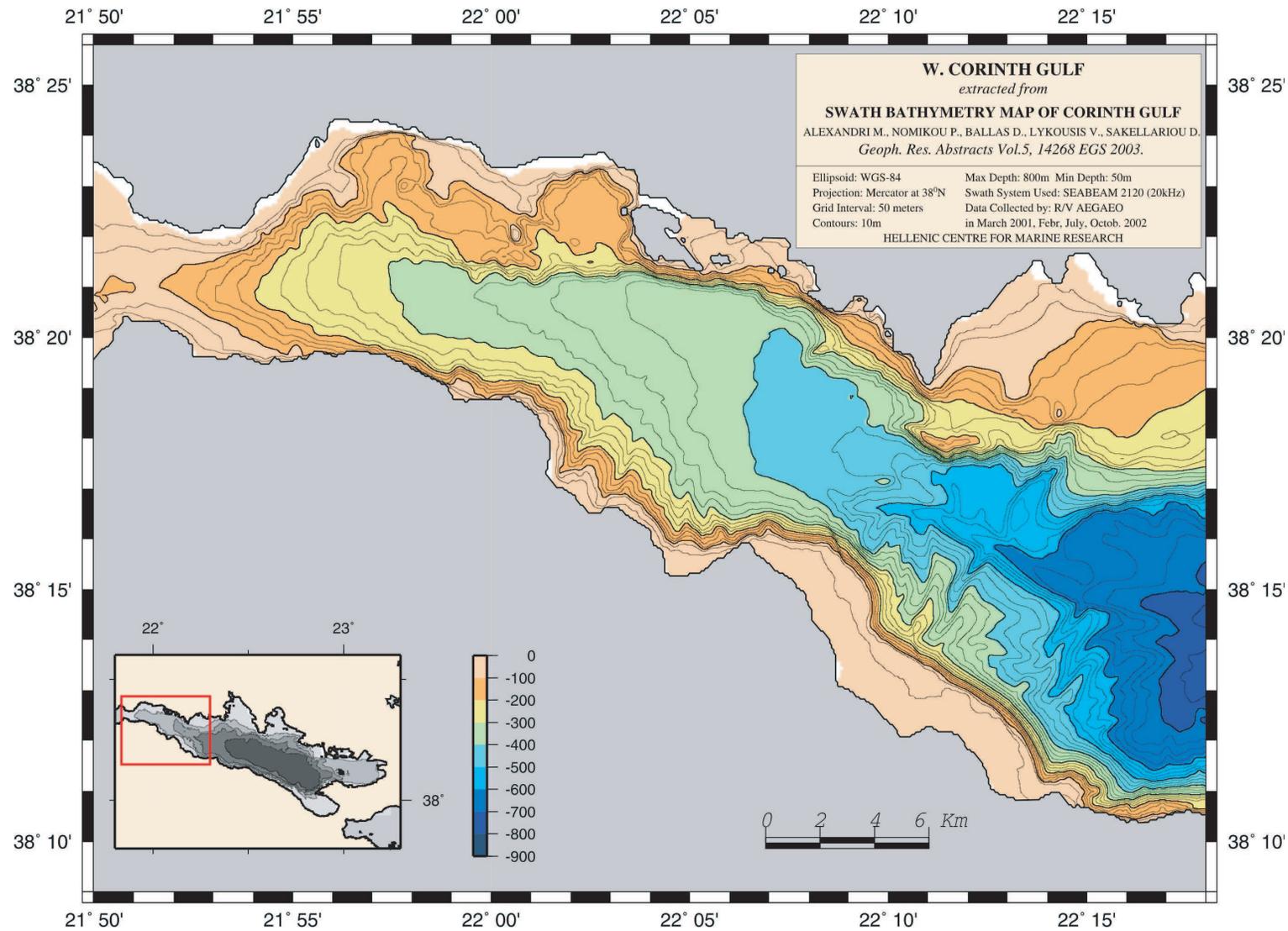


Fig. 2.10: Carte bathymétrique du Golfe de Corinthe occidentale. D'après Alexandri et al. [2003].

différentielle et donne ainsi au bassin sa forme triangulaire, plus étroite, car plus élevée à l'ouest.

La différence entre la morphologie des côtes nord et sud suggère que le rift est un demi-graben asymétrique [Armijo et al., 1996]. Ceci est appuyé par les observations bathymétriques qui révèlent des pentes plus raides au sud du golfe ($30-40^\circ$) qu'au nord ($10-20^\circ$) [Brooks and Ferentinos, 1984] mais également par les profils sismiques [Sachpazi et al., 2003] qui montrent une sédimentation plus importante au sud dont l'interprétation suggère des structures de plus grande ampleur bordant la côte sud du golfe, ainsi que par la présence de failles normales plus nombreuses et grandes sur la côte sud du golfe (Fig. 2.9). Les escarpements des failles sont effectivement importants, créant chacun un dénivelé entre $150-1000\text{ m}$ [Rigo, 1994; Micarelli et al., 2003]. En outre, la présence de sédiments marins et deltaïques (*e.g.* terrasses et deltas de type Gilbert) en altitude sur le bloc inférieur des failles de la côte sud [*e.g.* Armijo et al., 1996; Ori, 1989] ainsi que l'absence de sédiments soulevés sur la côte nord [Flotté, 2002], concordent avec le comportement asymétrique du rift.

2.2.2 Failles actives

Les failles normales majeures (Fig. 2.9, *p.* 39) sont disposées en échelon le long de la côte sud. Les segments sont orientés ONO-ESE et ont une longueur qui varie entre 15 et 20 km [Armijo et al., 1996]. A l'est, les failles changent de direction pour s'orienter plutôt NE-SO. Ces dernières plongent vers le nord, sauf celles de Kaparelli et de Loutraki (Fig. 2.9, *p.* 39) qui forment des failles antithétiques à pendage vers le sud. D'autres failles antithétiques sont présentes au nord du golfe, mais elles restent de petite taille et isolées, sauf peut-être les plus récentes, immergées dans le golfe [Moretti et al., 2003].

A l'ouest du rift, sur la côte sud, les failles coupent les sédiments syn-rift à intervalle régulier ($5-10\text{ km}$) et contrôlent l'emplacement en altitude des sédiments par soulèvement des blocs inférieurs. En effet, la migration des failles actives vers le nord, au cours de l'évolution du rift [Ori, 1989; Sorel, 2000], provoque un changement de processus sur les blocs inférieurs (Fig. 2.11). Lorsqu'une nouvelle faille se forme dans le bloc supérieur d'une faille existante, le bloc supérieur de la faille aînée devient le bloc inférieur de la nouvelle faille et la sédimentation cède la place à l'érosion, dû à la surrection du nouveau bloc inférieur. Les vieux sédiments se trouvent donc situés à des altitudes plus grandes et plus au sud. Actuellement, les sédiments deltaïques sont déposés au nord des failles côtières et sous-marines qui sont les plus jeunes et les plus actives du rift. La faille d'Helike est considérée encore active, toutefois son activité est inférieure à celle des failles plus jeunes situées au bord et au milieu du Golfe (*e.g.* Kamarai, Aigion et la faille sous-marine SMA), car elle est probablement relayée par celles-ci [Bernard et al., 2005]. Elle pourrait donc être dans une phase de transition et dès lors marquer la limite de la zone de déformation active. Les estimations de l'arrêt de l'activité des failles par datation des sédiments des blocs supérieurs, dans l'arrière-pays d'Aigion, corroborent ces observations. Flotté [2002] montre que le système de faille Pirgaki-Mamoussia est inactif depuis au moins 250 ka , voire plus pour les failles situées plus au sud.

Les failles sous-marines sont nombreuses [Moretti et al., 2003], mais les profils sismiques [Stefatos et al., 2002; Moretti et al., 2003] montrent l'existence de deux failles particulièrement intéressantes qui contribuent certainement à l'accommodation de la déformation, car elles ont un escarpement important de l'ordre de plusieurs centaines de mètres [Moretti et al., 2003].

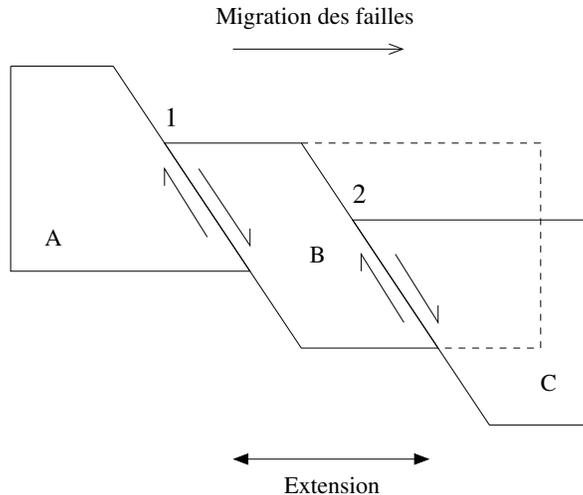


Fig. 2.11: Schéma qui illustre la migration des failles normales. Chronologiquement la faille 1 est la première et A représente le bloc inférieur alors que B est le bloc supérieur. Après formation de la faille 2, B devient le bloc inférieure de cette nouvelle faille et C le bloc supérieur.

La première, SMA³ dont le pendage est vers le nord, est située quelques kilomètres au nord de la faille d'Aigion. La deuxième, SMT⁴, située 500 m au sud de l'île de Trizonia, est orientée E-O avec un pendage d'environ 70° vers le sud et elle s'étend sur 7 km [Moretti et al., 2003]. La faille SMA est peut-être plus active et importante que celle d'Aigion. Un argument en faveur de cette hypothèse, à part la hauteur de l'escarpement, est que la distance qui sépare les failles d'Helike et SMA, 6 – 7 km, est équivalente à celle qui sépare les failles normales majeures au sud, Doumena-Pirgaki et Pirgaki-Helike, alors que la distance Helike-Aigion est seulement de 3 km.

Le pendage des failles actives synthétiques de la côte sud, mesuré en surface, varie globalement entre 50° – 60° [e.g. Armijo et al., 1996; Flotté, 2002; Micarelli et al., 2003]. La faille d'Aigion a reçu plus d'attention ces dernières années, c'est la raison pour laquelle il y a un peu plus de données précises sur son pendage. Dans une excavation de fondations située le long de l'escarpement de la faille, à l'ouest de la ville d'Aigion, Pantosti et al. [2004] ont mesuré un pendage à 60°. La même valeur (60°) a été mesurée par Cornet et al. [2004] sur la carotte du forage AIG10 qui traverse la faille à 760 m de profondeur. Quant aux failles antithétiques, elles ont un pendage plus marqué qui varie entre 70 – 80° [e.g. Armijo et al., 1996].

2.2.3 Déformation dans le rift

Les mesures GPS locales montrent que la déformation est une extension orientée N-S [Briole et al., 2000] comme cela à été prédit par les mesures régionales [Le Pichon et al., 1995; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000] et en accord avec l'orientation des failles normales qui bordent le rift. Le taux varie de 16 mm/a à l'ouest, dans la région d'Aigion, à 11 mm/a vers Xylokastro [Avallone et al., 2004]. L'essentiel de la déformation du rift est

³cf. figure 2.9, p. 39.

⁴cf. figure 2.9, p. 39.

compris dans une étroite bande d'environ 10 *km* de large sous le golfe [Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004].

L'extension totale accommodée par les systèmes de failles au sud du golfe a été calculée par Flotté [2002] qui estime celle-ci à 12.5 *km* le long de la longitude de Psathopyrgos et à 15 *km* le long des vallées du Vouraikos⁵ et du Krathis, située à l'est de la première, entre le massif du Chelmos et la ville d'Akrata. L'extension minimale accommodée par les failles actives a été estimée par Rigo [1994] le long de deux profils N-S et d'un profil NNE-SSO qui passent par les villes de Navpaktos, Aigion et Xylokastro⁶; elle s'élève à respectivement 2.5, 4 et 7 kilomètres.

2.3 Sismicité

La sismicité du Rift de Corinthe est réputée pour son taux élevé. Sur la carte de la figure 2.3 (*p.* 31), on remarque la forte concentration des tremblements de terre le long du Rift de Corinthe qui diminue au nord et au sud du golfe et marque ainsi la déformation plus importante du rift. On remarque également (Fig 2.3) qu'elle est majoritairement peu profonde et donc associée à la tectonique extensive du rift et peu reliée à la subduction de la plaque africaine sous l'arc hellénique.

2.3.1 Sismicité historique

Puisque la grande majorité des séismes historiques a eu lieu avant le déploiement de sismomètres, elle n'a pas pu être étudiée quantitativement. C'est pourquoi nous connaissons mal leur localisation, magnitude, géométrie de rupture, et les failles associées. Cependant, à partir de l'intensité⁷ des séismes, il est possible d'estimer la magnitude et la localisation et, éventuellement, de proposer une faille correspondante. La magnitude estimée des ces séismes ne dépasse pas $M_s = 7$, au moins pour ceux des deux cents dernières années [Ambraseys and Jackson, 1990], ce qui est en bon accord avec la taille limitée (≤ 20 *km*) des échelons des failles normales [Jackson and White, 1989].

Le premier tremblement de terre dont on peut retrouver des descriptions dans les textes d'anciens philosophes et historiens date de 373 BC et est responsable de la destruction de l'ancienne ville d'Helike [*e.g.* Pavlides et al., 2003] (Fig. 2.12). C'est la faille d'Helike-Est qui est tenue responsable de ce séisme [*e.g.* Rigo, 1994] ainsi que de celui de 1861, pour lequel des ruptures en surface, qui atteignent 1 *m*, ont été observées le long de la trace de la faille [Rigo, 1994]. Pour les séismes de 1748, 1817 et de 1888, $M_s \approx 6$, c'est moins clair: les premiers semblent être associés à la faille d'Aigion, alors que le dernier a été attribué soit à la faille d'Helike-Ouest [Bernard et al., 2005], soit à la faille d'Aigion [Pantosti et al., 2004]. Une tranchée au travers de la faille d'Aigion a révélée l'existence de trois séismes importants sur cette faille, qui ont eu lieu dans l'intervalle 540 – 1160 AD à 1817 – 1888 AD, ainsi que des traces mineures de glissement attribuées au séisme d'Aigion de 1995 [Pantosti et al., 2004]. Cependant les datations ne permettent pas de contraindre la date du dernier séisme et il est

⁵ *cf.* figure 2.9, *p.* 39.

⁶ *cf.* figure 2.9, *p.* 39.

⁷ Echelle de Mercalli

donc difficile de confirmer la faille associée au séisme de 1888.

Les études des séismes du rift, à partir de 1965, ont bénéficié de données instrumentales géophysiques ce qui a permis des études plus détaillées. La figure 2.12 montre les mécanismes au foyer des séismes les plus récents dont la magnitude est $M_s > 5$. Tous les mécanismes montrent un régime de contraintes extensif, d'axe N-S [Rigo, 1994; Hatzfeld et al., 1996; Bernard et al., 1997], en accord avec le tenseur de déformation calculé par Ambraseys and Jackson [1990] et avec les données GPS de la région [Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004]. Il y a une différence de comportement entre l'ouest et l'est du rift; les mécanismes au foyer, à l'ouest de Xylokaastro, sauf celui de 1984 qui n'a pas été étudié en détail, ont un plan vers le nord à faible pendage $\leq 35^\circ$, tandis que ceux à l'est sont légèrement plus pentus $\approx 45^\circ$ [Taymaz et al., 1991].

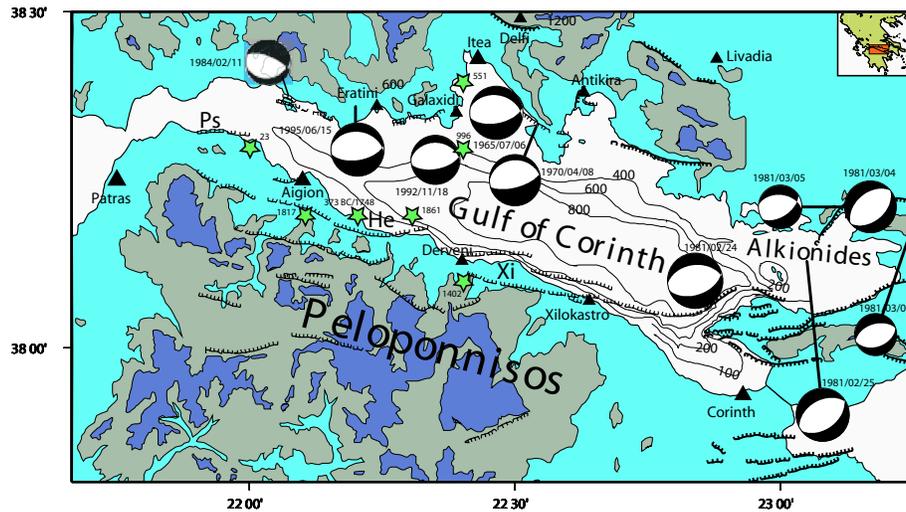


Fig. 2.12: Epicentres et mécanismes au foyer des séismes historiques. Les étoiles vertes représentent les epicentres des séismes de magnitude $M \geq 6$ qui ont eu lieu dans la région de la ville d'Aigion depuis 373 BC, d'après Papazachos and Papazachos [1980]. Les mécanismes au foyer sont illustrés pour les séismes de magnitude $M_s > 5$ qui ont eu lieu dans le Rift de Corinthe depuis 1965, d'après Briole et al. [2000].

A l'est du golfe, après les 2 premiers séismes de 1981, des ruptures évidentes en surface ont été identifiées sur la péninsule de Perachora, le long des failles de Pisia et de Skinios-Psatha⁸ [Jackson et al., 1982]. Le dernier séisme de la série du 04/03/1981 a également provoqué des ruptures sur la côte nord du Golfe de Alkionides, le long de la faille de Livadostros jusqu'au sud-est de Kaparelli. Les mécanismes au foyer de ces séismes [Taymaz et al., 1991] (Fig. 2.12) coïncident chacun avec une des séries de traces observés en surface et permettent donc, en considérant conjointement les contraintes imposées par les mouvements verticaux, observées le long de la côte [Hubert et al., 1996], d'attribuer le glissement des failles de Pisia, Skinios-Psatha (Alephori) et Kaparelli respectivement aux trois séismes pris dans l'ordre chronologique. Considérant les deux derniers séismes, le plan nodal est en bon accord avec le vecteur déplacement mesuré en surface [Jackson et al., 1982].

A l'ouest du rift, le séisme d'Aigion, $M_s = 6.2$, du 15/06/1995 a causé des petites fractures

⁸cf. figure 2.9, p. 39.

discontinues le long de la faille d'Aigion; elles sont néanmoins trop petites pour confirmer un glissement sur la faille [Bernard et al., 1997]. Bernard et al. [1997] ont modélisé les données GPS et InSAR pour contraindre la rupture et proposent, à partir d'un hypocentre placé à 10 *km* de profondeur, un glissement de 87 *cm* vers le sud, sur un plan orienté $N277^\circ E$ et incliné vers le nord à 33° . L'étude du séisme de Galaxidi, $M_s = 5.9$, du 18/11/1992, a montré que le plan de rupture était également celui avec un faible pendage ($\approx 30^\circ$) vers le nord [Hatzfeld et al., 1996]. Bien que le mécanisme au foyer des séismes d'Eratini, $M_s = 6.4$, du 06/07/1965 et d'Itea, $M_s = 6.2$, du 08/04/1970 soit en accord avec les failles normales du rift, il n'est pas possible d'associer des failles aux séismes et de distinguer clairement un des plans nodaux [Ambraseys and Jackson, 1990]. Cependant, en considérant la similitude entre les séismes d'Eratini et de Galaxidi, notamment leur mécanismes au foyer, leur magnitudes, la proximité des épacentres et l'absence de répliques, il est probable que le plan qui plonge vers le nord soit responsable du séisme d'Eratini [Hatzfeld et al., 1996]. La même argumentation est moins pertinente dans le cas du séisme d'Itea, car il est plus éloigné, à l'est, et il y a eu une réplique qui était assez forte pour causer des dégâts sur la côte nord du golfe [Ambraseys and Jackson, 1990]. D'autre part, il est intéressant de noter que les ruptures des ces séismes sont contiguës et couvrent une surface au nord du golfe, de la Péninsule de Makrinikolas⁹ jusqu'à la Péninsule de Psaromita [Bernard et al., 2005].

Bien que les failles sous-marines présentent des escarpements relativement importants, nous ne connaissons pas de forts séismes associés à un glissement sur ces failles, ce qui suggère qu'elles accommodent la déformation de façon stable, c'est-à-dire par fluage [Bernard et al., 2005].

2.3.2 Microsismicité

La distribution ainsi que les mécanismes au foyer de la microsismicité nous donnent une image plus détaillée des structures actives en profondeur. En général, la couche sismogène du rift est limitée entre 5 et 15 *km* de profondeur [Rigo et al., 1996; Lyon-Caen et al., 2004], bien qu'à l'est, les répliques des séismes de 1981 montrent un peu d'activité à partir de 3 *km* de profondeur [King et al., 1985; Hatzfeld et al., 2000]. Cependant, la localisation de ces derniers est moins bien contrainte.

A l'est, les mécanismes au foyer [Jackson et al., 1982; King et al., 1985; Hatzfeld et al., 2000] des répliques des séismes de 1981 sont en accord avec l'extension N-S à NNO-SSE présente dans la région et bien qu'il ne soit pas possible de déterminer avec certitude les plans de faille, dans la plupart des cas, un des plans nodaux coïncide avec un des plans de faille des séismes majeurs de 1981 [King et al., 1985; Hatzfeld et al., 2000]. En outre, sur trois profils, chacun perpendiculaire à une des failles actives lors des trois grands séismes de 1981, la microsismicité en profondeur est localisée dans le prolongement de failles observées à la surface, ce qui suggère que les failles sont planes.

L'étude de la microsismicité de l'ouest du rift, qui est plus importante que celle à l'est, a apporté une image différente de la distribution de la sismicité en profondeur. Sur la figure 2.13, deux coupes N-S du rift qui présentent la sismicité enregistrée pendant 2 mois en 1991, sont illustrées. Nous remarquons sur ces coupes que la zone sismogène s'arrête à une profondeur d'environ 10 – 12 *km*, ce qui met en évidence une structure à faible pendage de 15° vers le

⁹cf. figure 2.9, p. 39.

nord [Rigo et al., 1996]. Rigo et al. [1996] l'interprètent comme la signature d'un détachement. Cette structure est plus marquée à l'ouest qu'à l'est à cause d'une distribution de la sismicité moins complexe à l'ouest, visible sur les coupes (Fig. 2.13). La présence de mécanismes au foyer avec des plans nodaux à faible pendage vers le nord, sous le golfe, au nord-est de Trizonia, argumente en faveur du détachement [Rigo et al., 1996]. En outre, la relocalisation d'un multiplet de 12 séismes qui fait partie du nuage sismique au nord-est de Trizonia, suggère par sa géométrie que le plan actif est celui qui plonge à faible pendage vers le nord [Rietbrock et al., 1996].

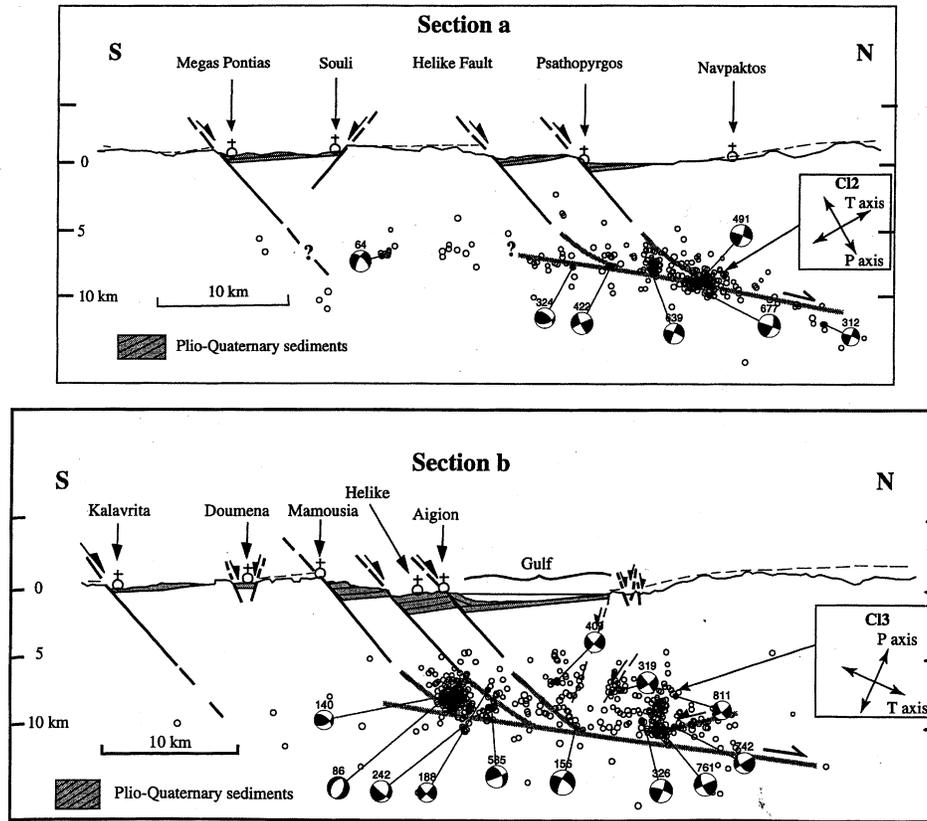


Fig. 2.13: Profils S-N du Golfe de Corinthe représentant la sismicité de juillet-août 1991, quelques mécanismes au foyer représentatifs et le détachement sur lequel viennent s'enraciner les failles normales qui affleurent en surface. En haut, a, profil ouest et en bas, b, profil est. D'après Rigo et al. [1996].

Sur la coupe "b" (Fig. 2.13, en bas), la situation se complique effectivement. Les mécanismes au foyer sont moins homogènes et aucun plan nodal est vraiment en accord avec le plan du détachement [Rigo et al., 1996]. Les mécanismes au nord de la péninsule de Psaromita traduisent une déformation soit sur un plan antithétique à faible pendage vers le sud, soit sur un plan pentu et incliné vers le nord, du même type que celui du séisme¹⁰, $M_s = 5$, du 11/02/1984 [Rigo et al., 1996], qui est toutefois situé plus à l'est, au nord de l'île de Trizonia. Par ailleurs, la distribution de la sismicité au nord pourrait aussi être expliquée par l'activité de failles antithétiques. Au sud, la sismicité est dominée par une crise associée

¹⁰cf. figure 2.12, p. 44.

à un tremblement de terre de magnitude $M_L = 4.5$ du 03/07/1991, qui est situé entre les failles d'Helike et d'Aigion. Elle occupe un volume important, donc il n'est pas aisé d'y associer une faille. Les séismes sont trop profonds pour les attribuer à la faille d'Helike, mais pas assez profonds pour la faille de Mamoussia, qui d'ailleurs est supposée être inactive¹¹ géologiquement [Flotté, 2002]. Les mécanismes au foyer des séismes du sud sont en accord avec l'extension N-S, mais l'axe de compression est variable et l'interprétation est difficile, surtout sans le mécanisme au foyer du choc principal.

2.4 Géométrie des failles actives et modèles tectoniques

Le plan délimité par la microsismicité, de pendage $10^\circ - 20^\circ$ vers le nord, qui représente une zone de transition vers 10 km de profondeur, est généralement accepté, néanmoins la nature de cette interface ainsi que son fonctionnement restent inconnus et discutés. En effet, ce plan à faible pendage soulève la question de la mécanique de la déformation dans le rift, plus particulièrement de la nature du plan et du raccordement en profondeur des plans de failles pentus, observés en surface.

Ce que Rigo et al. [1996] interprètent comme un détachement sous le golfe, Sorel [2000] l'intègre dans un modèle géologique du rift (Fig. 2.14). Dans ce modèle le détachement représente la structure importante du rift, celle qui délimite en profondeur le processus extensif fragile et qui accommode une partie importante de la déformation. Peu profond au sud, le détachement s'enfoncé progressivement vers le nord pour devenir, sous le golfe, le plan délimité par la microsismicité et celui de rupture des gros séismes du rift (*e.g.* Aigion, Galaxidi). Simultanément, pour accommoder la déformation en surface, des failles listriques secondaires se développent successivement du sud au nord et s'enracinent sur le détachement [Sorel, 2000; Flotté, 2002].

Si des détachements ont déjà été observés dans plusieurs régions, *e.g.* le "Basin and Range" aux Etats-Unis, Woodlark-D'Entrecasteaux en Papouasie Nouvelle Guinée ou encore en Oman [*e.g.* Wernicke, 1995], dans le Rift de Corinthe cela n'est pas évident, car il y a peu d'observations directes. Le détachement a été associé à la Faille de Chelmos [Sorel, 2000] qui affleure en surface, au sud du golfe, au nord du Massif du Chelmos¹². Cette faille présente les caractéristiques d'un détachement: la listricité, le faible pendage continu sur plusieurs kilomètres et les roches faiblement métamorphosées dans le bloc inférieur [Wernicke, 1995]. En effet, l'unité tectonique Phyllite-Quartzite est exhumée dans le bloc inférieur de la Faille de Chelmos [Flotté, 2002].

Le modèle présente l'avantage de relier toutes les failles dans un système spatio-temporel cohérent et propose une solution au problème du raccordement des failles pentues sur la structure à faible pendage sous le golfe. L'application au rift de ce modèle s'appuie, premièrement, sur les observations géologiques de terrain [Sorel, 2000; Flotté, 2002], deuxièmement, sur le pendage similaire du détachement, $10^\circ - 15^\circ$ [Flotté, 2002], observé en surface, au sud du golfe, et du plan déduit de la microsismicité, 15° , observé en profondeur, sous le Golfe de Corinthe, [Rigo et al., 1996].

Cependant, ce modèle est discutable en certains points. Premièrement, le pendage du

¹¹ *cf.* section 2.2.2, p. 41.

¹² *cf.* figure 2.14, p. 48.

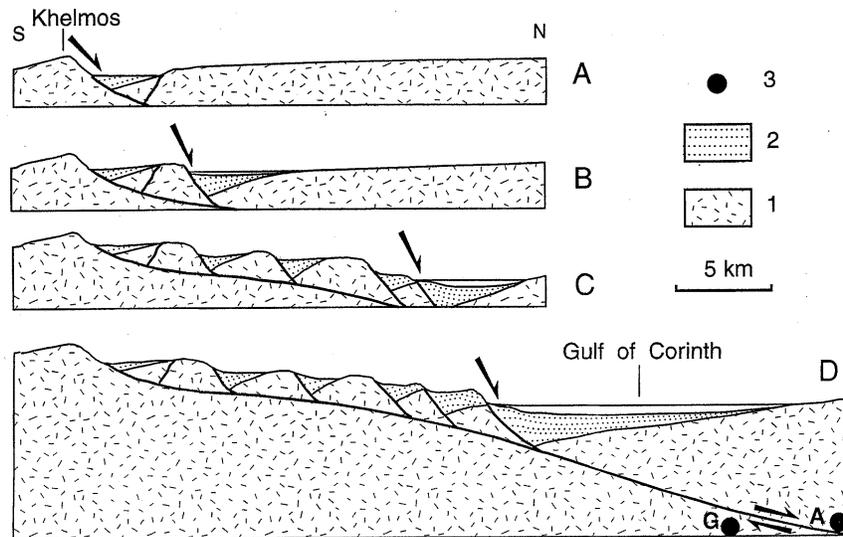


Fig. 2.14: Schéma qui représente le modèle tectonique proposé par Sorel [2000]. 1: socle alpin, 2: sédiments syn-rift, G: le séisme de Galaxidi, $M_s = 5.9$, du 18/11/1992 et A: celui d'Aigion, $M_s = 6.2$, du 15/06/1995.

détachement est en contradiction avec celui des plans de rupture des séismes d'Aigion et de Galaxidi, 30° [Bernard et al., 1997; Hatzfeld et al., 1996], ainsi que ceux des plans des failles côtières: Xylokaastro, 50° en surface [Armijo et al., 1996] et Pirgaki, Helike et Aigion, 60° en surface [Cornet et al., 2004; Pantosti et al., 2004]. Quatre éventualités se présentent,

1. La structure du modèle est plutôt de nature locale, ce qui selon Sorel [2000] n'est pas le cas puisque la trace du détachement s'étend jusqu'aux extrémités du golfe, à l'est comme à l'ouest.
2. Le détachement ne représente que la structure qui a formé le proto-golfe [Ori, 1989] et n'a pas de lien direct avec les failles actives actuelles. La Faille de Chelmos est effectivement inactive et à très faible pendage. Elle pourrait donc représenter le stade final de l'évolution d'un détachement [Wernicke, 1995], schéma qui reste cohérent avec les failles actives à fort pendage aux abords et dans le Golfe de Corinthe.
3. Il y a une variation d'est en ouest comme cela a déjà été remarqué dans la bathymétrie [Brooks and Ferentinos, 1984], le taux de déformation [Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004], le taux de surrection [*e.g.* Flotté, 2002] et la topographie du Moho [Tiberi et al., 2001].
4. Les séismes d'Aigion et de Galaxidi, dont les épicentres sont situés dans la moitié nord du rift, sont dus à une autre structure et marquent la fin de l'activité du détachement, si ce n'est de sa terminaison.

Deuxièmement, dans le modèle, la profondeur du détachement est contraint par le degré de listricité des failles et pose problème, car si la géométrie listrique est clairement identifiée sur le terrain pour quelques failles majeures anciennes au sud du rift [Flotté, 2002], elle n'est pas évidente pour les autres, surtout les plus jeunes (*e.g.* Pirgaki, Helike, Aigion), à cause du manque d'arguments géologiques clairs [Flotté, 2002]. En effet, sur la reconstruction d'un

profil N-S du rift, le long de la vallée du Krathis, entre le Massif du Chelmos et Akrata¹³, la profondeur de la base de la faille d'Helike, dont la géométrie listrique est déduite à partir des observations en surface, est estimée à 3 *km* [Sorel, 2000; Flotté, 2002] et la prolongation de celle-ci par le détachement, selon un pendage de 10°, jusqu'à la même latitude que la faille d'Aigion, atteint une profondeur de 4.5 *km*. En revanche, le plan de microsismicité, situé 17 *km* plus à l'ouest, est à une profondeur minimum de 7 *km* sous la ville d'Aigion¹⁴. La listricité n'est pas non plus observée sur les autres grandes failles qui bordent le sud du golfe. L'enracinement de la faille de Psathopyrgos a été estimé à 10 *km* de profondeur sous le golfe [Flotté, 2002], la faille responsable du plus important des séismes de Corinthe de 1981 est également plane jusqu'à la limite fragile-ductile [Braunmiller and Nábělek, 1996] et la faille d'Aigion l'est aussi jusqu'à 760 *m* [Cornet et al., 2004; Pantosti et al., 2004] et plus¹⁵. Pourquoi les failles au sud d'Akrata seraient-elles les seules failles listriques avec un enracinement peu profond alors que, à l'est comme à l'ouest du rift, les failles sont raides et atteignent la transition fragile-ductile?

Par ailleurs, il n'y a pas besoin de géométrie listrique pour expliquer la microsismicité, la prolongation des failles selon le même pendage qu'en surface suffit, le détachement hypothétique inclus. Si l'on considère que le détachement suit le contact entre l'unité Phyllite-Quartzite et les unités calcaires du Mésozoïque, ou du moins qu'il est fortement influencé par celui-ci, il est possible de relier le modèle de Sorel [2000] à la microsismicité de manière plus convaincante. L'unité Phyllite-Quartzite a une forme anticlinale dont la crête est orientée N-S et plonge de 10° – 15° vers le nord et les flancs plongent de 5° – 10° vers l'est et l'ouest [Flotté, 2002]. La forme anticlinale semble s'étendre jusqu'au golfe, où elle est associée à l'anticlinale qui a été étudié par Ghisetti and Vezzani [2004] et qui probablement traverse le golfe jusqu'à Galaxidi. Ainsi, le détachement, de forme anticlinale, est moins profond sous le golfe au large d'Akrata que sous la ville d'Aigion. En prenant en compte le pendage E-O du détachement, celui-ci se trouve entre 8 – 10 *km* de profondeur sous la ville d'Aigion, en accord avec la sismicité¹⁶ et avec les modèles géologiques du rift [Sorel, 2000; Flotté, 2002].

En accord avec la listricité des failles du modèle précédent, le profil SO-NE [Sachpazi et al., 2003], issu d'une campagne de sismique marine dans le golfe, au nord de la faille de Xylokastro¹⁷, met en évidence une structure bi-plane sous le golfe (Fig. 2.15), c'est-à-dire une faille composée de deux segments dont le pendage est différent. Cette faille borde la côte sud du golfe avec un pendage qui approche les 45°, puis à 3 *km* de profondeur elle change de pendage et plonge à environ 15° jusqu'à 5 *km* de profondeur, où le profil atteint ses limites. Les profondeurs des failles sont en accord avec le modèle de Sorel [2000], mais elles impliquent que le détachement est bien plus profond, car sinon il recouperait la faille de Xylokastro qui affleure 4 *km* plus au sud et qui passe près du coin en bas à gauche du profil. En effet, le détachement affleure dans le Massif de Ziria, plus au sud comparé à l'ouest du rift, et en considérant que le pendage est constant, il est déjà à plus de 8 *km* de profondeur sous la côte du golfe, au nord de la faille de Xylokastro. Malgré la méconnaissance de l'activité sismique de cette faille bi-plane, si la couche superficielle est considérée asismique et que les premiers séismes sont donc à 4 *km* de profondeur, cela correspond à des épïcêtres localisés 10 *km* au nord de la

¹³ cf. figure 2.9, p. 39.

¹⁴ cf. figure 2.13, p. 46.

¹⁵ cf. section 6.3, p. 141.

¹⁶ cf. figure 2.13, p. 46.

¹⁷ cf. figure 2.9, p. 39.

côte sud du golfe. Par ailleurs, le lien avec le plan du séisme de Galaxidi dont la profondeur centroïdale est située à 7.4 km de profondeur, reste hypothétique. Le prolongement de cette faille n'arrive pas à rejoindre le plan de faille du séisme de Galaxidi, sans un changement d'inclinaison, bien que Sachpazi et al. [2003] soutiennent que cela est cohérent si les erreurs sur la localisation du séisme et le pendage des plans sont pris en considération.

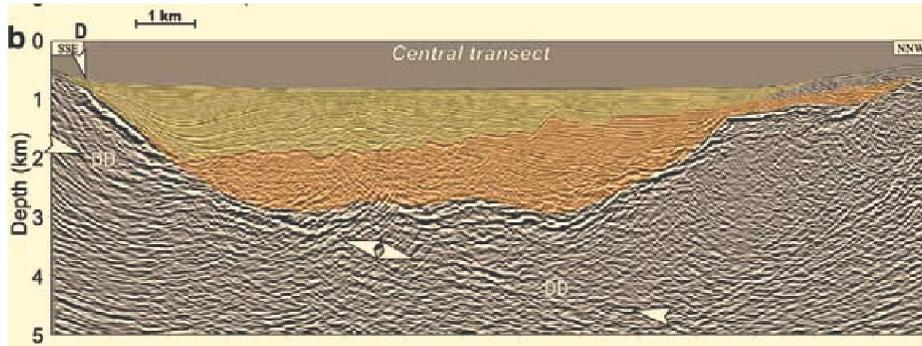


Fig. 2.15: Profil sismique, d'orientation SSE-NNO entre Derveni et Itea. Les flèches marquent un réflecteur dominant, interprété comme le plan d'une faille bi-plane. Il est pentu au bord du bassin et s'adoucit en profondeur. D'après Sachpazi et al. [2003].

Il est à noter que le même problème survient plus à l'ouest entre le plan du séisme d'Aigion et celui délimité par la microsismicité. Dans ce cas, Bernard et al. [2005] proposent que la différence de pendage soit due à un changement en relation avec le rétrécissement du golfe et l'échelon des failles antithétiques, qu'ils supposent avoir la même origine. La comparaison des séismes d'Aigion et de Galaxidi suggère une certaine cohérence des structures sous la côte nord du golfe. En plus de la profondeur et du pendage du plan de rupture similaire, ils sont aussi à la même distance de l'affleurement du détachement. Cependant, bien que la profondeur des hypocentres puisse s'expliquer par le détachement à pendage constant, les pendages respectifs du plan de faille et du détachement diffèrent d'environ 20° .

Le concept de faille bi-plane, généralisé à un système de failles, est mis en application dans le modèle du rift occidental par Briole et al. [2000] et Bernard et al. [2005] pour prendre en compte la distribution de la déformation sur des failles à pendages différents. Ce dernier modèle propose que les failles actives du golfe soient planes et raides en surface avec un enracinement sur une structure à faible pendage vers le nord (Fig. 2.16). Les failles sont disposées parallèlement les unes aux autres, car c'est la solution la plus raisonnable pour ne pas avoir des failles qui se croisent, ou une déformation importante entre les failles elles-mêmes ou encore une rotation des contraintes sur de courtes distances. En plus, cela est cohérent avec la microsismicité. La déformation accommodée par les failles actives, considérée constante, est modélisée avec un système de failles placé dans un demi-espace élastique (Fig. 2.16) [Bernard et al., 2005]. Le taux de dislocation des failles est considéré constant et il est contraint par les données GPS de déformation horizontale et verticale. Le meilleur modèle (Fig. 2.16, E) montre qu'il est nécessaire que toutes les failles fluent pour accommoder la déformation. L'observation de fractures en surface, après les séismes d'Aigion en 1995 [Bernard et al., 1997] et d'Helike en 1861 [*e.g.* Rigo, 1994], le long des traces des failles du même nom, ainsi que la trace de trois

séismes importants sur la faille d'Aigion¹⁸ [Pantosti et al., 2004], impliquent effectivement que le glissement en profondeur est transmis aux failles en surface et que les structures sont connectées en profondeur.

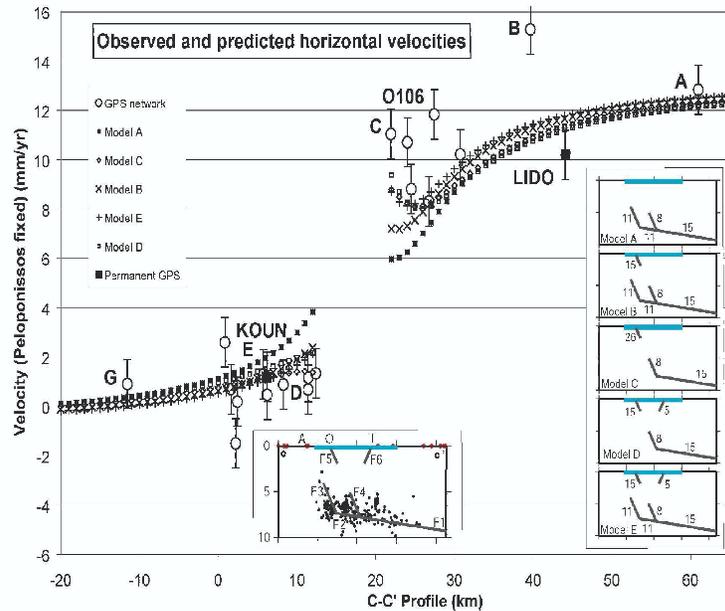


Fig. 2.16: Modèles du Rift de Corinthe. D'après Bernard et al. [2005].

Ces observations et modèles suggèrent que le plan à faible pendage est sismique. Qu'en est-il? L'absence de séismes à plus de 12 km de profondeur laisse présager que la transition fragile-ductile n'est pas loin. A partir de la microsismicité, deux points de vue extrêmes sont possibles (Fig. 2.17): soit une partie de la microsismicité en profondeur est due au plan à faible pendage qui est sismique, soit celui-ci est asismique et représente la transition fragile-ductile. Les séismes sont alors dus aux failles qui viennent s'enraciner dans la transition.



Fig. 2.17: (a) Schéma qui représente le modèle du rift avec un détachement sismique. (b) Schéma qui représente le modèle du rift avec un détachement asismique. La microsismicité s'aligne sur un plan seulement en profondeur, à la limite fragile-ductile

Sans être en conflit avec les modèles précédents et fondé sur la distribution des répliques

¹⁸cf. section 2.3.1, p. 43.

des séismes de 1981 qui ont eu lieu à l'est du Golfe de Corinthe, King et al. [1985] soutiennent que la différence de comportement entre une déformation fragile en surface et ductile en profondeur génère un cisaillement sur une interface de transition à faible pendage (Fig. 2.18a). La déformation qui est transmise à la couche de surface, est accommodée sur des failles plus raides et par conséquent, il doit y avoir une zone de raccordement en profondeur. N'ayant pas assez de données, ils ne peuvent pas conclure sur la géométrie des failles en surface. En revanche l'étude de Braunmiller and Nábělek [1996] qui utilisent les ondes SH pour contraindre l'inversion de la géométrie de plans de rupture des séismes de 1981, montre que les failles responsables de ces séismes ne sont pas listriques et le pendage qu'ils obtiennent est en accord avec celui donné par Taymaz et al. [1991]. En profondeur, bien que la distribution des répliques des séismes de 1981 s'estompe vers 12 – 13 km, celle-ci ne permet pas l'observation directe d'un plan faiblement incliné, comme à l'ouest du rift. King et al. [1985] argumentent que ce plan est asismique, et il est nécessaire pour expliquer la subsidence de la côte nord du golfe qui, en plus, présente des failles antithétiques actives (*e.g.* séisme du 04/03/1981, Faille de Kaparelli). Si ce plan à faible pendage s'avère réel, il est asismique et plus profond que les hypocentres des séismes de 1981, c'est-à-dire 12 km, car ceux-ci ne sont pas, non plus, associés à un plan à faible pendage en profondeur [Braunmiller and Nábělek, 1996].

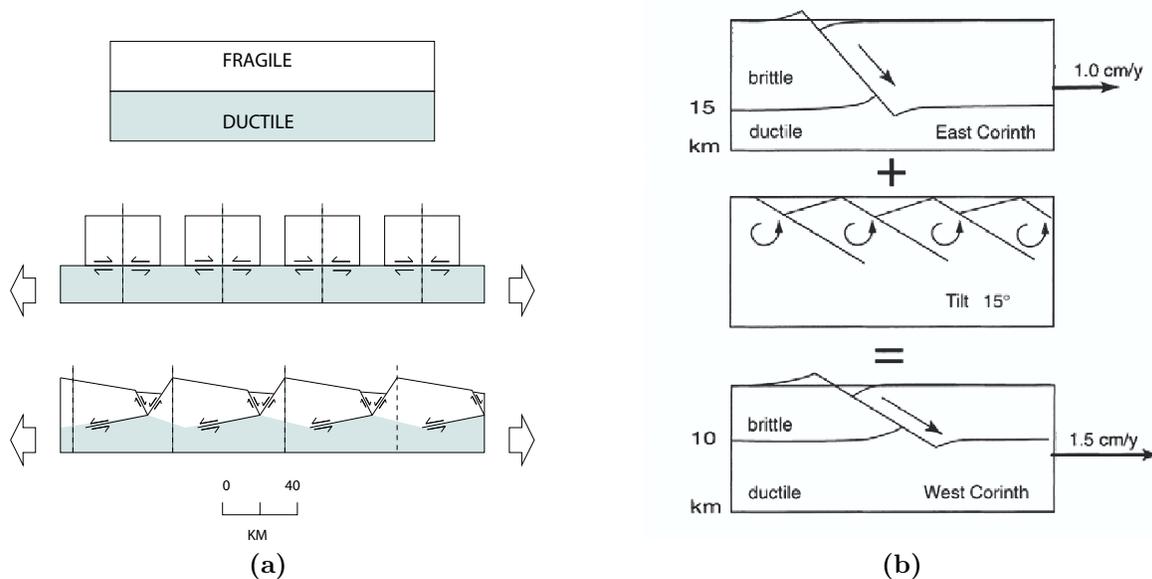


Fig. 2.18: (a) Schéma qui représente le modèle tectonique proposé par King et al. [1985]. (b) Schéma qui représente le modèle tectonique proposé par Hatzfeld et al. [2000].

L'hypothèse d'un plan à faible pendage sous le golfe, plus profond à l'est qu'à l'ouest, rejoint le modèle de Hatzfeld et al. [2000], illustré sur la figure 2.18b. Ces derniers argumentent en faveur d'une transition fragile-ductile en profondeur, mais sans détachement. Ils se fondent sur les différences du pendage, de la profondeur maximale de la sismicité et du taux de déformation entre l'est et l'ouest du rift. Ils mettent ces observations en relation avec une extension de type "domino" [Wernicke and Burchfiel, 1982] et argumentent que plus le taux de déformation est faible, plus les failles sont raides (subissent moins de rotation), plus la transition fragile-ductile est profonde et par conséquent les séismes sont plus profonds. En

effet, la profondeur de la base du bassin extensif est contrôlée, non pas par la base des failles normales, mais par le profil de température dont la perturbation dépend du taux de déformation [Jackson and White, 1989]. Cependant, l'argument sismologique est discutable, car la différence de la profondeur de la sismicité entre l'est et l'ouest est de quelques kilomètres, alors que l'erreur sur la profondeur des hypocentres est de l'ordre de $2 - 3 \text{ km}$ à l'est du golfe [Hatzfeld et al., 2000] et inférieur à 1 km à l'ouest [Lyon-Caen et al., 2004]. D'autre part, ce modèle ne permet ni un changement de pendage en fonction de la profondeur, ni une déformation différentielle dans le temps sur les failles, sauf si une déformation ductile en profondeur est admise [Jackson and White, 1989].

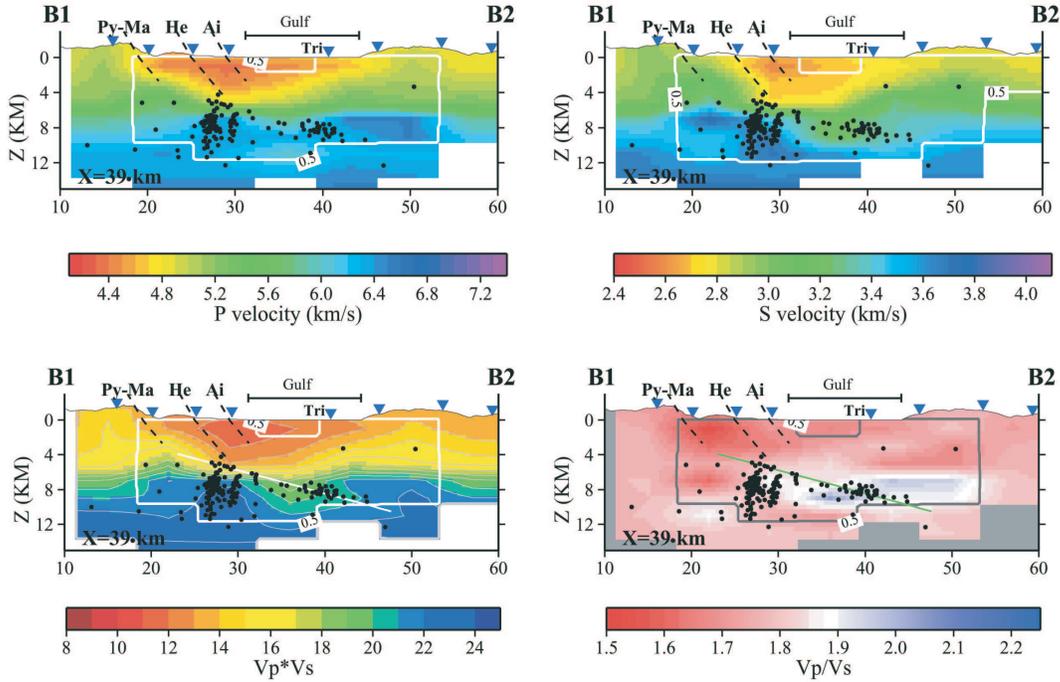


Fig. 2.19: Profils de vitesse. En haut, à gauche, le profil de vitesse des ondes P et à droite, le profil de vitesse des ondes S . En bas, à gauche, le profil du produit des vitesses: $V_P \cdot V_S$ et à droite le profil du quotient des vitesses: V_P/V_S . D'après Latorre [2004].

Sans autre information le problème de la nature du plan sous le golfe reste difficile à déterminer. La tomographie par ondes de volumes de l'ouest du rift [Latorre, 2004; Latorre et al., 2005] apporte des informations complémentaires sur les propriétés physiques et la structure du rift en profondeur. Les résultats de Latorre [2004] montrent qu'il y a une augmentation prononcée des vitesses des ondes de volume, sous le golfe, entre 5 et 7 km de profondeur, et donc également du produit des vitesses $V_P \cdot V_S$. Les profils S-N de ces quantités à travers le golfe sont illustrés sur la figure 2.19. Une faible valeur du produit $V_P \cdot V_S$ indique la présence de zones fracturées ou poreuses, ainsi le profil (Fig. 2.19) suggère que les failles d'Helike et d'Aigion plongent jusqu'à 6 km de profondeur et rejoignent le plan microsismique à faible pendage. Quant au quotient V_P/V_S , une valeur élevée indique la présence de zones saturées en fluides et elle n'est pas corrélée au produit $V_P \cdot V_S$, en tous les cas en ce qui concerne le Rift de Corinthe (Fig. 2.19 et 2.20). En revanche, en comparant le quotient des vitesses au nombre de séismes en fonction de la profondeur, les profils (Fig. 2.20) montrent qu'ils sont

corrélés, ce qui implique un lien probable entre la sismicité et la présence de fluides. Si les fluides sont sous pression, comme cela est observé plus près de la surface, où une surpression de $0.5 - 0.85 \text{ MPa}$ par rapport à la pression hydrostatique a été mesurée [Cornet et al., 2004], cela permettrait un glissement sur des failles à faible pendage par réduction de la contrainte normale effective, comme cela a déjà été suggéré par *e.g.* Rietbrock et al. [1996] et Bernard et al. [1997].

2.5 Conclusion

Il y a deux problèmes qui se distinguent, le premier concerne les failles normales observées en surface, dans la zone fragile et sismogène. Il s'agit de connaître leur géométrie en profondeur et comment elles se raccordent à la structure à faible pendage en profondeur. Le deuxième concerne la nature et le mécanisme de fonctionnement du plan à faible pendage sous le golfe. Plus particulièrement, comment peut-on expliquer l'activité sismique sur un plan à faible pendage, ou alors comment expliquer la présence de séismes dans le cas d'une transition fragile-ductile asismique?

Les observations dans le Rift de Corinthe ne permettent pas de conclure sur une géométrie de faille particulière. Sorel [2000] et Flotté [2002] ont montré la listricité des failles inactives au sud du rift, une faille bi-plane a été mise en évidence dans les profils sismiques au nord de la faille de Xylokastro [Sachpazi et al., 2003] et les études de Braunmiller and Nábělek [1996] et Jackson et al. [1982] ont montré que les failles responsables des séismes de 1981 sont planes. Le détachement a également une géométrie particulière anticlinale [Flotté, 2002] qui s'étend probablement jusqu'à Galaxidi [Ghisetti and Vezzani, 2004].

En ce qui concerne la différence entre le détachement et la transition fragile-ductile, elle n'est pas claire. La microsismicité à l'est suggère un plan de faille asismique, fondé sur la subsidence et l'existence de failles antithétiques [King et al., 1985], qui marque la transition fragile-ductile si l'on considère la différence, entre l'est et l'ouest du rift, du pendage des failles en surface et du taux de déformation [Hatzfeld et al., 2000]. Par contre, à l'ouest la microsismicité met clairement en évidence un plan à faible pendage [Rigo et al., 1996; Lyon-Caen et al., 2004]. La tomographie suggère la présence de fluides en profondeur qui pourraient être l'élément déclencheur de séismes sur un plan à faible pendage en considérant que la pression est anormalement élevée, comme cela est le cas près de la surface [Cornet et al., 2004].

L'information sur les structures et leur activité en profondeur est fournie par l'analyse de la microsismicité, car c'est la source d'information la plus abondante pour étudier les failles en profondeur. Or, malgré la quantité plus importante de données de meilleure résolution qu'elle apporte, nous avons pu constater qu'elle atteint ses limites. En effet, il est difficile de faire une interprétation fine des structures en profondeur, en raison d'une erreur malheureusement encore trop importante sur les localisations. En outre, la microsismicité est en majeure partie composée de séismes de faible magnitude dont les surfaces de rupture sont petites et pour lesquels les mécanismes au foyer ne sont pas toujours calculables à cause d'un manque de données et de couverture azimutale. De plus, elle se concentre là où la roche est le plus fracturée, ce qui implique une variabilité accrue des mécanismes au foyer, qui contribue à compliquer l'image des structures. Par conséquent, conclure sur la géométrie et le comportement

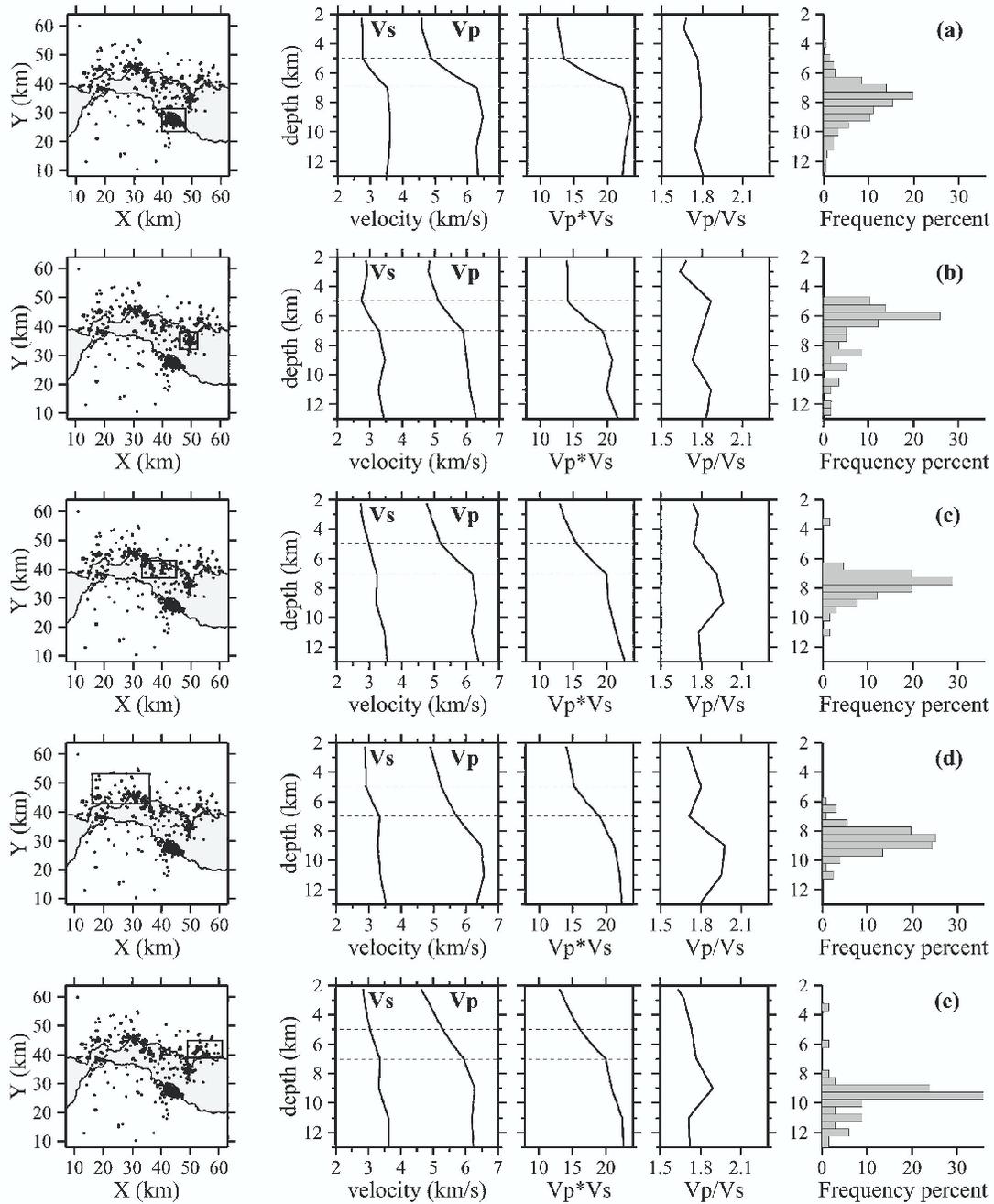


Fig. 2.20: Profils de vitesse pour diverses région du Rift de Corinthe. De gauche à droite, la carte des épicentres qui montre la zone considérée, le profil de vitesse des ondes P et S, le profil du produit des vitesses, $V_P \cdot V_S$ et le profil du quotient des vitesses, V_P/V_S . D'après Latorre [2004].

des failles en profondeur est difficile et nécessite d'autres méthodes.

En vue d'apporter des éléments de réponse aux questions soulevées au sujet du Rift de Corinthe, en particulier à celles sur la géométrie des failles et sur les mécanismes d'accommodation de la déformation, nous avons choisi d'appliquer les méthodes de relocalisation¹⁹ qui améliorent la localisation des séismes et, par conséquent, qui permettent une interprétation plus fine des structures actives en profondeur.

¹⁹*cf.* chapitre 1, p. 3.

Chapitre 3

Sismicité récente du Rift de Corinthe

Ce chapitre est consacré à la présentation des données sismologiques récentes, recueillies en 2001 et 2002. Nous préciserons la zone d'étude, puis le réseau sismologique qui a enregistré les données sur lesquelles nous avons travaillé. La localisation de la sismicité nous permettra, premièrement, de confirmer les résultats obtenus par les études antérieures et, deuxièmement, de présenter les caractéristiques sismologiques pour la période et la zone d'étude. Nous présenterons également le résultat du calcul de la magnitude de moment effectué avec MOMAG, le programme que nous avons développé.

3.1 Zone d'étude

La région étudiée se trouve à l'ouest du Golfe de Corinthe, autour de la ville d'Aigion, et couvre une surface d'environ $30 \times 30 \text{ km}^2$ (Fig. 3.1). Cette région a été choisie par le consortium de centres de recherche européens, "Corinth Rift Laboratory" (CRL), pour ses taux d'extension et de sismicité très élevés, afin d'y conduire une recherche pluridisciplinaire sur la mécanique des failles et le rôle des fluides dans le contexte tectonique d'extension continentale.

3.2 Réseau sismologique

L'installation du réseau permanent de stations courte période, le CRLNET [Lyon-Caen et al., 2004] (Fig. 3.2), a commencé au printemps de l'année 2000. Un an plus tard 12 stations étaient opérationnelles. A celles-ci s'ajoutent 2 stations, DAF/DA0¹ et LAK, qui appartiennent au réseau ATHNET de l'Université d'Athènes et une, SER, qui est maintenue conjointement par l'Université de Patras et l'Université Charles, Prague. Les sismomètres CRL sont tous des vélocimètres Mark Products L22-D, avec 3 composantes, une fréquence propre de 2 Hz et les sismogrammes sont enregistrés avec une fréquence d'échantillonnage de 125 Hz. Plus de la moitié des stations (AGE, AIO, ALI, DIM, ELE, KOU, TEM) sont

¹DAF et DA0 représente la même station, elle a changé de position, c'est pourquoi il y a deux noms.

3.2. Réseau sismologique

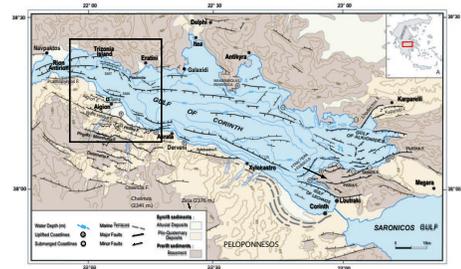
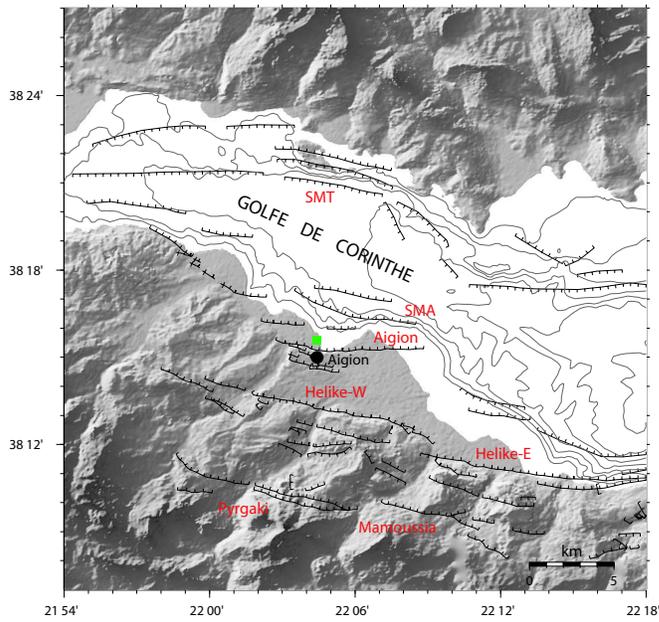
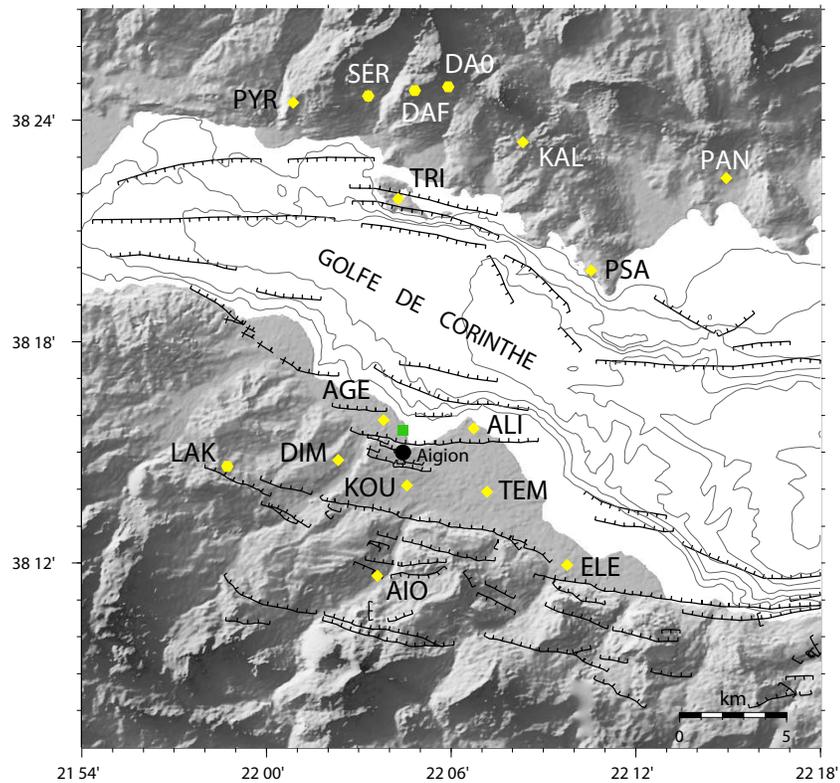


Fig. 3.1: Carte de la zone d'étude, à gauche, agrandie de l'encadré de la carte du Golfe de Corinthe, représentée à droite. Les failles normales sont illustrées en noir et leur nom en rouge. Le carré vert indique l'emplacement du puits de forage AIG10 [Cornet et al., 2004].

Fig. 3.2: Réseau sismologique du "Corinth Rift Laboratory" (CRLNET) [Lyon-Caen et al., 2004]. Les losanges jaunes illustrent la localisation des stations CRLNET et les hexagones celles des stations d'ATHNET et de l'Université de Patras, respectivement, DAF/DA0, LAK et SER.



installées en fond de puits de forage, entre 60 – 130 *m* de profondeur. Les stations d'ATH-NET sont équipées avec des Guralp CMG-40T et l'enregistrement des données est également effectué à la fréquence d'échantillonnage de 125 *Hz* alors que la dernière station, SER, munie d'un sismomètre de type Guralp CMG-3T, enregistre à une fréquence d'échantillonnage de 100 *Hz*.

3.3 Sismicité de l'année 2001

Pendant l'année 2001², 6604 tremblements de terre ont été localisés dans la région d'étude à l'aide du programme HYPO71 [Lee and Lahr, 1972]. Leur localisation a été faite en utilisant le modèle de vitesse 1D et le rapport de vitesse $V_p/V_s = 1.8$ de Rigo et al. [1996]. Les tremblements de terre les mieux localisés [Lyon-Caen et al., 2004] sont représentés sur la figure 3.3 et correspondent à ceux pour lesquels on dénombre au moins 5 temps d'arrivée d'onde P et dont le *rms* est plus petit que 0.1 *s*. Les erreurs sur ces hypocentres sont plus petites que le kilomètre dans toutes les directions.

Dans l'ensemble, la microsismicité (Fig. 3.3) présente la même image que celle obtenue par Rigo et al. [1996]. Sur les profils on distingue la mince couche sismogène comprise entre 4 et 12 *km* de profondeur ainsi que le plan à faible pendage vers le nord, sous le golfe, décrit par la microsismicité. Cette couche atteint la profondeur maximale de 12 *km* au nord de la Péninsule de Psaromita, dans la région du séisme d'Aigion.

L'évolution de la sismicité est caractérisée par des essaïms spatiaux (Fig. 3.3) et temporels (Fig. 3.4, *p.* 61) dont le plus important constitue une crise sismique (jours juliens: 88 – 200). Le taux de sismicité varie de quelques séismes à un maximum de 223 séismes par jour (Fig. 3.4a, *p.* 61) et le taux moyen, représenté par la droite en pointillé sur le graphe de la figure 3.4b, s'élève à plus de 18 séismes par jour. Du fait que les observations s'étendent sur une période assez courte, il n'est pas exclu que le taux moyen soit influencé par les répliques d'un évènement antérieur. En outre, il faut considérer que le catalogue n'est pas complet, comme cela se remarque par les intervalles à taux nul, au début juillet (205-211), fin novembre (331-334) et également, dans une moindre mesure, au début juin (151-161). C'est pourquoi, il est préférable de confirmer ce taux avec un catalogue sismique qui couvre plus d'années d'observation.

3.3.1 Crise sismique de mars-juillet 2001

La sismicité de 2001 est caractérisée par une crise sismique qui a eu lieu à environ 6 *km* au sud de la ville d'Aigion (Fig. 3.3), sous la station AIO, entre l'affleurement en surface des failles de Pargaki et d'Helike-Ouest³, et à 5 *km* au sud-ouest du lieu de la crise de 1991, située entre les affleurements des failles d'Helike-Ouest et d'Aigion [Rigo et al., 1996].

La crise a commencé à la fin du mois de mars et a duré plus de 100 jours (Fig. 3.5, *p.* 61); elle comprend 2917 séismes qui sont pour la grande majorité des répliques du séisme d'Agios Ioanis, $M_w = 4.2$ et des autres séismes majeurs⁴ dont la magnitude est supérieure à 3.5. Le

²10/1/2001 - 31/12/2001

³*cf.* figure 3.1, *p.* 58.

⁴*cf.* section 3.3.2, *p.* 62.

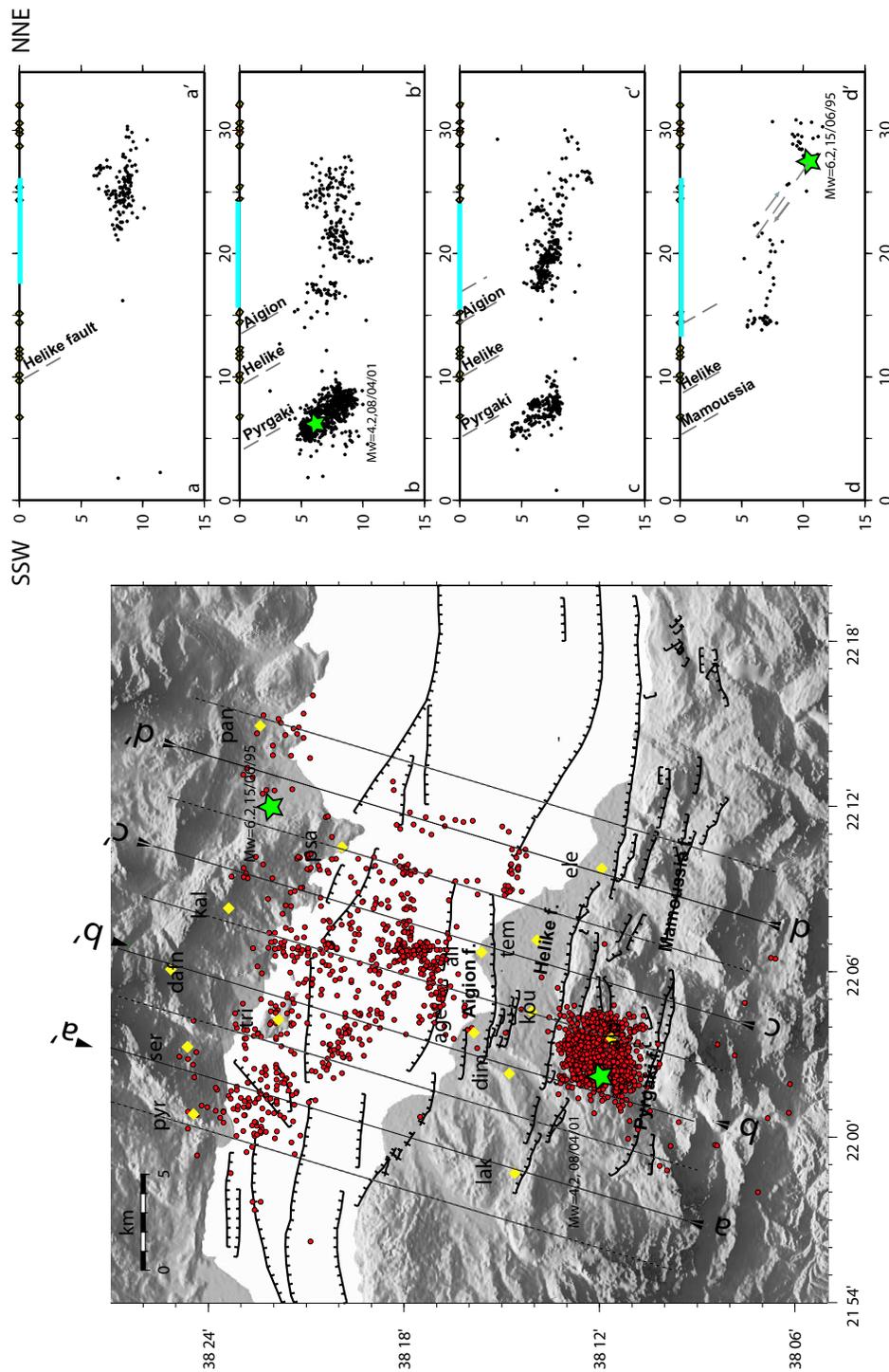


Fig. 3.3: La sismicité du Rift de Corinthe pendant l'année 2001, représentée par les séismes les mieux localisés. Les stations sont représentées par les losanges jaunes et la microsismicité par les points rouges. L'étoile verte au sud indique l'épicentre du séisme d'Agios Ioanis et celle du nord indique l'épicentre du séisme d'Aigion [Bernard et al., 1997]. D'après Lyon-Caen et al. [2004].

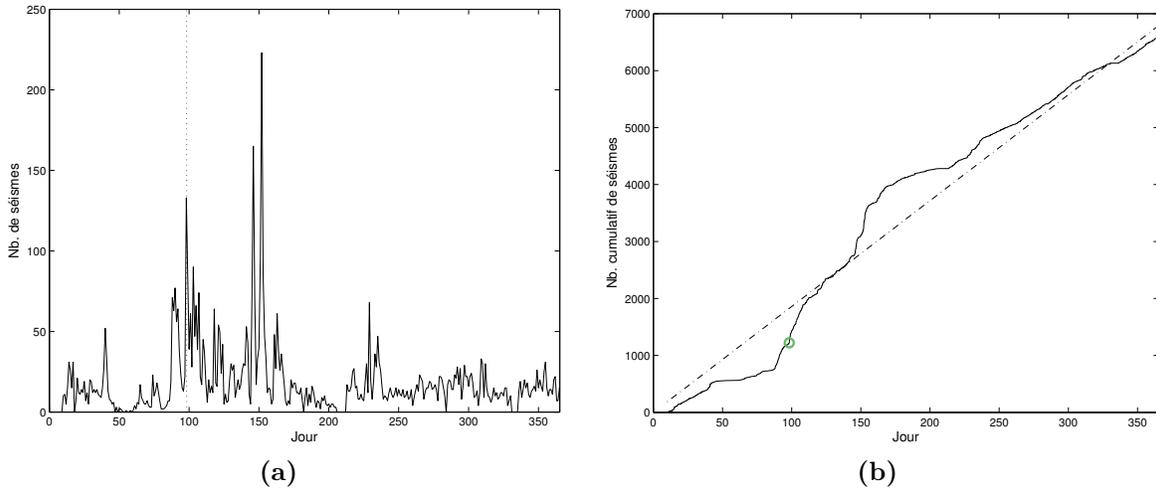


Fig. 3.4: Sismicité de l'année 2001 enregistrée par le CRLNET et localisée avec Hypo71. (a) Nombre de séismes par jour. La droite en pointillé indique le jour du séisme d'Agios Ioanis, 8.4.2001. (b) Nombre cumulé de séismes en fonction du temps. L'étoile rouge marque le choc principal d'Agios Ioanis. La droite en pointillé représente le taux de sismicité moyen.

premier séisme n'est pas celui d'Agios Ioanis (Fig. 3.3, p. 60) qui a eu lieu le 8 avril 2001 à 06h12m24s, 10 jours après le début de la crise (Fig. 3.5), mais un séisme de magnitude environ égale à $M_w = 3.5$.

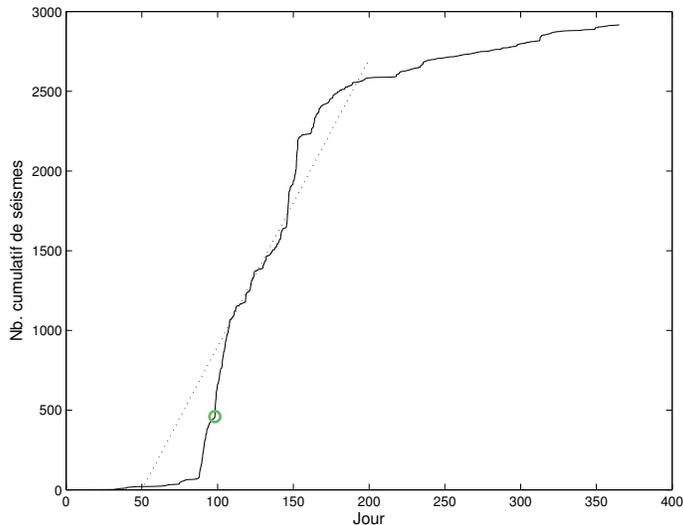


Fig. 3.5: Nombre cumulé de séismes en fonction du temps pour la sismicité de la crise. Seuls les séismes localisés entre les latitudes $38^{\circ}10' - 38^{\circ}13'$ et les longitudes $22^{\circ}00' - 22^{\circ}05'$ ont été considérés. Le cercle vert représente le séisme d'Agios Ioanis et la droite indique le taux de sismicité moyen: 18 séismes/jour.

L'évolution temporelle de la crise (Fig 3.5) est marquée par une oscillation du taux qui, au cours de la crise, devient égal à celui régional moyen, calculé pour l'ensemble du rift. Cela montre, premièrement, que pendant la période d'activité de la crise, celle-ci a dominé la sismicité du rift localement et, deuxièmement, que la crise comporte vraisemblablement deux phases et n'est pas constituée d'un seul cycle précurseurs - choc principal - répliques⁵.

⁵ cf. section 7.1, p. 155.

Le séisme d'Agios Ioanis, étant trop petit et situé à une trop grande profondeur, n'a pas provoqué de rupture jusqu'en surface, mais l'orientation de la faille active est estimée en calculant son mécanisme au foyer. La solution préférée de l'inversion des spectres d'amplitude des ondes de volume, par Zahradník et al. [2004] (Fig. 3.6), montre des plans nodaux orientés $N220^{\circ}E$ et $N114^{\circ}E$ qui plongent respectivement à 40° vers le NO et 77° vers le SO. Ce mécanisme concorde avec les données de polarité des premières arrivées des ondes aux stations locales [Lyon-Caen et al., 2004] (Fig. 3.6). En outre, une sélection des microséismes les mieux localisés dessine, en coupe, un nuage sismique qui est en accord avec le plan orienté $N220^{\circ}E$ [Lyon-Caen et al., 2004]. C'est le mécanisme généralement accepté.

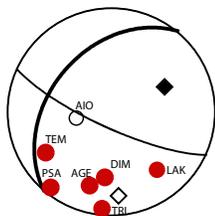


Fig. 3.6: Mécanisme au foyer du séisme d'Agios Ioanis ($M_w = 4.2$) du 8/4/2001, déterminé par inversion du spectre d'amplitude des ondes de volume [Zahradník et al., 2004] et en accord avec les polarités des ondes P aux stations du CRLNET [Lyon-Caen et al., 2004].

Ce mécanisme au foyer apporte une information nouvelle à propos des failles actives, car l'orientation des plans nodaux ne correspond pas à celle des failles majeures au bord du rift. Il y a donc une autre faille différente des failles normales majeures et de taille respectable puisqu'elle a généré un séisme de magnitude $M_w = 4.2$ à 6.5 km de profondeur.

3.3.2 Magnitude de moment de la sismicité

Le programme MOMAG⁶ a été utilisé pour calculer la magnitude de la sismicité du Rift de Corinthe de 2001. Les résultats sont illustrés sur la carte de la figure 3.7 ainsi que sur les quatre graphes de la figure 3.8 (p. 64). La première figure montre la magnitude de moment des microséismes en fonction de l'épicentre et on constate que la distribution spatiale de la magnitude est plutôt homogène. La deuxième figure montre la magnitude de moment en fonction du temps (Fig. 3.8a), un histogramme des magnitudes (Fig. 3.8b), le moment sismique cumulé en fonction du temps (Fig. 3.8c) et la distribution de Gutenberg-Richter pour la sismicité de l'année 2001 (Fig. 3.8d).

De manière générale, on note que le réseau CRLNET détecte les microséismes dont la magnitude est $M_w \geq 1$ (Fig. 3.8a et 3.8b), cependant, la distribution de Gutenberg-Richter montre que le catalogue n'est complet qu'à partir de $M_w \geq 1.5$ (Fig. 3.8d). Après la crise sismique, on remarque (Fig. 3.8a) qu'il n'y a plus de séismes dont la magnitude est plus grande que $M_w = 3.5$ et cela jusqu'au mois de décembre. La fenêtre temporelle que couvrent les données n'est pas assez grande pour distinguer entre une chute de contrainte provoquée par la crise sismique ou un effet de diminution relative causée par la fin de la crise.

Séismes de magnitude supérieure à $M_w = 3.5$

Pendant l'année 2001, il y a eu treize séismes dont la magnitude de moment a été supérieure à $M_w \geq 3.5$ (Tab. 3.1, p. 65), mais seulement dix d'entre eux sont localisés à l'intérieur du

⁶cf. annexe C, p. 363.

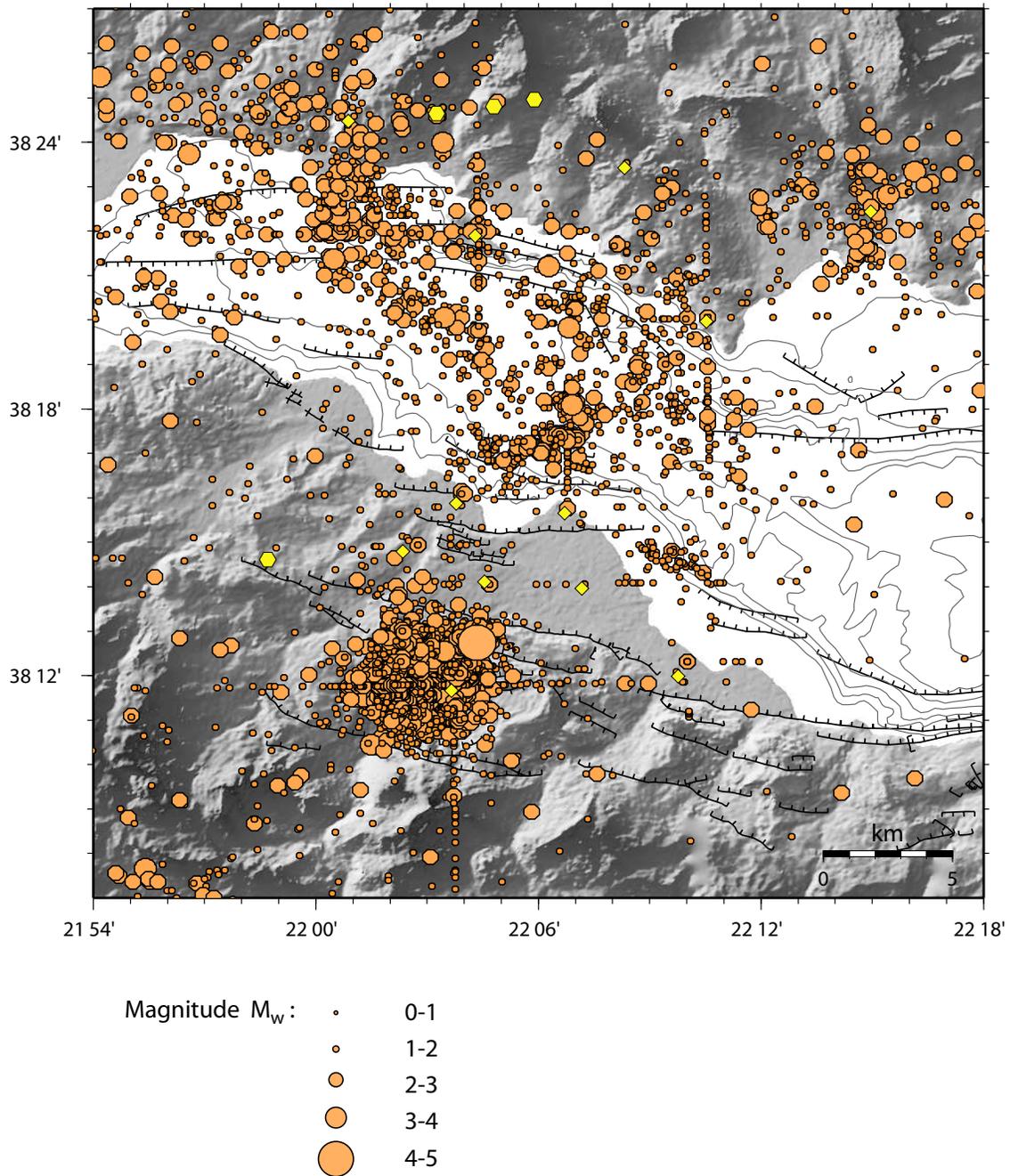


Fig. 3.7: La sismicité du Rift de Corinthe pendant l'année 2001. Les épicentres (localisation avec Hypo71) sont représentés par les points beiges dont la taille correspond à la magnitude de moment. Les stations sont représentées par les symboles jaunes.

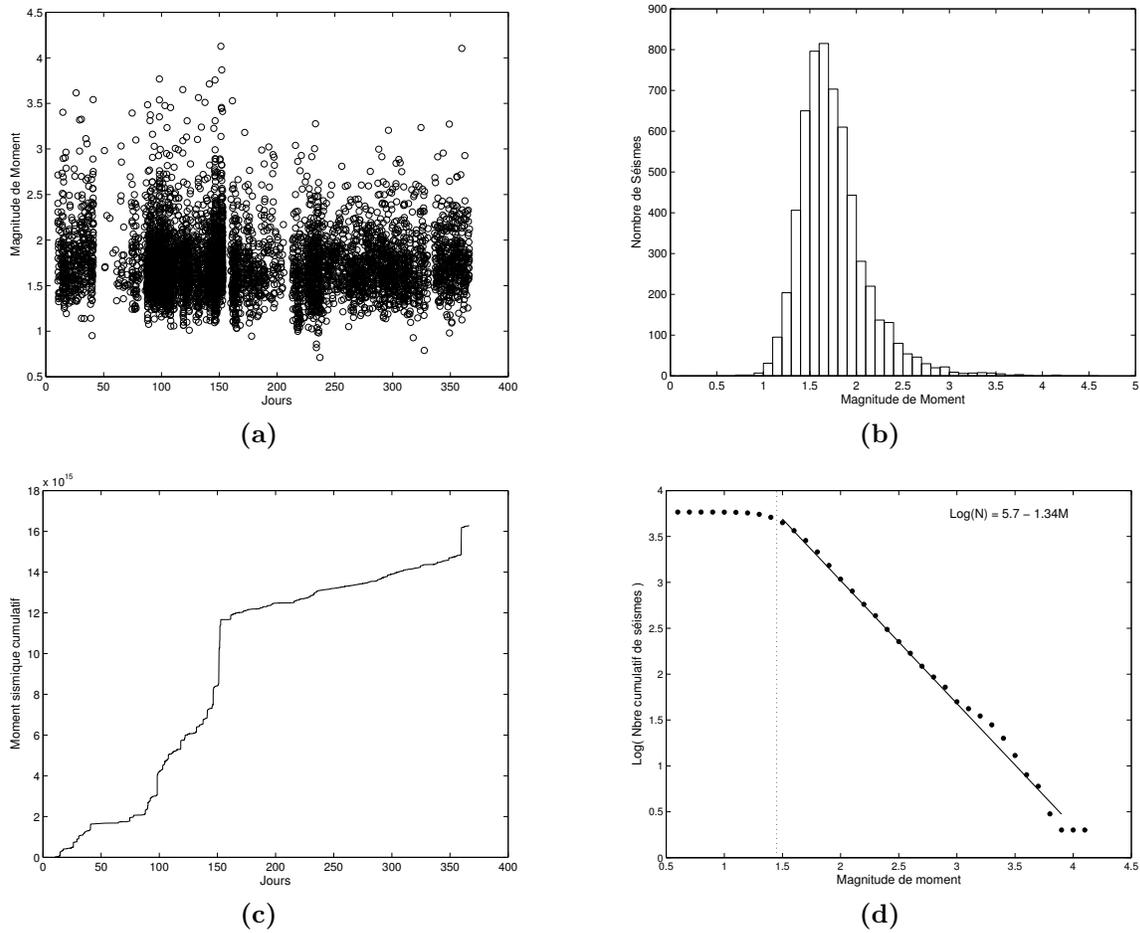


Fig. 3.8: Sismicité de l'année 2001 enregistrée par le CRLNET. (a) Magnitude de moment. (b) Histogramme de la magnitude de moment. (c) Moment sismique cumulatif en fonction du temps. (d) Distribution de Gutenberg-Richter. La droite a une pente qui correspond à une valeur $b = 1.34$.

réseau, alors que les trois derniers sont localisés en dehors de celui-ci, plus à l'ouest, vers le détroit de Rion-Antirion⁷. Les épicentres des dix séismes sont représentés sur la carte de la figure 3.9a (p. 66) et leur numérotation, de 1 à 10, suit l'ordre chronologique et leur magnitude varie entre $M_w = 3.5$ et $M_w = 4.1$ (Tab. 3.1). Sept des dix séismes, dont le séisme d'Agios Ioanis, font partie de la crise sismique, les trois autres (1, 5 et 7) ont eu lieu sous le Golfe de Corinthe: le premier au début du mois de février et les deux derniers (5 et 7) au mois de mai (Fig. 3.9b).

Le deuxième séisme correspond à celui d'Agios Ioanis et sa magnitude, $M_w = 3.8$, a été étudiée plus en détail, car elle est sous-estimée par le calcul automatisé à cause de sa fréquence coin plus petite par rapport aux autres microséismes. Une estimation de la magnitude a été faite en utilisant les stations du CRLNET AGE, AIO, DIM, PSA, TEM et TRI ainsi que

⁷ cf. figure 2.9, p. 39.

la station large bande SER. Cette dernière permet de vérifier les résultats obtenus avec les stations courte période du CRLNET qui sont à la limite de la résolution pour un séisme de la taille de celui qui est étudié.

Tab. 3.1: *Magnitudes des 10 séismes localisés dans le réseau, pour lesquels $M_w \geq 3.5$. La deuxième colonne indique la date et l'heure d'origine du séisme et la troisième colonne indique la magnitude de moment, M_w , calculée avec MOMAG.*

N° Séisme	Date - Heure	M_w
1	2001.02.09 - 20.28.14	3.5
2	2001.04.08 - 06.12.25	3.8
3	2001.04.08 - 06.36.54	3.5
4	2001.04.28 - 11.57.19	3.6
5	2001.05.12 - 00.21.03	3.6
6	2001.05.17 - 15.53.13	3.5
7	2001.05.21 - 09.58.15	3.7
8	2001.05.26 - 09.03.36	3.8
9	2001.05.31 - 09.42.13	4.1
10	2001.06.01 - 03.21.21	3.9

Les résultats sont présentés sur la figure 3.10, qui montre les spectres de déplacement estimés à partir des enregistrements de la station SER (3.10a) et des stations CRLNET (3.10b). En supposant une vitesse des ondes P égale à 6 km/s et une densité de 2500 kg/m^3 , les données large bande indiquent un moment sismique et une magnitude de moment égales respectivement à $M_0 = 1.08 \cdot 10^{15} \text{ Nm}$ et à $M_w = 4.1$, alors que les sismogrammes des stations courte période indiquent un moment sismique M_0 entre $0.4 \cdot 10^{15} - 3.4 \cdot 10^{15}$ et une magnitude de moment M_w entre $3.8 - 4.4$ (Table 3.2). En considérant la moyenne des estimations individuelles faites à partir des données de courte période (Fig. 3.10b et Tab. 3.2), la magnitude de moment pour le séisme d'Agios Ioanis est $M_w = 4.2$, ce qui est en très bon accord avec l'estimation faite à partir des données large bande et de la magnitude de ce séisme, $M_w = 4.3$, donnée par Zahradník et al. [2004]. En revanche, notre estimation est légèrement plus faible que celles publiées par le Service Sismologique Suisse et l'USGS, respectivement $M_w = 4.6$ et $m_b = 4.5$.

Tab. 3.2: *Moment sismique et magnitude de moment calculé avec MOMAG pour six stations du CRLNET.*

Station	M_0 [Nm]	M_w
AGE	1.3162E+15	4.13
AIO	2.2197E+15	4.28
DIM	1.8850E+15	4.23
PSA	3.1959E+15	4.39
TEM	0.4012E+15	3.78
TRI	3.3021E+15	4.40

La fréquence coin, déduite du spectre en déplacement de la station SER (Fig. 3.10a), est située entre $2 - 3 \text{ Hz}$; cet intervalle inclut précisément la fréquence propre des sismomètres

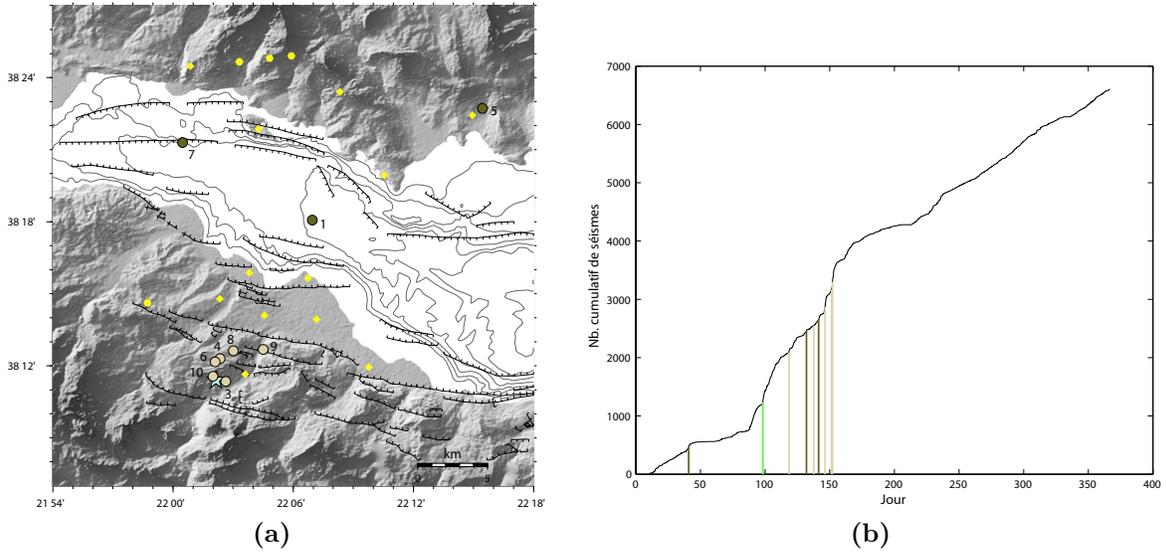


Fig. 3.9: (a) Carte des épicentres non relocalisés des séismes dont la magnitude est plus grande que $M_w \geq 3.5$. (b) Distribution cumulative des séismes en fonction du temps. La ligne verte marque le séisme d'Agios Ioanis, les lignes beige clair marquent les séismes de magnitude $M_w \geq 3.5$ localisés dans la crise et les lignes brunes marquent ceux localisés sous le Golfe de Corinthe. La ligne verte, ainsi que la dernière, cachent un deuxième séisme.

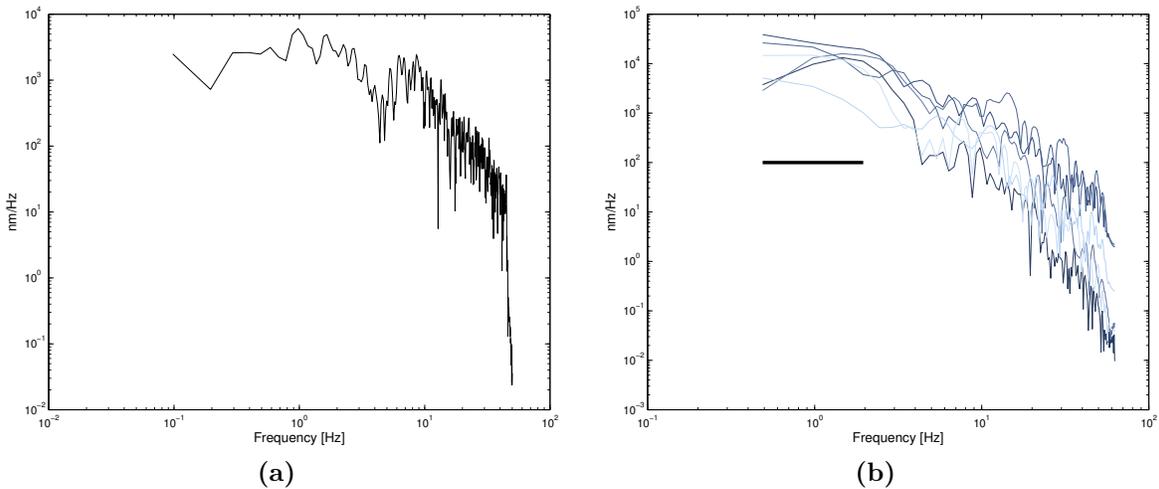


Fig. 3.10: (a) Spectre en déplacement du sismogramme large bande enregistré par la station SER. La magnitude de moment est estimée égale à $M_w = 4.1$. (b) Spectre en déplacement des sismogrammes courte période enregistrés par les stations CRLNET. Chacune des couleurs représente une station différente, du bas vers le haut, au premier coefficient de Fourier: PSA, AGE, TRI, TEM, DIM, AIO. La ligne horizontale noire indique les coefficients utilisés pour le calcul de la moyenne de Ω_0 . L'échelle n'est pas la même que pour (a).

L22 du CRLNET. Malgré cela, le plateau est aussi identifiable sur les spectres des données courte période (Fig. 3.10b, *p.* 66), bien qu'il soit moins bien défini à cause du bruit induit par la déconvolution et la limite de la résolution. Cette fréquence coin correspond à un rayon de surface circulaire de rupture d'environ 0.6 km, suivant l'équation de Brune [1971], $r = 2.34\beta/2\pi f$ où $\beta = 3.29$ km/s.

La facteur b de la relation Gutenberg-Richter

Le facteur b de la loi de Gutenberg-Richter⁸ décrit la pente de la loi de puissance. Wiemer and Benoit [1996] ont montré que ce facteur peut varier significativement à l'échelle de 10 km, typiquement entre 0.5 – 1.5 [Wiemer and Benoit, 1996; Wiemer and Wyss, 1997]. Cette variation spatiale de b est contrôlée principalement par deux propriétés [*e.g.* Wiemer and Benoit, 1996; Wiemer and Wyss, 1997; Wiemer and Katsumata, 1999]:

- l'hétérogénéité de la roche ou la densité de failles,
- la contrainte effective.

En effet, b est proportionnel au degré d'hétérogénéité de la roche et inversement proportionnel à la contrainte normale effective. Ainsi, dans une zone de roche fracturée, où la contrainte normale effective est petite et favorise donc le déclenchement de petits séismes, le facteur b est plus grand que dans une zone relativement plus homogène, où la contrainte normale effective est grande et propice au déclenchement de séismes plus grands. En outre, comme la contrainte effective dépend de la pression de pore, celle-ci influence évidemment la valeur de b . De même, plus la contrainte de cisaillement augmente sur une faille bloquée, plus la surface de l'aspérité est importante, ce qui implique souvent peu d'activité sismique dans l'environnement immédiat de l'aspérité et par conséquent, une faible valeur pour b . Par le calcul du facteur b de la sismicité contenue dans des volumes cylindriques perpendiculaires aux failles de San Andreas et de Calaveras, Wiemer and Wyss [1997] ont montré que les régions de fluage et les zones de failles où ont lieu des répliques sont associées à un facteur b élevé, ce qui a également été montré dans le cas de séquences sismiques sans choc principal, *e.g.* la séquence des Iles Gilbert de 1982 dont $b = 1.35$ [*e.g.* Lay and Wallace, 1995].

Pour l'ensemble de la sismicité enregistré dans le Rift de Corinthe pendant l'année 2001, le facteur b est estimé par régression linéaire égal à 1.34 (Fig. 3.8d, *p.* 64). Le même calcul pour le catalogue sismique auquel les séismes qui appartiennent à la crise sismique ont été retiré, résulte en un facteur encore plus élevé: $b = 1.45$, alors qu'en considérant uniquement la crise sismique, il est plus faible: $b = 1.25$. Ces valeurs élevées décrivent donc une zone hétérogène où la contrainte normale effective est faible et où la déformation est surtout accommodée par de petits séismes et du fluage. Cela est en accord, d'une part, avec le taux élevé de déformation et de sismicité du Rift de Corinthe et, d'autre part, avec le fait que les séismes historiques les plus grands ne dépassent pas la magnitude de $M \leq 7$ ⁹. Il est intéressant de noter que le facteur b est plus grand pour les séismes sous le golfe. On peut en conclure que la déformation extensive dans le rift est principalement accommodée dans une zone très hétérogène, en partie par un processus de fluage, en accord avec les résultats¹⁰ de Bernard et al. [2005].

⁸ $\log_{10}(N) = a - bM$, où $N = N(M_w > M)$ est le nombre cumulatif de séismes dont la magnitude est plus grande que M et a et b sont deux constantes.

⁹*cf.* section 2.3.1, *p.* 43.

¹⁰*cf.* section 2.4, figure 2.16, *p.* 51.

3.4 Sismicité de l'année 2002

Pour notre étude, nous avons pu utiliser les données recueillies par le centre Géosciences Azur, Nice, lors d'une campagne de mesures qui s'est déroulée pendant les mois de février à juin 2002. Un réseau temporaire de 50 stations a été déployé dans la même zone d'étude¹¹, autour de la ville d'Aigion. Neuf stations du réseau CRLNET ont été doublées par des stations large bande, quinze autres étaient également large bande, les stations de LAK et SER incluses, et 17 autres étaient des stations courte période. La carte de la figure 3.11 montre la localisation de toutes les stations utilisées ainsi que les épicentres des 690 séismes du catalogue.

3.5 Conclusion

La localisation de la sismicité du Rift de Corinthe de l'année 2001, enregistrée par le réseau sismologique permanent CRLNET, met en évidence une mince couche sismogène et une structure en profondeur, sous le Golfe de Corinthe, à faible pendage vers le nord comme cela est également observé dans les résultats d'études antérieures. En outre, on constate que la sismicité est dominée par une crise sismique, qui a lieu au sud de la ville d'Aigion. Cette crise comporte le séisme d'Agios Ioanis ($M_w = 4.2$), dont le plan principal de rupture est orienté $N220E$ et plonge à 40° au NO, et est caractérisée par une oscillation du taux de sismicité autour de la valeur moyenne de 18 séismes par jour qui suggère qu'elle s'est déroulée en deux phases et n'est donc pas organisée temporellement selon un cycle unique: précurseurs - choc principal - répliques. Par ailleurs, le calcul de la magnitude de moment a permis de montrer l'existence de dix autres séismes de magnitude $M_w \geq 3.5$, qui ont eu lieu pendant la crise, ainsi que d'estimer le facteur b de la relation de Gutenberg-Richter. Ce dernier est égal à 1.25 dans le cas de la crise et 1.45 pour la microsismicité au centre du Rift de Corinthe. Ces valeurs suggèrent que la roche en profondeur est fracturée et que la contrainte effective est faible, ce qui privilégie le déclenchement de petits séismes aux dépens des plus gros.

¹¹ cf. figure 3.1, p. 58.

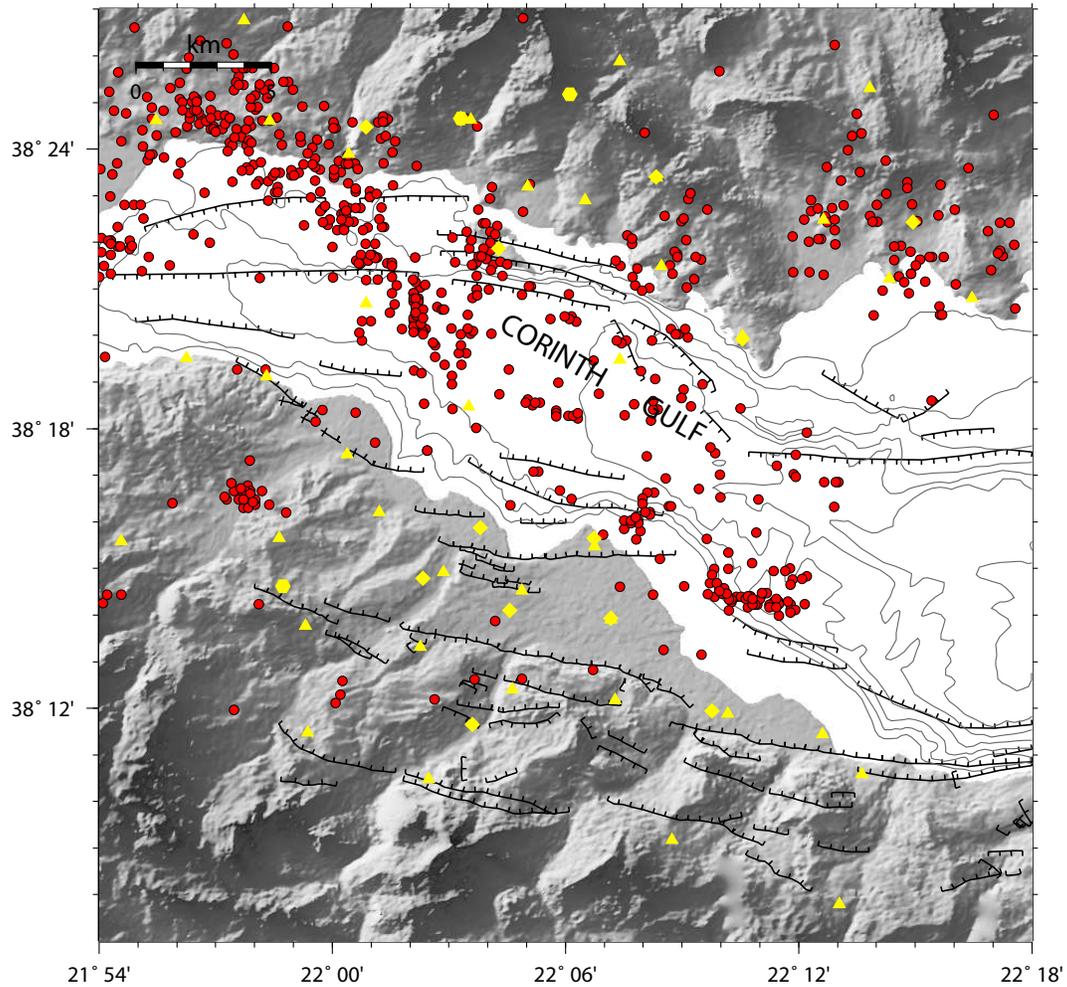


Fig. 3.11: Sismicité du Rift de Corinthe pendant l'année 2002. Les stations sont représentées par les signes jaunes; losanges: stations permanentes du CRLNET; triangles: stations temporaires de la campagne 2002; hexagones: stations permanentes grecques. Les épicentres de la microsismicité sont indiqués par les points rouges. D'après A. Deschamps [Communication personnelle, 2004].

Chapitre 4

Identification des multiplets

Les multiplets ont été définis dans le premier chapitre et nous avons pu comprendre l'intérêt de les identifier en vue d'une relocalisation. Dans le but d'extraire les multiplets de la sismicité du Rift de Corinthe, deux méthodes d'identification et de classification de multiplets seront présentées. Nous discuterons également du pré-traitement nécessaire des données et des paramètres de calcul. Avant de conclure par la présentation des résultats de l'extraction des multiplets des données de 2001 et 2002, nous ferons une brève comparaison des méthodes.

4.1 Méthodes d'extraction des multiplets

L'objectif que nous nous proposons à ce stade de la recherche est d'extraire les multiplets de la sismicité, selon un critère de ressemblance entre les formes d'ondes. Il y a plusieurs méthodes possibles pour accomplir cette tâche. Une des méthodes (*e.g.* utilisée par HypoDD) se fonde sur l'hypothèse que les séismes, dont les sismogrammes sont cohérents, ont des sources proches les uns des autres¹ [Geller and Mueller, 1980; Poupinet et al., 1984; Got et al., 1994; Waldhauser and Ellsworth, 2000]. Cette technique nécessite de travailler avec des séismes dont la localisation est de très bonne qualité. Cependant les données ne sont que rarement assez précises pour permettre une localisation à l'échelle locale avec une erreur plus petite que 500 *m*. De plus, ces techniques ne garantissent pas que les formes d'ondes soient semblables, malgré la proximité des sources. C'est pourquoi l'erreur d'une relocalisation avec ces multiplets reste importante bien que diminuée.

Pour garantir une ressemblance minimale des signaux, le meilleur moyen est d'en mesurer la similarité. C'est ce que proposent les méthodes quantitatives qui par conséquent sont plus précises. Elles se fondent sur le coefficient de corrélation [Console and Di Giovambattista, 1987; Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992], ou sur la mesure de la cohérence [Poupinet et al., 1984; Frechet, 1985; Got et al., 1994; Rubin et al., 1999], ou encore sur la mesure de la dissimilitude [Zhizhin et al., 1992; Gaucher, 1998; Bourouis, 2004]. La première grandeur se mesure dans le domaine temporel, la deuxième est estimée dans le domaine fréquentiel et la dernière est mesurée dans l'espace temps-fréquence. Ces techniques ont l'avantage de proposer un critère objectif de ressemblance entre deux sismogrammes qui permet de classer

¹*cf.* section 1.3.1, *p.* 10.

des séismes et d'extraire les multiplets. Nous allons présenter plus en détail les deux dernières méthodes.

4.1.1 Syntactic Pattern Recognition Scheme, SPARS

Cette technique est basée sur la comparaison de sonogrammes et comporte quatre étapes dont les trois premières sont exécutées par le programme nommé SPARS [Zhizhin et al., 1992] et la dernière par le programme *mkclus* que nous avons développé. La première de ces étapes consiste à calculer les sonogrammes, la deuxième, à mesurer la dissimilitude entre les signaux, la troisième, à classer les séismes et la dernière, à extraire les multiplets.

Calcul des sonogrammes, aspect théorique

Les sonogrammes (Fig. 4.1) expriment la densité spectrale d'énergie en fonction du temps et sont calculés à partir d'une transformée d'ondelettes. Soit $s(t)$, un signal d'une durée de

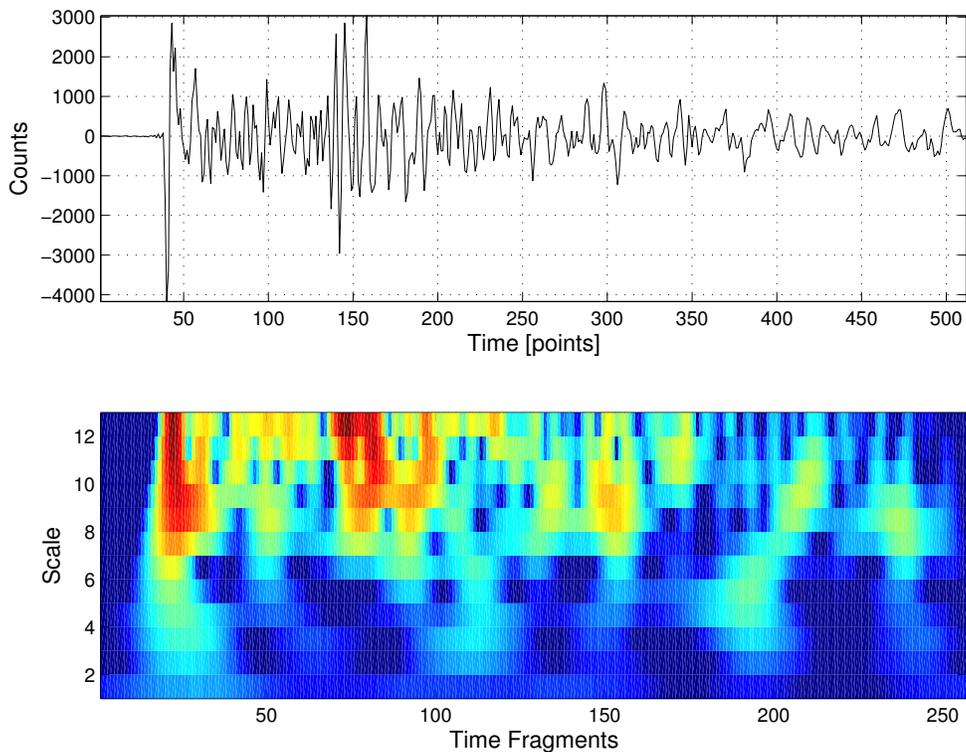


Fig. 4.1: En haut, le séisme du 13.04.2001 à 08h00m50s enregistré sur la composante verticale de la station AIO. En bas, le sonogramme correspondant qui montre la densité d'énergie normalisée. Le bleu correspond à 0 dB et le rouge à 60 dB. Un fragment est équivalent à 0.016 s.

T secondes et échantillonné tous les Δt , la transformée en ondelettes de ce signal, $W_{a,b}(s)$,

s'écrit [e.g. Farge and Schneider, 2003; Mallat, 1998],

$$W_{a,b}(s) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) h_{a,b}(t) dt, \quad a \neq 0, \quad (4.1)$$

avec

$$h_{a,b}(t) = h\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad a \neq 0. \quad (4.2)$$

La famille de fonctions, $h_{a,b}(t)$, est générée à partir de l'ondelette mère, $h(t)$. En effet, c'est par modulations et translations dans le temps, paramétrées respectivement par a et b , que les ondelettes de la famille sont construites. On peut choisir un grand nombre d'ondelettes mères, chacune a des caractéristiques propres. Dans le cas de SPARS, c'est l'ondelette de Morlet (ondelette gaussienne) qui est retenue, bien qu'à strictement parler celle-ci ne soit pas une vrai ondelette, car sa moyenne n'est pas nulle [Holschneider, 1995]. L'ondelette de Morlet s'écrit,

$$h(t) = e^{-(t^2/\Delta t_0^2)} e^{i2\pi f_0 t}. \quad (4.3)$$

Elle est centrée sur t_0 en temps et sur f_0 en fréquence, avec une durée de Δt et une bande de fréquence Δf .

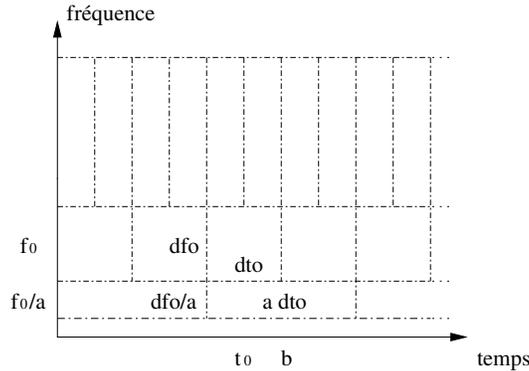


Fig. 4.2: Représentation du principe d'Heisenberg sur le plan fréquence-temps. Les ondelettes, aux petites échelles, sont bien localisées en temps mais pas en fréquence et vice-versa.

Le premier paramètre, a , sert à focaliser sur les oscillations de fréquence différentes et le deuxième, b , permet de déplacer l'ondelette sur diverses parties du signal à analyser. En outre, le paramètre d'échelle, a , est nécessaire pour assurer que le principe d'Heisenberg soit respecté. Ce dernier affirme qu'il est impossible de connaître de façon précise et simultanée le temps et la fréquence du signal. En d'autres termes, l'aire des boîtes d'Heisenberg, définie par le produit $\Delta t \Delta f$, doit rester constante (Fig. 4.2). Les ondelettes $h_{a,b}(t)$ sont donc localisées en temps à b et en fréquence à $\frac{f_0}{a}$ avec une durée de $\Delta t = a \Delta t_0$ et une largeur de bande égale à $\Delta f = \frac{\Delta f_0}{a}$ (Fig. 4.2). Elles se contractent et se dilatent, mais ne changent pas de forme. La figure 4.3 montre les ondelettes de la plus petite et de la plus grande échelle utilisées. L'échelle de fréquence est logarithmique et son échantillonnage n'est pas fixe, mais relativement fixe, c'est-à-dire que $\Delta f/f$ est constant.

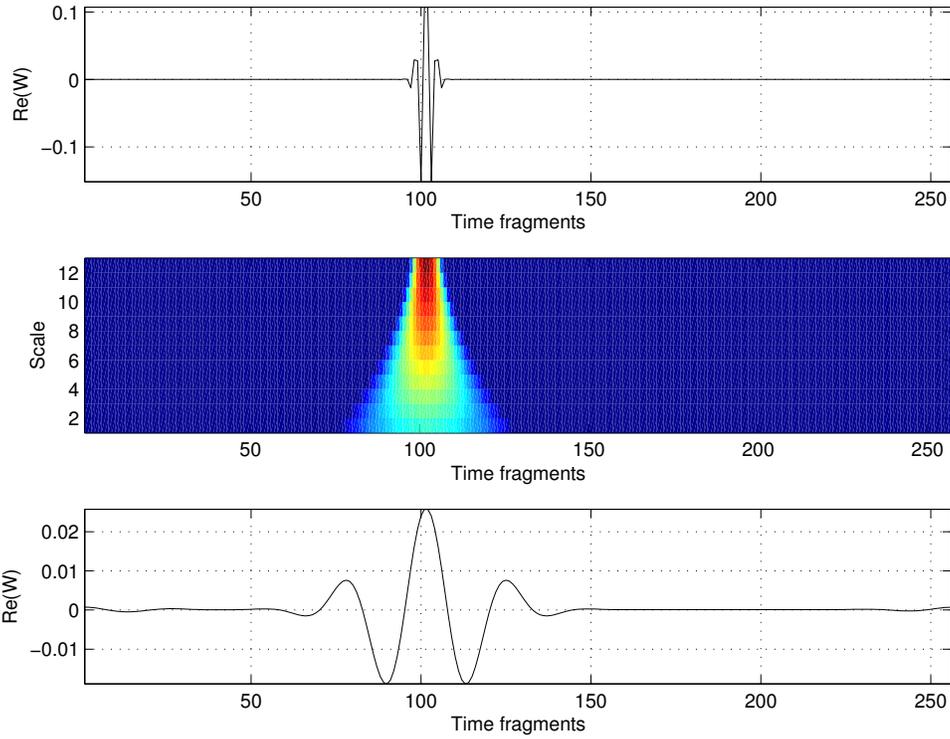


Fig. 4.3: En haut, ondelette de la plus petite échelle considérée, obtenue par contraction; au milieu, le sonogramme d'un dirac, où le bleu correspond à 0 dB et le rouge à 60 dB; en bas, ondelette de la plus grand échelle, obtenue par dilatation.

En posant $a = 2^{\frac{m}{K}}$ et $b = n\delta t$, où m est l'indice du filtre, K le nombre de voix par octave et δt le pas d'échantillonnage en temps de la transformée, compris entre $\Delta t \leq \delta t \leq T$, on obtient la densité spectrale discrète d'énergie $E_{mn}(\delta t)$ qui est égale au carré du module de la transformée et s'écrit comme une convolution du signal avec les ondelettes,

$$E_{m,n}(\delta t) = \left| \left\langle s, 2^{\frac{-m}{2K}} \cdot h \left(\frac{t - n\delta t}{2^{\frac{m}{K}}} \right) \right\rangle \right|^2, \quad m, n \in \mathbb{Z}; \quad 0 \leq m \leq KM; \quad 0 \leq n \leq N \quad (4.4)$$

où

- $\langle \rangle$ = convolution
- m = indice des filtres
- n = indice des fragments
- K = nombres de voix par octave
- M = nombre d'octaves
- KM = nombre total de filtres

Les fragments et les voix représentent l'échantillonnage du sonogramme respectivement en temps et en fréquence. Le nombre de fragments est égal à $N = T/\delta t$ et celui de voix est égal à KM . Pour un n fixe, les valeurs de $E_{m,n}(\delta t)$ constituent un spectre du fragment n du

signal. Le sonogramme est la version en décibels de la transformée en ondelettes, normalisée et tronquée.

Mesure de la dissimilitude

La mesure de la dissimilitude, deuxième étape de la méthode SPARS, s'effectue par le calcul de la distance de Levenstein [Levenstein, 1965]. Cette distance est une mesure de la différence spectrale minimale entre deux sonogrammes. Elle est calculée entre toutes les paires de signaux afin d'obtenir le critère de la classification des sismogrammes. Le calcul est effectué en permettant aux fragments d'être translatés en temps dans le but d'obtenir des sonogrammes, également appelés motifs, les plus équivalents possible. Il s'agit d'une corrélation non linéaire des motifs (Fig. 4.4).

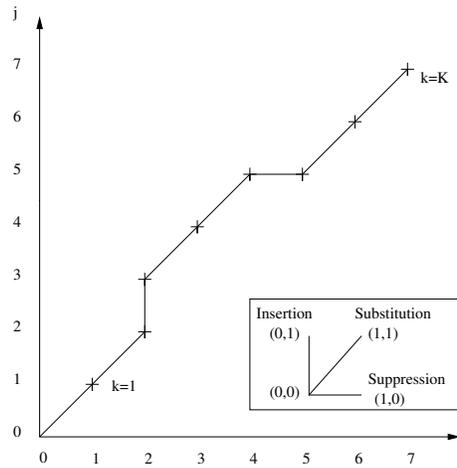


Fig. 4.4: Trajectoire qui représente l'alignement non-linéaire de deux sonogrammes. Les indices des fragments du premier et du deuxième sonogramme sont respectivement i et j . L'indice de la trajectoire dans le plan (i, j) est donné par k . Dans l'encadré, l'avancement et la direction de la trajectoire qui correspond aux opérations d'insertion, de suppression et de substitution, sont illustrés.

L'alignement et la comparaison des signaux se font simultanément en parcourant itérativement l'espace discret de dimension 2, (i, j) , avec $i = 1, \dots, N_1$ et $j = 1, \dots, N_2$ où N_1, N_2 sont le nombre total de fragments, respectivement, du premier et deuxième motif (Fig. 4.4). En partant du premier fragment, deux fragments, un de chaque sonogramme, sont comparés à chaque itération d'indice k . L'avancement se fait fragment par fragment, dans l'un ou l'autre ou dans les deux motifs, selon l'opération exécutée à chaque itération. Les opérations possibles sont au nombre de trois, c'est-à-dire,

1. insertion: $i(k) = i(k-1)$, $j(k) = j(k-1) + 1$;
2. suppression: $i(k) = i(k-1) + 1$, $j(k) = j(k-1)$;
3. substitution: $i(k) = i(k-1) + 1$, $j(k) = j(k-1) + 1$.

Une insertion ou une suppression équivaut à introduire un fragment nul, c'est-à-dire un fragment dont la densité d'énergie est fixée égale à zéro, respectivement dans le premier ou le second motif et engendre un déphasage des fragments, alors que la substitution ne change rien (Fig. 4.4). Il n'est pas permis de reculer et les premiers et derniers fragments ne peuvent

séismes a été classée comme semblable. Les trois permettent de régler la qualité des multiplets. En particulier, le premier paramètre permet de choisir la distance de Levenstein à partir de laquelle les séismes sont considérés comme semblables, ce qui revient à tronquer le dendrogramme de chaque station. De cette manière les divers groupes qui sont reliés par les paires les plus dissemblables, sont séparés. Les deux autres paramètres permettent de ne retenir que les paires les plus significatives, c'est-à-dire celles pour lesquelles les deux séismes ont été enregistrés par un nombre minimum de stations S_1 et pour lesquelles l'appartenance à un multiplet est observée un minimum de S_2 fois, c'est-à-dire par S_2 stations. Les paires qui passent les trois seuils sont retenues dans les multiplets.

4.1.2 Méthode de la cohérence et classes d'équivalences

La méthode utilisée consiste à calculer la cohérence² pour chaque paire de séismes, à chaque station commune [Got et al., 1994]. A cause de la sensibilité de la cohérence au déphasage des signaux, ces derniers sont d'abord alignés par analyse spectrale³. Une fois les signaux alignés, la cohérence est moyennée sur le domaine de fréquence. Si la moyenne est plus grande qu'un seuil de cohérence pour un nombre minimum de stations ou plus, la valeur est stockée dans une matrice dont les indices correspondent à ceux des séismes. Dans le cas contraire la cohérence moyenne est mise à zéro. La matrice qui contient la cohérence des paires de séismes est ensuite analysée à l'aide d'un algorithme de classes d'équivalences [Got et al., 1994]. En choisissant un seuil de cohérence et facultativement un nombre minimum de stations pour lesquelles le seuil de cohérence de la paire doit être atteint, on obtient les multiplets dont le nombre minimum de séismes a également été fixé.

4.2 Pré-traitement des données

La mise en œuvre des techniques d'extraction, requiert un pré-traitement des données dû à l'utilisation de la transformée de Fourier dans la méthode de la cohérence, ou de la transformée d'ondelettes dans la méthode SPARS. Il s'agit, en premier lieu, de respecter le théorème d'échantillonnage de Shannon afin d'éviter l'effet d'aliasing. Puis, il faut retirer la moyenne pour avoir une estimation correcte du module du spectre à la fréquence zéro et rendre les signaux comparables. Ensuite on applique une fenêtre d'apodisation de type Tukey, qui est une fenêtre semblable à celle de type "boxcar", mais dont les rampes sont des fonctions cosinus d'une demi-période. C'est le meilleur choix pour analyser des signaux temporels finis, car la décroissance des lobes latéraux est plus rapide que celle des lobes du boxcar (Fig. 4.6), ce qui permet une meilleure identification du contenu fréquentiel [Gade and Herlufsen, 1987].

L'emplacement de la fenêtre d'apodisation est choisie de sorte que les premières arrivées des ondes soient prises en compte et qu'il n'y ait pas trop de signal avant la première arrivée. La longueur totale du signal analysé est adaptée en fonction du temps $S - P$, afin que l'inter-corrélation de l'onde P ne soit pas influencée par l'arrivée de l'onde S.

Enfin, pour que la classification soit cohérente, il faut que les opérations telles que le filtrage

²cf. 1.3.1, p. 9.

³cf. section 1.3.1, p. 8.

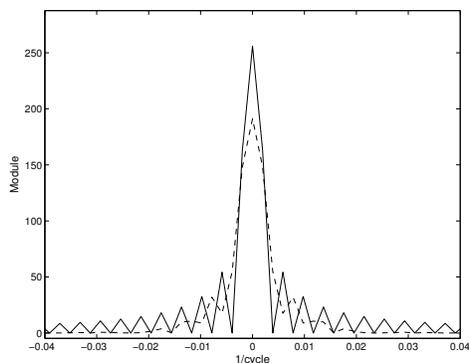


Fig. 4.6: Comparaison d'une fenêtre de type Tukey (courbe pointillée) à une de type boxcar, toutes deux de 512 points.

et le fenêtrage des sismogrammes soient identiques pour tous les enregistrements d'une même station.

4.2.1 Méthode SPARS

Dans cette technique, nous ne considérons que les signaux de la composante verticale de toutes les stations, sans séparer les ondes P des ondes S. La transformée en ondelettes est calculée pour un signal de 512 points (4.088 s) et le pré-traitement est illustré sur la figure 4.7. La moyenne est soustraite dans le programme SPARS qui applique également la fenêtre d'apodisation.

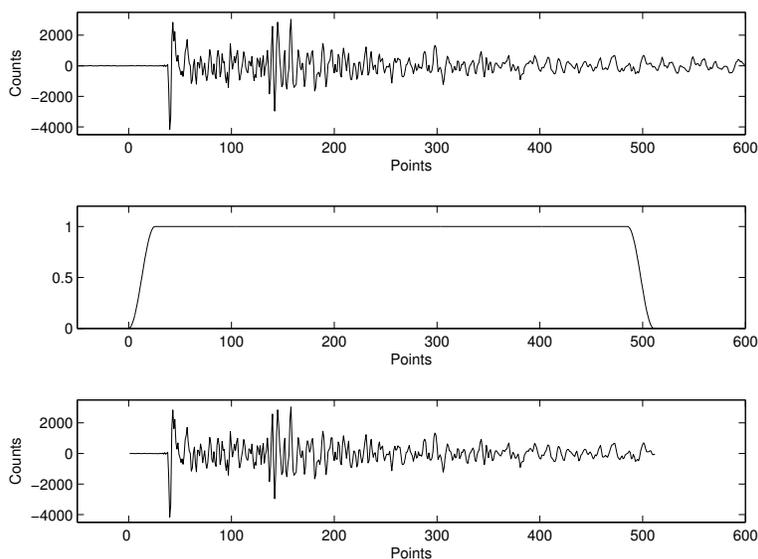


Fig. 4.7: Pré-traitement des sismogrammes pour l'analyse en ondelettes. En haut, le sismogramme original sur séismes qui a eu lieu le 13.04.2001 à 08h00m50s; au milieu, la fenêtre d'apodisation; en bas, le signal utilisé qui contient 512 points (4.088 s).

4.2.2 Méthode de la cohérence

Dans cette méthode, les signaux des ondes P et S sont traités séparément. Tout d'abord, le signal est coupé autour de l'arrivée de l'onde P ou S par une fenêtre rectangulaire de 128 points. Puis, la moyenne est retirée et une fenêtre d'apodisation de type Tukey de 128 points est appliquée, dont les rampes contiennent 12 points. Finalement, on rajoute 128 zéros et les signaux ont 256 points au total. Un exemple de ce traitement pour les sismogrammes des ondes P et S est montré, respectivement, sur les figures 4.8a et 4.8b.

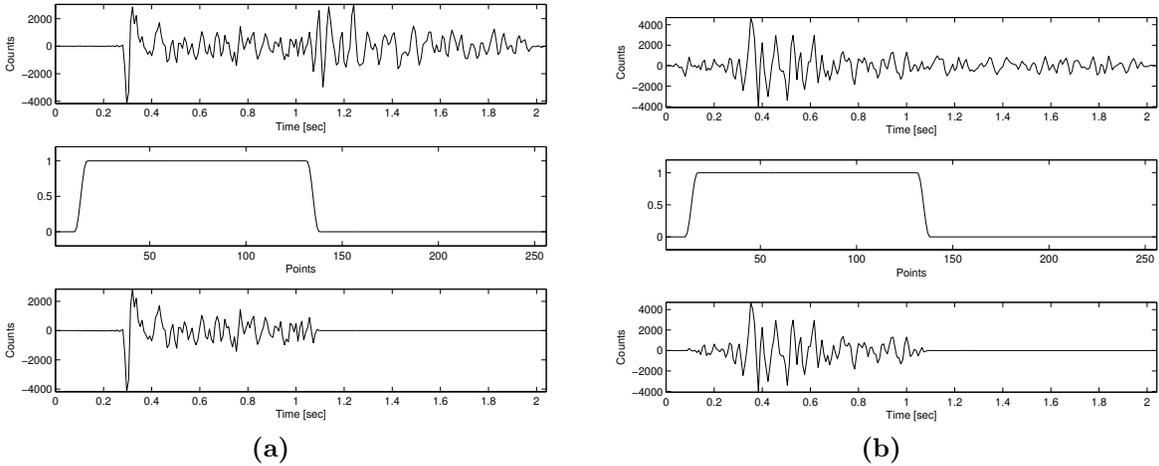


Fig. 4.8: *Pré-traitement des sismogrammes pour l'analyse spectrale. En haut, le sismogramme original du même séisme que sur la figure 4.7; au milieu, la fenêtre d'apodisation de type hanning qui contient 256 points (2.04 s); en bas, le signal final utilisé. (a) Composante verticale. (b) Composante E-O.*

4.3 Extraction des multiplets

Dans cette section il est question de l'extraction des multiplets contenus dans les données des années 2001-2002, sur la base d'une stratégie d'identification qui consiste à extraire les multiplets les plus grands possibles (≥ 5 membres), tout en limitant au maximum les sismogrammes non cohérents. Si nécessaire, ces grands multiplets pourront être subdivisés par la suite.

4.3.1 Méthode SPARS

Calcul des sonogrammes, aspect pratique

Le calcul des sonogrammes requiert la définition d'un certain nombre de paramètres. Les valeurs que nous avons retenues pour nos calculs sont spécifiées dans le tableau 4.1. Les filtres sont gaussiens (Fig. 4.9) et leur nombre définit le nombre de voix par octave selon l'équation suivante,

$$K = \frac{N}{M}, \quad (4.5)$$

où K est le nombre de voix, N le nombre de filtres et M le nombre d'octaves. La bande de

Tab. 4.1: Paramètres de calcul des sonogrammes avec SPARS.

Type de filtre	1
Nombre de filtres	12
Longueur des fragments	0.016
Fréquence minimale	2.5
Fréquence maximale	20
Facteur d'atténuation	7.5
Dynamique en dB	60

fréquence 2.5–20 Hz utilisée est équivalente à 3 octaves, par conséquent, en utilisant 12 filtres, il y a 4 voix par octave. Le paramètre d'atténuation est un facteur *ad hoc* qui permet de faire varier le rapport $\Delta f/\Delta t$, afin d'optimiser la transformée en ondelettes. La dynamique des sonogrammes est limitée à 60 dB.

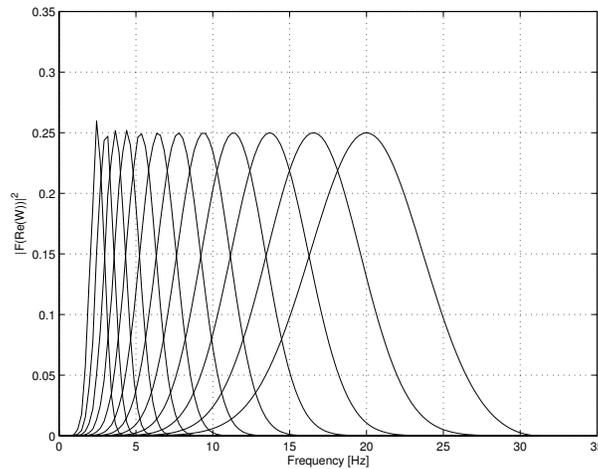


Fig. 4.9: Graphe du module de la transformée de Fourier des 12 ondelettes (une par voix) en fonction de la fréquence, où seules les fréquences positives ont été représentées. Il n'y a pas d'effet d'aliasing et les filtres recouvrent bien la bande de fréquence choisie (2.5-20 Hz), de qui garantie une bonne résolution de la densité spectrale d'énergie.

Le choix de la longueur des fragments et des voix doit se faire en respectant le théorème d'échantillonnage. Si la transformée de Fourier des ondelettes ne présente pas d'aliasing, alors la décomposition sera sans biais [Farge and Schneider, 2003]. Les filtres correspondants aux paramètres choisis sont illustrés sur la figure 4.9 qui montre qu'il n'y a pas d'aliasing, car les filtres ont une amplitude zéro à leurs extrémités. En outre, il est nécessaire de vérifier deux autres conditions qui doivent être remplies pour obtenir une transformée fiable [Farge and Schneider, 2003]. Premièrement, il faut s'assurer que les ondelettes de basse fréquence ne soient pas trop longues, auquel cas la résolution ne serait pas garantie pour l'échelle de fréquence en question, et il faudrait alors la négliger. Deuxièmement, il faut vérifier que la densité des filtres est suffisante pour une bonne résolution de la densité spectrale d'énergie.

Dans notre cas, ces conditions sont remplies comme on le constate respectivement sur les figures 4.3 (p. 74) et 4.9 (p. 80).

Multiplets extraits de la sismicité de l'année 2001

Remarques sur le choix des seuils Le résultat de l'extraction relative aux données de l'année 2001 varie en fonction des valeurs des seuils⁴ choisis et il est intéressant de relever quelques effets consécutifs à ces choix. Tout d'abord la distance de Levenstein D_L est une grandeur qui n'est pas normalisée, donc un même doublet a un D_L qui varie en fonction de la station. Par conséquent pour regrouper des formes d'ondes similaires dans un seul multiplet, il faut considérer la D_L la plus grande du doublet le moins semblable du multiplet. Cela implique la sélection d'autres paires dissemblables, surtout si les différences dans les distances entre les stations sont grandes. Le choix de ce seuil, D_L , est souvent difficile, car la cohérence des multiplets en dépend sensiblement.

Par ailleurs on remarque que le nombre total de séismes ainsi que le nombre de multiplets identifiés sont plus sensibles au paramètre S_2 . En effet, en augmentant ce seuil, le nombre total de séismes baisse significativement, mais le nombre de multiplets augmente, donc la taille des multiplets diminue. Cela est dû au fait qu'en augmentant S_2 on élimine les paires moins semblables qui font le lien entre les paires les plus similaires, par conséquent les multiplets sont fragmentés et plus petits. Par contre, en maintenant ce seuil bas, on retient les paires qui servent de lien, c'est-à-dire les doublets les moins semblables, par conséquent les multiplets sont en général plus grand et moins cohérents. Toutefois, cette baisse de la cohérence peut être en partie limitée en augmentant le seuil S_1 qui impose un nombre minimum d'enregistrement des séismes, ce qui a pour effet d'augmenter la cohérence des multiplets sans trop affecter leur taille. Il est évident que plus les stations sont nombreuses, plus les multiplets sont cohérents.

L'utilisation de la classification par le critère du plus semblable induit une classification des séismes dans des multiplets généralement plus grands. Pour contrer cet effet, il faut varier le seuil sur la distance de Levenstein en sachant que plus elle est petite, plus le nombre de séismes considérés est faible et donc plus les multiplets sont petits.

Résultats de l'extraction La classification des séismes a été effectuée en utilisant le critère du plus proche voisin⁵. Le jeu de coefficients a été déterminé par essais consécutifs et celui qui a permis de construire de grands multiplets avec un maximum de sismogrammes cohérents et un minimum de traces dissemblables a été retenu.

Nous avons choisi un seuil pour la distance $D_L = 35 \cdot 10^4$, tout en exigeant que les séismes soient enregistrés par au moins 6 stations et que les paires soient identifiées comme semblables par au moins 4 stations. Ainsi, 65 multiplets contenant plus de 2 membres ont été identifiés, ce qui représente un total de 2316 séismes. De ces multiplets, 29, c'est-à-dire le 45%, ont plus de 4 membres et représentent 2227 séismes, ce qui est égal à environ 97% du nombre total des séismes classés et 34% de la sismicité de l'année 2001. Le multiplet le plus grand en regroupe 1927, soit 84% des séismes classés. La figure 4.10a résume les résultats obtenus et un exemple de sismogrammes d'un multiplet est illustré sur la figure 4.11 (p. 83).

⁴cf. section 4.1.1, p. 76.

⁵cf. section 4.1.1, p. 76.

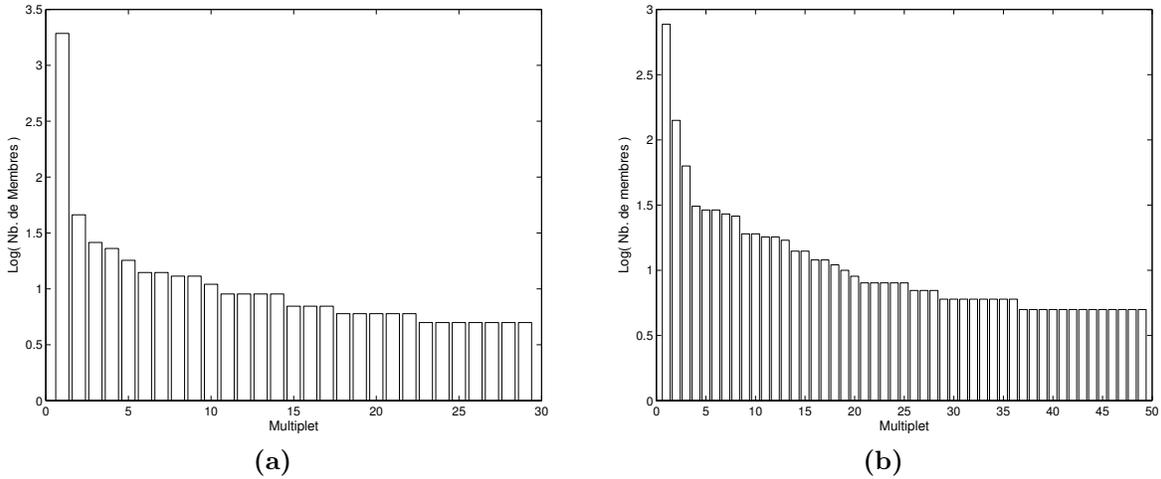


Fig. 4.10: Résultats de l'extraction de multiplets. (a) Multiplets d'au moins 5 membres, obtenus en utilisant la méthode SPARS: $D_L = 35 \cdot 10^4$, $S_1 = 6$, $S_2 = 4$. (b) Multiplets d'au moins 5 membres, obtenus en utilisant la méthode de la cohérence avec un seuil à 0.85.

4.3.2 Méthode de la cohérence

La cohérence entre toutes les paires de séismes possibles est mesurée entre 0 et 30 Hz. Le résultat dépend principalement du seuil de cohérence, il faut donc choisir entre la taille des multiplets et leur niveau de cohérence. Ainsi nous avons retenus dans la matrice de cohérence les doublets dont la cohérence dépasse le seuil de 80% pour un minimum de 5 stations. Les multiplets sont ensuite extraits en ne considérant que les paires dont la cohérence est ≥ 0.85 . L'extraction a été effectuée sans restriction ni sur le nombre de paires de séismes ni sur le nombre de stations. Ainsi on a obtenu 291 multiplets d'au moins 2 membres, ce qui représente 2024 séismes. Plus de la moitié des multiplets, 62%, sont des doublets et 83% ont moins de 5 membres. Il reste 49 multiplets d'au moins 5 membres, ce qui représente un total de 1462 séismes, soit 72% des séismes classés et 22% de la sismicité de l'année 2001. Le plus grand multiplet a 769 membres, équivalent à 38% du total des séismes classés. La figure 4.10b résume la distribution du nombre d'évènements par multiplet, pour ceux qui contiennent au moins 5 séismes, et la figure 4.12 montre un exemple de sismogrammes d'un multiplet.

4.4 Comparaison des méthodes

La comparaison directe des méthodes d'extraction de multiplets n'est pas possible. Premièrement, la distance de Levenstein est calculée avec SPARS à partir de sismogrammes qui contiennent tout le signal, onde P et S, alors que la matrice de cohérence décrit la cohérence moyennée sur au moins 5 ondes P et/ou S selon la disponibilité, la priorité étant donnée aux ondes P. Deuxièmement, les mesures de similarités sont différentes.

C'est pourquoi, pour comparer les méthodes, nous avons dû changer les paramètres de la méthode SPARS. Afin d'approcher la condition du calcul de la cohérence qui exige que celle-ci soit au-dessus du seuil minimum pour au moins 5 stations, nous avons fixé $D_L = 30 \cdot 10^4$,

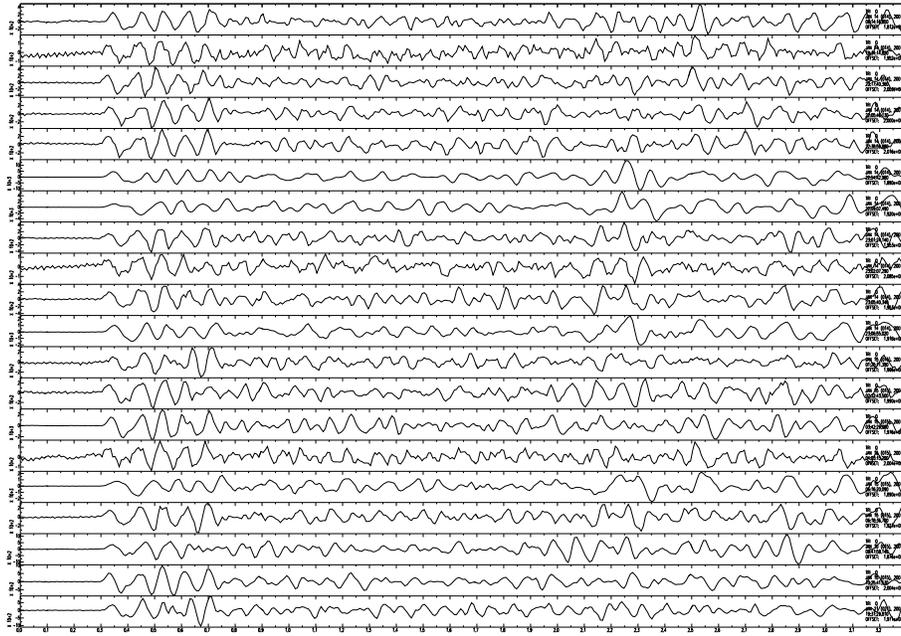


Fig. 4.11: Exemple de sismogrammes (3 s) du multiplet 135, composé de 20 séismes et extrait avec la méthode SPARS. Les traces ont été enregistrées par la composante verticale de la station TRI.

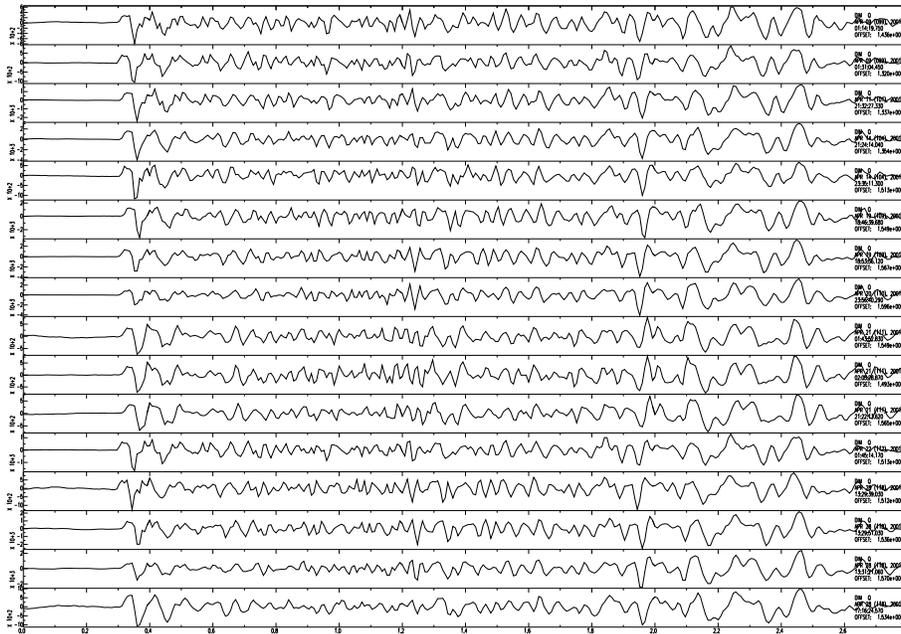


Fig. 4.12: Exemple de sismogrammes (2.5 s) du multiplet 911, composé de 16 séismes et extrait avec la méthode de la cohérence. Les traces ont été enregistrés par la composante verticale de la station DIM.

$S_1 = 5$ et $S_2 = 5$. En adoptant ces nouveaux paramètres, avec la méthode SPARS, on obtient 168 multiplets dont le plus grand contient 855 séismes et dont 29 multiplets sont composés d'au moins 5 membres, ce qui fait un total de 1132 séismes.

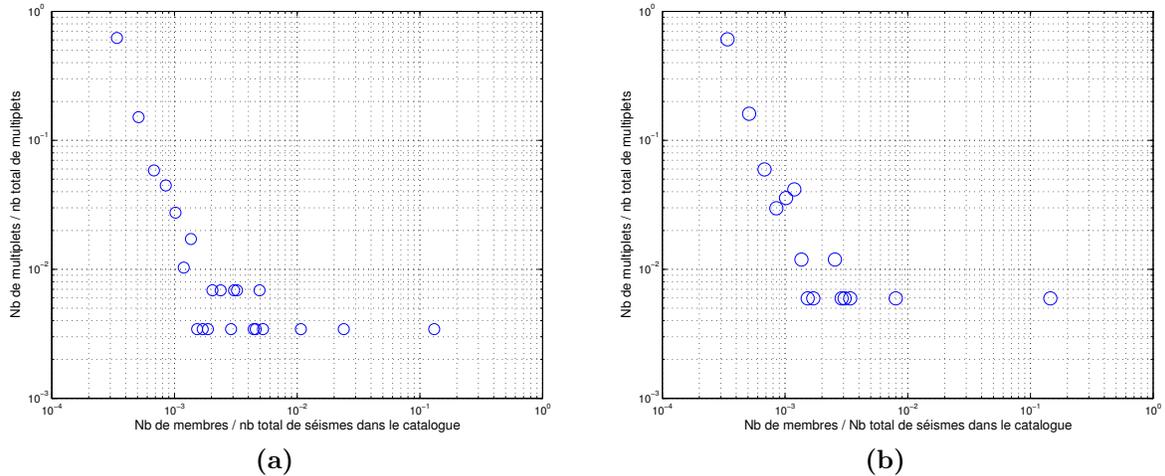


Fig. 4.13: Les graphiques en échelle logarithmique montrent le nombre de multiplets, composés d'au minimum deux membres, normalisé par le nombre total de multiplets, en fonction de la taille des multiplets, normalisée par le nombre total de séismes dans le catalogue. (a) Multiplets obtenus avec la méthode de la cohérence dont le seuil de cohérence est 0.85. (b) Multiplets obtenus avec la méthode SPARS, avec un seuil $D_L = 30 \cdot 10^4$, $S_1 = 5$ et $S_2 = 5$.

La figure 4.13 montre sur un graphe à échelle logarithmique le nombre de multiplets normalisé par le nombre total de multiplets identifiés, en fonction de la taille des multiplets normalisée par le nombre total de séismes dans le catalogue. On remarque que les multiplets dont la taille dépasse environ 10 séismes sont moins nombreux, mais contiennent, dans les deux cas, la majorité des séismes.

Pour évaluer si les deux méthodes identifient les mêmes séismes, une comparaison croisée a été effectuée. En vérifiant combien d'évènements identifiés par l'une sont présents dans les multiplets de l'autre et vice versa, on obtient les graphes présentés sur la figure 4.14. Ces graphes présentent le résultat de la comparaison seulement pour les multiplets ayant plus de 4 membres et n'incluent pas le plus gros multiplet de chaque méthode, pour des raisons de lisibilité. Dans le cas du premier multiplet de 769 séismes obtenu avec la méthode de la cohérence, 629 séismes ont été retrouvés dans les multiplets obtenus avec la méthode SPARS et 699 des 855 séismes du plus grand multiplet obtenu avec la méthode SPARS, ont été retrouvés dans les multiplets obtenus avec la méthode de la cohérence.

Au total ce sont 892 séismes qui sont communs aux multiplets des deux méthodes, ce qui représente pour la méthode de la cohérence 61% du volume de séismes et pour la méthode SPARS 79% du volume. Sur le graphique du bas de la figure 4.14, 847 des 892 séismes communs sont représentés, c'est-à-dire que 45 séismes retenus par la méthode SPARS se retrouvent dans des multiplets identifiés par la méthode de la cohérence qui sont constitués de moins de 5 membres. On remarque que la plupart des séismes retenus avec la méthode de la cohérence sont surtout regroupés dans le plus gros multiplet obtenu avec SPARS.

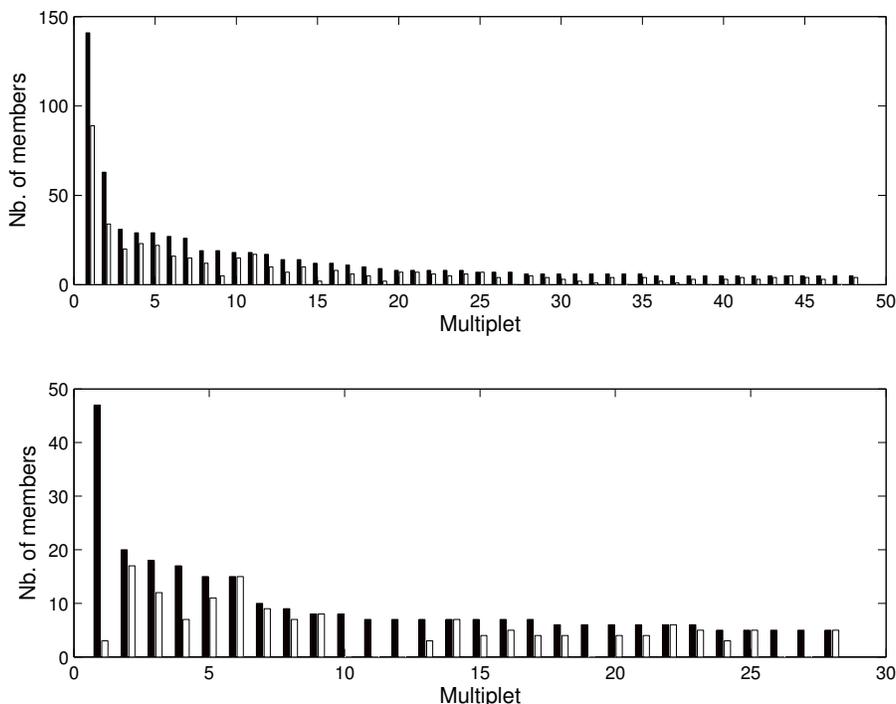


Fig. 4.14: Le graphe du haut représente en noir le nombre de membres de chaque multiplet ($N \geq 5$) identifié avec la méthode de la cohérence et en blanc le nombre de ceux qui ont été également trouvés dans un des multiplets obtenus avec la méthode SPARS. En bas, la même information que dans le graphe du haut, mais *vice-versa*.

Sur un plan technique, l'identification des multiplets avec SPARS est bien plus longue qu'avec la méthode de la cohérence. Pour calculer les 6000 sonogrammes à partir de signaux de 512 points pour les quinze stations, il a fallu un mois avec trois processeurs, alors qu'en moins d'un jour on obtient la matrice de cohérence. En outre, les multiplets obtenus par la méthode SPARS sont souvent plus grands et moins cohérents, avant tout à cause du fait que la distance de Levenstein est relative. Par ailleurs, l'exploitation de l'avantage de la méthode SPARS, c'est-à-dire de pouvoir comparer les signaux en prenant en compte les décalages possibles des arrivées de phases entre deux sismogrammes, est limité puisque les séismes cohérents sont localisés à moins de 600 m les uns des autres, ce qui n'implique qu'une légère variation du temps $S - P$. La méthode de la cohérence quant à elle traite séparément les deux ondes. En conclusion, il est préférable d'utiliser la méthode de la cohérence.

4.5 Multiplets retenus pour la relocalisation

Dans cette étude, nous avons considéré tous les multiplets extraits de la sismicité de l'année 2001 avec la méthode de la cohérence, mais si un multiplet semblable, extrait avec la méthode SPARS, s'est avéré être plus grand, c'est ce dernier qui a été retenu. En outre, nous avons ajouté ceux qui n'ont pas été détectés par la méthode de la cohérence. Au final, nous avons un total de $49 + 11 = 60$ multiplets qui seront relocalisés.

Pour la sismicité enregistrée dans la première moitié de l'année 2002⁶, nous avons extrait les multiplets avec la méthode de la cohérence⁷. La matrice de cohérence a été calculée en fixant le seuil de cohérence à 0.8 et en exigeant qu'il soit atteint pour au moins 5 stations. Puis les multiplets ont été extraits avec l'algorithme des classes d'équivalence en fixant le seuil à 0.86. Il en résulte 8 multiplets dont le plus grand contient 16 séismes et le plus petit 6 (Fig. 4.15). Les multiplets contiennent au total 79 séismes, soit 11% du catalogue composé de 690 séismes.

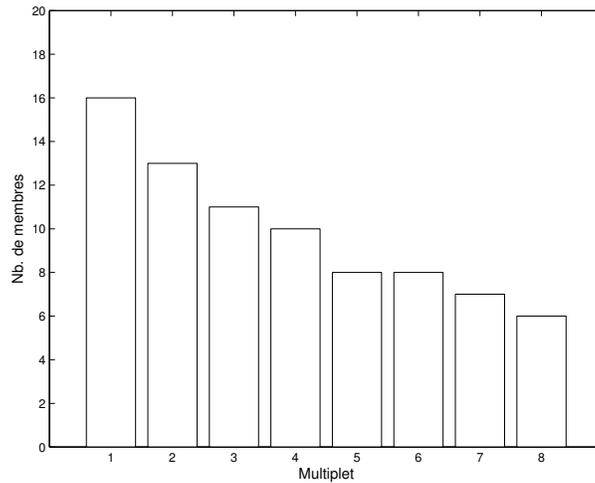


Fig. 4.15: Le nombre de séismes par multiplet extrait de la sismicité de l'année 2002.

⁶2.2002 - 6.2002.

⁷cf. section 4.3.2, p. 82.

Chapitre 5

Relocalisation de la sismicité

Dans ce chapitre nous présenterons les résultats de la relocalisation de la sismicité du Rift de Corinthe de l'année 2001 et 2002. Puis, nous discuterons des sources d'erreur et des façons d'estimer la qualité des résultats. Dans ce même but, nous montrerons l'influence de la géométrie du réseau de stations sismologiques sur la relocalisation. Enfin, nous considérerons la relocalisation absolue des multiplets et présenterons l'ensemble des séismes des multiplets relocalisés.

5.1 Stratégie de relocalisation

La stratégie générale de relocalisation que nous avons adoptée comporte deux étapes: premièrement, la relocalisation individuelle des multiplets extraits au chapitre précédent avec la méthode Maître-Esclave Généralisée, à partir des délais calculés par inter-corrélation¹. Deuxièmement, afin d'améliorer la localisation absolue des multiplets, la relocalisation absolue avec HypoDD [Waldhauser and Ellsworth, 2000] des séismes de référence.

La relocalisation relative est effectuée avec les délais des ondes P et S et seuls ceux dont la cohérence des signaux est plus grande que 85% sont considérés. Le seuil sur le *RMS* qui détermine la fin des itérations de la relocalisation relative a été fixé à 0.004 s. Généralement, ce seuil est atteint dès la deuxième ou troisième itération, sinon le calcul est arrêté après trois itérations.

Afin de limiter la propagation d'erreurs pendant l'inversion et pour garantir une certaine qualité de la relocalisation, un seuil sur le nombre de délais dont le poids du résidu est non nul, est intégré après l'inversion. Ce seuil a été fixé à 10, ce qui laisse une marge pour d'éventuelles erreurs de corrélation. La relocalisation est effectuée de manière itérative, c'est-à-dire qu'après chaque inversion, les séismes pour lesquels le seuil n'est pas atteint, sont éliminés et la relocalisation est refaite. Ce schéma est itéré jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de séismes à retirer du multiplet.

La qualité de la relocalisation est également vérifiée en utilisant l'équivalence entre la cohérence et la distance inter-séismes². Pour être sûr de ne pas relocaliser des séismes dont

¹cf. section 1.3.1, p. 12.

²cf. section 1.3.1, p. 10.

le délai est erroné, comme c’est vraisemblablement le cas pour les séismes isolés et distants, la distance inter-séismes est examinée après la relocalisation. Si un séisme isolé est relocalisé trop loin par rapport au reste du multiplet (environ 700 m), il est retiré du multiplet et le calcul est refait.

Dans le cas de grands multiplets, il faut qu’il y ait une “chaîne” de séismes cohérents pour assurer que ceux-ci se relocalisent avec leurs voisins, sinon la relocalisation perd en précision. Pour assurer la meilleure relocalisation possible des trois grands multiplets (> 60 séismes), le seuil de délais utilisés est fixé à 50 pour le premier multiplet et 30 pour les derniers. Une autre solution envisagée dans cette analyse est de subdiviser les grands multiplets en sous-multiplets et relocaliser ceux-ci relativement, puis utiliser HypoDD afin de diminuer les erreurs de localisation des séismes de référence. Néanmoins, il n’est pas souhaitable de trop subdiviser un multiplet, car la relocalisation par HypoDD est moins précise.

Dans le cas de la relocalisation absolue, il est important de bien choisir le séisme de référence des multiplets, car l’inter-corrélation de sismogrammes n’est pas possible. Il est préférable d’utiliser les séismes dont les pointés sont les plus lisibles et les plus nombreux.

5.2 Relocalisation relative

Sur les 60 multiplets composés de plus de cinq membres, 39 ont pu être relocalisés en suivant la stratégie expliquée dans la section précédente, le reste a été négligé, car les conditions nécessaires n’ont pas été réunies. Les multiplets relocalisés se classent en deux sous-groupes selon leur localisation: 27 font partie de la crise sismique, qui a accompagné le séisme d’Agios Ioanis ($M_w = 4.2$) du 8 avril 2001, et 12 se situent sous le golfe ou la côte nord (Fig. 5.1). Les multiplets dont le numéro est plus petit que 100 sont localisés dans la crise (Fig. 5.2a, *p.* 90), et ceux numérotés entre 100 et 165 sont localisés sous le golfe ou sa côte nord (Fig. 5.2b, *p.* 90).

Tab. 5.1: Nombre de séismes dans les multiplets (*abbrv. M*).

M	Nb.	M	Nb.	M	Nb.	M	Nb.	M	Nb.	M	Nb.
1	726	8	24	16	10	25	7	101	10	135	22
2	122	9	16	17	8	26	4	112	18	137	10
3	60	10	19	18	10	30	5	119	9	147	5
4	30	11	8	20	7	34	4	125	9	164	15
5	26	13	17	21	8	44	5	126	12	165	5
6	29	14	10	22	8	45	18	128	8		
7	27	15	14	23	8			129	6		

Après l’élimination des séismes dont les formes d’ondes ne sont pas assez cohérentes, la taille des multiplets diminue quelque peu et parfois les plus petits sont négligés, car ils comportent moins de 5 séismes. Chaque multiplet est composé d’un nombre de séismes qui varie entre 5 et plus de 700, comme cela est spécifié dans la table 5.1. Le RMS de l’inversion après un maximum de trois itérations est plus petit que 0.004 s pour tous les multiplets relocalisés. Par ailleurs, à part les deux premiers multiplets, tous sont compris dans un volume plus petit que $500 \times 500 \times 500 \text{ m}^3$ (Tab. 5.2, *p.* 91).

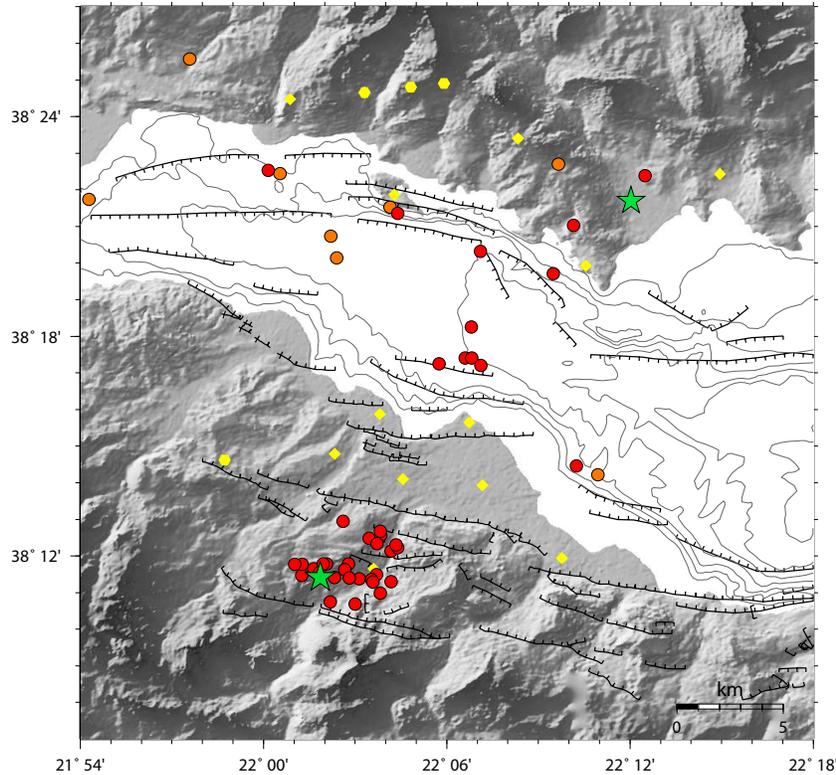


Fig. 5.1: Localisation des multipliets traités. Les stations sismologiques sont représentées en jaune et les multipliets de l'année 2001 et 2002 respectivement en rouge et en orange. Les étoiles vertes représentent les épicentres des séismes majeurs de la région, au nord le séisme d'Aigion du 15 juin 1995 ($M_s = 6.2$) et au sud le séisme d'Agios Ioanis du 8 avril 2001 ($M_w = 4.3$).

La figure 5.3 (p. 92) montre les résultats de la relocalisation pour un multipliet pris comme exemple. Les relocalisations de tous les multipliets se trouvent dans l'annexe A³. La figure montre les séismes relocalisés sur une carte d'épicentres et sur deux profils perpendiculaires dont les azimuts sont ceux des bords du cadre. L'azimut indiqué dans le titre de la carte est celui fixé pour le profil $a - a'$ et le nord est toujours vertical, dirigé vers le haut de la feuille. Par ailleurs, seuls les séismes à l'intérieur du cadre sont considérés dans les profils. Les barres d'erreurs sur les hypocentres représentent l'erreur de relocalisation estimée à partir de simulations de Monte-Carlo⁴. Le séisme en brun représente le séisme de référence qui détermine la localisation absolue du multipliet dont l'incertitude est celle calculée par le programme standard Hypo71 [Lee and Lahr, 1972].

5.2.1 Incertitudes de la relocalisation

Les incertitudes dans la relocalisation sont dues à l'erreur sur la mesure du délai et sur la mesure des angles d'azimut et d'émergence des rais. Une autre source d'erreur est la propagation de l'erreur dans le calcul de l'inversion. Quant aux erreurs sur les temps d'arrivées qui proviennent surtout de la méconnaissance du milieu traversé par les ondes, elles deviennent

³p. 183.

⁴cf. 5.2.1, p. 91.

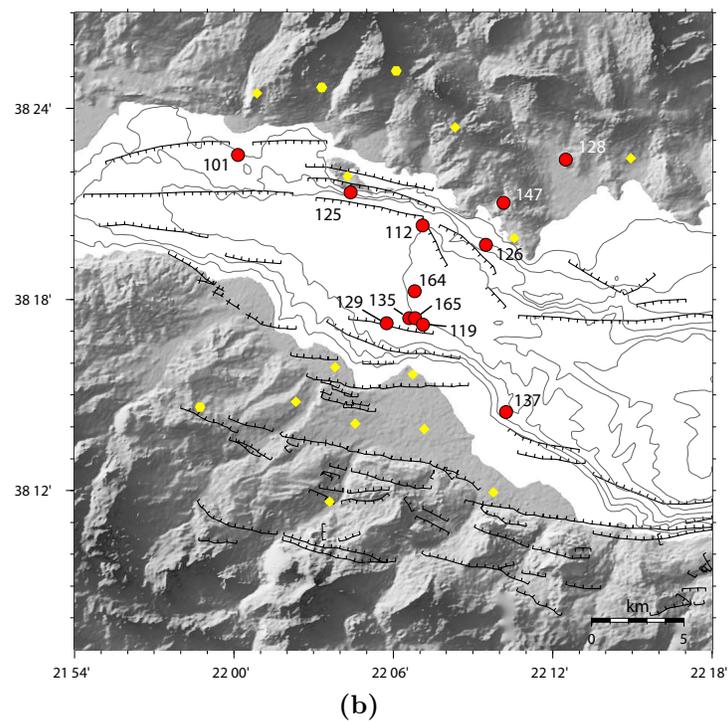
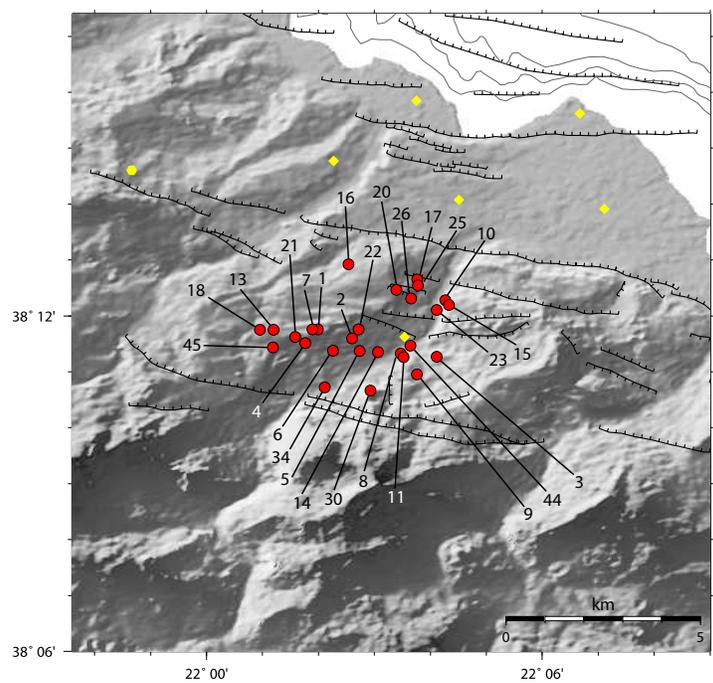


Fig. 5.2: Carte des épicentres des séismes de référence dont la localisation absolue détermine celle du multiplet. (a) Multiplets qui font partie de la crise sismique. (b) Multiplets sous le Golfe de Corinthe et la côte nord.

Tab. 5.2: Dimension spatiale en mètres des multiplets traités (abbr. *M*), exprimée en fonction des directions E-O, N-S et verticale.

M	E-O	N-S	Z	M	E-O	N-S	Z	M	E-O	N-S	Z
1	2750	2250	1600	16	322	218	132	101	112	70	128
2	1508	588	954	17	77	221	217	112	211	94	264
3	434	316	397	18	241	260	260	119	110	72	90
4	313	355	351	20	94	117	93	125	208	484	91
5	173	314	194	21	182	190	218	126	264	99	500
6	296	250	229	22	51	63	40	128	417	539	186
7	477	168	323	23	106	247	158	129	244	151	69
8	260	277	228	25	112	316	191	135	455	351	507
9	437	234	159	26	39	60	36	137	250	109	122
10	449	133	394	30	58	90	116	147	204	142	133
11	61	108	33	34	205	177	20	164	690	205	293
13	552	402	200	44	37	113	106	165	64	52	42
14	57	58	38	45	204	127	405				
15	104	136	98								

négligeables du moment que l'on peut considérer les anomalies assez homogènes, car alors les sismogrammes des deux séismes d'un doublet sont affectés de la même manière et les erreurs s'annulent lors du calcul de la différence des temps d'arrivée.

Les erreurs du modèle de relocalisation ont plusieurs origines: soit la vitesse du milieu avoisinant les sources est incorrecte, soit les angles d'émergence ou d'azimut du rai ne sont pas exactes. En général, si l'erreur est systématique et que le milieu est homogène à l'échelle du multiplet, elle n'influence pas la géométrie globale du multiplet relocalisé, mais seulement sa dimension. Par exemple, une anomalie de vitesse aura pour effet de comprimer le multiplet si elle est positive ou au contraire de le dilater si elle est négative.

Simulations de Monte-Carlo

Afin d'évaluer l'erreur de la relocalisation causée par l'incertitude dans la mesure du délai, 300 simulations de Monte-Carlo ont été effectuées pour chaque multiplet étudié dans cette thèse. Pour chaque simulation, un écart gaussien a été ajouté aux délais mesurés, alors que la vitesse ainsi que les angles sont considérés justes (Fig. 5.4a, *p.* 93). La valeur de la déviation standard des écarts gaussien est égale au seuil du *RMS* qui met fin à la relocalisation relative, c'est-à-dire au demi-pas d'échantillonnage. L'inversion est recalculée pour chacun des 300 jeux de données modifiées. Ainsi calculée, l'erreur sur les relocalisations ne prend en compte que l'imprécision du délai et donc ne représente qu'une borne inférieure de l'erreur, car la vitesse et les angles des rais ne sont pas perturbés.

En général, l'incertitude est de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres, comme on peut le constater sur la figure 5.4b (*p.* 93) qui montre l'histogramme des erreurs dans les trois directions pour tous les séismes relocalisés.

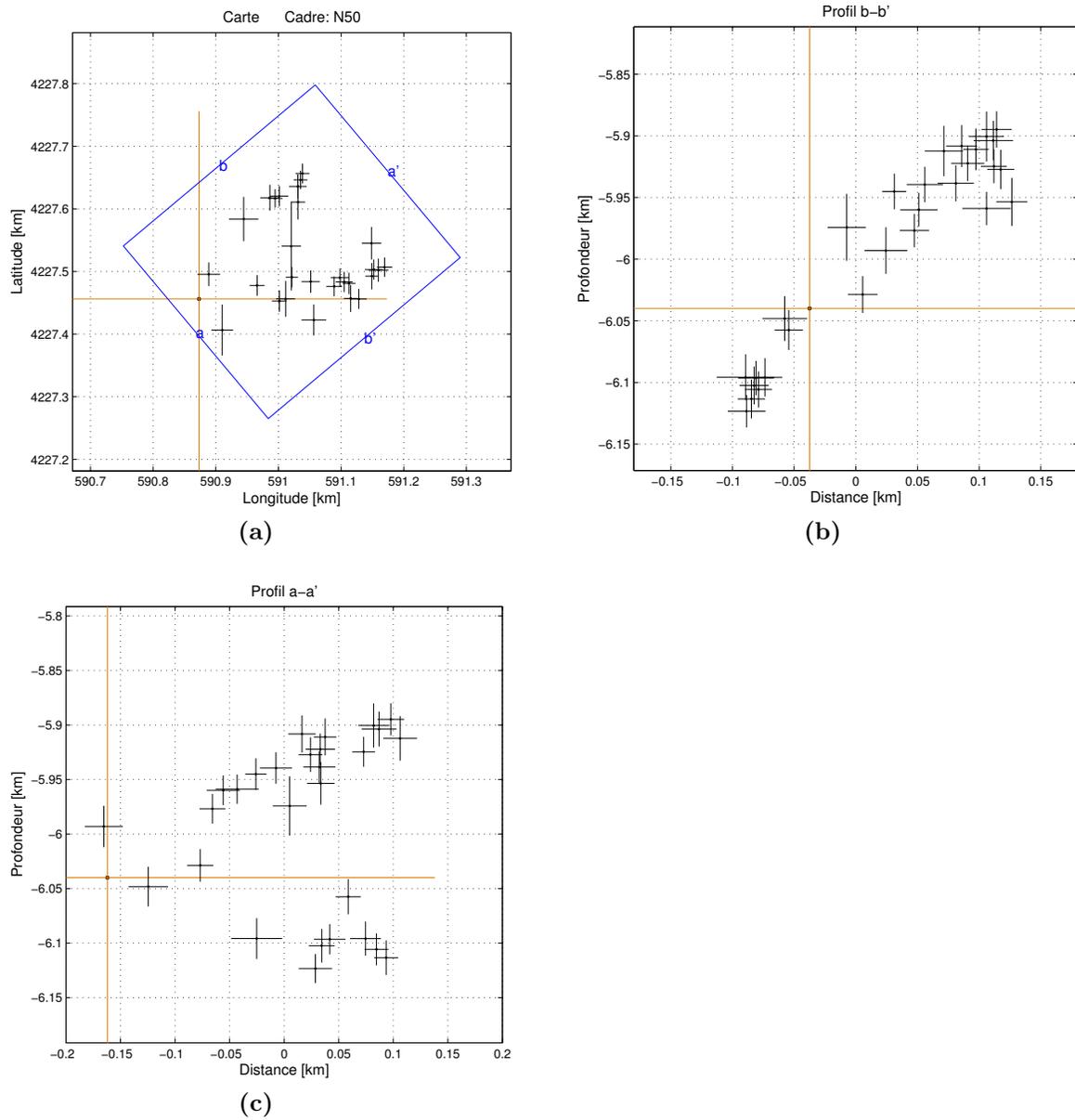


Fig. 5.3: Multiplet 6 relocalisé. (a) Carte des épicentres en coordonnées kilométriques UTM. Le séisme en brun est celui de référence. Le titre indique l'azimut du profil a-a', N50° E. (b) Profil b-b', N140° E. (c) Profil a-a'.

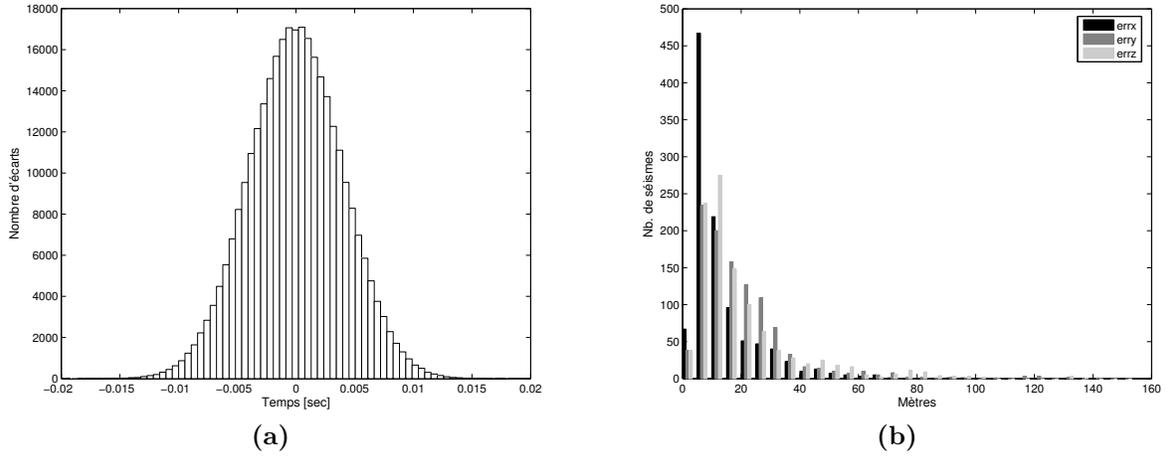


Fig. 5.4: (a) Exemple de distribution des écarts gaussiens utilisée lors de 300 simulations du multiplet 1b. (b) Histogramme des erreurs des hypocentres relocalisés, calculés à partir de simulations de Monte-Carlo selon les trois directions x , y , z .

Estimation de l'erreur dans le modèle

Pour déterminer la qualité de la relocalisation de manière plus globale, deux quantités peuvent être étudiées. La première est le comportement du délai normalisé en fonction de Θ , l'angle entre le vecteur inter-séismes et le vecteur porté par le rai, à la station [Frechet, 1985; Got and Coutant, 1997]. La deuxième est le résidu en fonction de l'azimut [Frechet, 1985; Got and Coutant, 1997]. Ces valeurs permettent d'apprécier de manière visuelle le résultat de la relocalisation.

Délai en fonction de l'angle Θ Il est démontré que le délai se comporte selon une fonction sinusoïdale en fonction de Θ [Frechet, 1985; Got and Coutant, 1997; Rubin et al., 1999]. En partant de l'équation (1.5)⁵,

$$\Delta T_{ij}^k = \mathbf{s}^k \cdot \mathbf{r}_{ij}^k, \quad (5.1)$$

qui décrit le délai comme le produit scalaire du vecteur relocalisation \mathbf{r}_{ij}^k , qui lie les deux sources, i et j , d'un doublet, avec le vecteur lenteur, \mathbf{s}^k , porté par le rai et dirigé vers la station, k , on obtient,

$$\Delta T_{ij}^k = \frac{\|\mathbf{r}_{ij}^k\|}{V} \cos(\Theta), \quad (5.2)$$

où V est la vitesse des ondes entre les hypocentres, $\|\mathbf{r}_{ij}^k\|$, la norme du vecteur relocalisation et Θ l'angle entre les vecteurs \mathbf{r}_{ij}^k et \mathbf{s}^k . Le délai se comporte donc comme une fonction cosinus en fonction de l'angle Θ .

Cette propriété est exploitée pour vérifier qu'à partir des délais mesurés on obtient la dépendance en cosinus, en fonction de l'angle Θ . Dans l'affirmatif, cela confirme que la relocalisation est précise, c'est-à-dire que l'estimation de la vitesse des ondes entre les sources d'un

⁵p. 6.

doublet ainsi que celle des angles d'émergence et d'azimut du rai à la station sont cohérentes par rapport à la réalité. La figure 5.5 montre trois de ces courbes pour trois multiplets analysés: 6, 21 et 125. Seuls les délais dont le poids à la fin de la relocalisation est non nul et qui correspondent à des doublets dont la distance inter-séismes se situe entre 50 m et 500 m, sont reportés. En effet, plus les séismes sont proches, plus l'angle Θ est instable et au-delà de 500 m la cohérence entre les signaux commence à décroître⁶ [Got et al., 1994; Rubin et al., 1999].

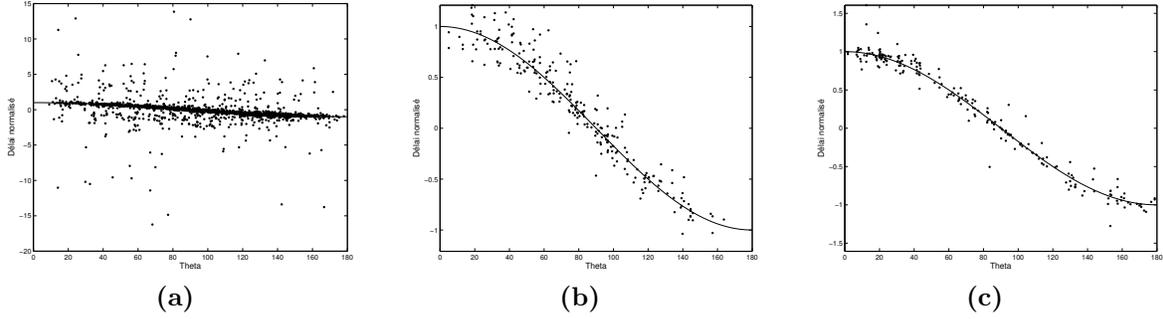


Fig. 5.5: Délai normalisé par $V/\|\mathbf{r}_{ij}^k\|$ en fonction de Θ . (a) Multiplet 6, 29 séismes. (b) Multiplet 21, 8 séismes. (c) Multiplet 125, 9 séismes.

On remarque que des erreurs peuvent s'introduire, comme c'est le cas pour le graphe 5.5a dont la fonction cosinus n'est pas clairement définie. Les raisons de ce bruit sont multiples: soit c'est les paramètres de la relocalisation, soit c'est une propagation d'erreur dans l'inversion [Got et al., 1994]. En considérant les paramètres, il s'avère qu'effectivement l'utilisation d'une vitesse ou d'un angle d'émergence erroné provoque la variation de l'amplitude du cosinus par rapport à l'unité, alors qu'une erreur d'azimut induit un déphasage de la courbe sinusoidale.

En exprimant le produit scalaire de l'équation (5.2) en coordonnées polaires [Got et al., 1994], les paramètres concernés apparaissent clairement et on peut tester l'influence de perturbations de ceux-ci sur le délai. En effet, l'équation (5.2) peut s'écrire,

$$\frac{\Delta T_{ij}^k V}{\|\mathbf{r}_{ij}\|} = \sin \psi_k \sin \phi_{ij} \cdot \cos(\psi_k - \psi_{ij}) + \cos \phi_k \cos \phi_{ij}, \quad (5.3)$$

où ψ_{ij} est égal à l'azimut de \mathbf{r}_{ij} et ϕ_{ij} au pendage par rapport à la verticale, puis ψ_k est l'azimut du rai à la station k et ϕ_k son angle d'émergence (Fig. 5.6). En réorganisant (5.3), on obtient un délai modifié qui s'écrit,

$$\frac{\Delta T_{ij}^k V - \|\mathbf{r}_{ij}\| \cos(\phi_k) \cos(\phi_{ij})}{\|\mathbf{r}_{ij}\| \sin(\phi_k) \sin(\phi_{ij})} = \cos(\psi_k - \psi_{ij}). \quad (5.4)$$

De cette équation nous constatons que si le délai ne comporte pas d'erreurs, le délai normalisé est égal à la fonction cosinus, éventuellement translatée en fonction de l'azimut du rai à la station. En revanche, si le modèle n'est pas pas exact, la courbe cosinus se démultiplie et le délai normalisé dépend alors également du pendage du doublet.

⁶cf. section 1.3.1, p. 10.

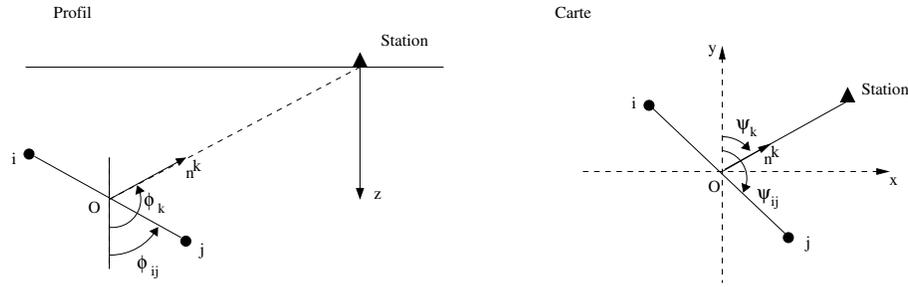


Fig. 5.6: Schéma qui illustre les angles d'azimut, d'émergence et de pendage pour le rai à la station et le vecteur inter-séismes, en référence au modèle de relocalisation.

Les graphes de la figure 5.7 illustrent les effets sur le délai de perturbations de 15° de l'angle d'émergence du rai, pour une station positionnée à un azimut $\psi_k = 30^\circ$ et pour un rai dont l'angle d'émergence est égal à $\phi_k = 135^\circ$. Le premier graphe, 5.7a, montre une fonction cosinus démultipliée où chaque courbe correspond à un pendage différent du doublet. On constate que le délai est très sensible aux variations d'angle d'émergence. En effet, en appliquant une perturbation de 5° , l'amplitude du délai modifié atteint déjà les maxima ± 6 . Un effet équivalent est obtenu avec une perturbation d'environ 25% en vitesse.

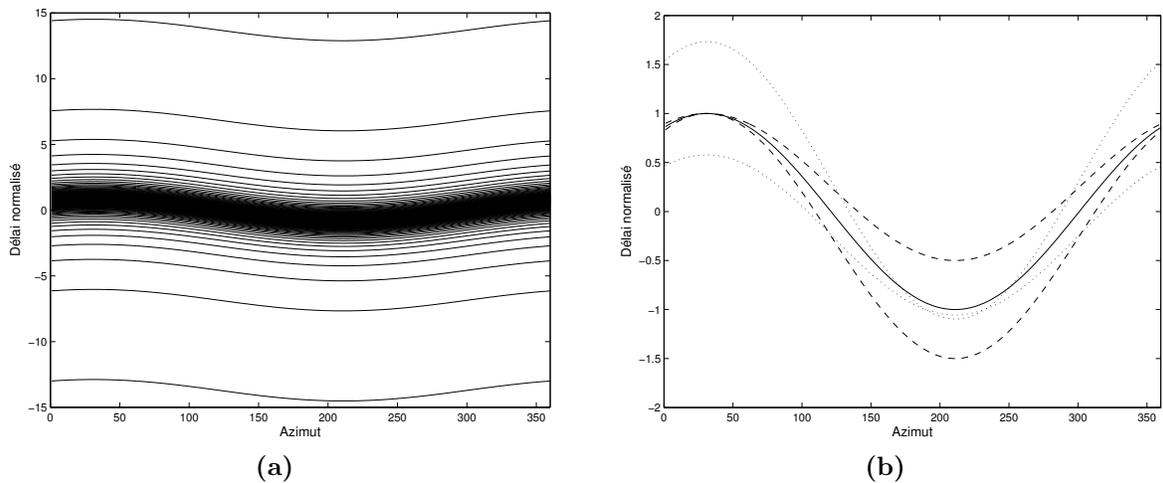


Fig. 5.7: Effets de perturbations du modèle de relocalisation. La station est placée à un azimut $\psi_k = 30^\circ$ et l'angle d'émergence du rai est fixé à $\phi_k = 135^\circ$. (a) Effet d'une perturbation de 15° de l'angle d'émergence du rai à la station sur le délai normalisé, en fonction de l'azimut. Chaque ligne correspond à un pendage différent du vecteur inter-séismes, qui varie entre 0° et 180° . (b) Effets de perturbation de $\pm 15^\circ$ de l'angle d'émergence du rai à la station et de $\pm 25\%$ de la vitesse sur le délai normalisé, en fonction de l'azimut. Le premier est représenté en pointillé et le deuxième en pointillé long. Le pendage du doublet est de 45° . La courbe solide représente une relocalisation sans erreurs.

Le deuxième graphe, 5.7b, montre que les effets causés par une perturbation sont différents selon si celle-ci est positive (courbe pointillé supérieure) ou négative (courbe pointillé inférieure) et *vice-versa* pour les courbes qui décrivent l'effet d'une perturbation en vitesse. En outre, on remarque que les courbes pour les deux types de perturbations sont similaires, ce qui ne permet donc pas d'identifier la cause du bruit, bien que, selon l'angle de pendage du doublet,

des caractéristiques peuvent se présenter. En effet, la détection d’une perturbation est plus facile lorsque les multiplets sont alignés dans la même direction, car l’amplitude de l’erreur dépend du pendage du doublet. Comme les courbes sinusoidales correspondent chacune à un pendage, si tous les vecteurs inter-séismes d’un multiplet plongeaient avec le même pendage, il n’existerait qu’une seule courbe sinusoidale, même en présence de bruit (Fig. 5.7). Ceci est démontré dans l’étude de Rubin et al. [1999] dans laquelle la sismicité de 13 années d’un segment de la faille de San Andreas a été relocalisée. Les délais en fonction de Θ laissent apparaître une fonction cosinus d’amplitude plus faible par rapport à l’unité pour les stations situées sur la Plaque Pacifique, ce qui indique une vitesse plus élevée. Cette constatation a permis de corriger l’effet introduit par les vitesses supposées différentes de part et d’autre de la faille. La relocalisation de la sismicité montre qu’effectivement les séismes ont une forte tendance à s’organiser en longs alignements horizontaux.

Ces simulations montrent que la relocalisation est en accord avec le modèle de départ, seulement si, d’une part, les signaux sont cohérents et, d’autre part, si l’angle d’émergence du rai à la station ainsi que la vitesse près des sources sont en accord avec la réalité. En d’autres termes, il est important que les sources soient proches les unes des autres, non seulement pour assurer une cohérence élevée entre les signaux, mais également pour que l’angle moyen d’émergence du rai moyen à la station⁷ soit une approximation satisfaisante des angles de départ des rais aux stations, émis par les sources des séismes du multiplet, et pour que l’hypothèse de vitesse constante entre les sources soit garantie.

Résidus en fonction de l’azimut Les résidus aux stations fournissent également une information sur la qualité de la relocalisation et sur la grandeur de l’erreur. La figure 5.8 montre pour trois multiplets les résidus aux stations, dont le poids à la fin de la relocalisation est non nul, en fonction de l’azimut du rai vers la station.

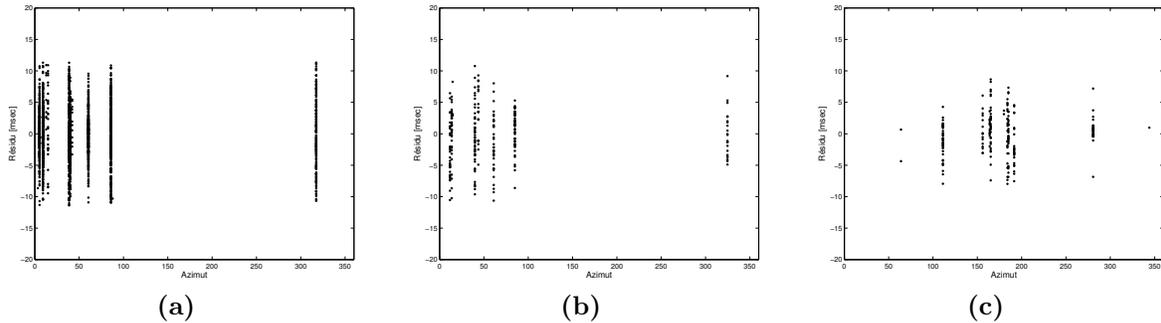


Fig. 5.8: Résidus en fonction de l’azimut des stations. (a) Multiplet 6. (b) Multiplet 21. (c) Multiplet 125.

En général, pour les relocalisations des multiplets analysés, les résidus sont plus petits que 10 ms. Si l’on suppose une vitesse égale à 5.7 km/s, un résidu de 10 ms est équivalent à 57 m d’erreur sur la distance qui sépare deux hypocentres. L’erreur ainsi estimée est plus grande mais plus proche de l’erreur total, comparé à celle estimée par les simulations Monte-Carlo⁸.

⁷ Il s’agit de l’angle d’émergence du rai qui relie le centre de masse du multiplet à la station.

⁸ cf. section 5.2.1, p. 91.

Effet du réseau sismologique

La relocalisation des multiplets peut être influencée par le réseau de stations qui peut induire des distorsions significatives, selon sa géométrie ou les pannes occasionnelles de stations. Des tests sur les données réelles ont été effectués par Waldhauser and Ellsworth [2000] qui signalent ce problème pour le programme HypoDD [Waldhauser and Ellsworth, 2000]. Toutefois, ces auteurs concluent que dans les cas analysés, les erreurs sont plus petites que celles introduites par le bruit dans les données ou le modèle. Michelini and Lomax [2004] ont également conduit des tests synthétiques pour évaluer l'influence du modèle de vitesse et de la distribution des stations sur les résultats de la relocalisation effectuée avec HypoDD. Leurs résultats démontrent l'effet non négligeable de la configuration du réseau sismologique sur la relocalisation d'un multiplet (Fig. 5.9). Par ailleurs, il est intéressant de noter que c'est la relocalisation effectuée avec les stations distantes d'au maximum 20 km qui aboutit au meilleur résultat.

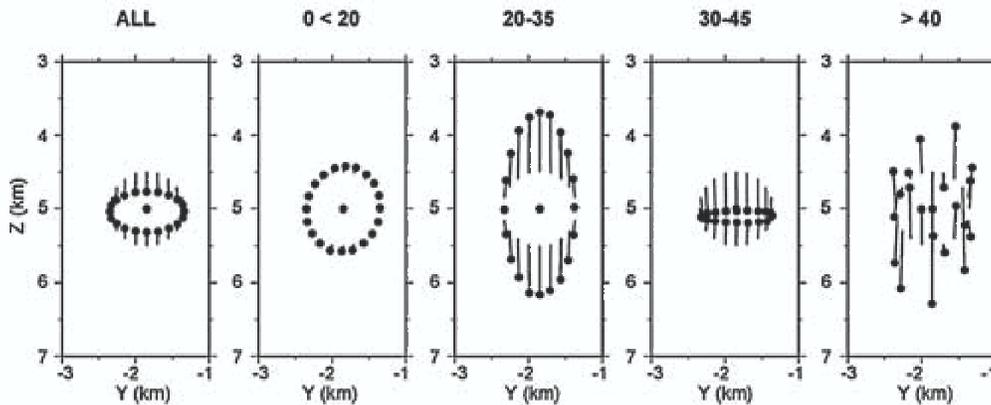


Fig. 5.9: Résultat du test synthétique exécuté avec un modèle de vitesse en couche et des distributions de stations différentes. Les valeurs en haut des graphes indiquent les intervalles de distance d'éloignement des stations considérés. Les lignes indiquent les différences de localisation par rapport aux vrais hypocentres.

Afin d'étudier l'influence du réseau CRLNET sur la relocalisation, nous avons également effectué des tests synthétiques. Le premier point que nous voulons vérifier est la pertinence d'une relocalisation avec 4 stations pour des événements situés en limite du réseau, comme c'est le cas de la crise sismique qui a eu lieu en 2001. Deuxièmement, nous voulons tester le degré de distorsion dans la relocalisation induit par une distribution variable des stations. Ce dernier test a été motivé par la panne de la station AIO qui a eu lieu entre le 18 avril et le 8 juin 2001⁹. Le manque de données provenant de cette station a non seulement modifié la géométrie du réseau, elle a également diminué la contrainte sur la profondeur des hypocentres.

Le test consiste à relocaliser 300 simulations bruitées d'un multiplet original composé de 12 hypocentres, placés selon une géométrie circulaire de rayon $r = 100 \text{ m}$, sur un plan d'orientation $N240^\circ E$ qui plonge à 40° vers le NO et qui est localisé à 6.5 km de profondeur. Les

⁹jour juliens 108 - 159.

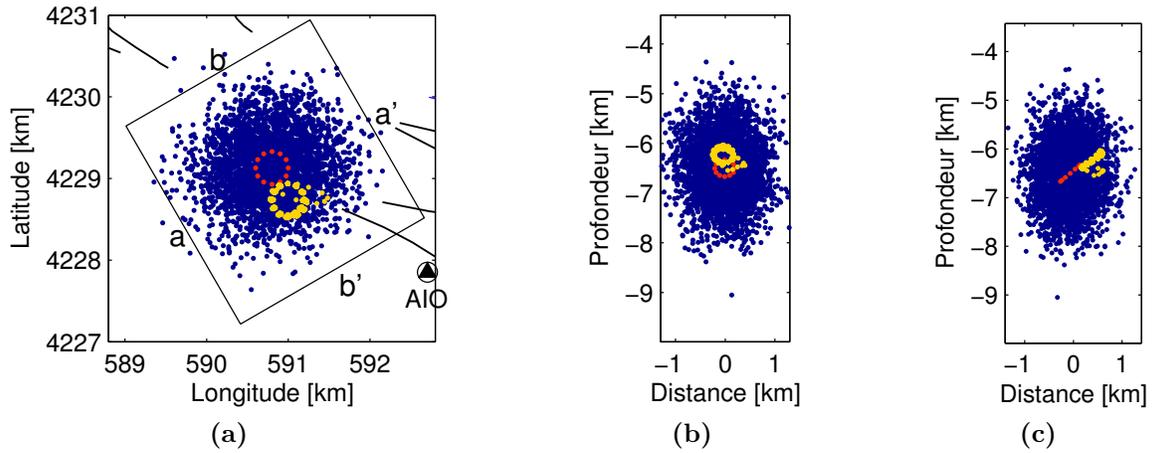


Fig. 5.10: Résultat de la relocalisation de 300 simulations de Monte-Carlo effectuée en utilisant quatre stations: AIO, DIM, TEM et TRI. Les hypocentres du multiplet original sont représentés en rouge, les 300 simulations du multiplet original, auquel du bruit gaussien a été ajouté, sont en bleu et les résultats de la relocalisation sont en jaune. (a) Carte de la région concernée autour de la station AIO. Le cadre, est orienté $N60^\circ E$. (b) Profil a-a', $N60^\circ E$. (c) Profil b-b', $N150^\circ E$.

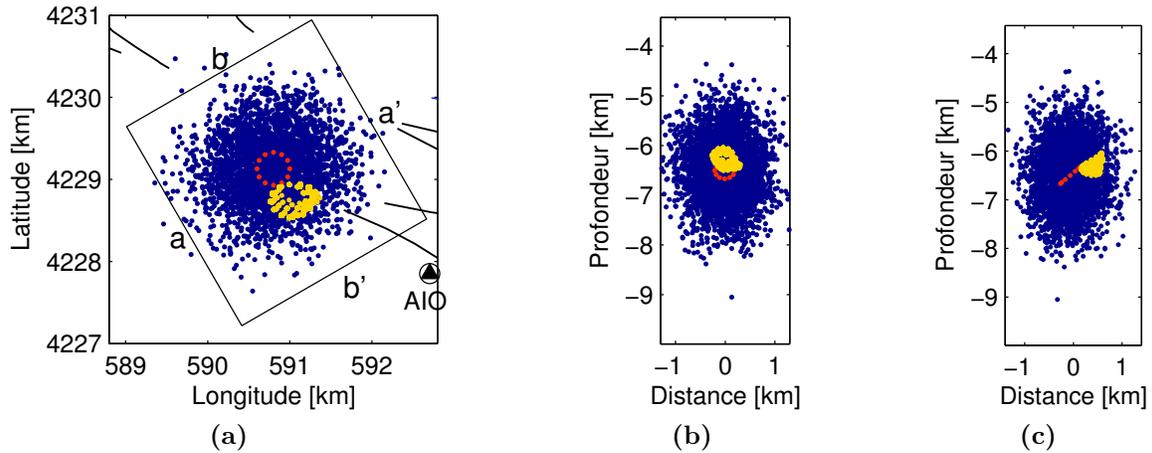


Fig. 5.11: Résultat de la relocalisation de 300 simulations de Monte-Carlo effectuée en utilisant quatre stations, sauf AIO qui a été remplacée par PSA. La légende des couleurs est la même que celle de la figure précédente (Fig. 5.10). (a) Carte de la région concernée autour de la station AIO. Le cadre est orienté $N60^\circ E$. (b) Profil a-a', $N60^\circ E$. (c) Profil b-b', $N150^\circ E$.

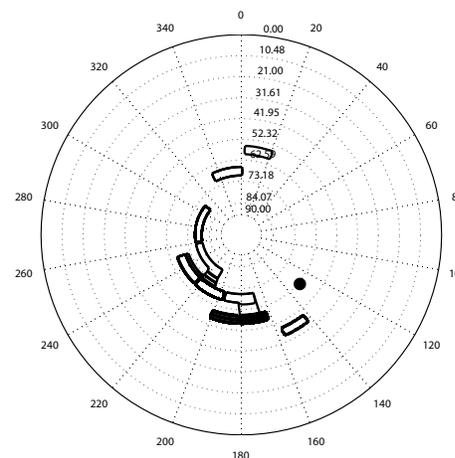
écarts ajoutés suivent une distribution gaussienne dont l'erreur standard est de 0.4 km dans la direction horizontale et de 0.6 km dans la direction verticale, selon l'erreur représentative de localisation des hypocentres. Seules les quatre stations, AIO, DIM, TEM et TRI sont considérées et les délais sont exacts par rapport au modèle; ils ont donc une cohérence de 100%. Le tout est contenu dans un demi-espace homogène où la vitesse des ondes P est fixée à 5.7 km/s et le rapport V_P/V_S à 1.80.

Les résultats sont illustrés sur la figure 5.10 (p. 98), où les hypocentres originaux sont représentés en rouge, les 300 simulations bruités en bleu et les multiplets simulés relocalisés en jaune. Pour une meilleure lisibilité des résultats, la même localisation absolue est attribuée au premier hypocentre des 300 multiplets relocalisés. De ces résultats, nous déduisons que quatre stations par séisme suffisent pour les relocaliser et qu'à l'exception d'un multiplet, tous retrouvent la géométrie initiale, parfois avec une très légère distorsion. Il faut toutefois garder à l'esprit que le milieu est homogène, par conséquent les rais sont directs et rectilignes, les angles d'incidence ne contiennent pas d'erreur induite par une méconnaissance du modèle de vitesse et toutes les paires sont relocalisées avec 8 délais P et S confondus, dont la cohérence est de 100%.

Le deuxième test est identique au premier, sauf en ce qui concerne le choix des stations, la station AIO a été remplacée par PSA. Le résultat de la relocalisation est montré sur la figure 5.11 (p. 98) et l'on constate qu'il y a de fortes distorsions des multiplets. En effet, une partie des relocalisations ne retrouve pas la géométrie initiale. L'erreur est surtout verticale (Fig. 5.11c, p. 98), ce qui démontre que la station AIO est importante, car elle contrôle la profondeur des séismes.

La géométrie des 300 simulations de multiplets relocalisés du deuxième test, a été calculé avec la méthode des trois points et montre la distorsion géométrique des relocalisations (Fig. 5.12). Par rapport au pôle du multiplet original: $130^\circ/60^\circ$, l'azimut du plan peut varier de plus de 180° , alors que le pendage est plus stable et ne varie que peu.

Fig. 5.12: Projection stéréographique de la demi-sphère inférieure qui illustre le maximum de densité de pôles normalisée, calculé avec la méthode des trois points pour chaque relocalisation des 300 multiplets synthétiques. Le pôle du multiplet original non bruité est $130^\circ/60^\circ$, représenté par le point noir.



5.2.2 Comparaison avec la localisation

La relocalisation augmente la résolution des images de la sismicité: avant la relocalisation, les séismes des multiplets n'ont pas d'organisation précise, alors qu'après la relocalisation, ils révèlent souvent des alignements précis. La figure 5.13 (*p.* 101) présente la comparaison de trois multiplets analysés (6, 21, 125), avant et après la relocalisation. Les cercles représentent les hypocentres localisés avec le CRLNET et les carrés marquent la position des hypocentres relocalisés. Ces figures montrent le gain de résolution par l'apparition d'alignements structurés sur les images de la sismicité relocalisée. En outre, on constate à nouveau qu'avant la relocalisation les distances inter-séismes sont parfois pluri-kilométriques.

L'amélioration de la précision dans les images se confirme par la diminution de l'erreur sur les hypocentres relocalisés. Les histogrammes de la figure 5.14 (*p.* 102) montrent les erreurs de localisation sur les hypocentres données par Hypo71 (Fig. 5.14a) et celles après la relocalisation (Fig. 5.14b), calculées à partir des simulations de Monte-Carlo. La diminution de l'erreur entre l'avant et l'après est clairement visible. Bien que les erreurs après la relocalisation ne représentent qu'une borne inférieure, par la conversion des résidus maxima en distances, on obtient environ 60 *m* d'erreur, ce qui est en accord avec les erreurs de l'histogramme 5.14b. En analysant ces histogrammes plus en détail, on remarque que, de toutes les composantes, c'est la profondeur qui à la suite de la relocalisation, a le plus gagné en précision. Ceci est également observé dans les résultats de relocalisation de diverses études [*e.g.* Got et al., 1994; Rubin et al., 1999; Waldhauser and Ellsworth, 2000].

5.2.3 Multiplet 1

Le plus grand multiplet (#1) comporte 769 séismes et représente 30% de la sismicité de la crise sismique. Pour ce multiplet la possibilité de tout relocaliser en une fois doit être traitée avec précaution. Dans ce but, une première relocalisation, 1a, a été faite et 726 séismes ont été relocalisés avec au moins 50 délais d'onde P et S confondus dont le poids des résidus est non nul (Fig. 5.15a, 5.15b, *p.* 103). Puis une seconde relocalisation, 1b, a été effectuée (Fig. 5.15c, 5.15d, *p.* 103) avec une sélection de 444 séismes dont la cohérence est d'au moins 85% avec au moins cinq autres séismes du multiplet initial et pour lesquels il existe au moins 50 délais dont le poids est non nul. Malgré la sélection des séismes, l'erreur de relocalisation n'est pas éliminée. En effet, pour les doublets dont la distance inter-séismes est entre 50 – 500 *m*, l'erreur approximative, estimée à partir des résidus dont le poids est non nul (Fig. 5.16a, *p.* 104), est de 86 *m* si on suppose une vitesse de propagation des ondes P de 5.7 *km/s*. Par conséquent, l'épaisseur de la structure mise en évidence par la sismicité relocalisée (Fig. 5.15b et 5.15d), environ 500 *m*, est plus grande que l'erreur estimée et donc en partie réelle.

Par ailleurs, par un calcul trigonométrique, on constate que l'angle d'émergence d'un rai direct émis d'une source située dans le multiplet 1 vers une station à 8 *km* du barycentre de celui-ci (*e.g.* la station DIM), varie d'environ 15 degrés d'un bout à l'autre du multiplet (Fig. 5.17, *p.* 104), ce qui correspond, pour une largeur de $2r = 2.5$ *km*, à un rapport $2r/d = 0.25$. Nous avons vu dans la section 1.3.2 (*p.* 15) que l'approximation faite par le modèle peut devenir erronée pour les doublets dont la distance inter-séismes dépasse le kilomètre et, surtout, qu'une erreur sur l'angle d'émergence provoque une erreur non négligeable sur les délais calculés¹⁰.

¹⁰*cf.* section 5.2.1, *p.* 93.

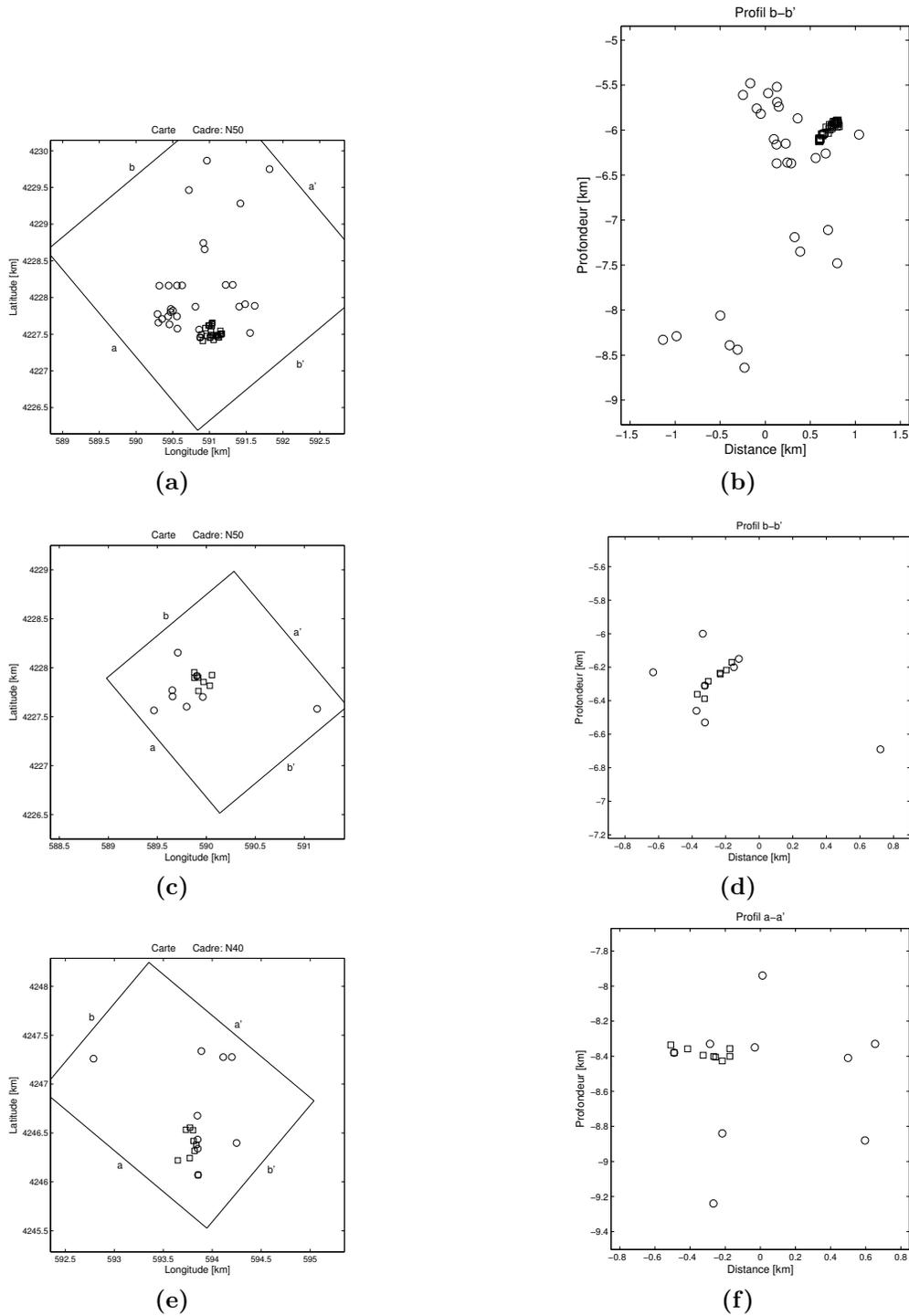


Fig. 5.13: Comparaison entre les localisations des séismes avant (\circ) et après (\square) la relocalisation pour trois multiplets. A gauche, carte des épicentres en coordonnées kilométriques UTM, et à droite, le profil b-b'. (a) Carte des épicentres du multiplet 6, composé de 29 séismes. (b) Profil b-b', N140°E. (c) Carte des épicentres du multiplet 21, constitué de 8 séismes. (d) Profil b-b', N140°E. (e) Carte des épicentres du multiplet 125, constitué de 9 séismes. (f) Profil a-a', N40°E.

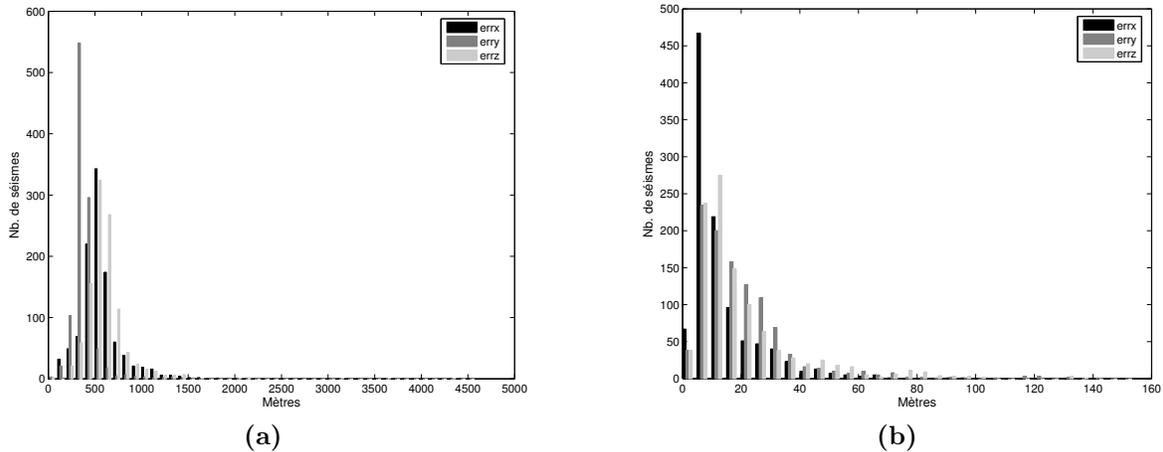


Fig. 5.14: Histogramme des erreurs sur les hypocentres des séismes, selon les trois directions x , y et z . (a) Erreurs avant la relocalisation. (b) Erreurs après la relocalisation, issues des simulations de Monte-Carlo.

Cela est observé dans le cas de ce multiplet (Fig. 5.16b, *p.* 104), ce qui explique en partie le bruit.

Considérant ce bruit, l'épaisseur des multiplets 1a-b et le fait que ces multiplets restent importants en nombre de séismes et en dimensions, le multiplet original a été subdivisé en sous-multiplets, en exigeant que la cohérence soit d'au moins 90%, afin d'essayer d'augmenter la résolution de la relocalisation. Ainsi 23 sous-multiplets ont été identifiés et numérotés entre 901 et 968. Ils comptent au total 469 séismes (Tab. 5.3, *p.*104) et leur dimension est inférieure à $500 \times 500 \times 500 \text{ m}^3$ (Tab. 5.4, *p.*105), à l'exception du premier, 901. Chaque multiplet a été relocalisé en relatif et ensuite les séismes de référence qui déterminent la localisation absolue du multiplet ont été relocalisés avec HypoDD (Fig. 5.15e et 5.15f).

Le résultat des trois relocalisations est équivalent, tant au niveau de la dimension générale du multiplet, qu'à celui de la distribution des séismes à l'intérieur du multiplet. Toutefois, il y a une légère différence de localisation des séismes entre les deux premiers multiplets, 1a et 1b, qui sont translatés de 150 – 200 *m* à l'est (Fig. 5.18a, *p.* 106). La différence est un peu plus marquée entre les relocalisations 1a-b et 1c, la relocalisation des sous-multiplets. En effet, dans le résultat 1c, le regroupement des séismes est plus prononcé et les dimensions changent légèrement, c'est-à-dire que la sismicité s'étend sur une distance N-S plus grande.

Les erreurs sur les relocalisations relatives 1a et 1b sont plus grandes que celles dans la relocalisation relative des sous-multiplets. Cependant, premièrement, les séismes et donc les délais qui contraignent la relocalisation 1a et 1b sont plus nombreux et, deuxièmement, une relocalisation absolu avec HypoDD est moins précise, car elle ne prend en compte que les différences des temps des premières arrivées aux stations pour les seules combinaisons des sismogrammes des 23 séismes de référence. Le fait que le RMS de l'inversion pour les premières relocalisations 1a et 1b est de 4 *ms* après trois itérations, que les séismes soient tous localisés avec au moins 50 délais et que les résidus aux stations soient tous plus petits que 15 *ms*¹¹, confirment le résultat malgré la distribution bruitée des délais en fonction de

¹¹Fig. 5.16a, *p.* 104.

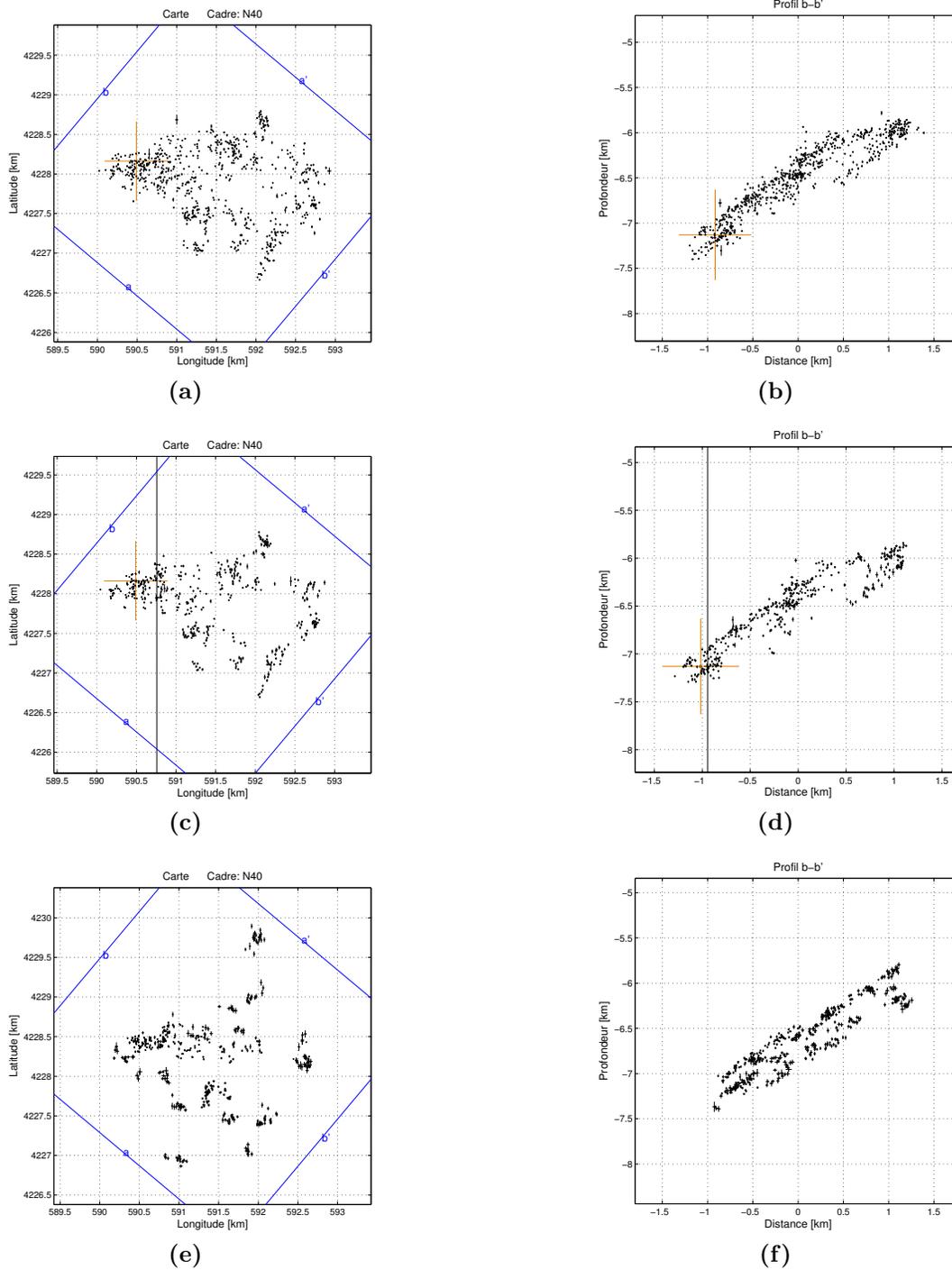


Fig. 5.15: *Multiplot 1. A gauche, carte des épicentres en coordonnées kilométriques UTM, et à droite profil dans la direction b-b'. Les côtés du cadre sont parallèles aux profils perpendiculaires, a-a' et b-b'. (a) Carte des épicentres du multiplet 1a, 726 séismes. (b) Profil b-b', N130°E. (c) Carte des épicentres du multiplet 1b, 444 séismes. (d) Profil b-b', N130°E. (e) Carte des épicentres du multiplet 1c, subdivisé et relocalisé avec HypoDD. (f) Profil b-b', N130°E.*

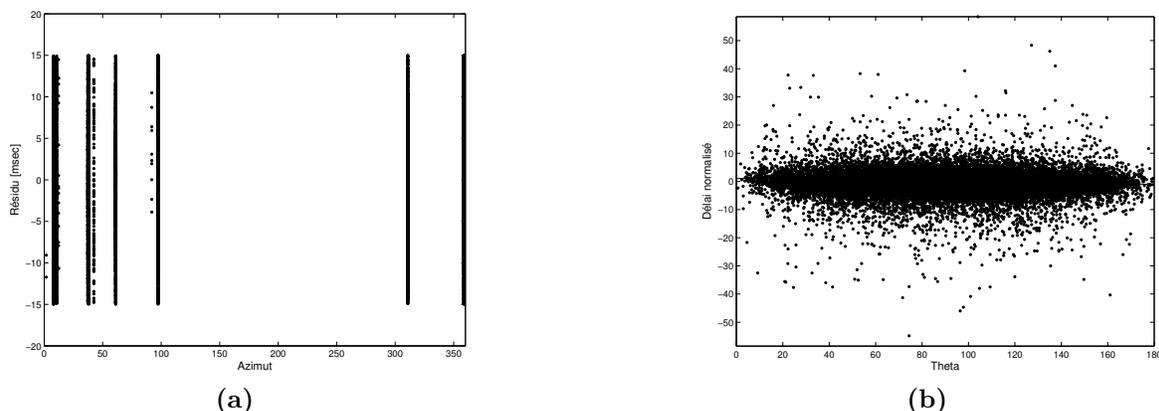


Fig. 5.16: *Multiplet 1c. (a) Résidus aux stations en fonction de l'angle des paires de séismes. (b) Délai en fonction de l'angle Θ .*

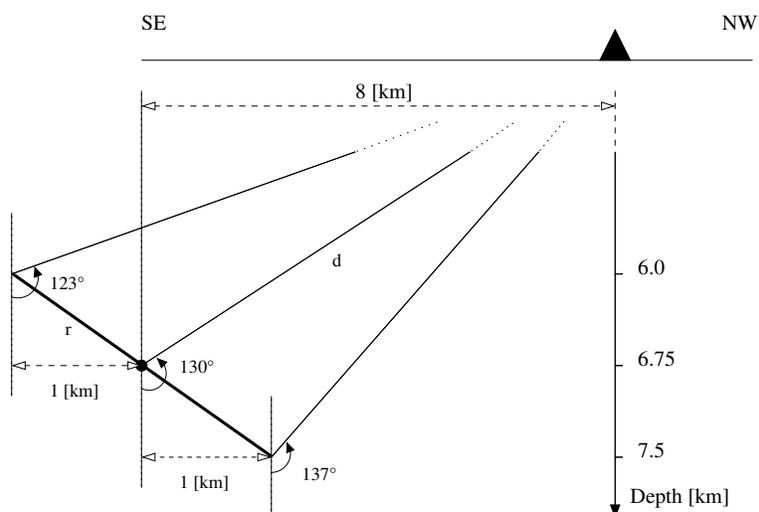


Fig. 5.17: *Schéma qui représente le multiplet 1 ainsi que les angles d'émergence de différents rais vers une station distante de 8 km.*

l'angle Θ ¹².

5.3 Relocalisation absolue

Afin de réduire l'erreur absolue de localisation des multiplets et ainsi améliorer l'image globale de la sismicité, les séismes de référence ont été relocalisés. De par la procédure suivie pour former les multiplets, les séismes de référence ne peuvent pas être relocalisés relativement, car les délais ne peuvent pas être mesurés par inter-corrélation, puisque leurs formes d'ondes ne sont pas cohérentes. En revanche, il est possible de calculer les différences de temps de parcours absolues.

¹²Fig. 5.16b, p. 104.

Tab. 5.3: Nombre de séismes dans les sous-multiplets (*abbrv. sM*).

sM	Nb.										
901	91	906	27	911	16	916	16	930	10	942	6
902	66	907	29	912	14	918	14	938	8	951	4
904	34	908	18	914	12	919	13	940	7	968	4
905	26	910	19	915	17	927	11	941	7		

Tab. 5.4: Dimension spatiale en mètres des sous-multiplets (*abbrv. sM*), exprimée en fonction des directions E-O, N-S et verticale.

sM	E-O	N-S	Z	sM	E-O	N-S	Z	sM	E-O	N-S	Z
901	1032	566	614	911	204	256	147	930	110	61	73
902	534	371	226	912	72	175	104	938	207	52	89
904	360	330	392	914	239	67	98	940	106	99	73
905	251	251	120	915	186	122	89	941	84	76	75
906	238	351	75	916	168	187	166	942	91	165	54
907	521	311	244	918	120	154	102	951	25	60	26
908	274	148	145	919	291	156	176	968	34	90	12
910	82	167	125	927	74	128	99				

Les séismes de référence des multiplets qui nous concernent ont donc été relocalisés avec HypoDD en utilisant les double-différences des temps de parcours absolus¹³. Ce programme ne pouvant relocaliser que les événements considérés proches¹⁴, les séismes de référence ont été séparés en deux groupes. Le premier regroupe les multiplets de la crise sismique plus le séisme d'Agios Ioanis et le second regroupe ceux situés sous le Golfe de Corinthe.

5.3.1 Multiplets de la crise sismique

Les 27 multiplets qui appartiennent à la crise sismique ont été relocalisés avec HypoDD et le résultat est présenté sur la figure 5.19 (*p.* 107). Le manque de multiplets au nord-est de la station AIO n'est pas réel, il marque l'emplacement du multiplet 1, comme on le constate par l'espace occupé par les carrés orange foncé sur la figure 5.20 (*p.* 107). Les séismes des multiplets ont ensuite été géoréférencés par rapport aux relocalisations absolues des séismes de référence et donnent ainsi une vision globale de la crise sismique (Fig. 5.21a et 5.21b, *p.* 108). La totalité des séismes relocalisés est présentée sur les figures 5.21a et 5.21b (*p.* 108).

¹³ *cf.* section 1.5.1, *p.* 20.

¹⁴ *cf.* section 1.5.4, *p.* 23.

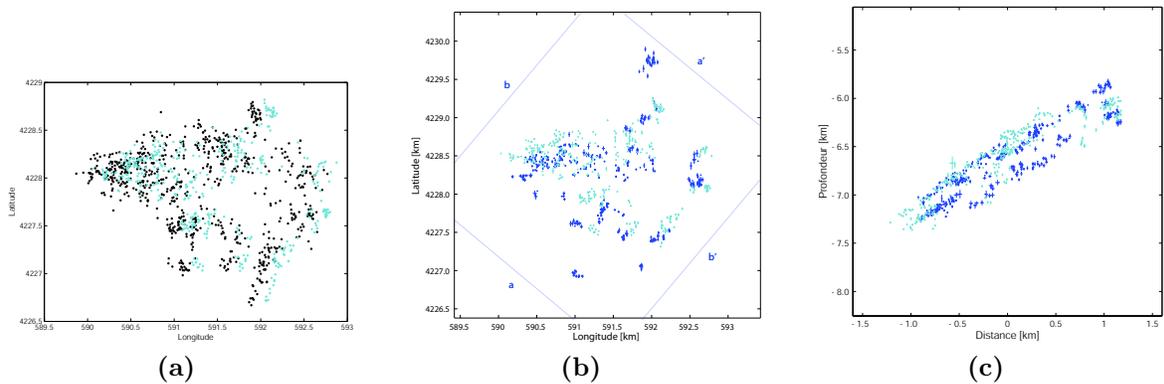


Fig. 5.18: Carte d'épicentres. (a) En noir, le résultat de la relocalisation 1a et en bleu clair, le résultat de la relocalisation 1b. (b) En bleu clair, le résultat de la relocalisation 1c et en bleu, le résultat de la relocalisation des sous-multiplets.

Comparaison avec la localisation

Comparé à la première localisation des séismes, telle qu'elle a été présentée dans la section 3.3 (Fig. 3.3, p. 60), l'image donnée par la microsismicité des structures en profondeur s'améliore considérablement (Fig. 5.21a et 5.21b, p. 108). En effet, les erreurs systématiques de localisation qui se traduisent par les alignements rectilignes, visibles sur la figure 5.21c (p. 108), disparaissent après la relocalisation (Fig. 5.21a, p. 108). Par ailleurs, la distribution des séismes perd de son aspect homogène et les séismes s'organisent plutôt en essaims spatiaux. De même les contours de la crise sismique change de forme et se définit par un rectangle, plutôt qu'un disque. Du point de vue de la profondeur des séismes, nous remarquons (Fig. 5.21b, p. 108) que la résolution verticale de la crise s'est nettement améliorée.

Discussion

Les multiplets dessinent une structure cohérente qui plonge vers le nord-ouest. Toutefois, les multiplets localisés au sud-est ne s'alignent pas sur ce plan et sont distant verticalement les uns des autres de quelques centaines de mètres, bien que leur pendage apparaît similaire à celui des multiplets situés au nord-ouest. La dispersion verticale d'environ 1.5 km s'explique en partie par la relocalisation de 8 séismes de référence effectuée sans la station AIO, qui contrôle la profondeur des hypocentres¹⁵. Pourtant, l'erreur donnée par HypoDD sur les relocalisations est de plusieurs dizaines de mètres, ce qui suggère la présence de plusieurs plans qui seraient parallèles s'il s'avèrent être de même direction et pendage. N'ayant pas assez d'information à ce stade pour trancher en faveur de l'une ou l'autre possibilité, la discussion sera poursuivie dans le prochain chapitre après avoir récolté plus d'information sur la géométrie des multiplets et les mécanismes au foyer des séismes¹⁶.

¹⁵ cf. section 5.2.1, p. 97.

¹⁶ cf. chapitre 6, p. 111.

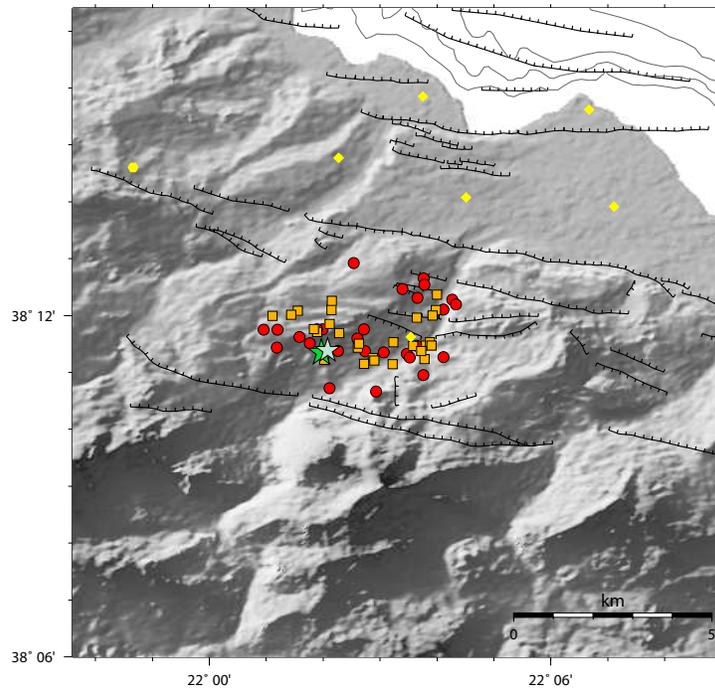


Fig. 5.19: Epicentres des séismes de référence. La localisation originale est représentée par les points rouges et la relocalisation est représentée par les carrés orange. La localisation du séisme d'Agios Ioanis est représentée par l'étoile verte et l'épicentre relocalisé par l'étoile bleu clair. Quant aux stations sismologiques, elles sont représentées par les symboles jaunes.

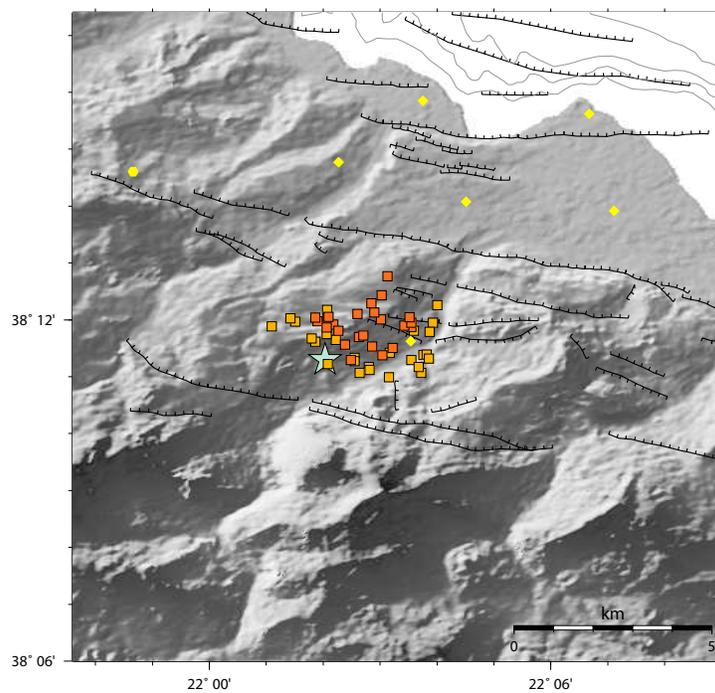


Fig. 5.20: Epicentres relocalisés des séismes de référence des multiplets de la crise sismique (carrés orange clair) et des sous-multiplets (carrés orange foncé). Le séisme d'Agios Ioanis est représenté par l'étoile bleu clair.

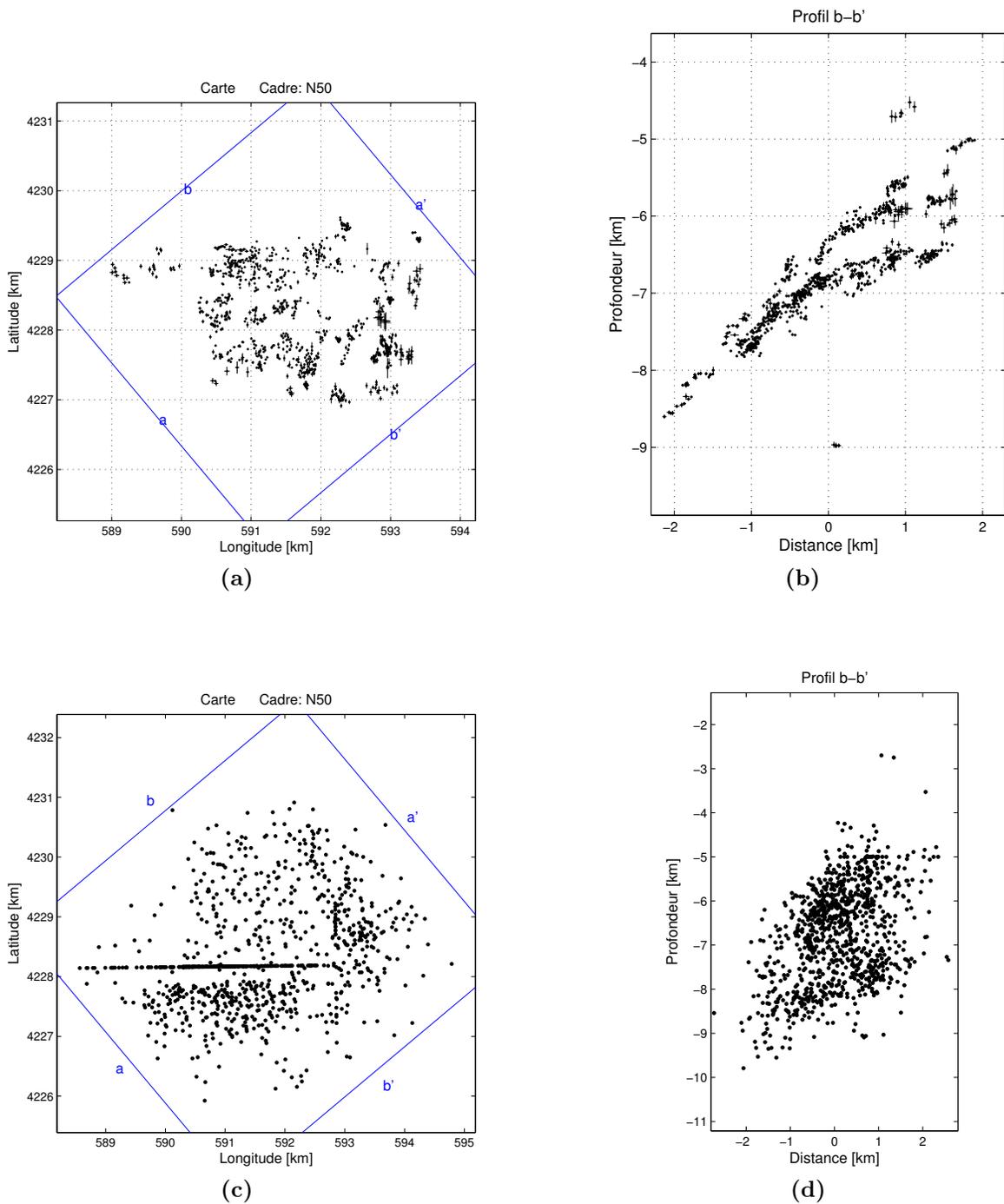


Fig. 5.21: (a) Carte des épicentres de tous les multiplets de la crise, relocalisés en relatif, puis avec HypoDD. Le cadre indique la direction des profils perpendiculaires, a - a' et b - b' . (b) Profil b - b' , $N140^\circ E$. (c) Carte des épicentres avant la relocalisation. Le cadre indique la direction des profils perpendiculaires, a - a' et b - b' . (d) Profil b - b' , $N140^\circ E$.

5.3.2 Multiplets sous le golfe

Une relocalisation absolue avec HypoDD de l'ensemble des multiplets situés sous le golfe n'est pas possible, car ces multiplets sont trop distants les uns des autres. Par contre, les séismes de référence des 5 multiplets au centre du golfe (119, 129, 135, 164, 165) sont assez proches et ont donc été relocalisés. La figure 5.22 montre le résultat (Fig. 5.22a et 5.22b). Un plan vers le nord se dessine et sera discuté plus en détail dans le prochain chapitre, en relation avec la géométrie des multiplets et les mécanismes au foyer. La comparaison avec la localisation originale (Fig. 5.22c et 5.22d) est également illustrée sur la figure 5.22 et l'on remarque le gain en précision après la relocalisation qui se manifeste surtout dans la distribution verticale des hypocentres.

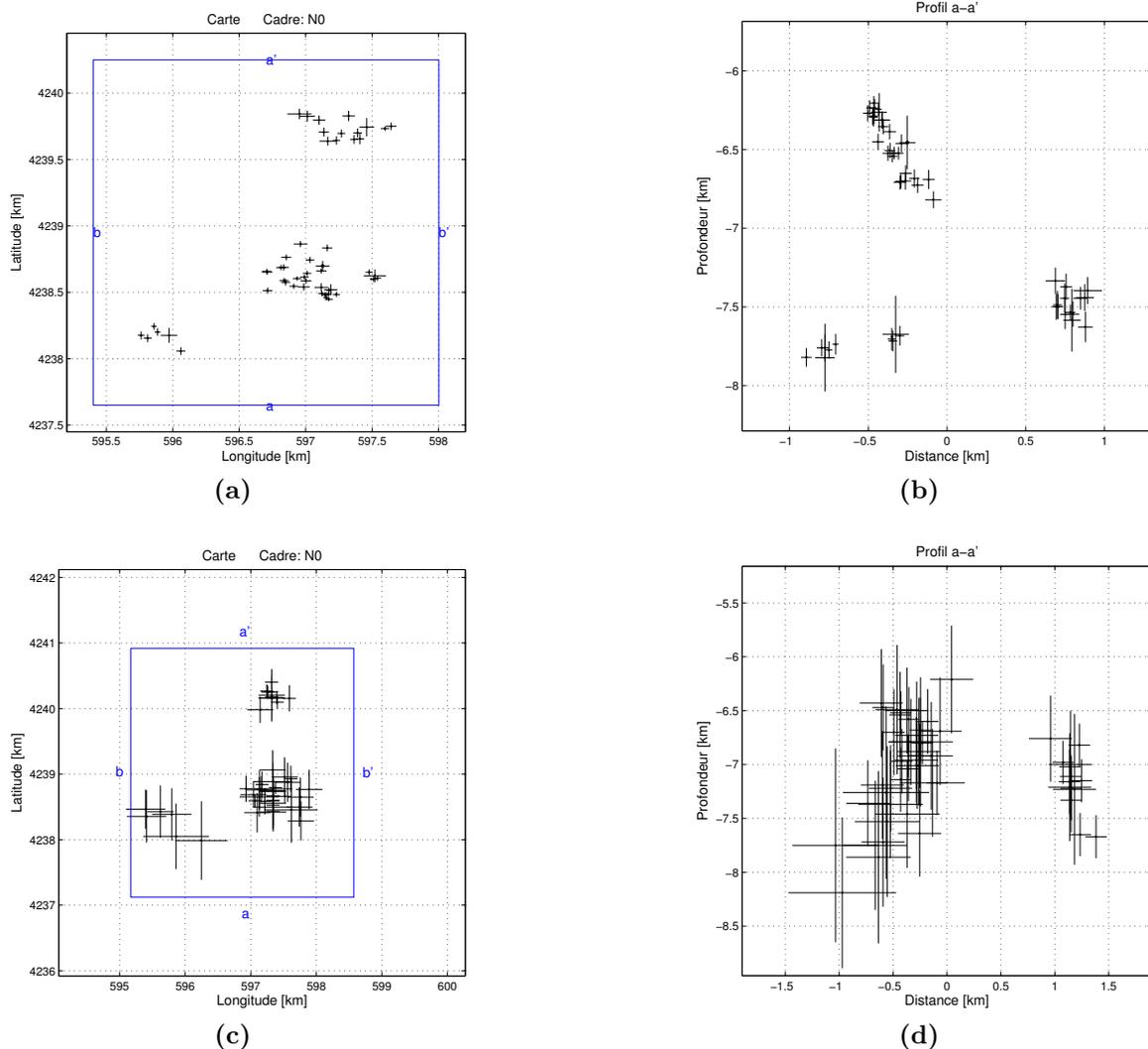


Fig. 5.22: (a) Relocalisation absolue des multiplets 119, 129, 135, 164 et 165. Carte des épacentres relocalisés. (b) Profil S-N. (c) Localisation originale des multiplets 119, 129, 135, 164 et 165. Carte des épacentres. (d) Profil S-N.

Chapitre 6

Failles actives en profondeur

Ce chapitre est consacré à l'analyse de la géométrie des multiplets et à la détermination des failles actives en profondeur dans le Rift de Corinthe. Nous allons présenter les méthodes utilisées pour estimer la géométrie et les mécanismes au foyer, puis nous discuterons des erreurs liées à ces techniques. L'analyse des résultats est partitionnée: nous allons d'abord présenter la géométrie des multiplets que nous comparerons ensuite avec les mécanismes au foyer représentatifs des multiplets correspondants. Cela nous permettra ensuite de déterminer les failles actives en profondeur du rift et de discuter les implications pour la relation faille-séismes ainsi que pour la déformation du rift. Nous traiterons d'abord les multiplets de la crise sismique, puis ceux sous le golfe et la côte nord.

6.1 Méthodes de détermination des plans de failles actifs

Pour la relocalisation relative, nous avons exigé que les sismogrammes des séismes d'un multiplet soient cohérents, ce qui implique, entre autres, que les mécanismes au foyer sont similaires. Cela suppose que les séismes d'un même multiplet ont provoqué un glissement, soit sur le même plan de faille, voire sur des plans parallèles de même orientation, soit sur le plan conjugué.

Grâce à l'analyse des multiplets, il est possible de caractériser la géométrie des plans de faille actifs en profondeur sur une plus grande échelle et de façon plus cohérente et plus précise que par l'étude des mécanismes au foyer des microséismes non relocalisés. Ces derniers sont difficiles à analyser, premièrement, à cause de leur faible magnitude des microséismes, qui limite le nombre de sismogrammes enregistrés, deuxièmement, à cause de la plus grande variabilité des mécanismes au foyer, parfois même pour des séismes proches en espace, et, troisièmement, à cause d'un manque d'observations de surface. En effet, les microséismes de magnitude $M < 4$ ont une source dont le diamètre est plus petit qu'un kilomètre et comme la couche sismogène est plus profonde que 4 km [e.g. Rigo et al., 1996; Lyon-Caen et al., 2004], la rupture n'atteint pas la surface. Il n'est donc pas possible de déterminer l'orientation des plans de faille activés lors de microséismes à partir des observations de surface. En outre, la détermination des mécanismes au foyer est difficile, car elle dépend de la précision des angles d'émergence des rais à la source [e.g. Rigo, 1994] et de la couverture azimutale des stations. Sans données complémentaires, l'analyse des mécanismes au foyer ne permet pas la distinction

entre les deux plans nodaux.

Toutefois, le calcul des mécanismes au foyer apporte des données supplémentaires indispensables pour confirmer la géométrie ainsi que l'activité du plan de faille. C'est par la comparaison avec la géométrie déduite de l'analyse des multiplets, que l'indétermination entre plans nodaux est levée et le plan actif confirmé.

6.1.1 Détermination de la géométrie des multiplets

La géométrie des multiplets est estimée en utilisant la méthode dite des "trois points". Cette méthode, introduite par Fehler et al. [1987], consiste à calculer le pôle du plan, défini par trois hypocentres, pour chaque combinaison de trois hypocentres, puis à le représenter sur une projection stéréographique de la demi-sphère inférieure. La région de la projection stéréographique où la densité de pôles est maximale définit le plan prédominant sur lequel s'alignent les séismes d'un multiplet.

La densité de pôles est calculée pour 294 éléments de la demi-sphère inférieure, tous de surface égale et de forme similaire, selon le schéma proposé par Fryer [1975]. Le maximum de densité, N , pour un multiplet est obtenu quand tous les séismes s'alignent sur le même plan et il s'écrit alors,

$$N = C_3^n = \frac{n!}{(n-3)! 3!} = \frac{n(n-1)(n-2)}{6}, \quad (6.1)$$

où n est le nombre de séismes constituant le multiplet. C'est la densité, normalisée par son maximum, qui est finalement représentée dans les projections stéréographiques.

Si un plan cohérent existe, les pôles convergent en azimuth et en pendage (Fig. 6.1a), mais il existe des signatures particulières selon le pendage du plan:

- dans le cas d'un plan subvertical, le pendage est également stable, mais comme la direction du pendage peut varier de 180° , l'azimut varie aussi de 180° (Fig. 6.1b),
- dans le cas de séismes sur un plan subhorizontal, le pendage est stable, mais l'azimut est quelconque, car il n'est pas bien contraint (Fig. 6.1c).

Il existe également deux distributions de séismes qui sont reconnaissables, car la projection stéréographique de leur densité de pôles est caractéristique:

- des séismes alignés sur une droite se traduisent par une variation du pôle le long d'un grand cercle (Fig. 6.1d),
- une distribution de séismes qui ne correspond pas à une structure; ni l'azimut, ni le pendage des pôles convergent (Fig. 6.1e).

Les conventions concernant la direction du plan sont les mêmes que celles utilisées par Aki and Richards [1980], c'est-à-dire que l'azimut du plan est celui pour lequel le plan plonge vers la droite. Par conséquent, les relations entre les coordonnées du pôle défini sur la demi-sphère inférieure et celles du plan correspondant sont définies comme suit,

$$A_{plan} = A_{pôle} + 90^\circ \quad (6.2)$$

$$P_{plan} = 90^\circ - P_{pôle} \quad (6.3)$$

où A_{plan} est égal à l'azimut du plan et $A_{pôle}$ à celui du pôle, alors que P_{plan} est égal au pendage du plan et $P_{pôle}$ à la latitude du pôle sur la demi-sphère inférieure.

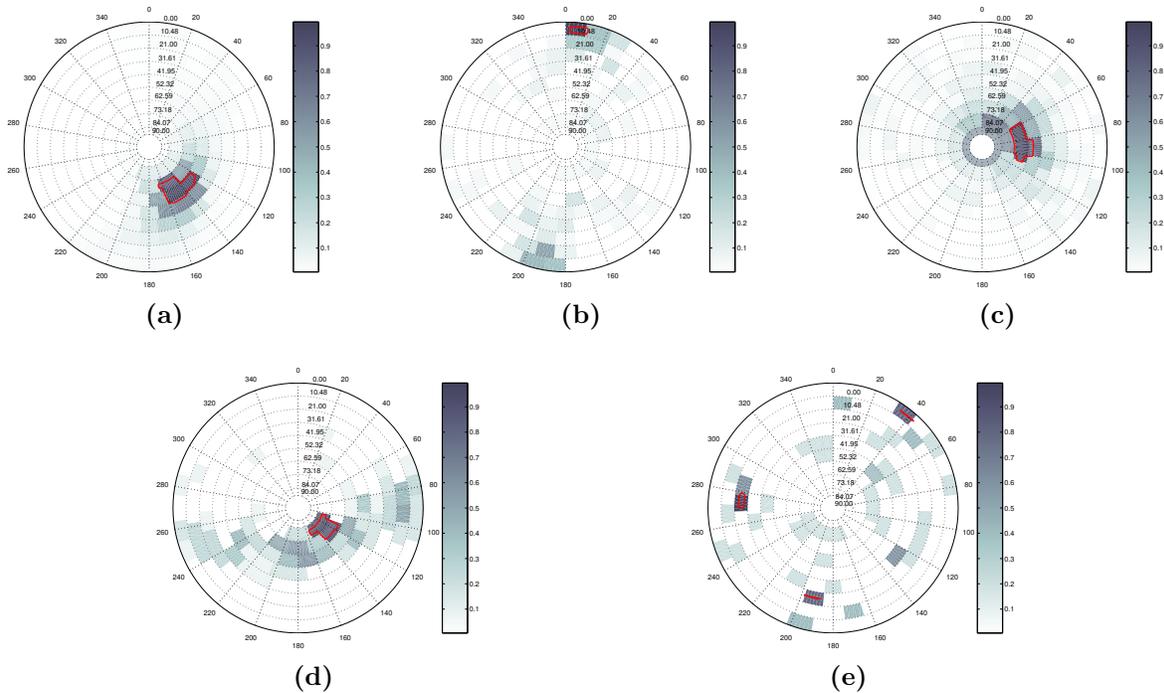


Fig. 6.1: Densité de pôles normalisée représentée sur une projection stéréographique de la demi-sphère inférieure. La densité maximale et minimale sont représentées, respectivement, par le bleu foncé et le blanc. Le contour rouge délimite une densité plus grande que 80% du maximum. (a) Multiplet 1c. (b) Multiplet 137. (c) Multiplet 906. (d) Multiplet 126. (e) Multiplet 22.

6.1.2 Erreurs liées au calcul de la densité de pôles

Dans la section précédente, nous avons montré¹ que dans le cas d'un plan, les pôles convergent vers un pôle unique. Ce résultat, pourtant, ne se vérifie exactement que lors de l'utilisation de distributions synthétiques, car, en pratique, les projections stéréographiques sont bruitées. A titre d'exemple, il suffit qu'un hypocentre ne soit pas inclus dans le plan, contrairement aux autres hypocentres du multiplet considéré, pour que les pôles soient en partie biaisés.

Les origines du bruit qui cause la divergence des pôles apparents sont multiples:

- les erreurs dans les hypocentres,
- une activité sur plusieurs failles parallèles ou conjuguées,
- une géométrie non plane des failles.

L'effet de divergence des pôles apparents de chacune de ces situations est plus ou moins le même et on ne peut donc pas les différencier. Afin de quantifier à quel niveau de bruit la méthode des trois points n'est plus utilisable et afin de tester si deux plans, actifs simultanément, sont identifiables avec cette méthode, deux séries de tests synthétiques ont été effectuées.

¹cf. Fig. 6.1, p. 113.

Série 1: densité de pôles en présence de bruit

Dans cette série, nous voulons tester l'influence sur la densité de pôle d'une distribution bruitée d'hypocentres, originalement contenus dans un plan. Pour ce faire, du bruit gaussien d'écart-type de 10% et de 20% du côté du plan a été ajouté à chaque coordonnée de 20 hypocentres synthétiques placés sur un même plan, dont la direction est $N220^\circ E$ et le pendage 40° (dorénavant noté $220^\circ/40^\circ$). La figure 6.2 montre qu'avec du bruit d'écart-type égal à 10% (Fig. 6.2b), la détermination de la géométrie est encore possible, mais qu'à 20% (Fig. 6.2c) cela ne l'est plus avec précision. En d'autres termes, pour un multiplet dont le plan définit par les séismes est de $100 \times 100 \text{ m}^2$, si les erreurs sur les hypocentres sont plus grandes que 20 m, la détermination de la géométrie devient difficile.

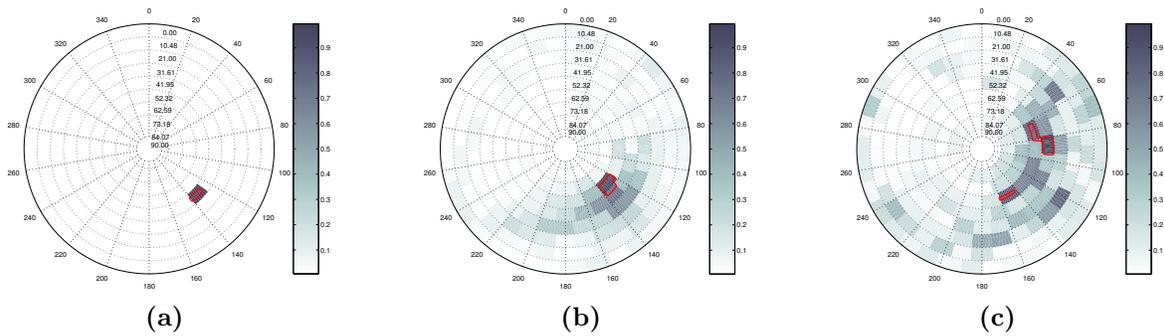


Fig. 6.2: Projections stéréographiques de la demi-sphère inférieure qui illustrent la densité de pôles normalisée, calculée pour un multiplet synthétique de 20 points placés sur un plan d'orientation $N220^\circ E$ qui plonge à 40° , (noté $220^\circ/40^\circ$). (a) Densité calculée pour une distribution de points sans bruit. (b) Densité calculée pour une distribution de points avec un bruit gaussien d'écart type égal à 10%. (c) Densité calculée pour une distribution de points avec un bruit gaussien d'écart type égal à 20%.

Série 2: densité de pôles en présence de plans conjugués

La condition de sélection des séismes, selon laquelle les séismes d'un même multiplet doivent être cohérents, implique, entre autres, que ceux-ci ont un mécanisme au foyer similaire. Cependant, il n'est nécessaire que les séismes d'un même multiplet s'alignent sur le même plan, ils peuvent être situés sur des plans conjugués, sans aucun effet sur la cohérence. Par ailleurs, l'utilisation de la méthode Maître-Esclave Généralisée, qui permet de regrouper dans un même multiplet de grande dimension des séismes dont les formes d'ondes ne sont pas forcément similaires d'un bout à l'autre du multiplet, augmente la probabilité que ceux-ci soient sur des plans différents.

Dans le but de tester l'effet de l'activation de deux plans conjugués sur le calcul de la densité de pôles et pour déterminer dans quelle mesure l'identification du plan principal en est affectée, plusieurs distributions synthétiques d'hypocentres ont été réalisées. Le test consiste à générer un nombre total de 20 points et de varier la distribution des points entre le plan principal, $220^\circ/40^\circ$, et le plan conjugué, $114^\circ/77^\circ$, de dimensions égales, puis de mesurer la densité de pôles.

La figure 6.3 montre le résultat du test pour les différentes répartitions de points testées, à savoir:

- 12 points sur le plan principal et 8 points sur le plan conjugué (Fig. 6.3a).
- 10 points sur le plan principal et 10 points sur le plan conjugué (Fig. 6.3b).
- 10 points bruités sur le plan principal et 10 points bruités sur le plan conjugué (Fig. 6.3c).

Pour le dernier test, c'est du bruit gaussien qui est ajouté aux coordonnées des points.

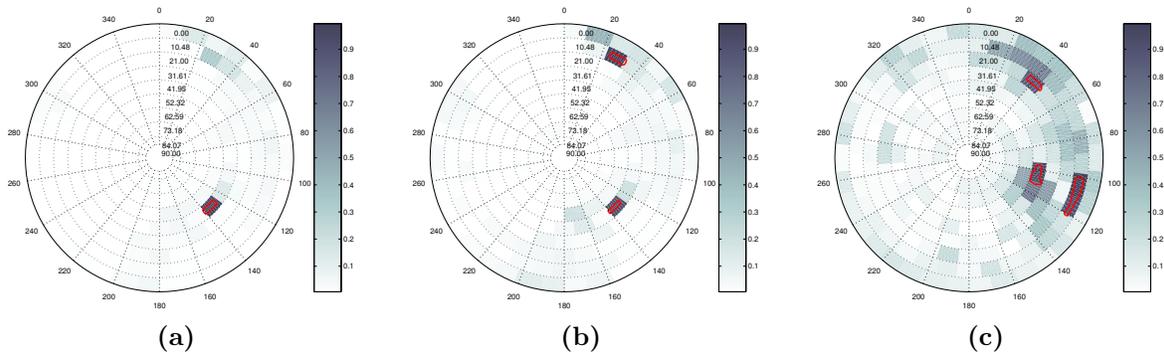


Fig. 6.3: Projections stéréographiques de la demi-sphère inférieure qui illustrent la densité de pôles normalisée. Les pôles sont calculés pour un multiplet synthétique de 20 points, répartis entre deux plans conjugués, respectivement, $220^\circ/40^\circ$ et $114^\circ/77^\circ$. (a) Densité calculée pour une distribution de 12 points, placés sur le plan principal et de 8 points sur le plan conjugué. (b) Densité calculée pour 10 points placés sur le plan principal et 10 sur le plan conjugué. (c) Densité calculée pour une distribution de points égale à celle utilisée pour la figure 6.3b, mais à laquelle du bruit a été ajouté.

On remarque (Fig. 6.3) que le plan principal est identifié de façon satisfaisante pour tous les tests et que le plan conjugué apparaît dans le résultat s'il contient plus de 40% des points. En comparant les figures 6.3b et 6.3c, on constate que le bruit est davantage créé par l'erreur sur les hypocentres que par les combinaisons de points appartenant à des plans différents. Par conséquent, la présence de sources sur des plans conjugués de dimension similaire n'affecte pas la détermination de la géométrie des multiplets. Toutefois, ce résultat dépend des dimensions relatives des plans considérés; plus la différence est grande, plus la présence d'un plan prédominant est forte.

6.1.3 Calcul des mécanismes au foyer

Les mécanismes au foyer des séismes des multiplets ont été calculés avec le programme FPFIT [Reasenbergh and Oppenheimer, 1985]. Les angles d'émergence utilisés sont calculés par Hypo71 à partir du modèle de vitesse 1-D de Rigo et al. [1996] et seuls les séismes dont la lecture de la polarité de la première arrivée est claire et qui sont enregistrés par un minimum de 6 stations, sont pris en compte. L'utilisation du modèle de vitesse issu de la tomographie 3-D de Latorre et al. [2005] ne change pas de manière significative les angles d'émergence des rais [Communication personnelle, A. Deschamps], par conséquent la projection des stations sur le stéréographe est considérée stable.

Du fait de la présence du bassin du Golfe de Corinthe au centre du réseau², la couverture azimutale n'est pas complète. Cela s'accroît pour les séismes de la crise sismique de 2001 qui se trouvent à l'extrémité sud du réseau. Par ailleurs le nombre réduit de stations ainsi que l'azimut des principales failles actives (E-O)³, parallèles au golfe, rendent difficile la détermination des mécanismes au foyer de façon unique. Pour pallier à ces désavantages, les mécanismes au foyer sont calculés en limitant le domaine de l'azimut à environ $\pm 45^\circ$ autour du plan décrit par la géométrie du multiplet. De cette façon, à défaut de plans nodaux bien contraints, il est au moins possible de déterminer, par comparaison, si les polarités sont en accord avec l'analyse géométrique des multiplets.

Un autre moyen de se procurer de l'information quant à l'orientation des failles actives, est l'observation des amplitudes des ondes P et S aux stations. En effet, suivant la définition du diagramme de radiation des ondes de volume en champ lointain [Aki and Richards, 1980], l'amplitude d'une onde P est minimale quand celle-ci se déplace parallèlement à la direction de l'un ou de l'autre plan nodal et elle est maximale quand elle est irradiée à 45° par rapport à une de ces directions. Par contre, l'amplitude des ondes S est minimale dans la direction parallèle à l'axe de contrainte principal intermédiaire σ_2 .

Pour tous les séismes des multiplets appartenant à la crise sismique de 2001, les mécanismes au foyer ont été calculés en limitant l'azimut d'un plan nodal entre les valeurs 270° et $330^\circ - 360^\circ$ selon les cas et le pendage a été contraint entre $20^\circ - 50^\circ$. En ce qui concerne la direction de glissement, elle n'a pas été restreinte, par conséquent l'orientation du plan conjugué non plus. Pour les autres multiplets, la variation de l'azimut est également restreinte si les polarités des premières arrivées ne contraignent pas assez les plans nodaux. Le mécanisme au foyer le plus représentatif possible des séismes du multiplet correspondant est sélectionné.

6.1.4 Comparaison entre la géométrie et le mécanisme au foyer

L'activité d'un plan de faille est confirmée si l'orientation d'un des plans nodaux du mécanisme au foyer représentatif des séismes qui constituent le multiplet, est la même que celle du plan mis en évidence par l'analyse géométrique du multiplet. La comparaison entre les mécanismes au foyer et le maximum de densité de pôles est effectuée du point de vue qualitatif plutôt que quantitatif, parce que, d'une part, les mécanismes au foyer ne sont pas tous contraints de façon optimale⁴ et, d'autre part, la géométrie des multiplets peut également être mal contrainte⁵, spécialement l'azimut d'un plan à faible pendage ou subvertical. S'il y a accord entre la géométrie des séismes du multiplet et le mécanisme au foyer, nous considérons le plan actif défini et le qualifions de confirmé, sinon celui-ci reste indéterminé.

Quatre exemples de comparaisons sont présentés sur la figure 6.4. Nous constatons que pour les deux premiers (6.4a et 6.4b), l'orientation du plan, déduit de l'analyse géométrique du multiplet, concorde avec un des plans nodaux du mécanisme au foyer correspondant, qui confirme donc le plan principal actif, alors que pour le dernier (6.4d), il n'y a pas d'accord entre la géométrie du multiplet et le mécanisme au foyer. Dans le cas du troisième exemple (Fig. 6.4c), le mécanisme au foyer n'est pas contraint de façon à converger vers une solution unique,

² cf. Fig. 3.2, p. 58.

³ cf. section 2.2.2, p. 41.

⁴ cf. section 6.1.3, p. 115.

⁵ cf. section 6.1.1, p. 112.

néanmoins nous remarquons que le plan nodal principal choisi n'est pas en contradiction avec la géométrie du multiplet si ce dernier est pivoté dans le sens anti-horaire.

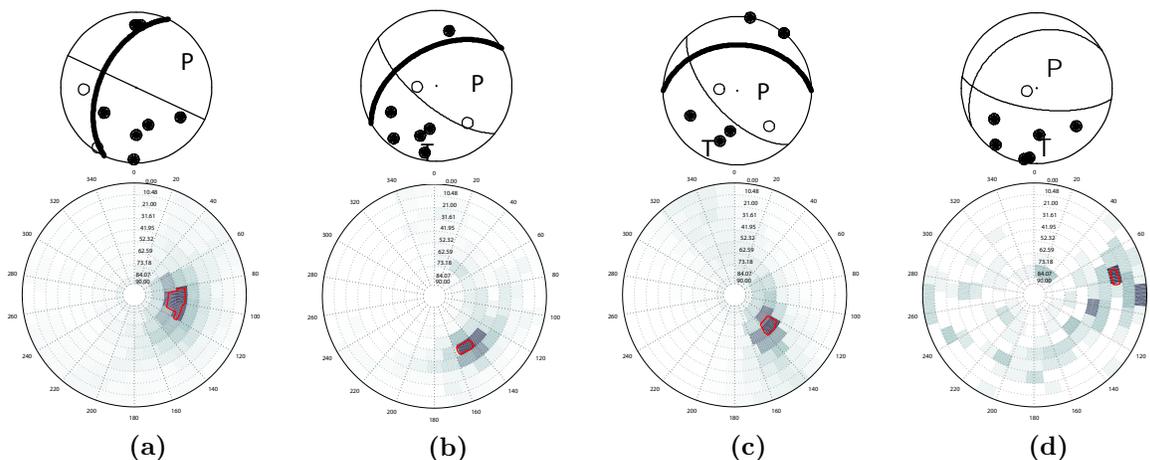


Fig. 6.4: Comparaisons entre la géométrie des plans déduite de l'analyse des multiplets et celle déduite des mécanismes au foyer représentatifs. Le plan nodal qui est confirmé actif est illustré par le grand cercle en gras. (a) Multiplet 3. (b) Multiplet 6. (c) Multiplet 902. (d) Multiplet 927.

6.2 Failles actives de la crise sismique de 2001

Les méthodes employées étant décrites, nous allons nous concentrer sur l'analyse des résultats de la relocalisation des multiplets de la crise sismique. Nous présenterons d'abord la géométrie des multiplets que nous comparerons ensuite avec les mécanismes au foyer pour conclure avec une discussion sur les failles actives en profondeur de la crise sismique.

6.2.1 Géométrie des multiplets

La géométrie des 27 multiplets qui font partie de la crise sismique a été calculée avec la méthode des trois points et le résultat est résumé sur la figure 6.5. Cette figure montre, pour tous les multiplets, les contours qui délimitent la zone où la densité de pôles est plus grande que 80% de la densité maximale (Fig. 6.5a) ainsi que l'histogramme des azimuts (Fig. 6.5b). Seuls les multiplets dont la géométrie est définie avec moins de 3 maxima de densité de pôles sont représentés, ce qui exclu donc les multiplets 22, 26 et 34.

La distribution de pôles pour 50% des 24 multiplets considérés (85% des séismes⁶) converge vers un azimuth moyen de 140° et un pendage de 60° , ce qui définit un plan d'orientation $230^\circ/30^\circ$ (Fig. 6.5b). Ce résultat est en très bon accord avec le plan de faille privilégié du séisme d'Agios Ioanis, $220^\circ/40^\circ/-160^\circ$, calculé par Zahradník et al. [2004]⁷ et de son mécanisme au foyer⁸ [Lyon-Caen et al., 2004].

⁶cf. table 5.1, p. 88

⁷cf. section 3.3.1, p. 59.

⁸cf. fig. 3.6, p. 62.

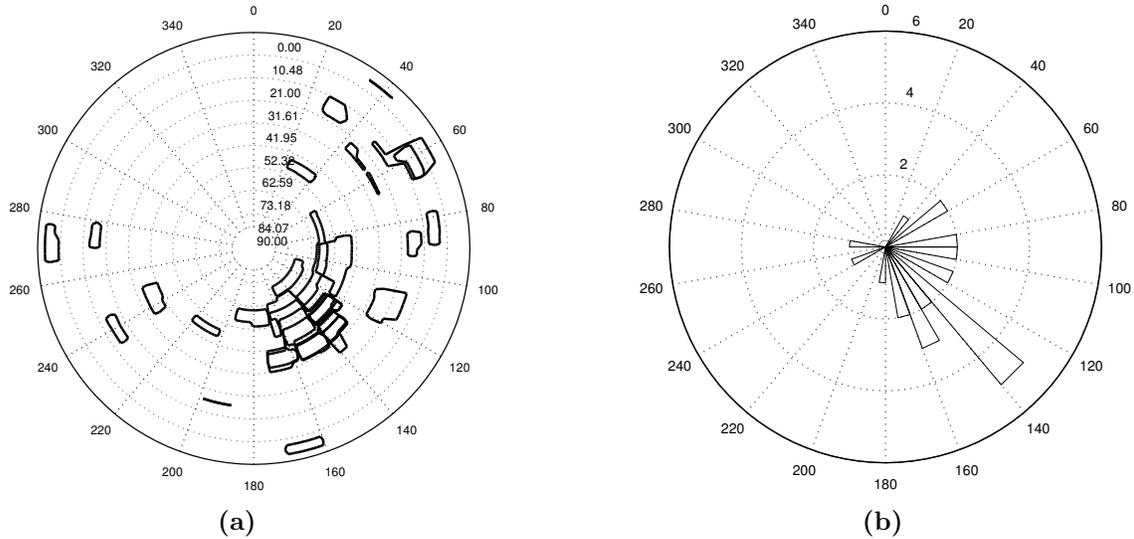


Fig. 6.5: (a) Projection stéréographique qui représente les contours qui délimitent une densité de pôles plus grande que 80% du maximum de densité pour chacun des 27 multiplets de la crise sismique de 2001. (b) Histogramme des azimuts des maxima de densité. En présence de plusieurs maxima de densité par multiplet, seul le plus élevé est pris en compte.

Il existe cependant d'autres géométries significativement différentes de celle du plan de faille du séisme d'Agios Ioanis. L'orientation du plan dans le cas du multiplet 10^9 converge clairement vers $120^\circ/65^\circ$, ce qui correspond à l'orientation du plan conjugué, par rapport au plan de faille du séisme d'Agios Ioanis¹⁰. Les multiplets 3 et 9^{11} sont caractérisés par une géométrie semblable, définie par un plan d'azimut sud dont le pendage est faible ($\simeq 30^\circ$), et les multiplets 14, 15, 25 et 30^{12} , sont caractérisés par un plan d'azimut sud à sud-est dont le pendage est fort ($\simeq 70^\circ$). Les deux multiplets, 17 et 44^{13} , se distinguent par une convergence des pôles vers, respectivement, $240^\circ/25^\circ$ et $270^\circ/5^\circ$. Enfin, considérant le multiplet 45, bien que le maximum de densité de pôles définisse un plan $255^\circ/85^\circ$, la distribution de pôles suggère aussi un plan orienté $140^\circ/50^\circ^{14}$.

Multiplet 1

Comme le multiplet 1 comporte un nombre important de séismes et, surtout, est de grande dimension et d'une épaisseur finie¹⁵, trois études de sa géométrie ont été conduites afin de mieux la contraindre. Elle a été déduite de:

- la densité de pôles du multiplet entier,
- l'analyse des orientations des vecteurs inter-séismes,

⁹ cf. annexe A, p. 223.

¹⁰ cf. section 3.3.1, p. 62.

¹¹ cf. annexe A, resp. p. 208, 221.

¹² cf. annexe A, resp. p. 229, 231, 247 et 251.

¹³ cf. annexe A, resp. p. 235 et 255.

¹⁴ cf. annexe A, p. 257.

¹⁵ cf. figure 5.15, p. 103.

- la densité de pôles des sous-multiplets.

Géométrie du multiplet entier Les séismes du multiplet 1, considérés dans leur ensemble, s’alignent selon un plan d’orientation $220^\circ/35^\circ$. Ce plan est identifié pour les deux configurations¹⁶ du multiplet entier, 1a et 1b (Fig. 6.6). Considérant le multiplet 1a, le calcul des pôles s’est fait sur deux moitiés “1aa” et “1ab” (Fig. 6.6a et 6.6b), à cause du nombre de combinaisons trop important pour effectuer un calcul unique; la mémoire de MATLAB étant insuffisante.

Lors de ces calculs, aucune restriction n’a été faite sur la distance inter-séismes. Par conséquent, la densité de pôles maximale donne une approximation de l’orientation du plan moyen à l’échelle du multiplet entier. Cela implique que s’il y a une complexité géométrique à une échelle plus petite, elle est masquée.

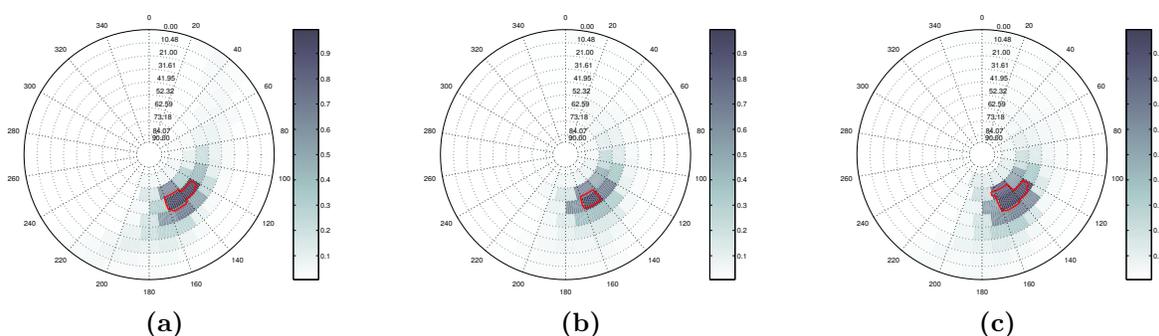


Fig. 6.6: Projections stéréographiques de la demi-sphère inférieure qui illustrent la densité de pôles. Le contour rouge démarque le domaine pour lequel la densité est plus grande que 80% du maximum. (a) Multiplet 1aa. (b) Multiplet 1ab. (c) Multiplet 1b.

Orientation des vecteurs inter-séismes La méthode décrite ci-dessous permet de vérifier si un groupe de points est distribué sur un plan. Elle consiste à calculer l’orientation de tous les vecteurs inter-séismes entre un centre fixe et tous les autres hypocentres du multiplet. Exprimée en coordonnées polaires, l’orientation d’un vecteur se résume à un angle d’azimut et un angle de pendage. Cette orientation est ensuite représentée par un point sur une projection stéréographique de la demi-sphère inférieure. Théoriquement, si tous les hypocentres appartiennent à un plan unique, les points sur le stéréographe dessinent un grand cercle. La divergence des points par rapport à un grand cercle, plus particulièrement un dédoublement des cercles, est causée par une distribution des hypocentres, soit sur un seul plan de faille dont le pendage varie, soit sur des plans parallèles.

Dans le cas du multiplet 1b, les vecteurs inter-séismes ont été calculés par rapport à quatre hypocentres, choisis comme centres de référence (Fig. 6.7). Les orientations des vecteurs sont présentées sur quatre projections stéréographiques, une pour chaque centre de référence (Fig. 6.8). Sur les quatre stéréographes, les points forment approximativement de grands cercles et décrivent un plan plongeant vers le NO, en accord avec celui obtenu précédemment par la méthode des trois points.

¹⁶cf. section 5.2.3, p. 100.

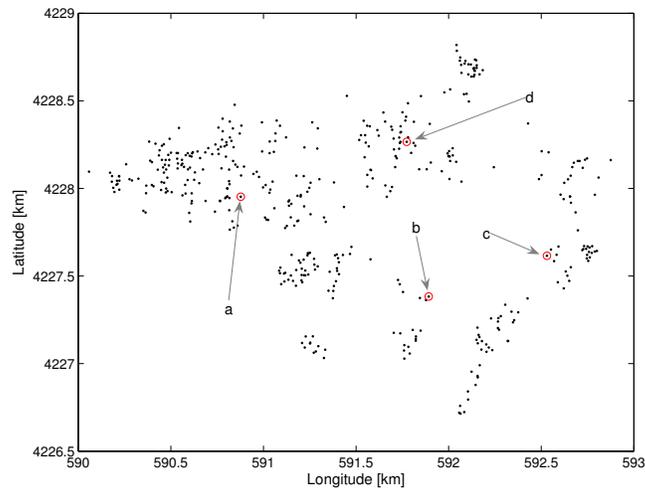


Fig. 6.7: Carte d'épicentres du multiplet 1b. Les points encerclés en rouge indiquent les centres de référence par rapport auxquels la direction des vecteurs inter-séismes est calculée.

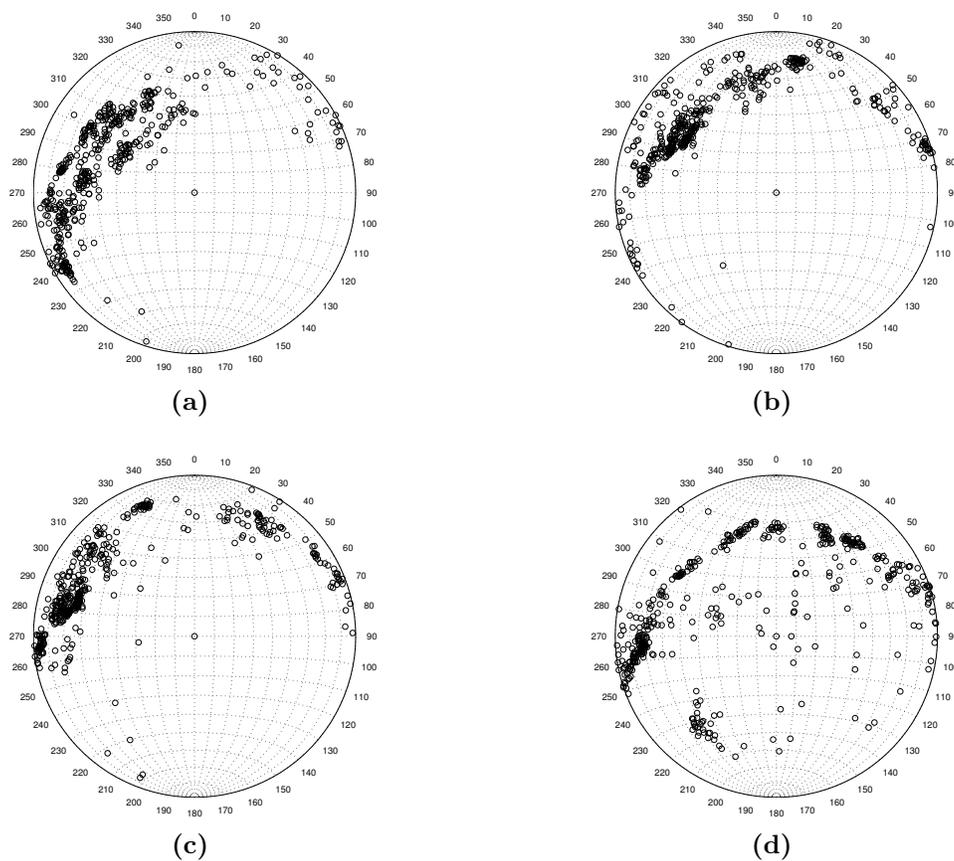


Fig. 6.8: Projections stéréographiques sur la demi-sphère inférieure qui illustrent l'orientation des hypocentres du multiplet 1b par rapport à quatre hypocentres choisis comme centres. (a) Hypocentres du multiplet par rapport au centre "a". (b) Hypocentres du multiplet par rapport au centre "b". (c) Hypocentres du multiplet par rapport au centre "c". (d) Hypocentres du multiplet par rapport au centre "d".

Cependant, en analysant plus en détail, on remarque des irrégularités possibles dans la géométrie du multiplet. Premièrement, sur la figure 6.8a, le pendage des points varie d'environ 35° entre les azimuts 270° et 315° , laissant supposer qu'il s'agit soit d'un plan unique à pendage variable, soit de plusieurs plans de pendages différents. Cela se remarque également en comparant les projections stéréographiques (Fig. 6.8a - 6.8d, *p.* 120.) qui décrivent des plans de pendage différent. En effet, le pendage du plan des projections 6.8b et 6.8c (*p.* 120) est plus faible, ce qui suggère que la variation est due à une différence de pendage entre les points de l'ouest et ceux de l'est du multiplet. Les hypocentres à l'ouest du multiplet, sont situés au ONO des centres "b" et "c", par conséquent ils sont tous regroupés ensemble sur une petite partie des grands cercles respectifs, car l'azimut de ces points par rapport aux centres, est à peu près le même. Ces remarques sont en accord avec le profil du multiplet 1 (Fig. 6.9b) qui montre un pendage plus élevé au nord-ouest qu'au sud-est.

Deuxièmement, dans le cas du stéréographe 6.8d (*p.* 120), les points suggèrent la présence de plans secondaires différents. D'une part, la figure montre timidement un plan vertical ONO-ESE qui pourrait être associé de par son orientation avec le plan conjugué, $110^\circ/76^\circ$ et, d'autre part, un autre plan dont l'orientation n'est pas définissable, représenté par l'ensemble de points d'azimut 210° à 240° .

Cette analyse montre qu'il existe des irrégularités géométriques dans le multiplet 1, surtout au niveau du pendage du plan de faille et nécessite plus d'observations pour pouvoir conclure sur la structure du multiplet.

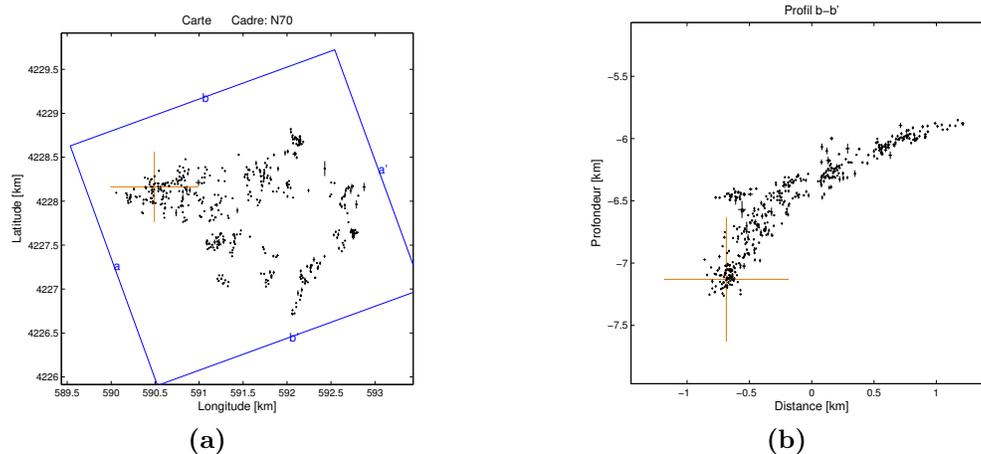


Fig. 6.9: Multiplet 1. A gauche, carte des épicentres en coordonnées kilométriques UTM, et à droite profil dans la direction b-b'. Les côtés du cadre sont parallèles aux profils perpendiculaires, a-a' et b-b'. (a) Carte des épicentres du multiplet 1b, 444 séismes. (b) Profil b-b', $N160^\circ E$.

Géométrie des sous-multiplets La relocalisation des sous-multiplets du multiplet 1, étant construits avec l'exigence d'être constitués de séismes cohérents au minimum à 90%, leur relocalisation¹⁷ est plus précise mais également plus locale. Cela permet de conduire une analyse plus fine de la géométrie du multiplet 1. Le résultat de cette analyse est résumé sur la figure 6.10 qui montre, pour tous les sous-multiplets, les contours qui délimitent la zone

¹⁷ cf. fig. 5.15e et 5.15f, *p.* 103.

où la densité de pôles est plus grande que 80% de la densité maximale (Fig. 6.10a) ainsi que l'histogramme des azimuts (Fig. 6.10b). Comme pour l'étude des multiplets, les sous-multiplets dont la densité de pôles est composée de plus de 3 maxima, ne sont pas considérés, cela concerne les sous-multiplets 938 et 968.

Nous remarquons qu'il y a deux groupes de pôles qui se distinguent (Fig. 6.10a), le premier regroupe ceux¹⁸ dont l'azimut est 140° et le deuxième est composé de ceux¹⁹ dont l'azimut est 70° . Ces deux groupes de pôles décrivent deux plans différents qui ne sont pas une paire de plans conjugués et cela quelque soit la direction de glissement adoptée. L'histogramme (Fig. 6.10b) montre que la majorité des sous-multiplets décrit un plan d'azimut 160° , toutefois cela ne représente pas la majorité des séismes analysés. En effet, sur un total de 457 séismes analysés²⁰, 248 s'alignent sur un plan d'azimut 230° , alors que 157 s'alignent sur un plan d'azimut environ 160° et 52 s'alignent sur des plans divers dont les azimuts diffèrent des précédents.

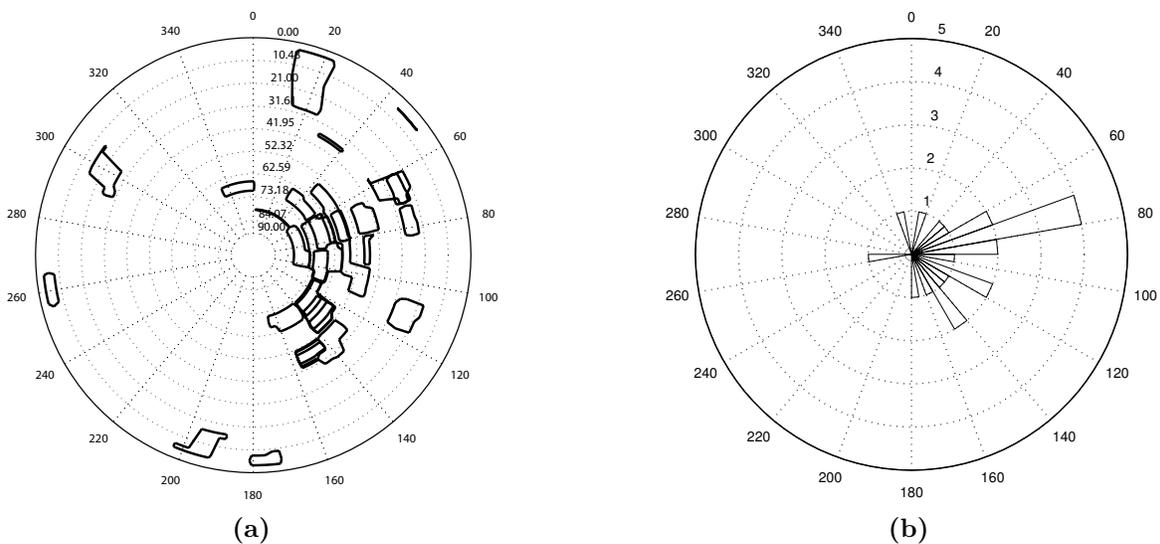


Fig. 6.10: (a) Projection stéréographique sur laquelle les contours, qui délimitent la zone où la densité de pôles est plus grande que 80% du maximum pour chaque sous-multiplet, sont présentés. (b) Histogramme des azimuts des maxima de densité. En présence de plusieurs maxima de densité par sous-multiplet, seul le plus élevé est pris en compte.

Les maxima de densité de pôles isolés sont, soit des maxima secondaires (sous-multiplet 910)²¹, soit des plans différents (sous-multiplets 908, 916, 912 et 951)²². Considérant le deuxième cas, nous avons étudié l'orientation des pôles dans le but de vérifier si des paires de plans conjugués avaient été activés pendant la crise sismique. En effet, le pôle $20^\circ/75^\circ$ (sous-multiplet 908) correspond au plan conjugué du plan $220^\circ/40^\circ$ et parce que ce plan est quasi vertical, la direction de pendage oscille de 180° , par conséquent l'azimut aussi. Cela explique la présence de maxima de densité de pôles autour de $200^\circ/80^\circ$ (sous-multiplet 908).

¹⁸Multiplets 901, 902, 904, 905, 910 et 914

¹⁹Multiplets 906, 907, 911, 915, 918, 919, 927, 930, 940, 941, 942

²⁰cf. tableau 5.3, p. 105. Les sous-multiplets 938 et 968 sont négligés.

²¹cf. annexe A, p. 278.

²²cf. annexe A, resp. p. 276, 282 et 306.

Quant aux plans des sous-multiplets 912, 916 et 951, ils sont différents des autres et ne font pas partie d'une paire de plans conjugués.

A l'échelle des sous-multiplets ($500 \times 500 \times 500$ m), l'image d'une géométrie homogène du multiplet 1 est modifiée par cette analyse qui démontre l'existence de deux orientations de plan de faille différentes, à savoir $220^\circ/35^\circ$ et celle du deuxième groupe: $160^\circ/30^\circ$, ainsi que, dans une moindre mesure, celles des plans conjugués: $110^\circ/76^\circ$ et $272^\circ/78^\circ$.

6.2.2 Mécanismes au foyer

Nous allons maintenant examiner les mécanismes au foyer qui apportent un complément d'information sur l'orientation des plans actifs en profondeur pendant la crise sismique et permettent d'étayer les résultats obtenus par l'analyse des multiplets. Les mécanismes au foyer pour les multiplets de la crise sismique (Fig. 6.13 et 6.14, p. 125) sont tous semblables à l'exception de ceux représentatifs des multiplets 30 et 916. En effet, les polarités aux stations sont quasi identiques pour chaque multiplet, ce qui souligne la similarité des données et suggère que la restriction du domaine des paramètres²³ mise en place pour le calcul des mécanismes au foyer, n'a pas généré un biais systématique.

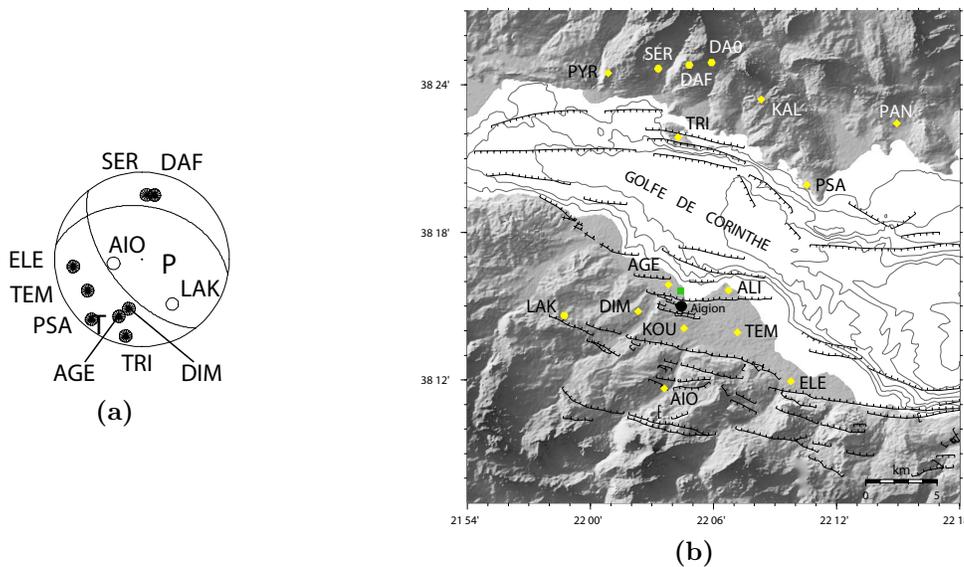


Fig. 6.11: (a) Mécanisme au foyer du multiplet 45. L'emplacement des stations sur la projection stéréographique est représentative des séismes de la crise sismique. La station SER est ajoutée et placée approximativement. (b) Carte du réseau sismique CRLNET.

Les légères différences de polarités entre les mécanismes ont deux origines. La première est l'angle d'émergence des rais, couplé avec la profondeur des hypocentres, qui contrôle l'emplacement des stations sur les projections stéréographiques dont un exemple, représentatif des mécanismes au foyer des séismes de la crise, est illustrée sur la figure 6.11. Ce sont les stations de la côte nord du golfe, distantes d'au moins 15 km, qui sont le plus affectées, car les rais vers celles-ci sont soit directs, soit réfractés. Par conséquent, l'angle de départ du

²³ cf. section 6.1.3, p. 115.

rai varie autour de 90° et l'azimut de la station sur la projection stéréographique varie de 180° . En effet, le modèle de vitesse à couches de Rigo et al. [1996] tout comme celui issue de la tomographie 3-D du golfe [Latorre et al., 2004], montre qu'il existe un fort gradient de vitesse entre 7 et 10 km de profondeur. Sur la figure 6.12 (Profil A-B, p. 124) le modèle 3-D est représenté et on remarque que les rais, provenant des hypocentres localisés à environ 8 – 10 km de profondeur et à une distance entre 15 – 25 km de la station, ont un angle d'émergence proche de 90° .

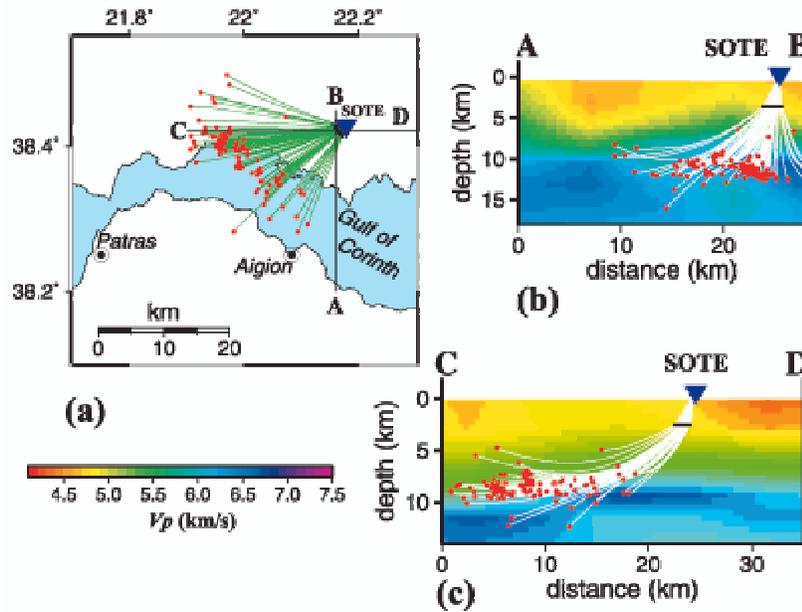


Fig. 6.12: Trajets des rais de phases converties PS calculés pour une interface positionnée à 3 km de profondeur. (a) Carte montrant les rais calculés avec un modèle tomographique 3-D. Les epicentres sont représentés en rouge et les rais en vert. (b) Profil A-B, les hypocentres sont en rouge et les rais en blanc. (c) Profil C-D. D'après Latorre et al. [2004].

La deuxième cause des différences de polarités entre les mécanismes au foyer est une légère variation de la géométrie des plans actifs qui induit des changements de polarité aux stations, impliquant que celles-ci sont situées proches d'un des plans nodaux de la projection stéréographique. A cela s'ajoute le fait que la première arrivée de l'onde P à une station située dans le prolongement d'une faille active est de faible amplitude, ce qui rend difficile la détermination de sa polarité à partir du sismogramme.

En analysant les figures 6.13 et 6.14, on remarque que c'est la polarité des stations ELE et LAK, parfois TEM et/ou PSA, qui génèrent les différences entre mécanismes, ce qui suggère que le prolongement des plans activés, ou de leur conjugué, passent près des stations ELE et LAK. Ces deux stations s'alignent selon une droite parallèle à la faille d'Helike et concorde avec l'orientation du plan conjugué du plan principal activé lors du séisme d'Agios Ioanis. En outre, la grande variabilité de la polarité à la station ELE est en accord avec les mécanismes au foyer des séismes *e.g.* 3, 17 et 23 (Fig. 6.13), car elle se trouve proche de l'intersection des plans nodaux. En ce qui concerne les stations TEM et PSA, elles se trouvent également à proximité du plan actif, ce qui se constate sur la majorité des mécanismes au foyer et sur celui du séisme d'Agios Ioanis (Fig. 6.13).

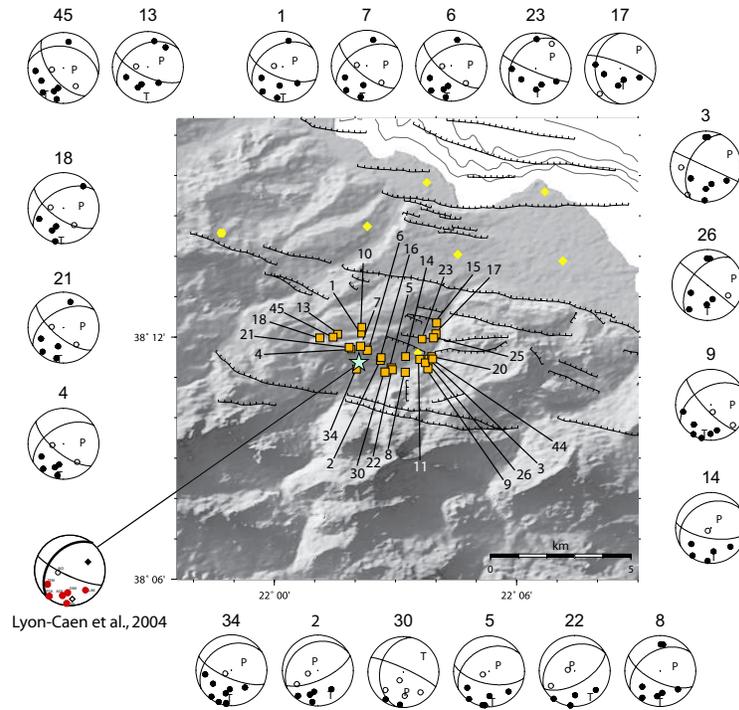


Fig. 6.13: Carte des épicentres des séismes de référence relocalisés (orange) et les mécanismes au foyer représentatifs des séismes des multiplets correspondants. Le mécanisme au foyer en couleur [Lyon-Caen et al., 2004] est celui du séisme d'Agios Ioanis, qui est représenté par l'étoile bleu clair.

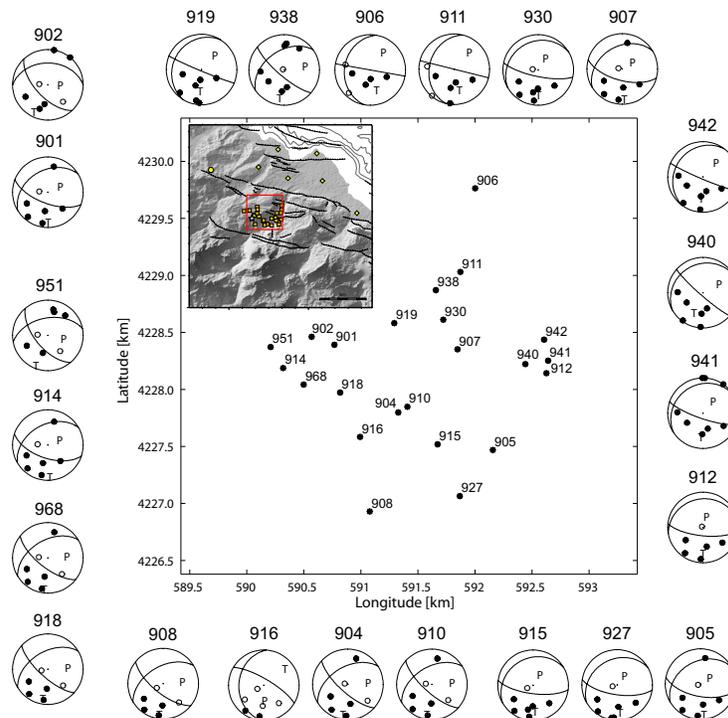


Fig. 6.14: Carte des épicentres des séismes de référence relocalisés (orange) et les mécanismes au foyer représentatifs. Dans l'encadré, le carré rouge délimite la zone agrandie.

Concernant les multiplets 30 et 916, ils sont complètement différents. Ce sont les seuls dont les polarités des premières arrivées pour les stations de la côte sud, à l'exception de AIO, sont inversées par rapport aux autres multiplets. Malgré cela, ils sont en accord avec le régime régional d'extension N-S.

Axes P et T

Les axes de compression et de tension des mécanismes au foyer des multiplets de la crise sismique démontrent une homogénéité dans leur orientation (Fig. 6.15). En effet, l'axe P (Fig. 6.15a) est orienté, en moyenne, vers le ENE avec un pendage moyen de 53° et l'axe T est subhorizontal, orienté N-S (Fig. 6.15b). L'orientation des axes traduit une extension N-S et la convergence des axes T vers le pôle $190^\circ/15^\circ$ montre que les plans nodaux calculés ne sont pas en contradiction avec le régime de contrainte régional du Rift de Corinthe, déduit des campagnes GPS régionales et locales ²⁴ [e.g. Le Pichon et al., 1995; Kahle et al., 2000; Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004]. Par ailleurs, cela concorde avec les mécanismes au foyer obtenus par Zahradník et al. [2004] et par Lyon-Caen et al. [2004] ²⁵.

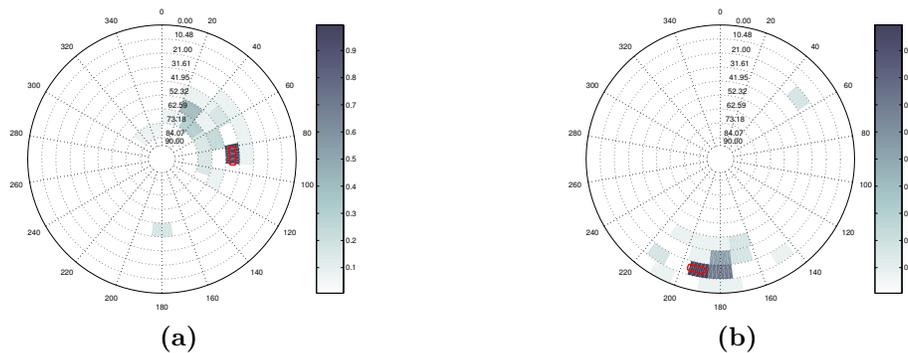


Fig. 6.15: Projection stéréographique de la demi-sphère inférieure qui illustre la densité des directions des contraintes principales pour les mécanismes au foyer des multiplets qui appartiennent à la crise sismique, les sous-multiplets inclus. (a) Azimut et pendage des axes de compression maximale, P. (b) Azimut et pendage des axes de tension maximale, T.

6.2.3 Failles actives en profondeur

Pour la majorité des multiplets, la géométrie déterminée avec la méthode des trois points concorde avec un des plans nodaux des mécanismes au foyer représentatifs correspondants²⁶, ce qui confirme la géométrie des plans de faille activés pendant la crise sismique de 2001. Les plans de failles confirmés des multiplets de la crise sismique sont indiqués en gras sur les mécanismes au foyer de la figure 6.16.

Dans le cas de deux multiplets, 2 et 22, la polarité à la station TEM est inversée par rapport aux autres multiplets et le mécanisme au foyer est donc différent. Afin de réduire l'incertitude sur l'orientation des plans nodaux, une analyse des sismogrammes du multiplet

²⁴ cf. section 2.2.3, p. 42.

²⁵ cf. figure 3.6, p. 62.

²⁶ cf. Annexe B, p. 356.

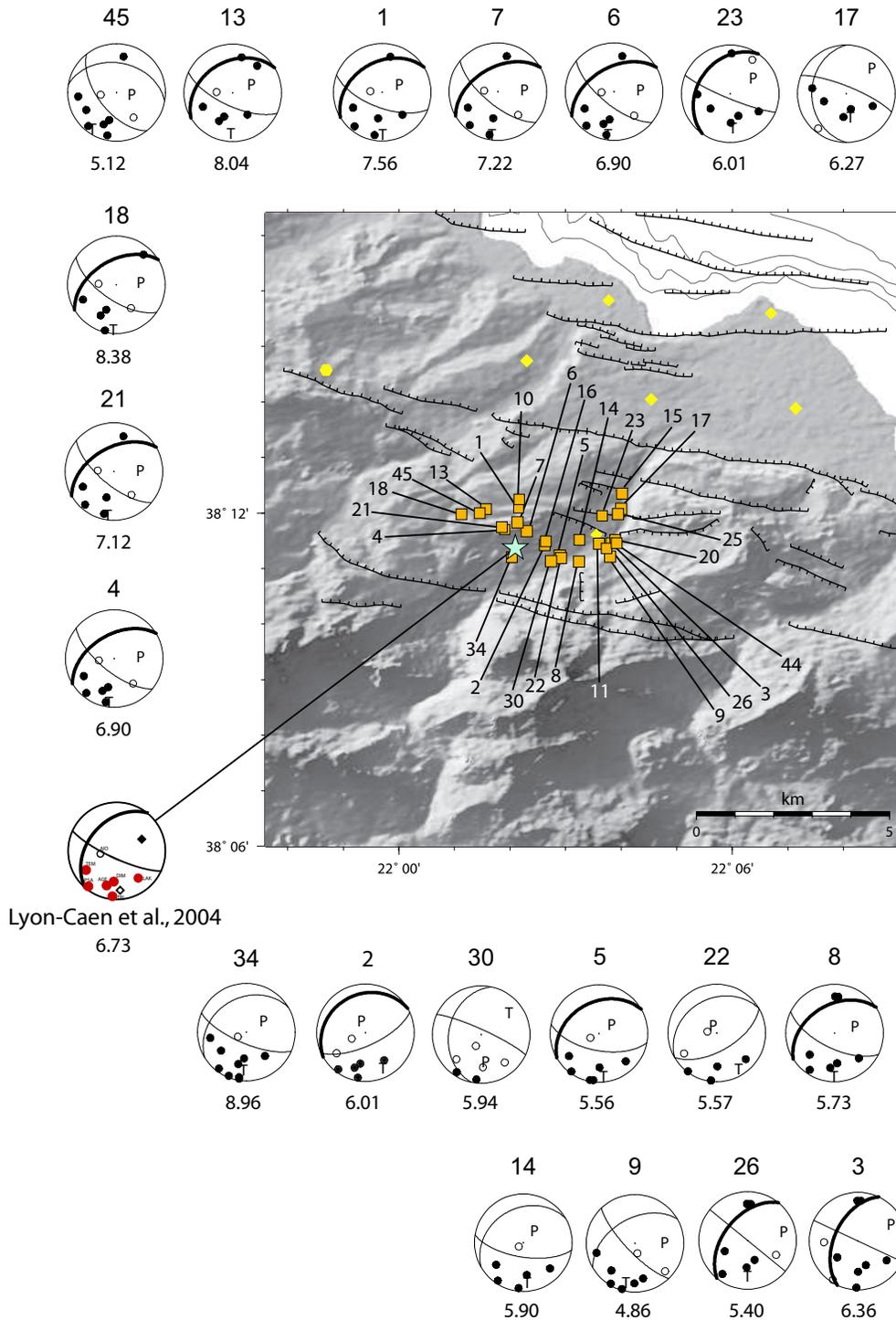


Fig. 6.16: Carte des épencentres des séismes de référence des multiplets relocalisés et mécanismes au foyer représentatifs correspondants. Le mécanisme au foyer en couleur correspond à celui du séisme d'Agios Ioanis, dont l'épicentre est représenté par l'étoile bleu clair. Les chiffres sous les mécanismes au foyer indiquent la profondeur des séismes de référence.

2 a été conduite (Fig. 6.17, p. 128). En étudiant les amplitudes des premières arrivées, on constate qualitativement une onde P de faible amplitude sur les sismogrammes des stations DIM, PSA et AGE, alors que pour les autres stations, TEM, AIO et TRI, l'amplitude de l'onde P est plus élevée. Comme la première arrivée aux stations AIO et LAK est impulsive et d'amplitude élevée, il est peu probable que le mécanisme au foyer soit de type décrochant, ainsi nous le considérons de type normal (Fig. 6.17). Cette analyse suggère que le plan principal est, soit faiblement dirigé plus au sud, soit d'un pendage plus élevé, ou encore un mélange des deux. Bien que différent, ce mécanisme au foyer montre une géométrie du plan actif semblable à celle de la majorité, ce n'est que la direction de glissement qui diverge légèrement par rapport aux autres mécanismes. Concernant le multiplet 22, bien que la densité de pôles ne converge pas vers un maximum unique, il est probable que le plan actif soit le même que celui du multiplet 2, car leur mécanisme au foyer est semblable.

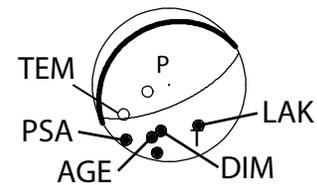
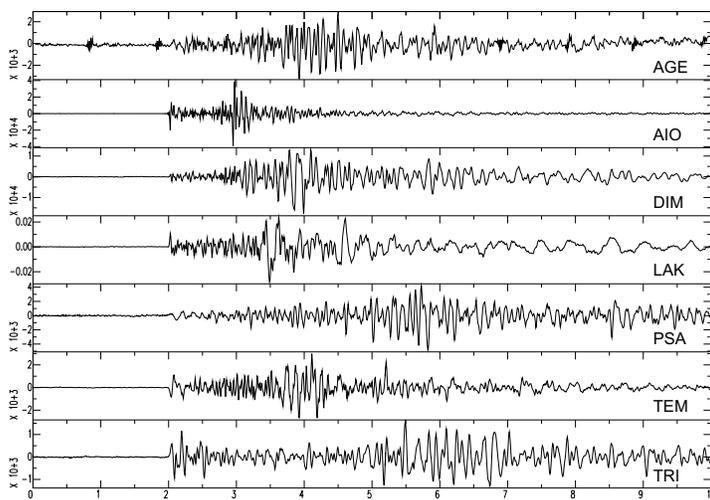


Fig. 6.17: Sismogrammes enregistrés par la composante verticale des stations et utilisés pour la détermination du mécanisme au foyer représentatif du multiplet 2. Il est à noter que l'échelle de l'amplitude des traces varie.

Dans le cas du multiplet 26, à l'aide du mécanisme au foyer et malgré la mauvaise convergence des pôles²⁷, dû au très faible nombre de séismes le constituant²⁸, nous avons estimé l'orientation du plan actif. En effet, trois maxima de densité de pôles sur les quatre sont localisés dans le même quadrant que celui du pôle d'un des plans nodaux du mécanisme au foyer. Comme ce dernier est plutôt bien contraint, nous considérons qu'il détermine la géométrie du plan principal actif.

Il faut néanmoins considérer qu'il n'a pas été possible, à l'exception du multiplet 3, de confirmer les plans actifs pour les multiplets dont la géométrie a été considérée ne pas être parallèle au plan du séisme d'Agios Ioanis²⁹. En effet, les mécanismes au foyer de deux multiplets, 15 et 25, n'ont pas pu être calculés, à cause du nombre trop faible de lectures de polarité d'onde P et pour les autres multiplets, 9, 14 et 30, la géométrie ne concorde pas avec le mécanisme au foyer respectif³⁰. Par conséquent, les résultats de la comparaison confirment surtout les plans de faille activés pendant la crise sismique, parallèles à celui du séisme principal d'Agios Ioanis.

²⁷ cf. annexe A, p. 249.

²⁸ Ce multiplet est composé de 4 séismes.

²⁹ $220^\circ/40^\circ$

³⁰ cf. annexe B, p. 357.

Plans de failles actifs des sous-multiplets du multiplet 1

La géométrie et les mécanismes au foyer des sous-multiplets ont également été comparés, et les résultats sont présentés sur la figure 6.18, qui montre que le plan actif de la majorité des sous-multiplets³¹ a pu être confirmé.

Bien que, dans le cas du sous-multiplet 918 le degré de convergence des pôles soit moindre relativement aux autres sous-multiplets, l'orientation des plans a pu être confirmée par les mécanismes au foyer correspondants. De même pour les sous-multiplets 938 et 968, malgré la mauvaise convergence des pôles³², qui est due au petit nombre de séismes constituant ces sous-multiplets, il a été possible d'estimer l'orientation du plan actif. En effet, la majorité des maxima de densité de pôles étant localisés dans le même quadrant que celui du pôle d'un des plans nodaux, ce dernier est considéré être le plan principal actif. Les plans des multipliers du deuxième groupe (908, 916, 918, 938 et 940), dont le pendage est élevé ($\geq 60^\circ$), fondé sur les mécanismes au foyer (Fig. 6.18), sont considérés comme des plans conjugués par rapport au plan du séisme d'Agios Ioanis. Ces plans sont des conjugués de plans sub-parallèles à celui du séisme d'Agios Ioanis. En ce qui concerne le sous-multiplet 907, bien que le maximum de la densité de pôles indique un plan dirigé N-S, il montre également que le plan peut être de direction NE-SO³³. C'est cette dernière direction que nous retenons, fondé sur la comparaison avec le mécanisme au foyer.

Afin de vérifier l'orientation des plans nodaux dont la direction de pendage est orientée vers l'ouest (multipliers 906 et 911), nous avons analysé qualitativement les amplitudes des premières arrivées du sous-multiplet 911. Les sismogrammes de la composante verticale des stations qui ont enregistré le séisme représentatif de ce sous-multiplet sont illustrés sur la figure 6.19 (*p.* 131). Bien que le sismogramme de la station PSA soit un peu bruité, la même analyse dans le cas du sous-multiplet 906, dont le mécanisme au foyer est similaire au 911 (Fig. 6.18), montre que la polarité de la première arrivée à la station PSA est également négative. Par rapport à la majorité des sous-multipliers, l'on constate un changement de polarité aux stations ELE et PSA, ce qui suggère la proximité du plan nodal. En effet, sur la figure 6.19, on remarque que l'amplitude de l'arrivée de l'onde P est plus élevée aux stations AGE et DIM, ce qui est en accord avec le mécanisme au foyer (Fig. 6.19, *p.* 131) qui montre que ces deux stations sont les plus éloignées des plans nodaux. En outre, le plan actif, déterminé par comparaison avec la géométrie déduite de l'analyse du sous-multiplet, concorde avec le plan nodal dont le pendage est dirigé vers l'ouest.

Le plan actif n'a cependant pas pu être confirmé pour tous les sous-multipliers. En effet, pour cinq sous-multipliers 915, 919, 927, 930 et 941, qui font partie du deuxième groupe³⁴ et dont les pôles convergent vers l'azimut moyen de 70° , aucun des plans nodaux du mécanisme au foyer correspondant n'est similaire à la géométrie déduite de l'analyse des sous-multipliers respectifs. Il est de même pour les sous-multipliers 912 et 951.

Comme pour l'ensemble des multipliers de la crise sismique, dans le cas des sous-multipliers, la majorité des comparaisons confirment l'activité de plans parallèles au plan actif du séisme d'Agios Ioanis ainsi que les plans conjugués et seulement dans une moindre mesure ceux du

³¹ *cf.* annexe B, *p.* 358.

³² *cf.* annexe A, *resp.* *p.* 298 et 308.

³³ *cf.* annexe A et B, *resp.* *p.* 274 et 358.

³⁴ *cf.* 6.2.1, *p.* 121.

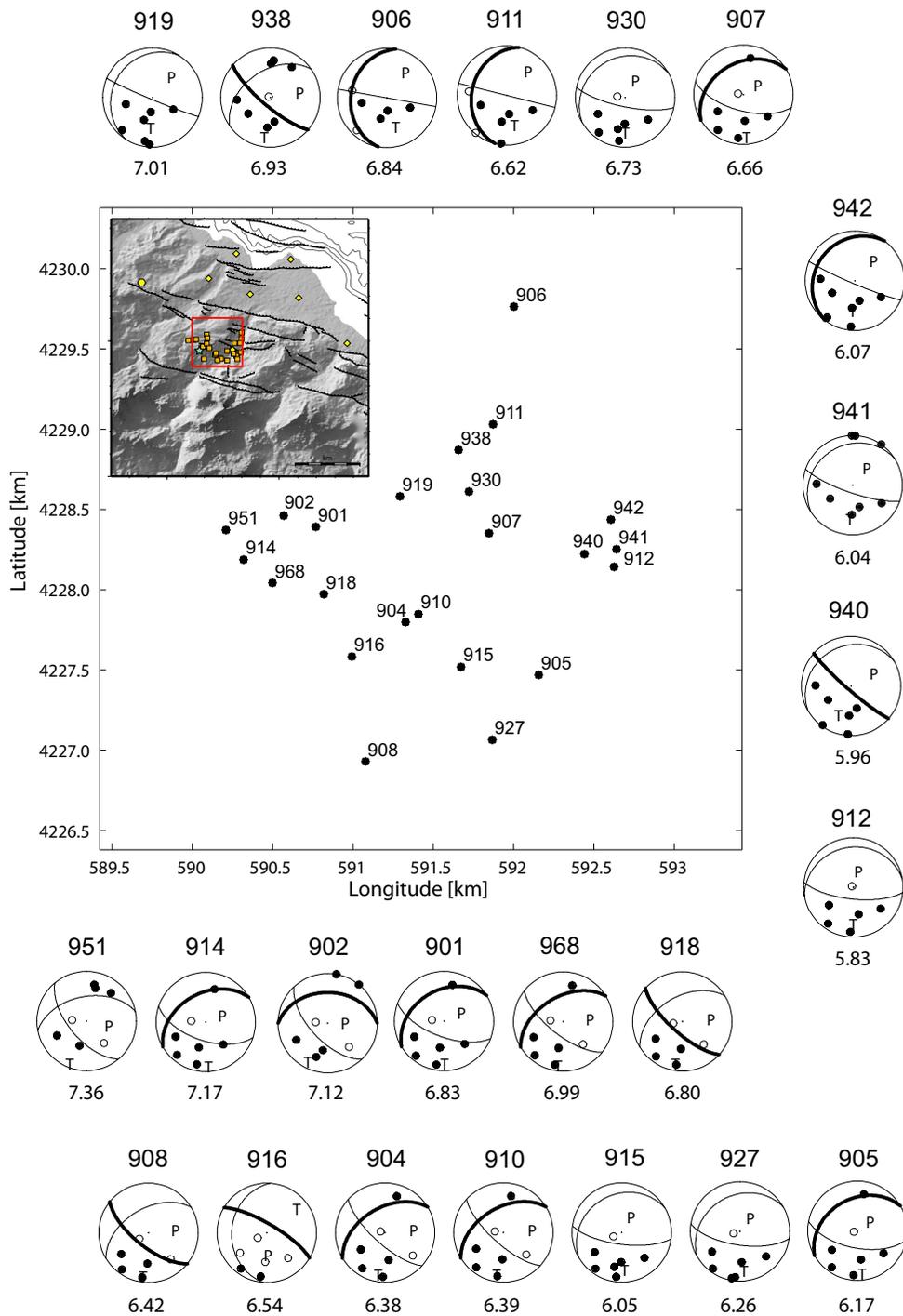


Fig. 6.18: Carte des épicentres des séismes de référence des sous-multiplets relocalisés et les mécanismes au foyer représentatifs correspondants. Dans l'encadré, le carré rouge délimite la zone agrandie et les chiffres sous les mécanismes au foyer indiquent la profondeur des séismes de référence.

deuxième groupe.

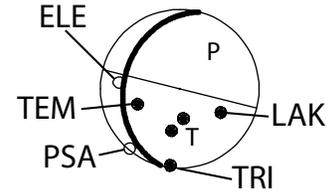
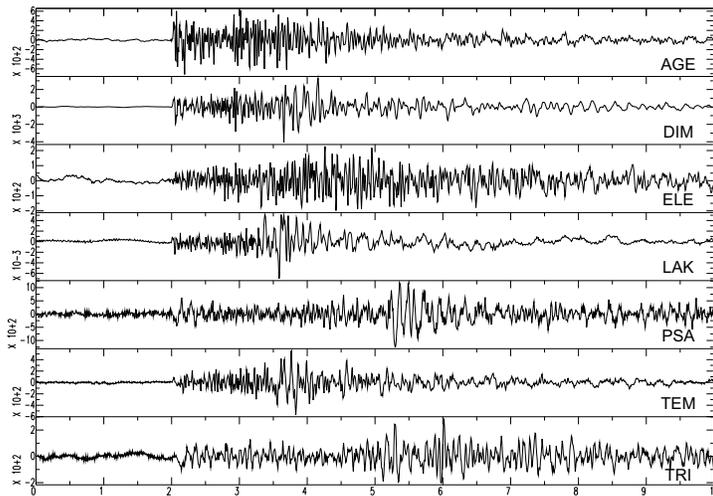


Fig. 6.19: Sismogrammes enregistrés par la composante verticale des stations et utilisés pour la détermination du mécanisme au foyer représentatif du sous-multiplet 911. Il est à noter que l'échelle de l'amplitude des traces varie.

Plans de faille actifs des multiplets 30 et 916

Les mécanismes au foyer des multiplets 30 et 916 (*resp.* figures 6.16 et 6.18, *p.* 127 et 130) sont totalement différents des autres et le résultat de la méthode des trois points ne converge pas clairement vers un pôle³⁵. En analysant le mécanisme au foyer du multiplet 916, nous constatons que les directions des vecteurs de glissement sont opposées à celles des autres mécanismes au foyer; les vecteurs sont dirigés soit vers le SSO sur un plan à faible pendage, soit vers l'ENE sur un plan à pendage élevé (Fig. 6.18, *p.* 130). Le deuxième vecteur de glissement est en meilleur accord avec la majorité des multiplets, qui ont un vecteur glissement dirigé vers le N-NE. Bien que cet argument ne suffise pas pour déterminer l'activité d'un plan, nous considérons actif le plan nodal vertical $265^\circ/85^\circ$. Concernant le multiplet 30, le mécanisme au foyer étant semblable à celui du multiplet 916, c'est vraisemblablement le plan nodal similaire qui est actif.

6.2.4 Discussion et conclusions

Le résultat de l'analyse combinée des multiplets³⁶ et des mécanismes au foyer³⁷ est résumé sur la figure 6.20 (*p.* 133) qui montre les plans, schématisés par des ellipses, à l'échelle des multiplets, sur une carte et sur deux graphes en 3 dimensions (*resp.* Fig. 6.20a, 6.20b et 6.20c). Sur ces derniers les plans sont de profil. Seuls les plans actifs et confirmés sont considérés, c'est-à-dire ceux pour lesquels la géométrie du multiplet concorde avec un des plan nodaux du mécanisme au foyer correspondant. De plus, le plan actif du multiplet 1 a été remplacé par ceux des sous-multiplets.

³⁵ *cf.* annexe B, *resp.* *p.* 357 et 359.

³⁶ *cf.* section 6.2.1 et figures 6.5 et 6.10, *resp.* *p.* 118 et 122.

³⁷ *cf.* section 6.2.2 et figures 6.16 et 6.18, *resp.* *p.* 127 et 130.

Sur cette figure, nous constatons que les plans de faille confirmés, actifs pendant la crise sismique, sont en majorité parallèles au plan du séisme d'Agios Ioanis. Le reste des multiplets a une géométrie soit du deuxième groupe³⁸ ($160^\circ/30^\circ - 160^\circ/70^\circ$), soit du plan conjugué par rapport au plan du séisme d'Agios Ioanis ($105^\circ - 155^\circ/65^\circ - 85^\circ$). Malgré la diversité des géométries, les plans confirmés sont toutefois tous en accord avec le régime de contraintes régional³⁹. Par ailleurs, la diversité des plans est en accord avec une région hétérogène, pour laquelle le facteur b de la relation Gutenberg-Richter est élevé⁴⁰.

Sur le terrain, des failles et des fractures d'orientation différente sont également observées. En effet, Micarelli et al. [2003] qui ont étudié les grandes failles normales de la côte sud du Golfe de Corinthe (Pirgaki, Helike, Aigion), ont constaté que celles-ci sont constituées d'une zone de faille, composée de roches endommagées et délimitée, d'une part, par la faille principale et, d'autre part, par une faille secondaire parallèle. En outre, à l'intérieur de la zone endommagée, les auteurs ont observé d'autres failles et fractures secondaires dont l'orientation varie. De même, deux plans de pendage différent, visibles sur la carotte du puits AIG10, ont été mis en évidence [Cornet et al., 2004] dans le cœur de la Faille d'Aigion. Cela a également été observé par Daniel et al. [2004], à partir des photos de la carotte et des logs d'imagerie, FMI⁴¹ et UBI⁴², du puits d'Aigion, AIG10 [Cornet et al., 2004].

Bien que les résultats de Daniel et al. [2004] se réfèrent à des mesures de sub-surface⁴³, la géométrie des multiplets suggère que la roche à 6 – 8 km de profondeur a subi le même type de déformations. Dans les données de la crise sismique analysées dans cette étude⁴⁴, on retrouve les mêmes orientations de plans que celles des fractures et des failles mesurées par Daniel et al. [2004], c'est-à-dire, respectivement, NO-SE et N-S. Les premières partagent la même orientation que les plans des multiplets considérés comme conjugués⁴⁵ tandis que les secondes ont la même orientation que celle des multiplets du deuxième groupe⁴⁶. Les fractures NO-SE à NNO-SSE sont des stylolites, créés par la compression lors de l'orogénèse des Hellénides, alors que les failles N-S ne sont pas clairement associées à un évènement tectonique; elles se sont formées, soit pendant la phase de compression alpine d'axe E-O, soit pendant celle d'extension au Miocène, de même direction [Daniel et al., 2004]. Bien que les fractures ne soient pas des failles, il est probable que leur formation avant l'extension de l'Égée ait favorisé la formation de failles de même orientation par la suite. Dès lors, une réactivation de plans formés par la compression alpine lors de la crise sismique n'est pas à exclure.

L'organisation spatiale des multiplets est bimodale (Fig. 6.20b): au nord et nord-ouest du séisme d'Agios Ioanis, les multiplets (7, 13, 18, 901, 902, 914, 968) ont tous la même géométrie et dessinent un seul plan, alors qu'au nord-est et à l'est de ce séisme, les multiplets ont une géométrie variable et dessinent divers plans. Dans le cas des multiplets au nord-ouest, comme l'erreur sur les relocalisations, estimée par HypoDD, est plus petite que 50 m dans

³⁸ cf. section 6.2.1, p. 121.

³⁹ cf. figure 6.15, p. 126 et section 2.2.3, p. 42.

⁴⁰ cf. section 3.3.2, p. 67.

⁴¹ **F**ormation **M**icro **I**mager: technique d'imagerie d'un puits fondée sur la mesure de résistivité de haute résolution (cf. [Daniel et al., 2004]).

⁴² **U**ltrasonic **B**orehole **I**mager: technique procurant des images acoustiques d'un puits (cf. [Daniel et al., 2004]).

⁴³ Mesures faites entre 710 – 1003 m de profondeur.

⁴⁴ cf. figures 6.5a et 6.10a, resp. p. 118 et 122.

⁴⁵ Multiplets 908, 916, 918, 938 et 940: annexe B, resp. p. 358, 359, 359, 359 et 359.

⁴⁶ Multiplets 3, 906, 911 et 942: annexe B, resp. p. 356, 358, 359 et 360.

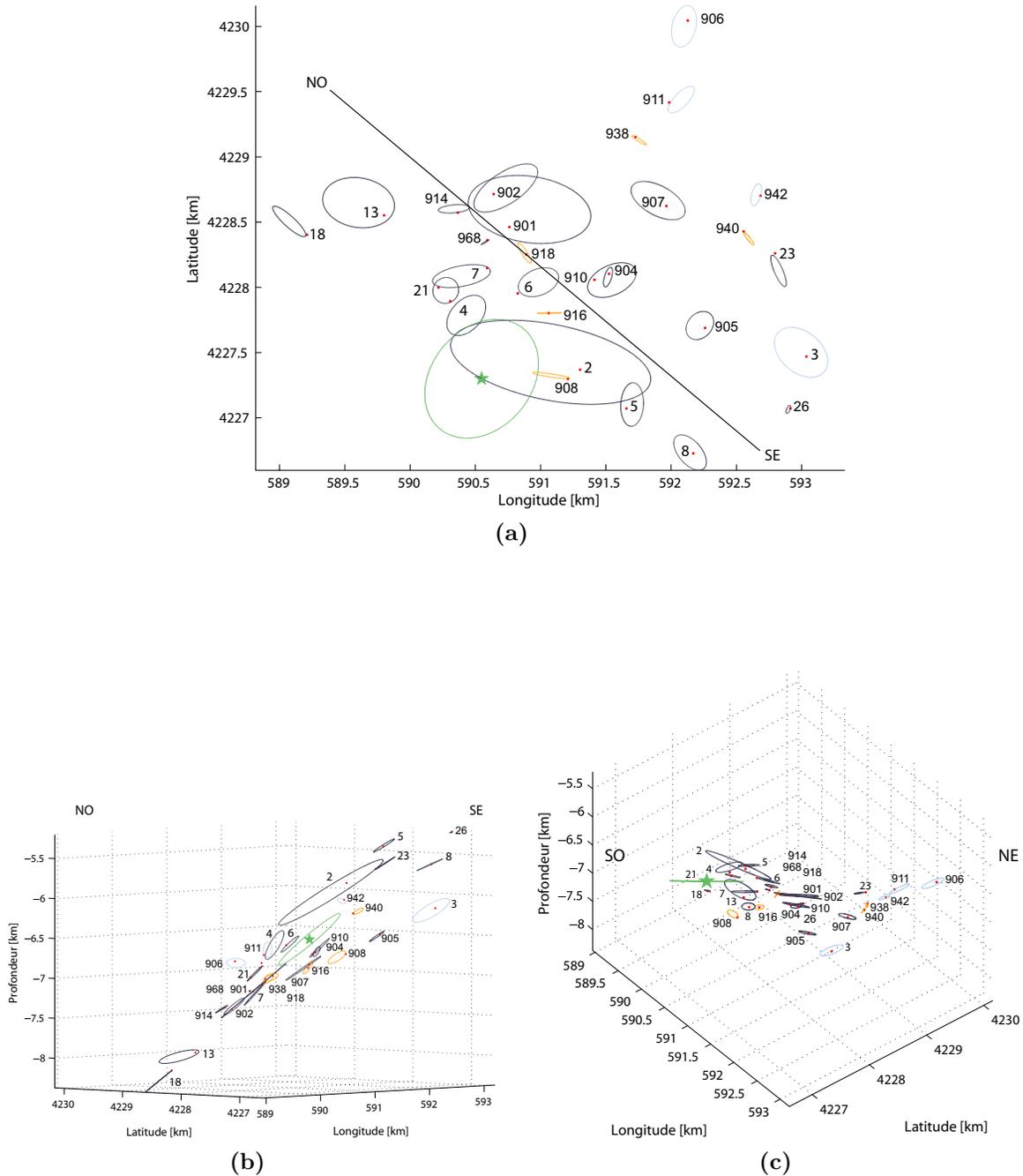


Fig. 6.20: Plans de faille actifs en profondeur schématisés par des ellipses représentatives des multiplets. (a) Carte des plans de faille actifs. Les points rouges marquent la localisation des séismes de référence relocalisés. En vert: le plan de rupture du séisme d'Agios Ioanis ($220^\circ/40^\circ$), dont le rayon est fixé à 0.5 km ; en bleu: les multiplets dont le plan de faille est sub-parallèle à $220^\circ/40^\circ$; en orange: les plans conjugués, $105^\circ - 155^\circ/65^\circ - 85^\circ$; en bleu clair: les plans de direction $180 - 205^\circ/$. (b) Profil sur un graphe 3-D qui représente les mêmes plans que ceux dans (a). (c) Coupe sur un graphe 3-D qui représente les mêmes plans que ceux dans (a), mais vu depuis la surface selon le pendage du plan de rupture du séisme d'Agios Ioanis.

les trois directions et que les multiplets sont séparés d'une distance verticale plus petite que les barres d'erreur, ces multiplets sont effectivement considérés co-planaires. Cependant, il est discutable de considérer ces multiplets co-planaires avec le plan de faille du séisme d'Agios Ioanis, car, bien que la géométrie de ces plans soit similaire à celle du séisme d'Agios Ioanis (Fig. 6.20b et 6.20c), la distance verticale entre les plans est environ 250 *m*, ce qui est plus grand que les barres d'erreurs. Dans le cas des multiplets à l'est du séisme d'Agios Ioanis, les multiplets montrent une géométrie variable et le petit rapport entre les erreurs verticales de relocalisation (≤ 50 *m*) et l'épaisseur de la structure (500 – 1000 *m*), déduite de l'ensemble des multiplets (Fig. 6.20b), implique une activation de plusieurs plans comme déjà suggérée par la figure 5.21b (*p.* 108).

Cependant, il est nécessaire de discuter de la distorsion géométrique et des erreurs sur la profondeur des relocalisations causées par le manque de données de la station AIO. L'analyse détaillée des multiplets les plus à l'est et au nord de la crise (3, 8, 23, 26, 905, 906, 911, 938, 940, 942) montre que ceux-ci sont constitués par des séismes dont plus de 50% n'ont pas été enregistrés par la station AIO, leur géométrie est donc probablement imprécise, comme nous l'avons constaté par les tests synthétiques⁴⁷. En outre, bien que le plan de ces multiplets aient été confirmés actif par le mécanisme au foyer correspondant, ceux-ci ont toutefois été calculés avec les angles d'émergence d'hypocentres localisés sans la station AIO et non relocalisés. En effet, la comparaison entre les hypocentres localisés avec et sans les données de la station AIO montre que ceux-ci sont situés à une profondeur plus élevée (Communication personnelle, H. Lyon-Caen, 2004). Par ailleurs, l'erreur sur la relocalisation absolue par HypoDD, plus particulièrement sur la profondeur, est également discutable pour 5 multiplets (8, 23, 26, 906 et 911) dont le séisme de référence n'a pas été enregistré par la station AIO. Néanmoins, si on se fonde sur les tests de Michélini and Lomax [2004], l'erreur de relocalisation avec HypoDD est probablement minimale, car les stations du réseau sont toutes à moins de 30 *km* des sources⁴⁸.

La géométrie de la crise sismique est résumée sur la figure 6.21, qui, en plus, indique la date du début de l'activité des multiplets les plus importants⁴⁹. Si le séisme d'Agios Ioanis se trouve en bordure, au SO de la crise sismique sur la carte (Fig. 6.20b, *p.* 133), verticalement, il est au cœur de la crise (Fig. 6.20b et Fig. 6.21). En considérant les temps du début de l'activité sismologique, nous constatons que tous les plans de faille autour du séisme d'Agios Ioanis ont commencé à glisser avant ce séisme (Fig. 6.21), suggérant que l'activité précurseur des multiplets a eu lieu dans l'environnement immédiat du séisme d'Agios Ioanis. En outre, nous remarquons que l'activité précurseur est située exclusivement entre le nord et l'est, c'est-à-dire à l'avant de la direction de glissement du séisme d'Agios Ioanis, ce qui suggère que la faille au SO est soit bloquée, soit asismique. La multiplicité des plans démontrent que ce n'est pas seulement le plan de rupture et les prolongements de celui-ci qui est en cause dans la crise, mais que c'est tout un volume entourant le séisme d'Agios Ioanis qui est impliqué. Par ailleurs, la figure 6.22 montre que les précurseurs et répliques les plus proches font partie du multiplet 2, mais ils ne sont pas sur le plan du séisme d'Agios Ioanis, comme on pourrait le croire en étudiant ces cartes. Au contraire, aucun séisme appartenant à un multiplet, n'a lieu sur le plan de rupture du séisme d'Agios Ioanis, car celui-ci est situé plus profondément (Fig. 6.21). Une analyse spatio-temporelle plus détaillée suivra dans le prochain chapitre.

⁴⁷ cf. figures 5.12, *p.* 99.

⁴⁸ cf. 5.2.1, *p.* 97.

⁴⁹ cf. chapitre 7, *p.* 155.

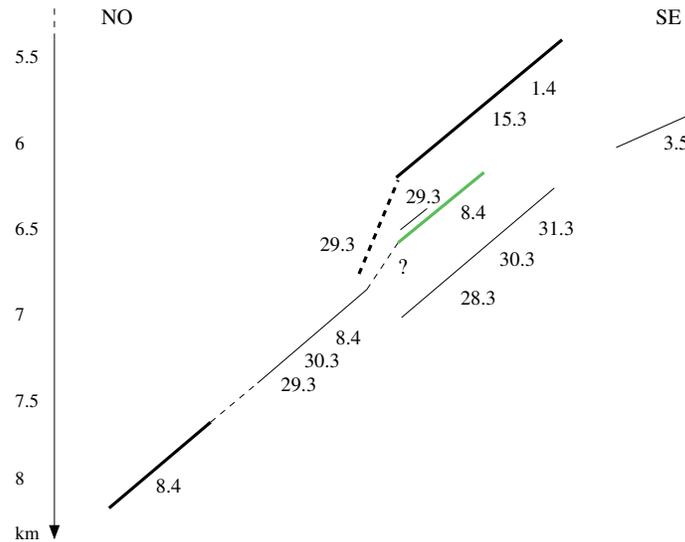


Fig. 6.21: Schéma qui illustre, sur un profil, la géométrie de plans de faille actifs en profondeur de la crise sismique. Les traits en gras sont au premier plan, et les traits fins sont au deuxième plan et les traits pointillés représentent des joints dont le plan n'est pas clairement défini ou est asismique. Les dates du début des multiplets sont également indiquées (cf. chapitre 7, p. 155).

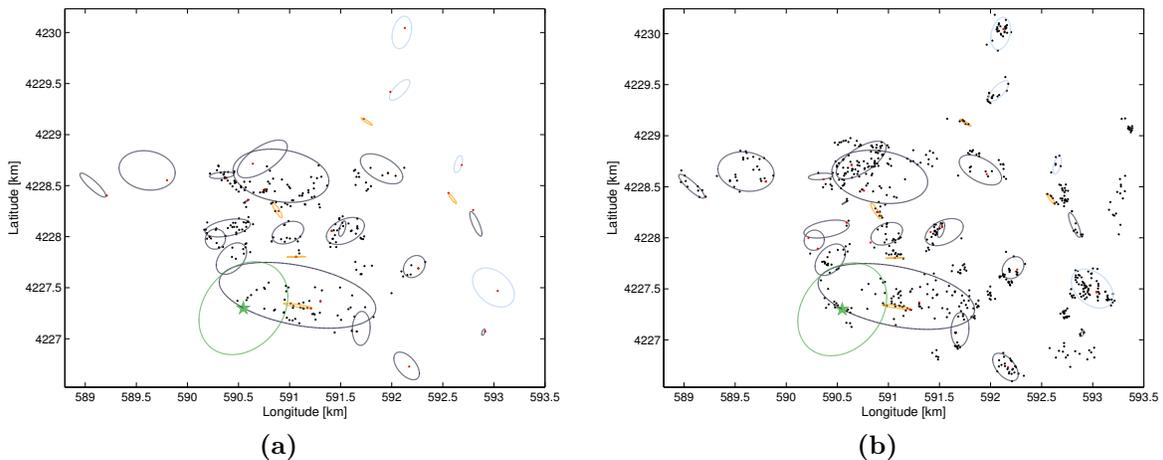


Fig. 6.22: Carte qui présente les plans confirmés des multiplets, schématisés par des ellipses, et les séismes de tous le multiplets analysés. (a) Les points noirs représentent les précurseurs du séisme d'Agios Ioanis. (b) Les points noirs représentent les répliques du séisme d'Agios Ioanis.

Zone de faille active

L'image de la crise sismique obtenue à partir des multiplets, considérés dans l'ensemble, présente une zone active d'une épaisseur finie. La sismicité s'explique moins bien par le glissement d'un plan unique que par l'activation d'une importante faille entourée d'une zone de faille, qui est constituée de plusieurs failles secondaires. Cette explication est en accord avec l'analyse géométrique des multiplets qui suggère qu'une partie des répliques, principalement à l'ouest et plus en profondeur, sont dues au glissement sur la faille principale, tandis que le reste des répliques, principalement à l'est et plus en surface, sont dues au glissement sur des plans d'orientation différente, situés dans la zone de faille ou à proximité immédiate de celle-ci. Cela concorde avec l'idée que les répliques d'un séisme principal témoignent de l'accommodation des contraintes dans l'environnement immédiat du choc principal et selon une géométrie définie conjointement par les plans de faille existants et le contexte tectonique local; l'ensemble conservant une certaine continuité géométrique.

Les données recueillies par Micarelli et al. [2003] montrent que la largeur des zones de faille dans le Rift de Corinthe varie entre 25 et > 100 m, dont 15 – 35 m constituent la zone de déformation intense aux environs immédiats de la faille. Bien que cette estimation soit inférieure à celle obtenue à partir de l'image de la sismicité relocalisée⁵⁰, la forme générale de la crise sismique (Fig. 5.21b, p. 108) est toutefois cohérente avec celle d'une zone de faille, dont les plans principaux sont sub-parallèles à celui du séisme d'Agios Ioanis. Ce séisme est assez grand ($M_w = 4.2$, rayon de source circulaire ≈ 0.6 km)⁵¹ pour considérer l'existence en profondeur d'une faille principale formée et mature. En outre, les séismes relocalisés de la crise couvrent une zone dont la longueur parallèle à la zone de faille (SO-NE) est égale à 4 km (Fig. 6.22, p. 135).

L'orientation de la zone de faille est estimée en calculant la moyenne des orientations des multiplets qui ont été confirmés parallèles au plan du séisme d'Agios Ioanis. La moyenne équivaut à $229^\circ/40^\circ$, ou $228^\circ/40^\circ$ si l'orientation du multiplet 1 est remplacée par celle des sous-multiplets⁵². Cela concorde bien avec le mécanisme au foyer du séisme d'Agios Ioanis⁵³ obtenu par Zahradník et al. [2004], à savoir $220^\circ/40^\circ/-160^\circ$. Nous constatons que l'orientation de la zone de faille ne concorde ni avec celle des failles normales majeures (ONO-ESE), ni avec celle des fractures et des failles mises en évidence par Daniel et al. [2004]. En outre, de par la localisation de la crise et sa profondeur, il n'est pas possible d'expliquer la microsismicité par l'activité des failles normales majeures du rift, notamment la Faille de Pírgaki ou la Faille d'Helike⁵⁴. Pour la première, les séismes sont localisés soit trop au nord, soit pas assez profondément et pour la seconde, ils sont localisés soit trop au sud, soit trop profondément. Ces observations concordent avec l'étude de Flotté [2002] qui montre que la faille de Pírgaki est inactive depuis au moins 250 ka et avec la supposition qu'aujourd'hui l'activité de la faille d'Helike est faible [Bernard et al., 2005]. Ces arguments démontrent l'existence d'une zone de faille active dont l'orientation est différente de celle des failles normales majeures du rift.

Sur la carte de géologie structurale de l'arrière pays d'Aigion, Ghisetti et al. [2001] placent une faille transversale entre les extrémités des failles de Pírgaki et de Mamoussia dont l'azimut

⁵⁰ cf. figure 5.21b, p. 108.

⁵¹ cf. section 3.3.2, p. 62.

⁵² Multiplets 901, 902, 904, 905, 907, 910, 914.

⁵³ cf. figure 3.6, p. 62.

⁵⁴ cf. figure 3.3, p. 60.

varie entre $200 - 250^\circ$, contraint par les extrémités des failles normales. Cette faille semble correspondre à celle mise en évidence dans cette étude. En effet, si l'on suppose que la zone de faille active a la même géométrie que la faille responsable du séisme d'Agios Ioanis et se prolonge depuis la crise sismique vers la surface selon l'orientation $230^\circ/47^\circ$, l'intersection avec la surface coïncide avec la vallée de Kerinitis (Fig. 6.23a). Les intersections des plans de faille actifs, déduits de l'analyse des multiplets, avec la surface sont également localisées dans la vallée de Kerinitis (Fig. 6.23b) et bien que la dispersion soit plus grande, leur localisation concorde avec le précédent résultat (Fig. 6.23a).

En considérant la topographie, la trace de la faille n'est plus rectiligne (Fig. 6.23c) mais convexe vers le sud-est. Cette dernière carte (Fig. 6.23c) montre que la partie sud-ouest de la trace épouse la crête au sud du flanc d'une montagne, dont le pendage est particulièrement régulier sur plus de 800 m de dénivelé. Il se démarque par les contours topographiques parallèles et à distance égale (Fig. 6.23c) ainsi que par sa couleur gris clair uniforme sur le MNT de la figure 6.23a. Le calcul de la pente du flanc de montagne, effectué à partir des contours sur 800 m de dénivelé, est d'environ 37° , et l'azimut des lignes de dénivelés est de $\approx 230^\circ$, ce qui est en accord avec le pendage de la zone de faille, déduit de l'analyse des multiplets.

Sur le plan géologique, la présence d'une faille dans cette vallée est discutable, car il n'y a pas de traces évidentes de son existence, en partie à cause de l'érosion due à la rivière (Mary Ford, communication personnelle, 2002), néanmoins il existe des arguments géomorphologiques, mécaniques et tectoniques. Le fait que la rivière Kerinitis coule dans cette vallée est en faveur de l'existence de la faille, car les failles normales devient la trajectoire des cours d'eau vers elles [Pavlidis et al., 2003] et parce que la zone endommagée d'une faille s'érode plus facilement qu'une roche intacte. D'autre part, une faille facilite l'infiltration de l'eau dans le sol, comme c'est le cas des failles de Pirgaki et d'Helike, dont la perméabilité est élevée [Micarelli et al., 2003]. Cela concorde avec les analyses géochimiques des eaux souterraines (sources et puits) dans la région [Pizzino et al., 2004] qui montrent que l'eau est surtout d'origine météorique. Par ailleurs, une faille transversale concorde avec la suggestion de Ori [1989] pour qui la distribution des Gilbert-deltas sur la côte sud du Golfe de Corinthe est contrôlée par des failles transversales, perpendiculaires aux failles normales. Cela est en accord avec l'idée d'une faille qui accommodait la déformation différentielle entre les failles de Pirgaki et de Mamoussia⁵⁵.

Du point de vue mécanique, la faille transversale peut avoir été générée par l'interaction entre les deux failles normales, Pirgaki et Mamoussia, comme suggéré par Flotté [2002] qui propose cette explication dans le cas d'une faille perpendiculaire, observée sur le terrain, entre les failles de Chelmos et d'Erymanthe⁵⁶. En effet, les deux failles normales (Pirgaki-Mamoussia) sont en échelon, ce qui engendre une zone de tension entre le bloc inférieur de la Faille de Mamoussia et le bloc supérieur de la Faille de Pirgaki, favorisant la formation d'une faille de relais. Cependant, la faille étudiée n'est vraisemblablement pas une faille de relais, bien que les contraintes dans la zone de tension aient probablement participé à sa formation, mais plutôt une faille transversale. En effet, une faille relais est généralement conceptualisée d'une largeur qui n'excède pas la distance perpendiculaire séparant les deux failles principales. Or, dans notre cas, la longueur de la faille relais ne dépasserait pas 1.5 km (distance entre les failles de Pirgaki et Mamoussia) et impliquerait une faille disproportionnée

⁵⁵ cf. figure 6.23a, p. 138.

⁵⁶ cf. 2.9, p. 39.

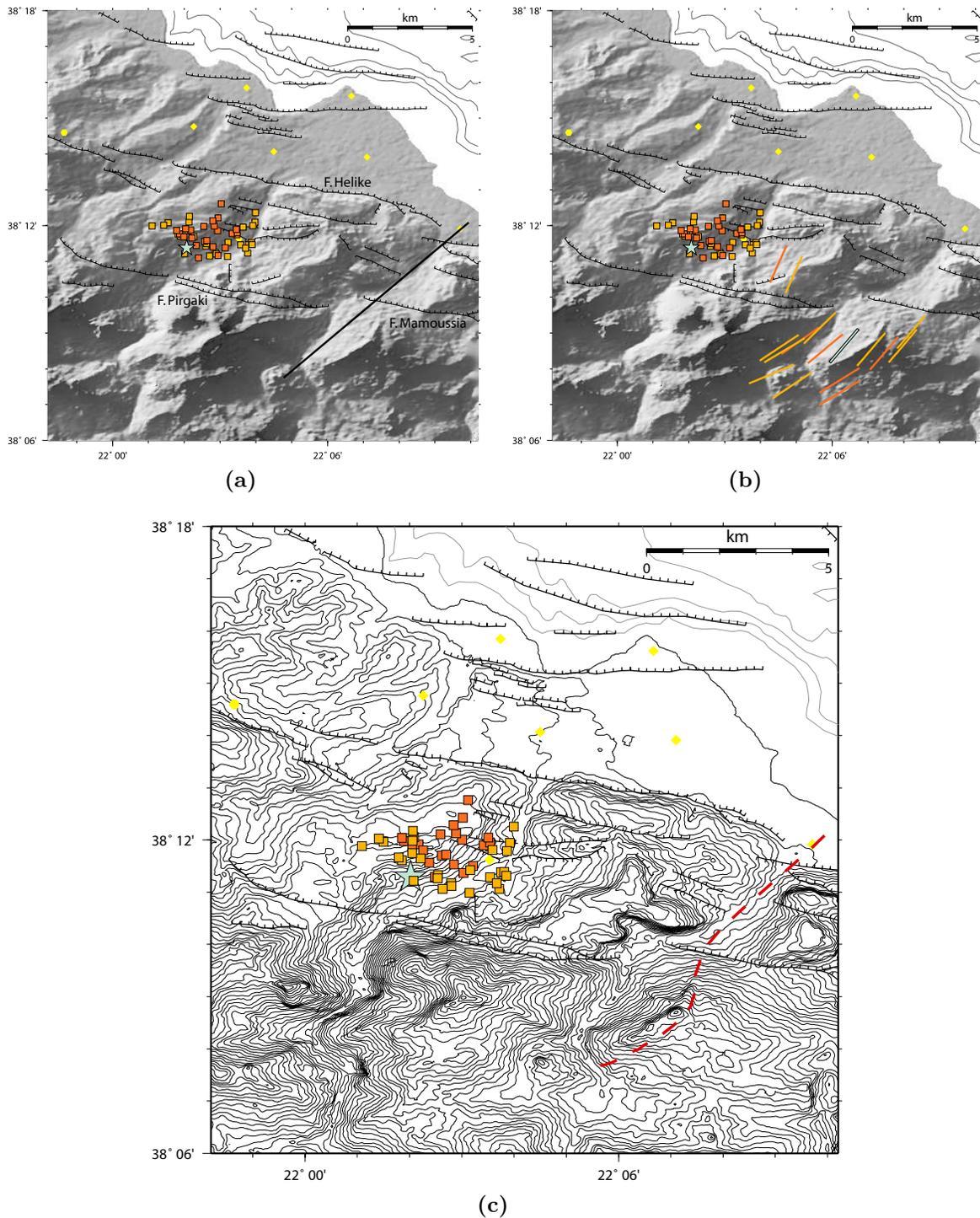


Fig. 6.23: Carte des épicentres des séismes de référence relocalisés (carrés orange) et l'épicentre du séisme d'Agios Ioanis (étoile bleu clair). (a) Le trait noir en gras représente l'intersection de la faille avec la surface, sans prendre en compte la topographie. (b) Les traits représentent l'intersection entre la surface et les plans actifs des multiplets et du plan de faille du séisme d'Agios Ioanis. La topographie n'est pas prise en compte. (c) Le trait pointillé rouge représente l'intersection de la faille avec la surface, en prenant en compte la topographie.

géométriquement: $1.5 \times 7 \text{ km}^2$, qui ne pourrait pas générer un séisme de magnitude $M_w = 4.2$, dont le rayon de rupture est d'environ 0.6 km et la direction de glissement de $N24^\circ$, ce qui implique un glissement quasi horizontal. En effet, la direction de glissement, examiné à partir des mécanismes au foyer correspondant aux plans confirmés, est principalement nord, ce qui implique un glissement quasi horizontal pour les multiplets orientés parallèlement au plan du séisme d'Agios Ioanis. Par ailleurs, les failles normales (Pirgaki-Mamoussia) s'arrêtent toutes les deux dans la vallée de Kerinitis [*e.g.* Ghisetti et al., 2001], sans se chevaucher, ce qui laisse la possibilité à la faille transversale d'être plus longue, car elle ne croiserait pas les autres.

Toutefois, selon Malartre et al. [2004], une éventuelle extension de cette faille, que nous nommons Faille de Kerinitis, au NE entre la faille de Mamoussia et la côte du golfe est à écarter parce qu'aucun élément géologique en faveur d'une faille transversale, dans le bloc entre les failles de Mamoussia et d'Helike, n'a été trouvé. En outre, ces auteurs argumentent qu'il n'y a pas de bloc inférieur surélevé à l'est, bien que le contact de la base du conglomérat du delta de Vouraikos se trouve à 600 m dans la vallée de Kerinitis alors que 3 km à l'est du village de Mamoussia, dans la vallée de Vouraikos, le même contact se trouve à 200 m d'altitude. Ils proposent une géométrie concave de ce contact, car il se trouve à nouveau à 600 m d'altitude à l'extrémité est du delta de Vouraikos, 4 km à l'est de la rivière Vouraikos. Plus généralement, l'existence même de failles transversales dans le bloc supérieur de la Faille de Mamoussia est mis en doute par Malartre et al. [2004] qui n'ont pas trouvé de traces de telles failles.

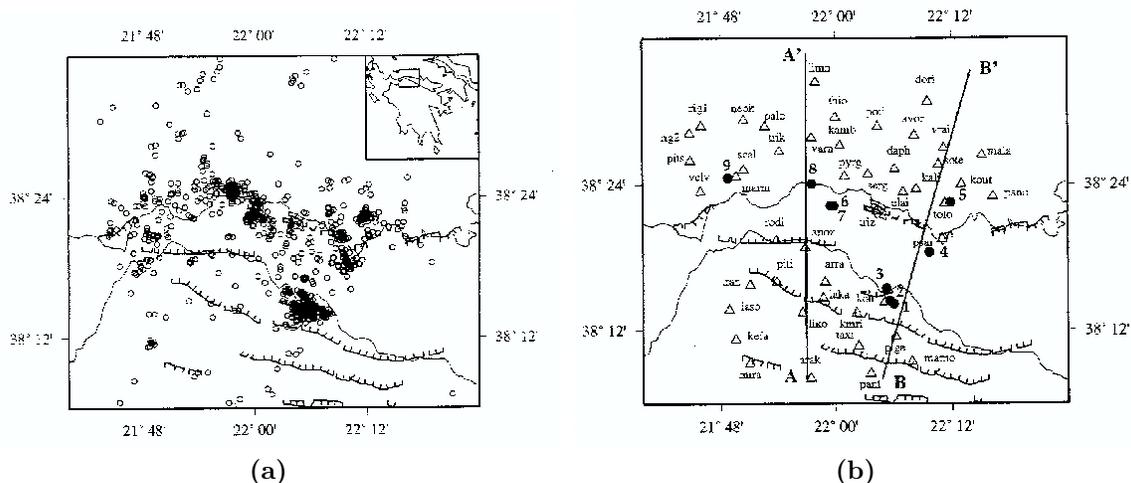


Fig. 6.24: (a) Carte sismotectonique de la région étudiée. La sismicité indiquée est celle de juillet 1991. D'après Tiberi [1995]. (b) Carte sismotectonique de la région étudiée avec les 9 essaims analysés et les stations concernées par la relocalisation de ces essaims. D'après Tiberi [1995].

Cependant, Tiberi [1995], dans son analyse géométrique de multiplets⁵⁷ issus de la campagne sismologique de PATRAS-1991, qui a couvert la même région d'étude (Fig. 6.24a), trouve 5 multiplets situés entre la ville d'Aigion et la Péninsule de Psaromita (Fig. 6.24b). La densité de pôles de trois de ces multiplets (1, 4 et 5) (Fig. 6.24b) montrent qu'ils ont une orientation semblable à celle de la Faille de Kerinitis, à savoir:

⁵⁷La méthode employée est celle des trois points [Fehler et al., 1987].

- Multiplet 1: $N250^{\circ}/40^{\circ}$,
- Multiplet 4: $N240^{\circ}/60^{\circ}$,
- Multiplet 5: $N225^{\circ}/54^{\circ}$,

Ces résultats sont en très bon accord avec ceux présentés dans ce travail et démontrent qu'il existe, dans le Rift de Corinthe, des plans actifs orientés NE-SW, même au nord, sous la côte sud et nord du golfe.

La crise sismique dans le contexte de déformation tectonique régional

La crise sismique se trouve dans la moitié sud du Rift de Corinthe, qui est considérée moins active que la partie centrale où se concentre la majeure partie de la déformation [Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004; Bernard et al., 1997]. L'analyse de la direction de glissement du bloc supérieur des plans de failles actifs⁵⁸ a été faite à partir des mécanismes au foyer représentatifs des multiplets. Les glissements ont été calculé à partir des plans conjugués et placés sur la surface de rupture du séisme correspondant, qui a été exagérée d'un facteur deux pour la lisibilité du graphe. Le rayon de la surface de rupture, considérée circulaire, est calculée en utilisant l'équation d'Eshelby [Abercrombie, 1995]:

$$r = \left(\frac{7M_0}{16\Delta\sigma} \right)^{1/3} \quad (6.4)$$

où r est le rayon de la surface, M_0 le moment sismique scalaire, $\Delta\sigma$ la chute de contrainte générée par le séisme.

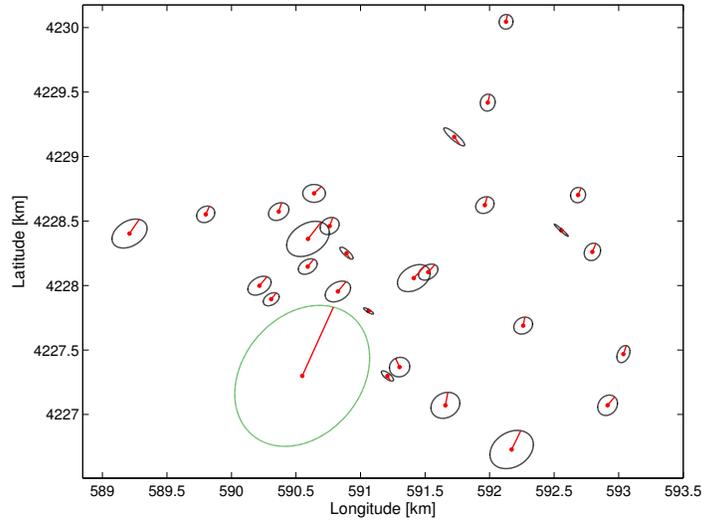


Fig. 6.25: Carte qui illustre les surfaces de rupture des séismes de référence pour lesquels le plan a été confirmé par un mécanisme au foyer (multiplets et sous-multiplets). La surface de rupture est supposée circulaire et la chute de contrainte est fixée à 10 MPa. Le rayon de la rupture est calculé utilisant l'équation de Eshelby [Abercrombie, 1995] et est multiplié par deux pour des raisons de lisibilité, à l'exception du séisme d'Agios Ioanis (600 m). Les points rouges marquent les hypocentres et les traits rouges représentent le vecteur glissement. Le cercle vert représente le séisme d'Agios Ioanis.

⁵⁸cf. 6.20, p. 133.

La figure 6.25 (*p.* 140) présente les résultats et montre que les vecteurs glissement sont cohérents avec le régime de contrainte régional. En effet, le glissement sur la majorité des plans de faille est dirigé vers le NNE (Fig. 6.25, *p.* 140), en accord avec l'extension N-S responsable de l'ouverture du Rift de Corinthe.

6.3 Failles actives au centre et au nord du Rift de Corinthe

Cette section est dédiée à l'analyse des résultats de la relocalisation des multiplets localisés sous le Golfe de Corinthe et la côte nord. Comme pour la section précédente, nous présenterons d'abord la géométrie des multiplets que nous comparerons ensuite avec les mécanismes au foyer pour conclure avec une discussion sur les failles actives en profondeur.

6.3.1 Géométrie des multiplets et mécanismes au foyer

La géométrie des multiplets sous le centre du rift a été étudiée avec la méthode des trois points et les résultats sont présentés sur la figure 6.26. Tous les stéréographes montrent une convergence de la densité de pôles, sauf dans le cas du multiplet 119. Les mécanismes au foyer représentatifs sont également présentés sur la figure 6.26. La majorité montrent des axes de tension maximale en accord avec l'extension régionale N-S (Fig. 6.27, *p.* 143). Seul le mécanisme du multiplet 119 est significativement différent. Il traduit une faille inverse avec un axe de tension verticale qui ne s'explique pas dans le cadre de l'extension N-S du Rift de Corinthe. Le mécanisme au foyer du multiplet 165 n'a pas pu être calculé par manque de lectures de premières arrivées.

Géométrie du multiplet 135

La géométrie du multiplet 135, dont la dimension est de $450\text{ m} \times 350\text{ m} \times 500\text{ m}$, a été étudiée avec la méthode des trois points, mais plus en détail, c'est-à-dire que nous avons testé la stabilité du résultat en calculant la densité de pôles pour des distributions de séismes du multiplet, en fonction de la distance inter-séismes [Fehler et al., 1987]. Les pôles des plans ont été calculés pour toutes les combinaisons de trois hypocentres dont la distance inter-séismes est plus petite qu'un seuil que nous avons fait varier entre $150 - 650\text{ m}$. Le résultat est illustré par la figure 6.28 (*p.* 144) qui montre que le maximum de densité se localise autour du pôle $165^\circ/60^\circ$ et cela dès une distance inter-séisme de 200 m . La géométrie déduite du multiplet est donc un résultat stable qui ne dépend pas de l'étendue du multiplet. En outre, cette géométrie se trouve en bon accord avec le mécanisme au foyer⁵⁹.

6.3.2 Failles actives en profondeur

Les géométries et les mécanismes au foyer des multiplets sont en très bon accord. En effet, pour chaque multiplet, un des plans nodaux concorde avec la géométrie estimée (Fig. 6.26). Les plans de faille actifs sont donc clairement définis et sont représentés sur la carte de la figure 6.29 (*p.* 145).

⁵⁹ cf. figure 6.26, *p.* 142.

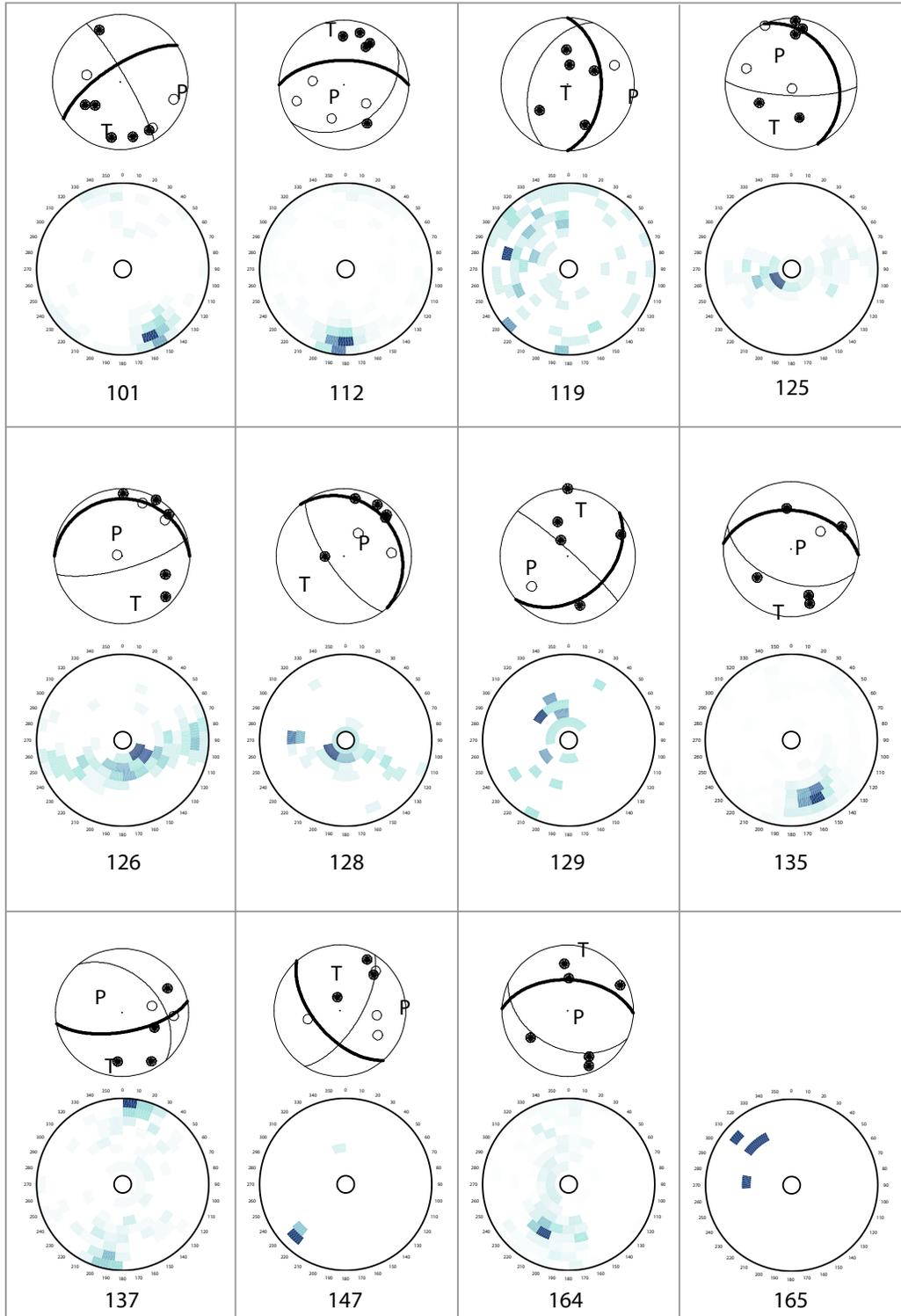


Fig. 6.26: Comparaison entre les mécanismes au foyer représentatifs (en haut) et la densité des pôles (en bas) pour chaque multiplet. Une densité équivalente à 100% du maximum est représentée en bleu foncé et une densité de 0% en blanc.

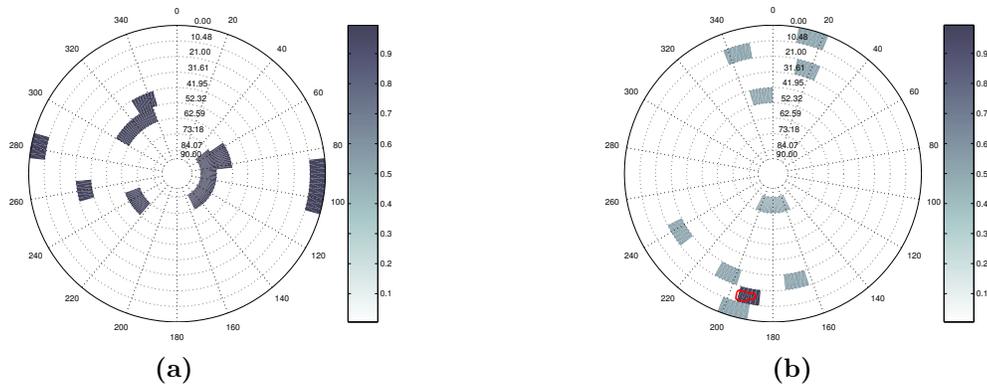


Fig. 6.27: Projection stéréographique de la demi-sphère inférieure illustrant la densité des orientations des axes P et T pour les mécanismes au foyer des multiplets sous le Golfe de Corinthe et la côte nord. (a) Azimut et pendage des axes de compression maximale, P . (b) Azimut et pendage des axes de tension maximale, T .

Pour la majorité des multiplets, il n'est pas possible de faire de lien direct entre les failles observées en surface et les plans de faille déterminés dans cette étude, mis à part pour les multiplets au milieu du golfe, qui ont pu être relocalisés entre eux. Cela est dû, premièrement, au fait qu'à 8 – 10 km de profondeur, il y a des processus actifs différents par rapport à la surface et que donc les structures ne s'étendent pas toutes jusqu'à la surface, deuxièmement, à la difficulté d'analyser les failles sous-marines et d'obtenir des informations détaillées sur celles-ci et, troisièmement, au faible nombre de multiplets relocalisés. Malgré cela, nous avons formulé des hypothèses quant aux structures actives en profondeur et leur géométrie.

Failles actives sous le golfe

Nous allons nous concentrer sur les multiplets qui sont localisés au milieu du Golfe de Corinthe, c'est-à-dire 119, 129, 135, 164, et 165 (Fig. 6.29, p. 145). Ces multiplets ont pu être relocalisés avec HypoDD⁶⁰. Les plans actifs de deux d'entre eux (135, 164) montrent une géométrie semblable, c'est-à-dire un plan à pendage vers le nord (Fig. 6.26, p. 142.).

Représentés sur un profil S-N (Fig. 6.30, p. 146) les hypocentres suggèrent la présence d'une faille active en profondeur qui plonge effectivement vers le nord. Si l'on extrapole la géométrie déduite des multiplets jusqu'à la surface, en admettant un pendage de 58° , la trace concorde avec celle de la faille d'Aigion. En outre, l'angle de pendage est également en très bon accord avec celui de la faille d'Aigion, comme on le constate par la comparaison avec les diverses mesures effectuées:

- $\approx 60^\circ$, mesures en surface [Pantosti et al., 2004],
- 59° , mesuré sur la carotte du puits (760 m de profondeur) [Cornet et al., 2004],
- 55° , à partir des logs d'imageries [Daniel et al., 2004],
- $61 \pm 2^\circ$, en considérant la trace de la faille en surface et le recoupage de celle-ci par le puits AIG10 à 761 m de profondeur, [Cornet et al., 2004].

⁶⁰ cf. figure 5.22, p. 109.

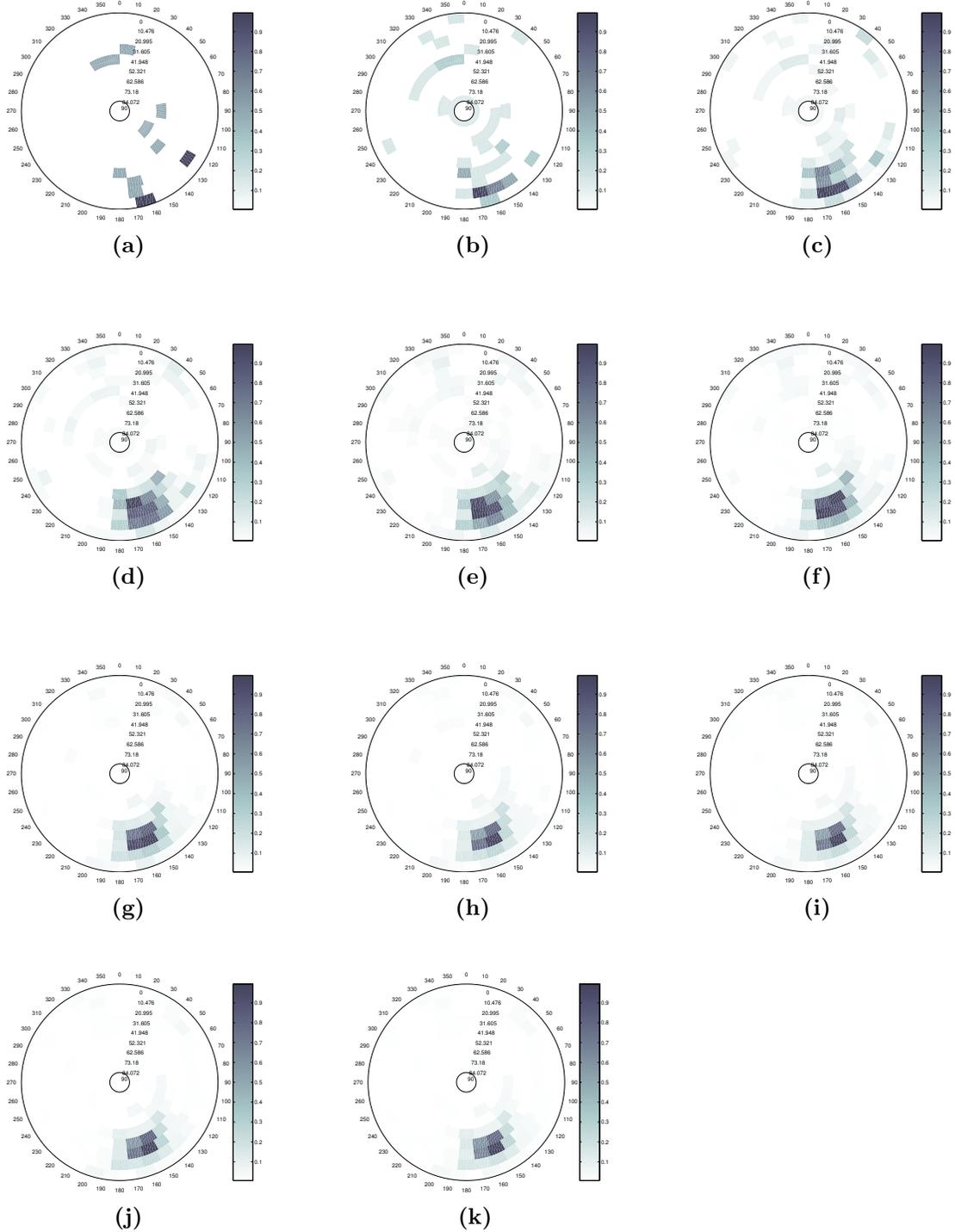


Fig. 6.28: Densité de pôles du multiplet 135 en fonction de la distance inter-séismes. (a) Distance inter-séismes ≤ 150 m. (b) Distance inter-séismes ≤ 200 m. (c) Distance inter-séismes ≤ 250 m. (d) Distance inter-séismes ≤ 300 m. (e) Distance inter-séismes ≤ 350 m. (f) Distance inter-séismes ≤ 400 m. (g) Distance inter-séismes ≤ 450 m. (h) Distance inter-séismes ≤ 500 m. (i) Distance inter-séismes ≤ 550 m. (j) Distance inter-séismes ≤ 600 m. (k) Distance inter-séismes ≤ 650 m.

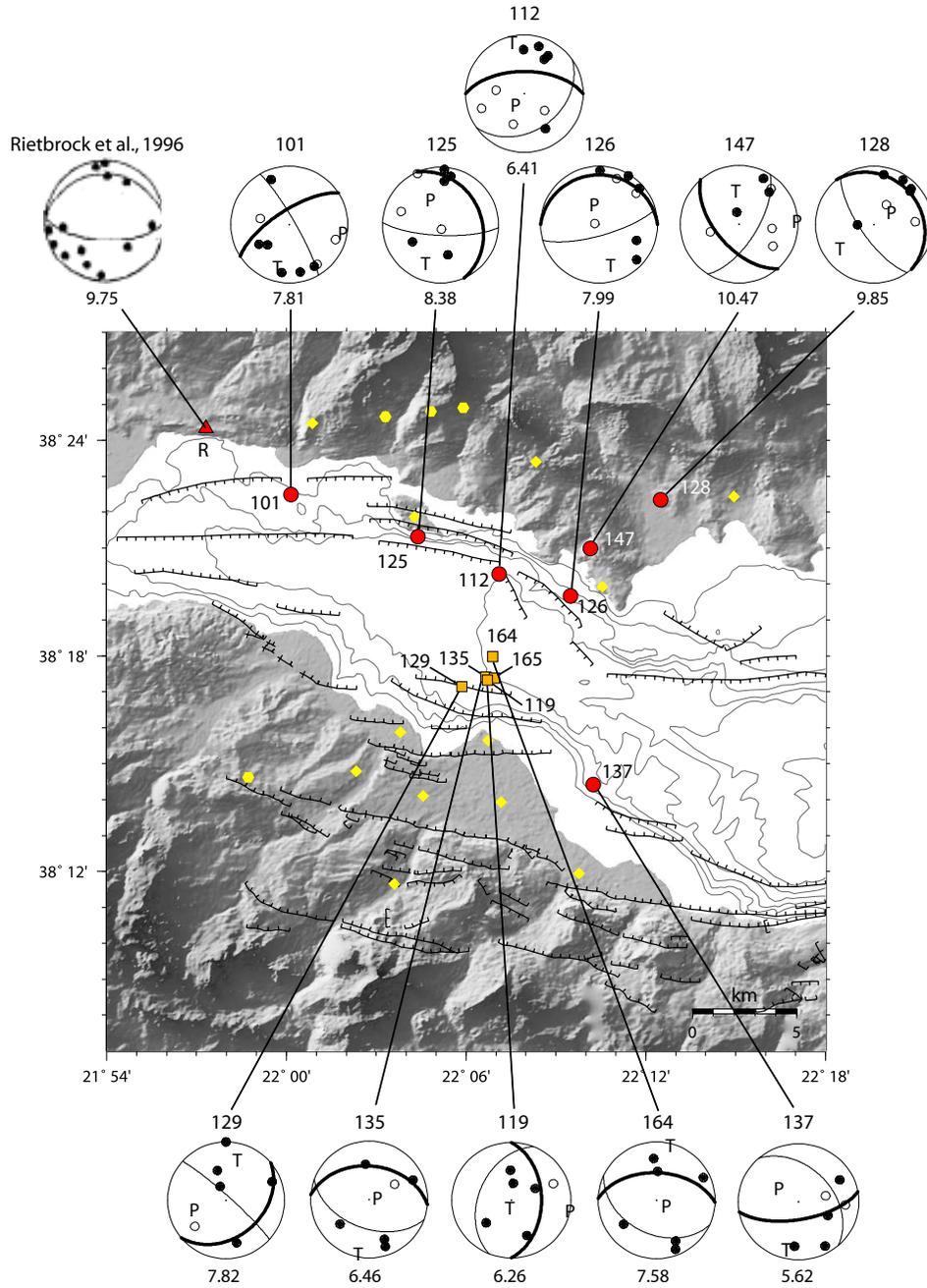


Fig. 6.29: Carte des épencentres des séismes de référence relocalisés, et les mécanismes au foyer représentatifs des multiplets correspondants. La profondeur du séisme de référence pour chaque multiplet est indiquée sous les mécanismes au foyer.

Ce résultat conduit à exclure que l'activité observée soit liée à la faille SMA⁶¹, qui devrait plonger à près de 80° pour pouvoir expliquer ces multiplets, et celle sur la faille d'Helike pour laquelle les multiplets sont situés trop au nord ou alors trop proches de la surface. Par ailleurs, nous pouvons faire l'importante déduction que la faille d'Aigion n'est pas de nature listrique jusqu'à 6.5 km de profondeur au moins. Cela rejoint les calculs et observations de Jackson and Mckenzie [1983]; Jackson [1987] et Jackson and White [1989] pour qui les failles sont planes jusqu'à environ 7 km de profondeur. En considérant le mécanisme au foyer et la position du multiplet 164, il est probable que celui-ci marque le prolongement de la faille d'Aigion. On peut alors supposer que la faille n'est pas listrique jusqu'à 7.5 km de profondeur, ce qui rejoint l'hypothèse émise dans le cas du Rift de Corinthe, c'est-à-dire que les failles normales plongent avec un fort pendage en surface, puis s'enracinent sur un plan à faible pendage [e.g. Rigo et al., 1996; Sorel, 2000].

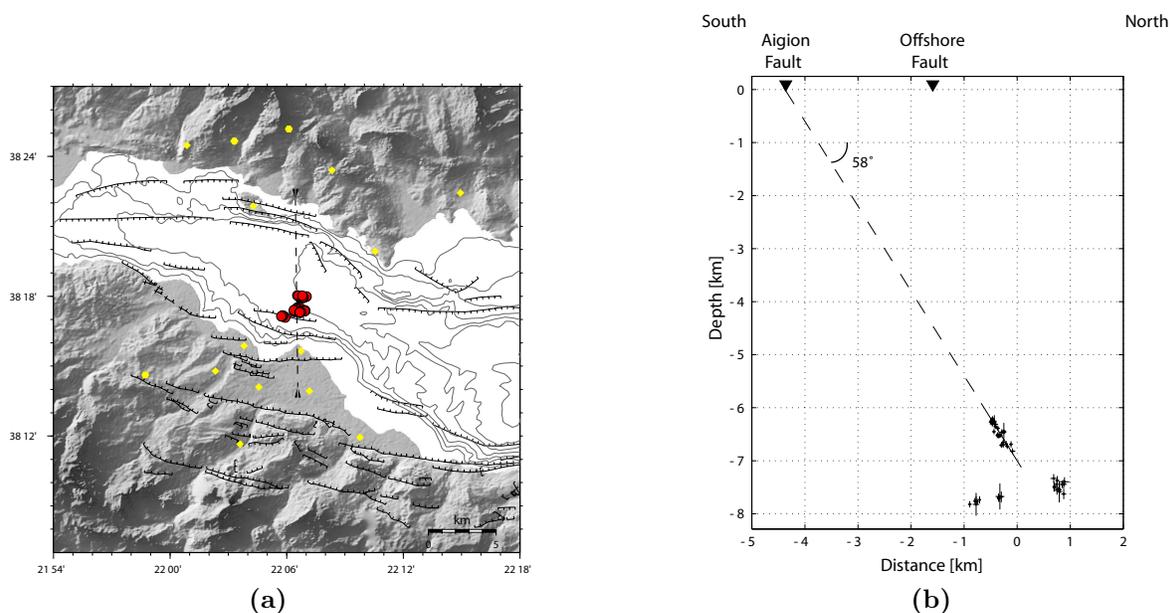


Fig. 6.30: Multiplets 119, 129, 135, 164 et 165. (a) Carte des épicentres des séismes relocalisés relativement et avec HypoDD. (b) Profil S-N des hypocentres. Les triangles marquent la trace en surface des failles normales majeures d'Aigion et SMA.

Le mécanisme au foyer du multiplet 119 est en désaccord avec la géométrie du multiplet 135, de plus il traduit une faille de type inverse. Cela est d'autant plus étonnant que ce multiplet est relocalisé à l'extrémité sud du multiplet 135. De même, les plans actifs des multiplets 129 et 165 sont significativement différents, leur pendage est orienté au sud-est (cf. Fig. 6.26, p. 142), en désaccord avec le plan de la microsismicité qui plonge vers le nord. En outre, ces multiplets sont situés dans le bloc inférieur par rapport à la faille d'Aigion, alors que, généralement, c'est le bloc supérieur d'une faille normale qui subit des déformations internes dues à l'activité de la faille. Cependant, ils sont localisés plus profondément. S'agit-il de la trace de l'activité du détachement ou alors d'une accommodation dans la couche de transition fragile-ductile? Sans données supplémentaires, il est difficile de conclure sur ce point et nous

⁶¹cf. figure 2.9, p. 39.

ne pouvons que suggérer la présence d'une forte hétérogénéité et des régimes de contraintes locaux. D'ailleurs cela concorde avec le calcul du facteur b de la relation Gutenberg-Richter que nous avons présenté dans la section 3.3.2 (*p.* 67) et dont la valeur pour la sismicité sous le golfe, sans considérer la crise sismique, est élevée, $b = 1.45$, et concorde avec une région très hétérogène.

L'hétérogénéité de la région est également appuyée par l'étude de Lengliné [2006] qui a relocalisé relativement avec HypoDD des multiplets plus récents, qui ont eu lieu sous le golfe entre 2001 et 2004. Les résultats de cette analyse sont présentés sur la figure 6.31. Les multiplets en bas à gauche sur la carte, sont divisés en deux groupes: celui de gauche (multiplets 70, 156, 161 et 171) est composé de séismes de l'année 2004, sauf le multiplet 70 qui a eu lieu en 2001, et celui de droite (multiplets 66, 117, 159, 160, 172 et 186) est composé de séismes de l'année 2001. Sur cette figure on constate, également, que des plans de pendage différents, proches en espace ($\approx 1 \text{ km}$), existent. Les pendages en question sont orientés soit vers le nord (séismes de 2001), soit vers le sud (séismes de 2004). Ce derniers sont confirmés par trois mécanismes au foyer qui montrent tous une déformation décrochante dont un plan plonge sub-verticalement vers le sud, pour des sources situées entre 7 et 8 *km* de profondeur.

Pendage des plans de faille en fonction de la profondeur

En analysant les pendages des plans en fonction de la profondeur moyenne de tous les multiplets sous le golfe et la côte nord, on remarque que les séismes des multiplets les plus profonds ont tendance à s'aligner sur un plan à pendage plus faible que ceux des multiplets situés plus proches de la surface. Effectivement, sur le graphe de la figure 6.32 (*p.* 149), on constate qu'au dessus de 8 *km* il n'y a pas de plan à faible pendage et qu'hormis trois multiplets de l'année 2002 (201, 204 et 205) dont les barres d'erreurs sont grandes, il n'y a pas de plan à fort pendage entre 8 – 10 *km* de profondeur. Le séisme d'Aigion (15/06/1995), dont le plan de faille a un pendage de 30° vers le nord [Bernard et al., 1997], ainsi que le résultat de relocalisation d'un multiplet situé sous la côte nord du golfe, étudié par Rietbrock et al. [1996], sont également en accord avec cette observation (Fig. 6.32). En outre, on remarque que la transition entre les multiplets à pendage élevé et ceux à faible pendage se situe à environ 8 *km* de profondeur et de par l'hétérogénéité des pendages des plans de rupture, cette zone très fracturée marque très probablement l'endroit de raccordement entre les failles pentus de la surface sur le plan à faible pendage en profondeur. Le multiplet 147 marque la fin des plans à faible pendage sur le graphe, cependant dû au petit nombre de séismes qui le compose, l'erreur sur le pendage est grande.

On observe la même tendance en analysant les plans nodaux des mécanismes au foyer publiés par Rigo et al. [1996] et calculés à partir des données issues de la campagne sismologique PATRAS-1991. Les graphes de la figure 6.33 (*p.* 150) présentent le pendage de 115 plans nodaux dont la direction de pendage se situe entre $N310^\circ - N50^\circ$ en fonction de la profondeur et de la longitude des hypocentres. La distinction entre les plans principaux et conjugués n'étant pas possible pour ces microséismes, les plans représentés ne sont pas forcément actifs. C'est pourquoi nous avons également reporté, en rouge sur les graphes (Fig. 6.33, *p.* 150), les plans conjugués de ceux dont le pendage est orienté sud (entre $130^\circ - 230^\circ$) et inférieur à 35° . Sur la majorité des graphes (Fig. 6.33), on constate un corrélation plus ou moins accentuée du pendage en fonction de la profondeur ainsi que l'absence de plans de faible pendage ($< 30^\circ$)

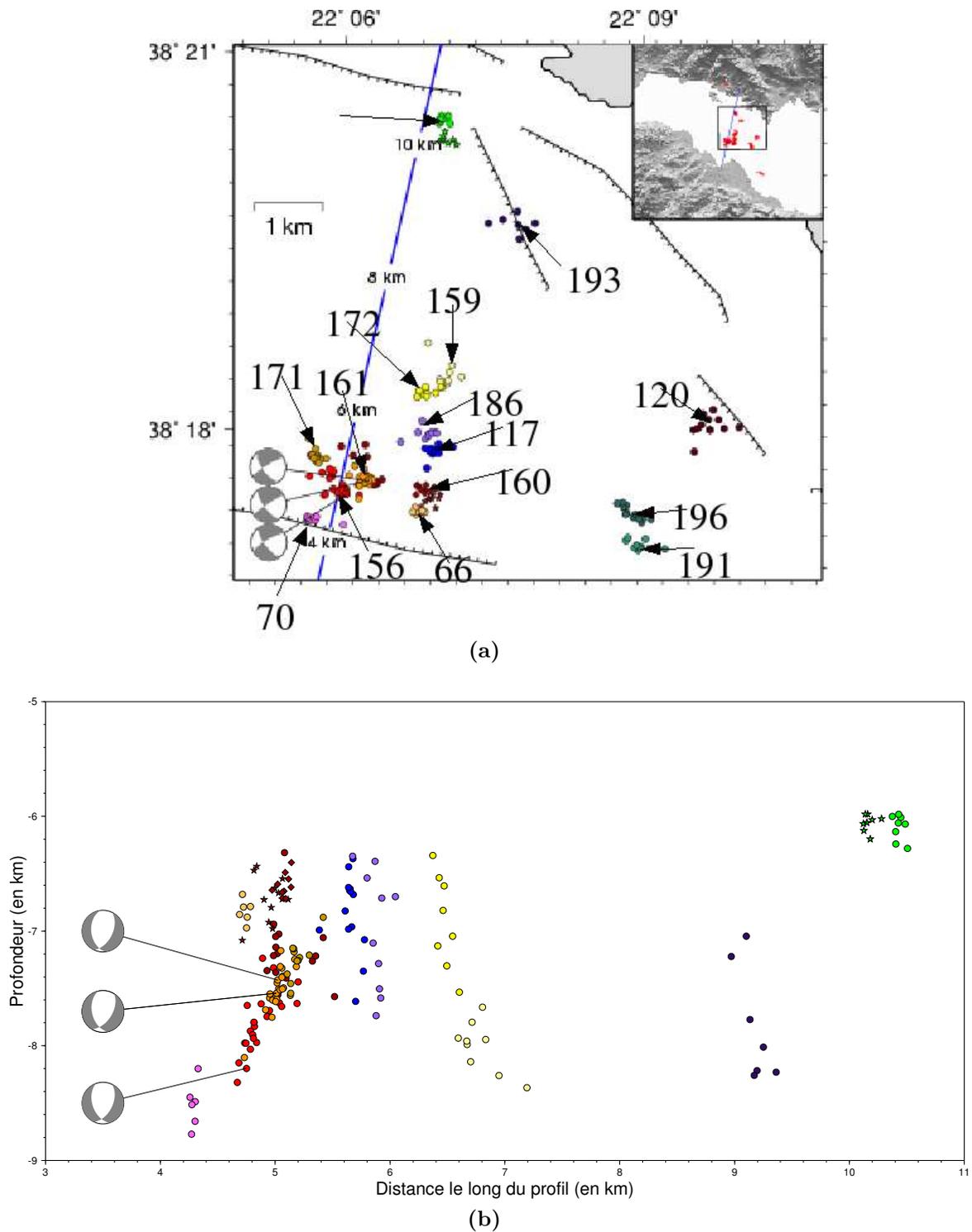


Fig. 6.31: Relocalisation relative des multiplets de la crise de 2001 et 2004, d'après Lengliné [2006]. (a) Carte qui illustre les épicentres des séismes relocalisés ainsi que trois mécanismes au foyer de séismes qui ont eu lieu en janvier 2004. Chaque couleur et symbole représente un multiplet distinct. La ligne bleue indique la direction du profil qui est montré sur 6.31b. (b) Profil S-N du Golfe de Corinthe qui montre les épicentres des séismes relocalisés.

au dessus de 8 km de profondeur. La présence de pendages forts aux profondeurs élevées est très souvent liée à l'existence d'un plan conjugué à faible pendage ($< 35^\circ$) vers le sud.

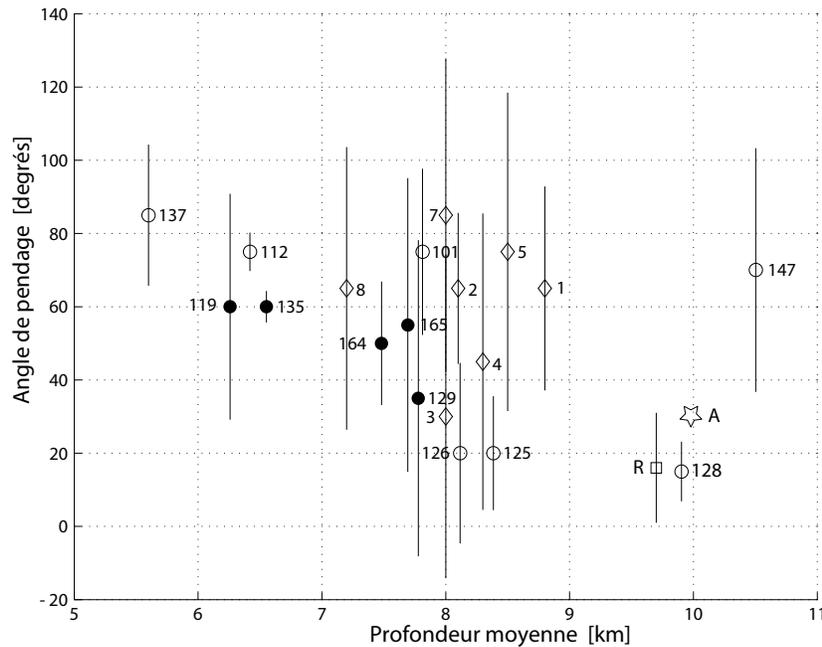


Fig. 6.32: Graphe illustrant le pendage des plans déduits de la géométrie des multiplets en fonction de la profondeur moyenne de ceux-ci. Les disques solides représentent les multiplets relocalisés avec HypoDD et les disques blancs les autres multiplets. Les multiplets numérotés entre 1 et 8 sont ceux de 2002 (201-208). Le carré, noté “R”, représente le multiplet étudié par Rietbrock et al. [1996] et l'étoile “A” représente le séisme d'Aigion (15/06/1995) étudié par [Bernard et al., 1997] à partir de données sismologiques, GPS et InSAR.

En comparant les graphes, on remarque que la sismicité atteint la même profondeur de 10 km à l'ouest comme à l'est, mais que le pendage minimum n'est pas constant. En effet, ce dernier varie de 10° à 30° d'ouest en est, ce qui suggère que la géométrie des structures du rift varie en fonction de la longitude (Fig. 6.34, p. 151). Cette variation du pendage n'est cependant pas accompagnée d'une variation significative de l'azimut des plans, ce qui implique la présence de plans pentus perpendiculaires, afin d'accommoder la variation géométrique des plans de faille et la déformation différentielle. Cela expliquerait l'activité sismique sur des plans de faille à fort pendage orienté N-S, par contre il serait en désaccord avec la présence d'un détachement de dimension régional sous le Golfe de Corinthe.

Le dernier graphe (Fig. 6.33f) montre un changement brusque de géométrie, c'est le seul pour lequel la corrélation n'est pas identifiable. Dans cette partie orientale de la zone d'étude, où le séisme d'Aigion de 1995 a eu lieu (Fig. 6.35, p. 152), l'activité sismique est située plus en profondeur et le pendage des plans est nettement plus varié et pentu, même si l'on considère les plans à faible pendage ($< 35^\circ$) vers le sud. Cela suggère un changement dans la structure profonde du Rift de Corinthe à l'est de la zone d'étude.

Il est intéressant de noter que seuls les multiplets localisés sous la côte nord du golfe, à une profondeur ≥ 8 km, présentent un faible pendage, à l'exception du multiplet 129 situé plus au sud (Fig. 6.29, p. 145). De nouveau, à l'aide des données de PATRAS-1991, nous

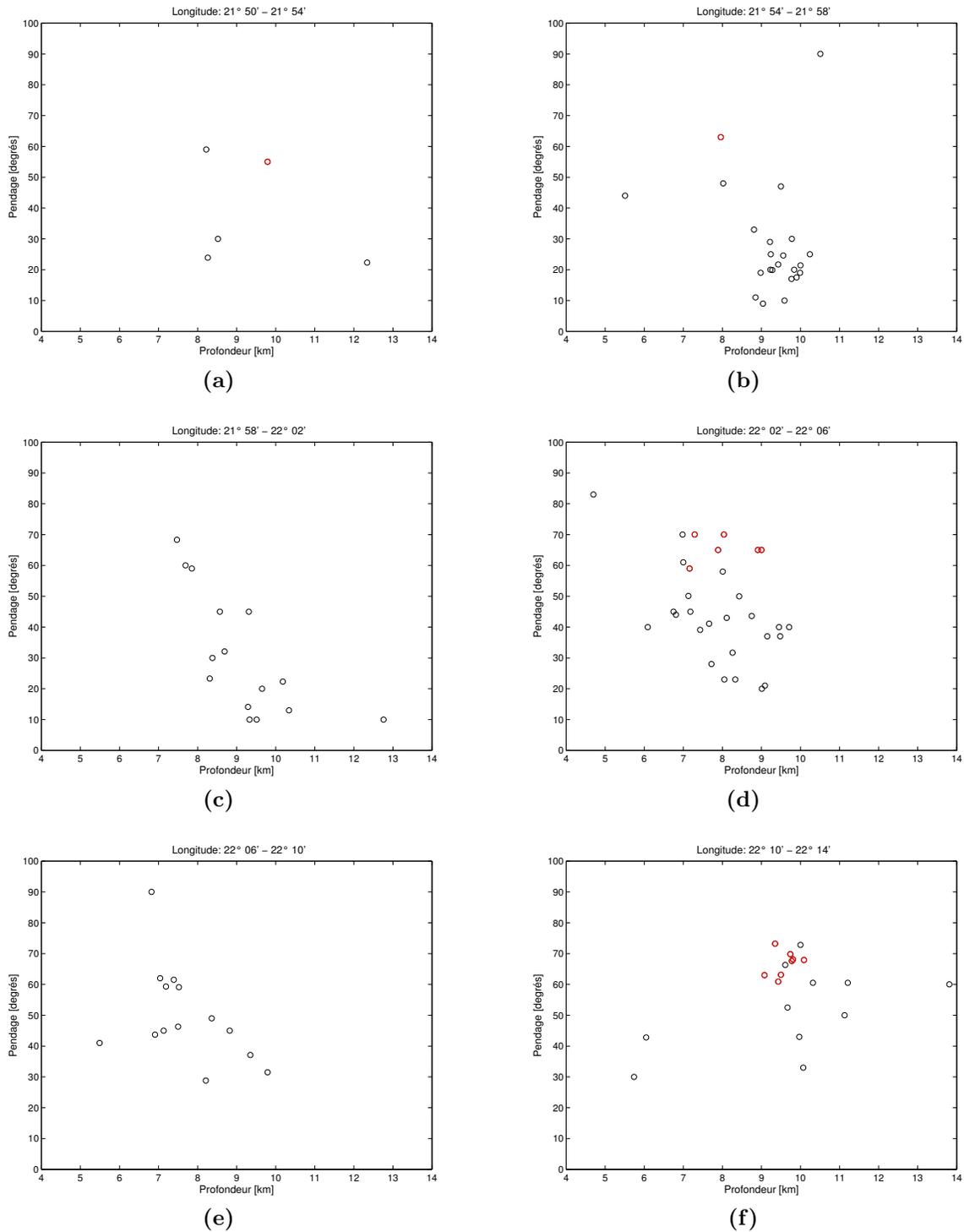


Fig. 6.33: Graphes qui représentent l'angle de pendage des plans nodaux de microséismes enregistrés pendant la campagne sismologique PATRAS-1991 et calculés par Rigo [1994]. Seuls les plans qui plongent vers le nord sont pris en compte. Ceux dont le conjugué plonge à moins de 35° vers le sud, sont indiqués en rouge. Les pendages sont présentés en fonction de la profondeur et de la longitude de la source. Chaque graphe correspond à un intervalle de longitudes: (a) $21^{\circ}50' - 21^{\circ}54'$; (b) $21^{\circ}54' - 21^{\circ}58'$; (c) $21^{\circ}58' - 22^{\circ}02'$; (d) $22^{\circ}02' - 22^{\circ}06'$; (e) $22^{\circ}06' - 22^{\circ}10'$; (f) $22^{\circ}10' - 22^{\circ}14'$.

confirmons cette observation. En effet, la majorité des épicentres des microséismes dont le pendage est plus petit que 30° sont localisés le long de la côte nord du Golfe de Corinthe (Fig. 6.35). Cela concorde également avec l'étude de Rietbrock et al. [1996] dont les résultats montrent le faible pendage (16°) vers le nord d'un multiplet situé sous la côte nord du Golfe à l'ouest de l'île de Trizonia⁶². Sur la base de ces observations, nous proposons l'existence d'une bande sub-horizontale, parallèle au Rift (ONO-ESE), qui coïncide avec la zone où les séismes profonds ($8 - 10 \text{ km}$) sont localisés et où le pendage des plans atteint son minimum, 15° . Cela pourrait correspondre à la zone d'extension localisée, proposée par Briole et al. [2000] et Avallone et al. [2004] suite à leur étude de la déformation crustale du Rift de Corinthe.

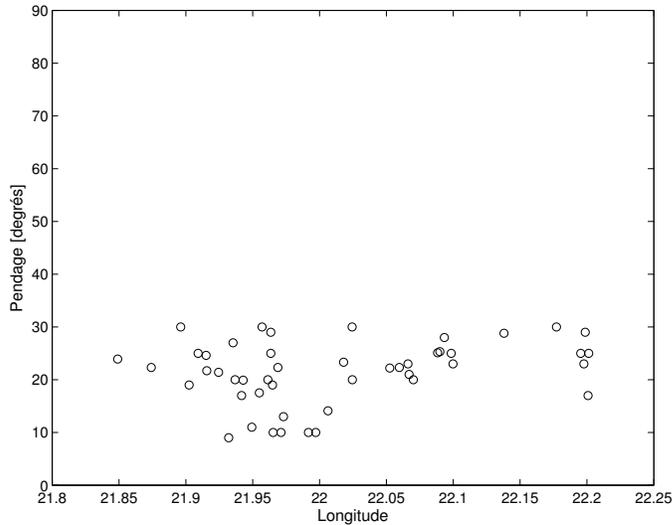


Fig. 6.34: Graphe du pendage des plans nodaux en fonction de la longitude. Seuls les plans dont la pente est faible ($\leq 30^\circ$) et dirigée soit vers le nord, soit vers le sud, sont considérés. Les plans nodaux ont été calculés par Rigo et al. [1996].

Cette particularité sismologique, localisée sous le Rift de Corinthe, peut s'expliquer du point de vue mécanique si l'on suppose, comme cela a déjà été proposé par Latorre et al. [2005], la présence de l'unité tectonique Phyllite-Quartzite à cette profondeur. En effet, Latorre et al. [2005], qui se fondent sur une tomographie 3-D du Rift de Corinthe, placent la transition entre les calcaires mésozoïques et les phyllosilicates à une profondeur entre $5 - 7 \text{ km}$ et ils remarquent que la sismicité au nord du golfe est concentrée entre $7 - 9 \text{ km}$ de profondeur. La corrélation entre l'unité Phyllite-Quartzite et l'activité sismique élevée est reliée aux caractéristiques pétrographiques des phyllosilicates qui composent cette unité tectonique: une dureté plutôt faible, une orientation préférée des minéraux (silicates à plaquettes et/ou argiles) qui favorise la fracture selon une direction préférée et un faible coefficient de friction [*e.g.* Latorre et al., 2005].

Les fluides dans la roche et une pression de pore élevée sont d'autres éléments pour une explication de l'activité sismique sur des plans à faible pendage. Dans le cas du Rift de Corinthe, la sismicité a également tendance à être corrélée avec un rapport V_p/V_s élevé [Latorre et al., 2005], qui est lié à la saturation en fluides de la roche. La présence de fluides à ces profondeurs ($7 - 9 \text{ km}$) peut s'expliquer en partie par une déshydratation métamorphique. Or, pour que les roches subissent un début de métamorphose dans la zone sismogène, il faut une température minimale d'environ 100° à 8 km de profondeur ($P_{H_2O} \approx 2 \text{ kbar}$). En supposant un gradient de température équivalent à celui mesuré en surface, c'est-à-dire $23^\circ/1000 \text{ m}$

⁶²cf. figure 6.29, p. 145.

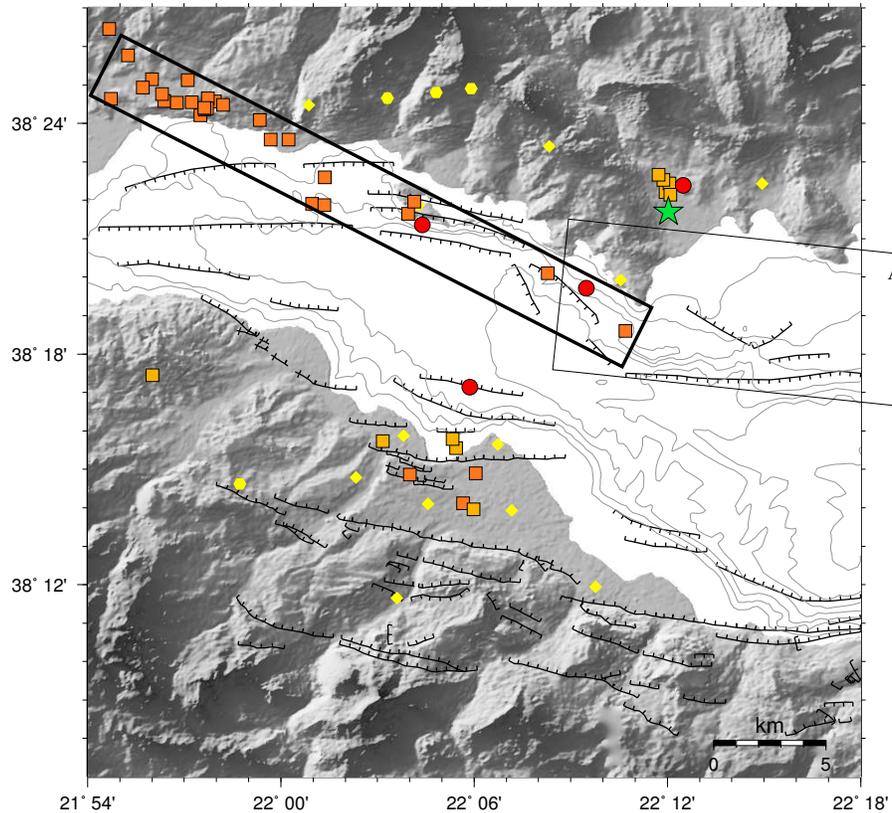


Fig. 6.35: Carte des épacentres des multiplets et microséismes (PATRAS-1991) dont le pendage est plus petit que 30° . Les disques rouges représentent les multiplets, les carrés orange foncé les séismes dont le pendage est orienté vers le nord et les carrés orange clair, ceux dont le pendage est orienté vers le sud. La localisation des séismes (carrés orange) sont d'après Rigo et al. [1996]. L'encadré noir, en gras, délimite la zone au nord du rift où les pendages des plans sont les plus faibles. L'étoile verte représente l'épicentre du séisme d'Aigion ($M_s = 6.2$) du 15.06.1995 et l'encadré, désigné avec un A, délimite la surface de rupture approximative du séisme d'Aigion [Bernard et al., 1997].

[Cornet et al., 2004], à 8 km de profondeur la température est de 180° , ce qui suffit pour la métamorphose.

6.3.3 Conclusion

L'information issue de l'analyse de la géométrie des multiplets situés sous le golfe et la côte nord est trop faible pour avoir une image complète des structures actives au cœur du Rift de Corinthe. Néanmoins, nous proposons une synthèse sous forme de schéma (Fig. 6.36) qui représente un profil S-N dont la trace relie la ville d'Aigion à la côte nord du golfe. Jusqu'à 6.5 km les failles normales secondaires d'orientation E-O prédominent et l'hétérogénéité géométrique des failles est limitée. Celle-ci semble plutôt se concentrer dans une couche entre 7 et 8 – 9 km de profondeur⁶³ et marque ainsi un zone de transition, probablement liée à l'enracinement des failles normales secondaires sur le plan à faible pendage vers le nord. Cela explique également la concentration des séismes dans et aux abords de cette zone ainsi que la

⁶³cf. figure 6.32, p. 149.

valeur élevée du facteur b de la relation Gutenberg-Richter pour la sismicité sous le golfe. En dessous de 8 km de profondeur les multiplets 125 et surtout le 126 sont en accord avec la pente et la direction du plan du détachement, en revanche la continuité du plan jusqu'au multiplet 128 reste à discuter. En effet, ce dernier multiplet a eu lieu dans la région du séisme d'Aigion

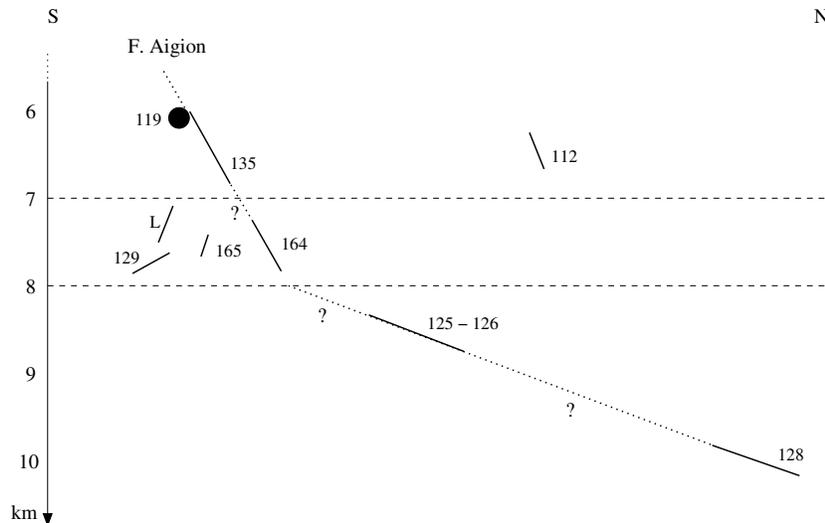


Fig. 6.36: Schéma qui résume la géométrie des plans de faille actifs sous le Golfe de Corinthe au cœur du rift. Le point noir représente une géométrie d'orientation E-O (e.g. multiplet 119). Les traits en pointillé long délimitent une zone de transition entre les plans à pendage fort de ceux à pendage plus faible. Les numéros indiquent le multiplets dont la géométrie est reportée et le L indique celle déduite des multiplets et des mécanismes au foyer de 2004 par Lengliné [2006].

dont le pendage du plan actif est de 30° , plus pentu que le détachement. Par ailleurs, nous avons émis l'hypothèse d'un changement de la géométrie des structures dans cette région⁶⁴, les mécanismes au foyer d'une partie de séismes montre des plans nodaux de pendage fort vers le nord et faible vers le sud, contraire à la situation prédominante au centre du rift, sous le golfe.

6.4 Géométrie et mécanique du Rift de Corinthe

La géométrie des failles est une donnée importante pour comprendre la mécanique de la lithosphère, car elle est liée au type de déformation extensive que les failles normales génèrent. Ces dernières se classent selon la quantité de rotation qu'elles produisent (Tab. 6.1) [Wernicke and Burchfiel, 1982]. En cas d'absence de rotation des structures, il ne peut s'agir que de failles planes. Au contraire, s'il y a rotation des structures (e.g. sédimentation, plan de failles, blocs) les failles peuvent être soit listriques, soit planes.

Plusieurs types de failles ont été observées dans les zones d'extension continentale, surtout si celle-ci n'est pas homogène [Wernicke and Burchfiel, 1982]. En effet, il est possible de voir une faille listrique se développer en détachement et simultanément le développement d'une série de failles planes, arrangées "en domino", qui accommodent la déformation dans

⁶⁴cf. section 6.33, p. 150.

le bloc supérieur du détachement [Wernicke and Burchfiel, 1982]. La formation d'une faille listrique est intéressante, car elle résout le problème de vide à l'extrémité d'un bassin extensif, qui existe dans le cas d'extension par rotation de failles planes. Les simulations analogiques [McClay and Ellis, 1987] corroborent cette tendance, elles montrent que plusieurs types de failles se forment dans le même bassin extensif expérimental. Par ailleurs, la géométrie du bassin influence beaucoup le type de faille en formation et l'évolution de la déformation, par conséquent la géométrie des failles varie dans l'espace. Par exemple, si la base de la couche sismogénique est inclinée, ne serait-ce que de 10° , cela génère des failles planes parallèles avec une migration évidente du haut vers le bas ainsi qu'une rotation importante des blocs [McClay and Ellis, 1987].

Tab. 6.1: *Rotation et géométrie des failles, d'après Wernicke and Burchfiel [1982].*

Groupe	Structures pivotées	Géométrie de faille
Sans rotation	Aucune	Plane
Avec rotation	Sédimentation	Listrique
Avec rotation	Sédimentation et failles	Plane ou listrique

Fondé sur les résultats susmentionnés, la coexistence d'un détachement [Rigo et al., 1996; Sorel, 2000; Flotté, 2002] à faible pendage avec des failles planes et raides dans le bloc supérieur est possible. En ce qui concerne le Rift de Corinthe, cela est d'autant plus vraisemblable que le détachement a une pente vers le nord de $10^\circ - 15^\circ$ ⁶⁵ et que les failles bordant le sud du golfe ne sont pas listriques. En effet, dans le cas spécifique de la faille d'Aigion, les diverses mesures de pendages [Cornet et al., 2004; Daniel et al., 2004; Pantosti et al., 2004] ainsi que nos résultats⁶⁶ montrent une faille plane jusqu'à 6.5 km de profondeur. Cela est en accord avec le résultat de [Jackson and White, 1989], qui montre que les séismes modérés à grands ($M > 5.5$), générés par un régime extensif, ont lieu sur des failles normales dont le pendage est compris entre $30^\circ - 60^\circ$.

Considérant les mécanismes d'extension d'un rift, il y a deux extrêmes possibles: soit la déformation se fait selon un cisaillement pur, soit selon un cisaillement simple. Dans le premier cas, la déformation est répartie sur toute la région et la lithosphère s'amincit homogènement, alors que dans le second cas, elle est localisée sur des failles qui coupent la lithosphère et dont la distribution est organisée [e.g. Taymaz et al., 1991; Goldsworthy et al., 2002]. Dans le cas du Rift de Corinthe, la distribution organisée des failles non listriques, séparées l'une de l'autre d'une distance entre 5 et 7 km, et leur pendage modéré à fort, suggère une déformation prédominante selon un cisaillement simple. Cependant, en se référant aux expériences de McClay and Ellis [1987], l'enracinement de ces failles sur un détachement ayant une légère pente vers le nord, est contradictoire avec la faible rotation des blocs observée, par contre cela explique la migration vers le nord des failles normales actives [Ori, 1989; Sorel, 2000; Goldsworthy and Jackson, 2001]. Fondé sur nos résultats et les diverses observations, nous sommes conduit à penser que le rift se déforme plutôt en mode de cisaillement simple au-dessus du détachement qui marque la limite de la transition fragile-ductile.

⁶⁵ cf. figures 2.13, p. 46.

⁶⁶ cf. figure 6.30, p. 146.

Chapitre 7

Evolution spatio-temporelle de la sismicité

Dans ce chapitre, nous discuterons la sismicité et les multiplets du point de vue temporel. Nous analyserons, d'une part, les relations entre la sismicité et les séismes majeurs de la crise et, d'autre part, celles entre les multiplets et ces mêmes séismes. En combinant ces informations temporelles avec les données spatiales et géométriques que nous avons obtenues dans le chapitre précédent, nous présenterons l'évolution spatio-temporelle de la sismicité du Rift de Corinthe. Par convenance, nous allons à nouveau séparer l'étude de la sismicité de la crise sismique, de celle des séismes sous le Golfe de Corinthe. Dans le cas de la crise sismique, nous utiliserons les séismes relocalisés pour affiner l'analyse spatio-temporelle, ce qui nous permettra de considérer de manière quantitative la migration de la sismicité et la perméabilité de la roche. Dans le cas de la sismicité sous le Golfe, une éventuelle corrélation entre la géométrie et la durée d'activité des multiplets sera discutée.

7.1 Crise sismique

7.1.1 Analyse temporelle

Pour avoir une première image globale de l'évolution temporelle de la crise sismique, nous avons étudié le nombre cumulatif de séismes en fonction du temps, illustré sur la figure 7.1. Les séismes de magnitude $M_w \geq 3.5$ ¹ faisant partie de la crise sismique sont également représentés. A partir des graphes de cette figure, la sismicité a été étudiée plus finement en termes de précurseurs et de répliques, afin d'établir les relations entre la sismicité et les séismes majeurs ($M_w \geq 3.5$) de la crise sismique. Comme un précurseur peut être défini variablement, surtout relativement aux limites temporelles, nous nous sommes fondés sur la définition donnée par Lay and Wallace [1995]. Selon ces auteurs, un précurseur est un séisme qui a lieu après la période asismique, entre 5 et 10 jours avant le séisme principal dans un cycle précurseur - choc principal - répliques et il est souvent localisé en périphérie de la surface de rupture du séisme principal. Cette définition s'applique surtout aux grands séismes, $M \geq 7$, pour lesquels ce phénomène est relativement facile à identifier, bien qu'il ne soit pas

¹cf. section 3.3.2, p. 62.

toujours présent. En revanche, pour des séismes de taille modérée à petite, les précurseurs, s'ils existent, sont nettement plus difficiles à identifier, car la surface de rupture du séisme principal est plus petite. D'autre part, si plusieurs séismes de magnitude semblable ont lieu dans un court intervalle de temps, les répliques et les précurseurs se mélangent, ce qui rend difficile, voire impossible, leur identification. Les précurseurs sont d'autant plus plus difficile à identifier qu'ils sont très souvent très peu nombreux.

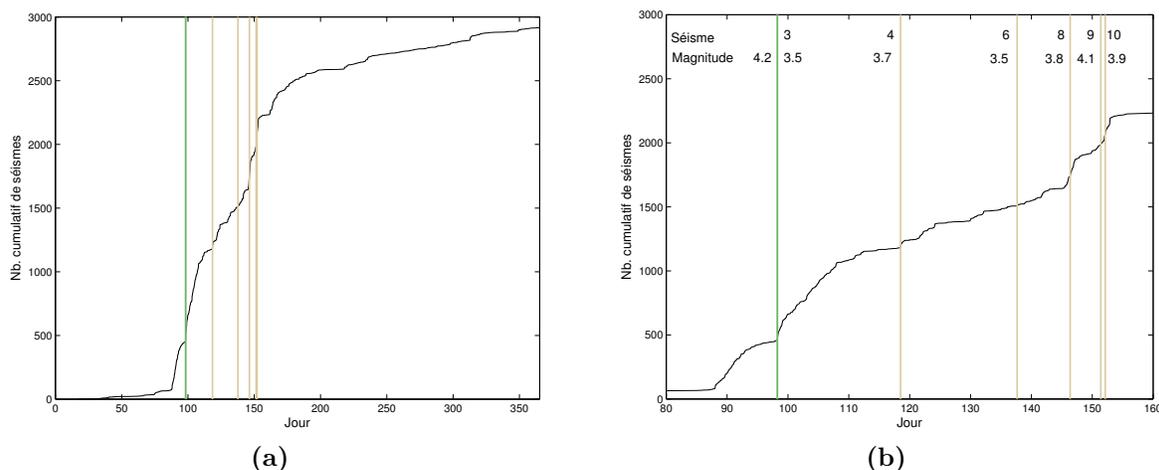


Fig. 7.1: (a) Nombre cumulé de séismes en fonction du temps. Seuls les séismes qui appartiennent à la crise sismique sont pris en considération, c'est-à-dire ceux localisés entre les latitudes $38^{\circ}10' - 38^{\circ}13'$ et les longitudes $22^{\circ}00' - 22^{\circ}05'$. Les lignes beiges marquent les jours des séismes de magnitude $M_w \geq 3.5$ (séismes 3, 4, 6, 8, 9 et 10; cf. figure 3.9a, p. 66.) et la ligne verte marque le jour du séisme d'Agios Ioanis. Après le jour 153, le plateau dans le graphe est dû à un manque de données et n'est pas naturel. (b) Fenêtre temporelle du graphe (a), comprise entre les jours 80 et 160.

Considérant la crise sismique (Fig 7.1b), on remarque que le séisme d'Agios Ioanis ainsi que les séismes 8, 9 et 10 génèrent chacun une augmentation du taux de sismicité² qui traduit le déclenchement de répliques. Après le séisme 4, le même phénomène se manifeste, mais dans une moindre mesure, alors qu'après le sixième aucun changement significatif du taux n'est identifiable. De même, l'augmentation du taux de sismicité 10 jours avant le séisme d'Agios Ioanis est également associée à un séisme qui peut être considéré comme un séisme majeur, car sa magnitude est $M_w = 3.49$ (Fig. 7.2b). Malgré la difficulté à identifier les précurseurs, en agrandissant la figure 7.1b autour des séismes principaux 8, 9 et 10, on note une augmentation du taux de sismicité qui précède le séisme correspondant et traduit probablement la présence de précurseurs. Cet effet est beaucoup plus faible avant le séisme 4. En revanche, les séismes qui ont lieu avant celui d'Agios Ioanis, de par leur position dans le temps, peuvent être considérés comme des précurseurs de ce séisme.

Ces observations montrent que cette crise n'est pas constituée d'un unique cycle précurseurs - choc principal - répliques, mais qu'il y a en tous les cas deux cycles, le premier étant celui du séisme d'Agios Ioanis, et le deuxième celui constitué par la série des séismes 8, 9 et 10. Toutefois, ce dernier cycle peut également être considéré comme trois cycles séparés qui se suivent ainsi que les séismes considérés comme précurseurs du séisme d'Agios Ioanis dans le para-

²La pente du nombre cumulé de séismes en fonction du temps.

graphe précédent, semblent également s'organiser selon un cycle précurseurs - choc principal - répliques. Cela est semblable à un phénomène auto-similaire dont le motif caractéristique se retrouve à toutes les échelles. Dans cette optique, un séisme peut être tout à la fois: un précurseur, un choc principal et une réplique, la différence étant faite par l'échelle de temps considérée.

La figure 7.2 illustre l'évolution de la magnitude des séismes de la crise en fonction du temps. En considérant toute l'année (Fig. 7.2a), le comportement caractéristique d'une crise se remarque, c'est-à-dire que les séismes de magnitude élevée ont lieu pendant la crise et ils sont précédés de séismes de faible magnitude et suivis de répliques dont la magnitude décroît avec le temps. En effet, la magnitude maximale après le jour julien 150 diminue jusqu'à environ $M_w = 2.5$, en fin d'année. En revanche, à l'échelle de la crise (Fig. 7.2b), un tel comportement ne se remarque pas. Effectivement, aucun cycle ne se distingue clairement et plusieurs séismes de magnitude élevée ($M_w \geq 3.5$) se suivent sans ordre apparent.

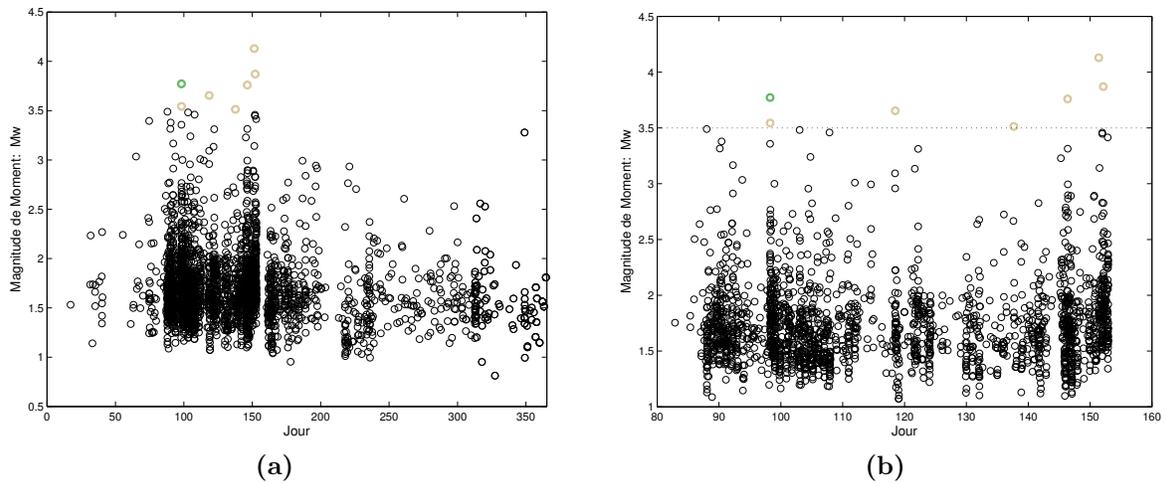


Fig. 7.2: (a) Magnitude de moment en fonction du temps origine des séismes appartenant à la crise sismique, c'est-à-dire ceux localisés entre les latitudes $38^{\circ}10 - 38^{\circ}13'$ et les longitudes $22^{\circ}00 - 22^{\circ}05'$. Les cercles beiges marquent les séismes de magnitude $M_w \geq 3.5$ (séismes 3, 4, 6, 8, 9 et 10; cf. figure 3.9a, p. 66.) et le cercle vert marque le séisme d'Agios Ioanis. (b) Fenêtre temporelle du graphe (a), comprise entre les jours 80 et 160.

7.1.2 Analyse spatio-temporelle des multiplets

L'analyse du nombre cumulatif de séismes ne prend pas en compte l'aspect spatial de la sismicité, dès lors elle est limitée pour identifier les répliques et les précurseurs, en référence à la définition donnée auparavant³. Pour combler ce manque, nous avons analysé simultanément la localisation des multiplets et des séismes majeurs considérés. L'utilisation des multiplets apporte deux avantages, premièrement, de par leur relocalisation, l'identification des séismes à proximité d'un séisme majeur est plus fiable et, deuxièmement, ils donnent une estimation de la géométrie du plan activé, ce qui permet de la comparer avec celle du séisme principal. Ils fournissent ainsi une observation supplémentaire pour l'analyse spatio-temporelle.

³cf. section 7.1.1, p. 155.

A l'aide de la figure 7.3, qui montre la période d'activité des multiplets, la sismicité de la crise a été étudiée en termes de multiplets de précurseurs ou de répliques. L'activité de la majorité des multiplets de la crise commence entre le séisme d'Agios Ioanis, ou immédiatement avant celui-ci, et le dernier séisme majeur de la crise sismique (Fig. 7.3a), ce qui montre que les multiplets sont non seulement proches en espace⁴ mais également dans le temps. Le séisme d'Agios Ioanis est celui auquel sont associés le plus de multiplets. En effet, par rapport à ce séisme, les multiplets 7 et 21 sont composés en majorité de précurseurs, les multiplets 1, 2, 4 et 6 sont composés en partie de précurseurs et en majorité de répliques et les multiplets 5, 13, 14, 18, 22 et 30 sont composés exclusivement de répliques. Les autres multiplets ont été actifs après le séisme d'Agios Ioanis et se confondent entre précurseurs et répliques des autres séismes majeurs de la crise⁵, ce qui rend difficile l'association de leur activité avec les séismes principaux, d'autant plus que ces derniers ont eu lieu dans un laps de temps relativement court. Toutefois, de par la proximité temporelle, le multiplet 23 est associé au quatrième séisme majeur, le multiplet 11 est associé au sixième séisme majeur et les multiplets 8 et 9 sont associés au huitième séisme (Fig. 7.3a).

Quatre multiplets ne sont pas directement concernés: le 10 et le 15 ont lieu après le dernier séisme majeur (*N°10*) alors que le 34 et 45 sont localisés en dehors de la crise: le premier est à 9 km de profondeur⁶ et le deuxième est à 5 km de profondeur au NO du séisme d'Agios Ioanis.

Le dernier multiplet, 16, est le premier de la crise (Fig. 7.3a) mais n'est pas clairement un précurseur. En effet, premièrement, ce multiplet est chronologiquement éloigné du séisme d'Agios Ioanis, les séismes ont eu lieu début février et début mars, et, deuxièmement, le taux de sismicité entre février et le début du mois de mars est quasi nul⁷. Par contre, ce multiplet est localisé juste au NNE du séisme d'Agios Ioanis, en périphérie de la surface de rupture de ce séisme, au même endroit que le multiplet 2⁸. En outre, la géométrie du multiplet ($220^\circ/15^\circ$)⁹ est en accord avec celle du séisme d'Agios Ioanis. Par conséquent, ce multiplet n'est pas un précurseur temporel, dans le sens qu'il ne précède pas immédiatement (≤ 10 jours) le séisme principal, mais il est un précurseur spatial, dans le sens qu'il a eu lieu en périphérie du séisme principal et sur un plan de faille de géométrie similaire.

En ce qui concerne les sous-multiplets du multiplet 1, la figure 7.3b montre qu'il s'agit essentiellement de répliques immédiates du séisme d'Agios Ioanis, excepté les multiplets 906, 938, 914 et 951. Ces derniers (914 et 951) précèdent le séisme principal et constituent des précurseurs; ils sont situés en périphérie de la surface de rupture¹⁰ et les séismes ont eu lieu juste avant le séisme principal, entre le 30.3.2001 et le 4.4.2001 pour le premier et entre le 2.4.2001 et le 3.4.2001 pour le deuxième. En outre, pour le multiplet 914, sa géométrie ($220^\circ/25^\circ$)¹¹ est semblable à celle du séisme principal. Le multiplet 906, par contre, a eu lieu après le séisme d'Agios Ioanis et est associé au séisme 8 en tant que réplique.

La figure 7.4 résume cette discussion et montre que les multiplets, dont l'activité sismique

⁴ cf. figure 6.20, p. 133.

⁵ cf. figures 7.1 et 3.9, resp. p. 156 et 66.

⁶ cf. figure 5.21b, p. 108.

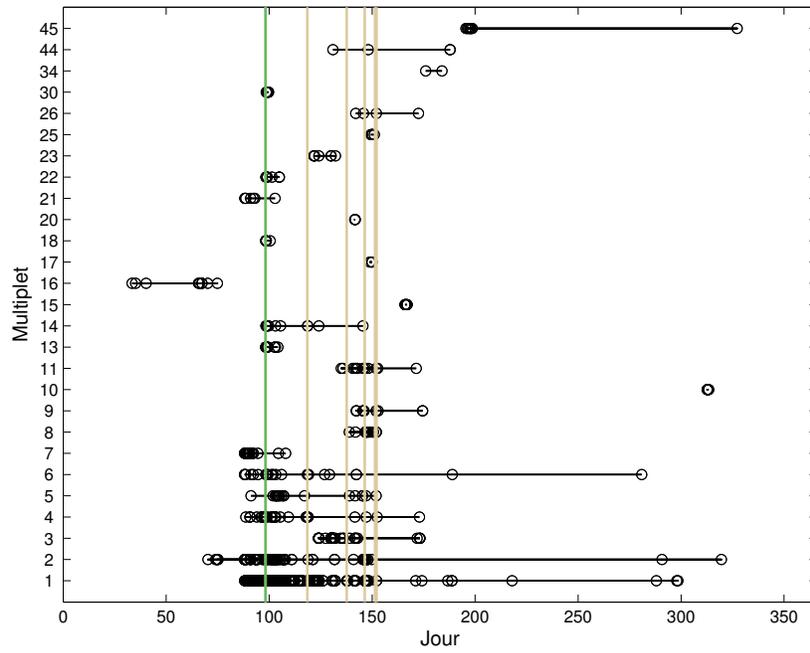
⁷ cf. figure 7.1a, p. 156.

⁸ cf. figure 6.20a, p. 133.

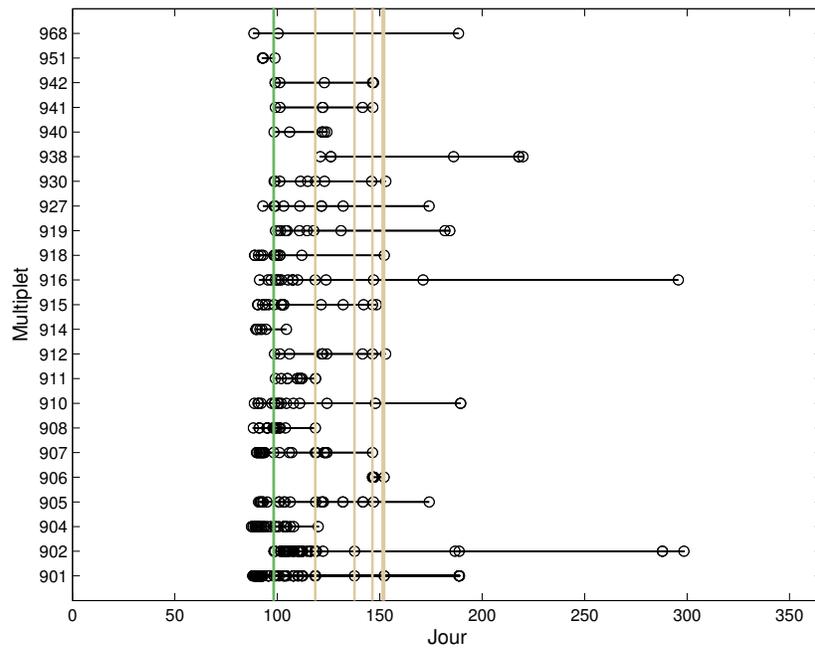
⁹ cf. annexe A, p. 233.

¹⁰ cf. figures 6.20 et 6.20, resp. p. 133 et 133.

¹¹ cf. annexe A, p. 284.



(a)



(b)

Fig. 7.3: Période d'activité pour chaque multiplet analysé. Les cercles marquent le temps des séismes. La ligne verte marque le jour du séisme d'Agios Ioanis et les lignes beiges marquent les jours des séismes dont la magnitude $M_w \geq 3.5$ (séismes 3, 4, 6, 8, 9 et 10; cf. figure 3.9a, p. 66.). Le séisme numéro 3 est une réplique immédiate du séisme principal (06:36:54, 24 minutes après), par conséquent la ligne vert clair est confondue avec la rouge. (a) Multiplets de la crise sismique. (b) Sous-multiplets du multiplet 1.

commence avant le séisme d'Agios Ioanis, sont ceux localisés le plus proche de la surface de rupture de ce séisme. En revanche, les multiplets qui sont composés exclusivement de répliques sont en majorité à une distance plus grande du séisme, quant aux multiplets associés aux autres séismes majeurs et ceux ayant eu lieu après la crise, ils sont localisés en périphérie de la crise sismique.

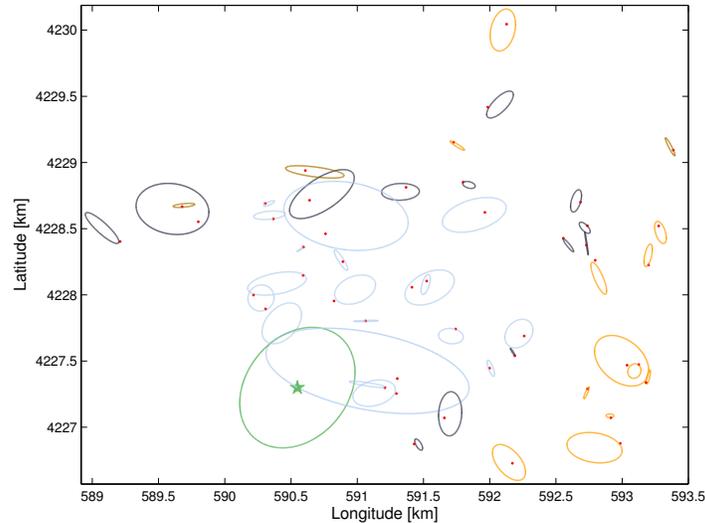


Fig. 7.4: Carte des multiplets relocalisés, qui sont représentés par des ellipses. Les couleurs correspondent au temps du début de l'activité sismique du multiplet: les multiplets composés totalement ou en partie de séismes précurseurs sont en bleu clair, ceux composés de répliques sont en bleu foncé, ceux associés aux autres séismes majeurs sont en orange et ceux qui ont lieu à la fin de la crise, après les séismes majeurs, sont en brun. L'ellipse verte représente le séisme d'Agios Ioanis.

Grâce à la cohérence temporelle et spatiale des multiplets, il est possible de décrire grossièrement l'évolution spatio-temporelle de l'activité sismique pendant la crise. En effet, avant le séisme d'Agios Ioanis, la sismicité se concentre au nord et à l'est de celui-ci, dans un rayon de 2 km par rapport à l'épicentre, puis, après le séisme, l'activité sismique s'étend d'environ un demi kilomètre du NO au SE en passant par le nord. Pendant le reste de la crise, l'activité sismique est principalement concentrée 3 km à l'est du séisme d'Agios Ioanis. Par ailleurs, aucune sismicité n'est observé dans le quart SO par rapport au séisme d'Agios Ioanis. Cette analyse montre que l'évolution spatio-temporelle de l'activité sismique de la crise décrit une migration de la sismicité principalement vers l'est et vers la surface.

7.1.3 Migration de la sismicité

La description de la migration dans la section précédente est grossière, c'est pourquoi nous allons utiliser la microsismicité relocalisée pour l'affiner et la quantifier. Pour ce faire, nous avons considéré que la sismicité relocalisée de la crise sismique est décrite par un seul plan, celui du séisme d'Agios Ioanis, puis nous avons effectué deux rotations en 3-D différentes, selon les angles d'Euler [Weisstein, 1999] suivants:

1. 220° , 40° et -150° ,
2. 220° , 40° et -90° .

A la suite des rotations, la microsismicité se trouve dans le plan horizontal dont l'axe des ordonnées se trouve orienté respectivement parallèle à la direction de glissement et parallèle à la direction du plan de faille. Le résultat de ces opérations est illustré sur la figure 7.5.

Les graphes 7.5c et 7.5f montrent le même phénomène de migration, c'est-à-dire un déplacement de l'activité sismique perpendiculaire au glissement, ou alors sub-parallèle à la direction de pendage maximum du plan de faille, c'est-à-dire vers l'est-sud-est. Il s'agit donc principalement d'une migration du bas de la faille vers la surface. La direction est confirmée par les estimations des taux de migration qui sont calculés à partir des graphes sur lesquels ils sont représentés par les droites en pointillé. En effet, le taux estimé à partir du graphe 7.5c est égal à 0.02 km/jour , alors que ceux estimés sur les deux autres graphes, 7.5d et 7.5f, sont respectivement égal à 0.01 km/jour et 0.017 km/jour et représentent les composantes de la migration dans la direction, respectivement, perpendiculaire au pendage maximum et parallèle au pendage maximum. La tangente du rapport des taux est égale à 30° , ainsi la direction de migration est perpendiculaire à la direction du glissement et sub-parallèle à celle du pendage maximum du plan de faille.

Une étude similaire a été faite par Miller et al. [2004] qui ont analysé a séquence sismique de Colfiorito, Italie, qui a eu lieu à la suite de deux séismes de magnitude $M_w = 5.7$ et 6 sur une faille normale coupant des roches calcaires. Cette séquence a été modélisée de façon satisfaisante par la propagation d'un pulse de pression à vitesse constante [Miller et al., 2004]. Ces auteurs proposent que le pulse a été causé par un dégazage cosismique de fluides sous haute pression (70 MPa par rapport à la valeur hydrostatique) d'origine mantellique, ce qui a diminué la contrainte effective, ainsi déclenchant les répliques. La propagation de ce pulse est facilitée par l'augmentation de la perméabilité lors des séismes principaux et, dans une moindre mesure, lors des répliques.

Dans le cas du Golfe de Corinthe, un pulse de pression généré par une expulsion de fluides surpressurisés pourrait également être une explication à la crise sismique. En effet, les données issues du puits AIG10 démontrent que les fluides en profondeur ($\approx 1 \text{ km}$) sont en surpression de 0.9 MPa par rapport à la valeur hydrostatique [Cornet et al., 2004]. En outre, si l'on considère la métamorphose des roches en profondeur, comme suggéré par la présence de la nappe des Phyllades [*e.g.* Flotté, 2002; Latorre et al., 2005], elle provoque une déshydratation qui participe à la génération de fluides et de gazes. En supposant qu'à des profondeurs plus grandes ($\approx 8 \text{ km}$) la surpression existe également et qu'elle est la cause de la crise sismique, cela est en accord avec la migration, car le déplacement de l'activité du bas vers le haut de la faille traduit un gradient de pression hydraulique négatif vers la surface. Si la surpression se propage sous forme d'un pulse, alors le graphe 7.5c suggère, par les deux traits en pointillé, que celui-ci est limité en largeur à environ 3 km , perpendiculairement au glissement sur la faille et parallèlement à la direction de migration. Ce dernier point est consistant avec l'idée d'un pulse qui se propage tel une onde.

En plus, si l'on considère la figure 6.21 (*p.* 135) qui résume la crise sismique, elle concorde avec les trajectoires de fluides qui se propagent depuis le bas, d'abord le long de la faille principale, puis au fur et mesure qu'ils avancent vers la surface, le long de chemins divers, en déclenchant des séismes au passage.

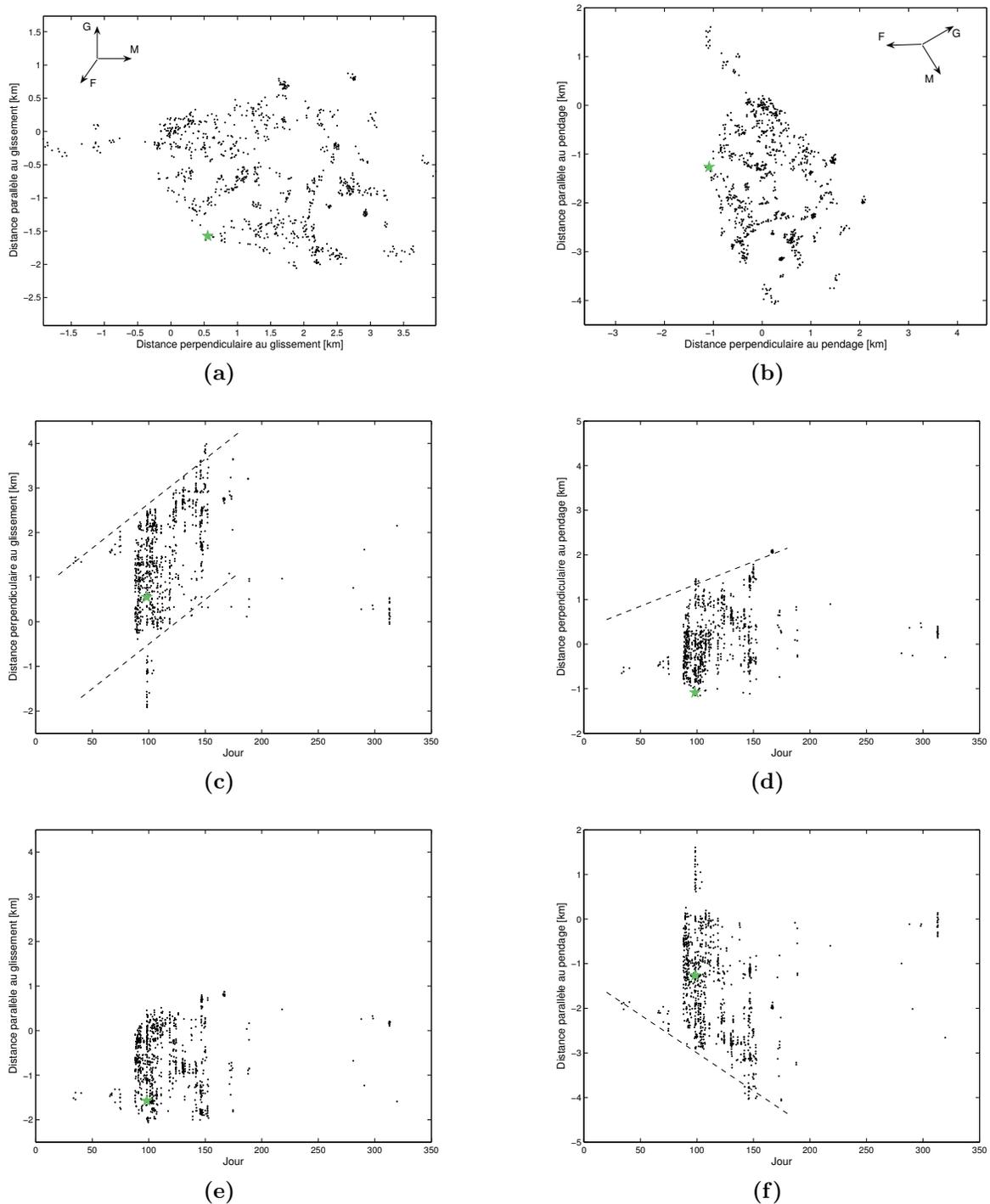


Fig. 7.5: (a) Carte des épicentres relocalisés et pivotés selon les angles $220^\circ/40^\circ/-150^\circ$. L'étoile verte représente le séisme d'Agios Ioanis. Les flèches donnent la direction de glissement: G, de la faille: F et de la migration de la sismicité: M. (b) Carte des épicentres relocalisés et pivotés selon les angles $220^\circ/40^\circ/-90^\circ$. (c) Distance perpendiculaire au glissement en fonction du temps. (d) Distance perpendiculaire à la direction de pendage maximum du plan de faille en fonction du temps. (e) Distance parallèle au glissement en fonction du temps. (f) Distance perpendiculaire à la direction de pendage maximum du plan de faille en fonction du temps.

Perméabilité de la roche déduite de la sismicité

La perméabilité à grande échelle de la roche est estimée suivant la même technique que Miller et al. [2004]. Ces auteurs ont émis l’hypothèse que la vitesse de propagation du pulse de pression, qui se propage le long de la faille et des fractures situées dans son environnement immédiat, est reflétée par celle de la migration de la sismicité. Cela permet de formuler l’équation de la perméabilité [Sulem et al., 2004] en fonction de la vitesse de migration [Miller et al., 2004],

$$k = \frac{K\eta}{\gamma} \approx \frac{V\phi\eta}{\gamma} \quad (7.1)$$

où k est la perméabilité, K la conductivité hydraulique, η la viscosité et γ la différence du poids spécifique entre la roche et le fluide, V est la vitesse du pulse donnée par la vitesse de migration et ϕ la porosité.

En considérant le cas de la crise sismique dans le Rift de Corinthe, la vitesse de migration de 0.02 km/jour correspond à $2.3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ et elle est plus faible que celle proposée par Miller et al. [2004] pour la séquence sismique de Colfiorito: 1 km/jour . Néanmoins, l’estimation de la conductivité hydraulique, obtenue en multipliant la vitesse de migration par la porosité (eq. 7.1), est égale à $2.3 \cdot 10^{-4} \cdot 0.05 = 1.15 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, ce qui est du même ordre de grandeur que l’estimation de Cornet et al. [2004] pour les roches calcaires, $1.1 - 1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, et proche de celle de Giurgea et al. [2004], $1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$. Notre valeur est également similaire à celle établie pour les fractures, $1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, qui a été mesurée dans le puits EQ1¹², situé dans la vallée de Selinous, au sud de la faille d’Helike et juste au nord de la crise sismique [Rettenmaier et al., 2002; Giurgea et al., 2004]. Par conséquent, en adoptant l’équation 7.1 et en prenant $\gamma = 0.017 \text{ MPa/m}$, $\eta = 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ et $\phi = 0.05$ [Sulem et al., 2004], la perméabilité de la roche au sud du Golfe de Corinthe est estimée à $7 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$. Cette valeur est plus petite de deux ordres de grandeur que celle ($4 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$) obtenue pour la séquence sismique de Colfiorito par Miller et al. [2004], mais néanmoins est plus élevée que celle de 10^{-16} m^2 supposée pour une croûte tectoniquement stable [e.g. Miller et al., 2004]. Cela semble raisonnable, puisque le Rift de Corinthe est un des bassins extensifs les plus rapides et donc pas stable tectoniquement.

7.2 Multiplets sous le Golfe de Corinthe

L’évolution spatio-temporelle de la majorité des multiplets sous le golfe n’est pas associée à l’un des trois séismes majeurs (1, 5, 7) qui ont eu lieu au cœur du Rift de Corinthe (Fig. 7.6a). En outre, aucun des séismes majeurs n’est inclus dans un multiplet. Les multiplets 125 et 128 sont constitués de, respectivement, 9 et 8 séismes espacés dans le temps et ne peuvent pas être mis en relation avec un séisme majeur, ni comme précurseurs, ni comme répliques immédiates et les autres (112, 119, 126, 129, 135, 137, et 147) sont trop éloignés chronologiquement pour les associer à un séisme particulier (Fig. 7.6b).

Seuls les multiplets 101, 164 et 165 sont liés à un des séismes majeurs du rift. L’activité sismique du premier (101) se concentre à 11 et à 5 jours avant le septième séisme majeur, mais se trouve à 2 km au NNO de celui-ci, à la même profondeur. Il est donc difficile de dire

¹²Puits atteignant 90 m de profondeur et foré dans les calcaires du Pinde.

s'ils sont réellement liés. Concernant les multiplets 164 et 165, le premier a duré jusqu'à deux heures avant le premier séisme majeur et le deuxième a eu lieu entre 4 et 10 jours avant ce séisme principal, cependant seulement le 164 est localisé très proche du séisme majeur et peut donc être considéré comme précurseur (Fig. 7.6a).

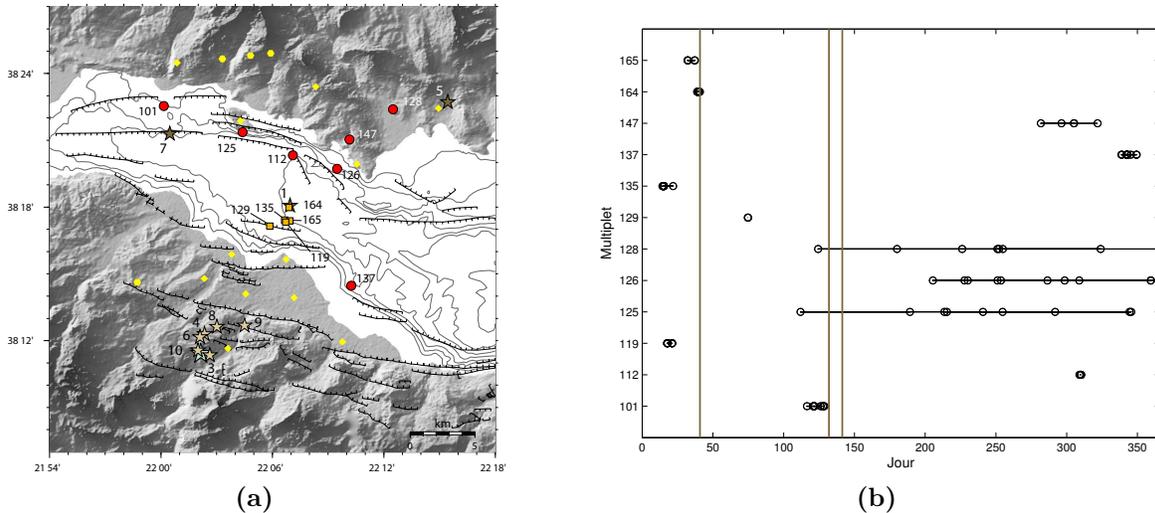


Fig. 7.6: (a) Carte du Golfe de Corinthe qui représente les épicentres des multiplets relocalisés (carré oranges) et non relocalisés (disques rouges), ainsi que les séismes majeur qui ont eu lieu dans le rift (étoiles brunes) et ceux qui ont eu lieu au sud d'Aigion (étoiles beiges), le séisme d'Agios Ioanis inclus (étoile bleue). (b) Période d'activité pour chaque multiplet analysé. Les cercles marquent le temps des séismes. Les lignes brunes marquent les jours des trois séismes de magnitude $M_w \geq 3.5$ (séismes 1, 5 et 7; cf. figure 3.9a, p. 66.) qui ont eu lieu dans le Rift de Corinthe.

Bien que les multiplets 119 et 135 aient eu lieu 20-25 jours avant le premier séisme majeur et que l'on ne puisse pas parler de précurseurs, ces multiplets sont intéressants à discuter, car, comme nous avons pu observer sur la figure 6.30b¹³, ils sont localisés l'un au-dessus de l'autre. Sur la coupe (Fig. 6.30b, p. 146) la géométrie globale suit celle du multiplet 135 (Fig. 6.26, p. 142), cependant la géométrie du multiplet 119 est significativement différente (Fig. 6.26, p. 142). Du point de vue temporel, dix-neuf des vingt séismes du multiplet 135 ont eu lieu les 14 et 15 janvier et précèdent les neuf séismes du multiplet 119, qui ont eu lieu les 17 et 21 mars. Nous n'avons pas d'autre explication que celle d'un régime de contraintes local dans un milieu très hétérogène¹⁴.

7.2.1 Corrélation entre la géométrie et la durée d'activité sismique

Les multiplets sous le golfe et la côte nord ont une durée d'activité sismique soit très courte, soit très longue; elle varie de plusieurs heures à plusieurs mois (Fig. 7.6b). En prenant compte du pendage des plans actifs¹⁵, l'analyse de la figure 7.6b (p. 164) suggère une corrélation entre la durée d'activité du multiplet et le pendage du plan actif. La figure 7.7 (p. 165) qui résume cette hypothèse, montre le pendage en fonction de la durée d'activité pour les multiplets

¹³p. 146.

¹⁴cf. section 3.3.2, p. 67.

¹⁵cf. figure. 6.29, p. 145.

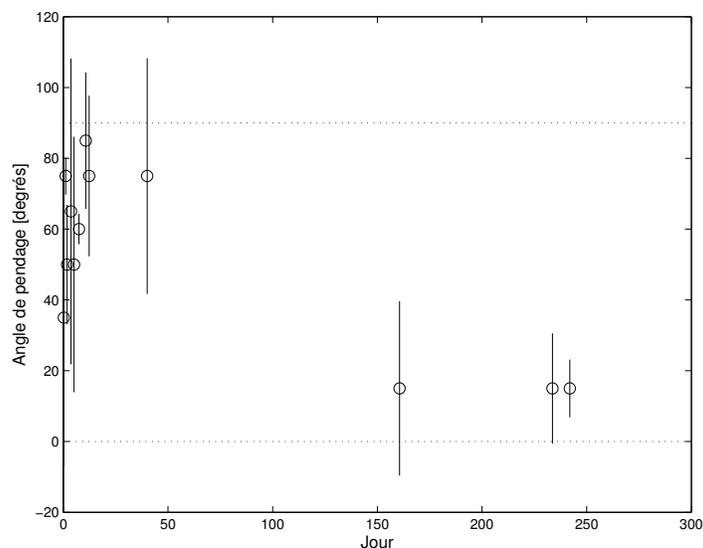


Fig. 7.7: *Pendage des multiplets en fonction de leur durée d'activité. Seuls les multiplets dont le plan de faille a été confirmé sont pris en considération.*

dont le plan actif est déterminé. En effet, on constate que plus la durée est longue, plus le pendage est faible, ce qui n'exclut toutefois pas une activation de courte durée d'un plan de faille à pendage modéré. Les trois multiplets, 125, 126 et 128, dont la durée est la plus longue sont ceux qui ont le pendage le plus faible et par ailleurs ce sont ces mêmes multiplets qui sont localisés aux profondeurs les plus élevées¹⁶. Ces observations sont en accord avec le modèle de [Wernicke, 1995], qui prévoit que l'accommodation de la déformation sur une faille à faible pendage nécessite moins de séismes que sur une faille à fort pendage, car dans des conditions égales, entre deux séismes, les premières peuvent accumuler plus de déformation que les secondes.

¹⁶cf. figure 6.32, p. 149.

Chapitre 8

Conclusion et perspectives

Le travail de recherche effectué a permis, à travers l'étude de la sismicité du Rift de Corinthe, de contribuer à la compréhension des mécanismes de déformation dans un contexte tectonique extensif. Grâce à la relocalisation des séismes, nous avons imagé localement et avec une haute résolution les parties actives de la structure profonde du Rift de Corinthe, ce qui nous a permis, premièrement, de discuter de la géométrie en profondeur des failles et de son implication tectonique et, deuxièmement, d'étudier plusieurs aspects de la sismicité, notamment l'évolution spatio-temporelle de la crise sismique, la relation faille - séismes- fluides, ainsi que les corrélations entre la profondeur des multiplets et leur géométrie et entre la durée d'activité des multiplets et leur géométrie. Quant au calcul du moment sismique, il a permis de caractériser physiquement les séismes du catalogue et d'estimer, d'une part la magnitude de moment et, d'autre part, le facteur b de la relation Gutenberg-Richter pour le Rift de Corinthe.

Du point de vue de la méthode, nous avons vu qu'en appliquant l'analyse spectrale des sismogrammes, qui permet de calculer les délais avec une précision de l'ordre de la milliseconde, il est possible d'effectuer une relocalisation relative de haute résolution. Cette technique n'a de sens que si elle est utilisée avec des sismogrammes qui se ressemblent. Or, nous avons montré que dans le cas du Golfe de Corinthe, cette condition n'est vérifiée que pour des séismes dont la distance réelle qui les séparent est $\leq 600 m$, en accord avec les résultats obtenus par Lengliné [2006] et Got et al. [1994]. En outre, les tests que nous avons conduits afin de définir le seuil au delà duquel l'approximation faite par le modèle devient inutilisable, montre que dans notre cas l'erreur sur l'estimation du délais ne dépasse pas $\pm 0.001 s$ tant que la distance inter-séismes est plus petite qu'un kilomètre et tant que le rapport des distances est plus petit que 0.4. Cependant comme ces chiffres dépendent de l'azimut et de l'incidence du rai, ils ne sont pas généralisables. Par ailleurs, en considérant que la méthode nécessite la connaissance des angles d'incidence des rais, nous avons montré qu'à partir d'une erreur de 5° , l'erreur sur le délais est déjà significative. De ces conclusions nous déduisons que ce qui est important pour la réussite d'une relocalisation de haute résolution, du point de vu de sa qualité mais également du nombre et de la taille des multiplets, c'est principalement une densité spatiale élevée de séismes dans la zone étudiée.

En ce qui concerne l'étude de la crise sismique de 2001, la relocalisation des multiplets nous a permis de mettre en évidence l'activation de plusieurs plans de faille différents, qui sont actifs en mode normal décrochant (dextre), en accord avec le régime de contraintes régional. Ce résultat nous permet d'exclure que l'activité sismique a eu lieu sur un plan unique. Les plans sont situés dans un volume entourant le séisme d'Agios Ioanis et la majorité est sub-parallèle à celui de ce séisme, c'est pourquoi dans l'ensemble, ils sont assimilés à une zone de faille d'une faille mature. L'orientation moyenne des plans actifs de cette zone de faille, $N230^\circ/40^\circ$, est en accord avec un des plans nodaux du mécanisme au foyer du séisme d'Agios Ioanis [Zahradník et al., 2004; Lyon-Caen et al., 2004]. Ainsi, nous confirmons que cette zone de faille n'est pas parallèle aux failles normales majeures du rift, et que la sismicité de la crise sismique n'est causée ni par l'activité de la Faille de Pirgaki, ni par celle de la Faille d'Helike. En outre, cela démontre que la déformation extensive du Rift de Corinthe n'est pas uniquement accommodée par les failles normales majeures et que la structure du rift est complexe.

Par la prolongation jusqu'en surface, selon son orientation moyenne, nous avons montré que l'intersection de la faille de Kerinitis avec la surface est localisée dans la vallée de Kerinitis, située 5 km plus à l'est. La prolongation des plans individuels montre que l'intersection avec la surface est au sud des failles de Pirgaki et de Mamoussia. Cela nous a conduit à proposer que le flanc de montagne au sud de la Faille de Mamoussia, exposé au NO, dont la pente, très régulière, est similaire à celle de la zone de faille, est une partie exposée de la faille. Si la topographie est prise en compte, le tracé de la faille en surface suit la crête du flanc de montagne, qui constitue alors le bloc inférieur surélevé. Toutefois, cette conclusion nécessite d'être confirmée par des observations géologiques de terrain, tout comme son étendue dans la direction N-S.

Grâce à l'étude spatio-temporelle des multiplets de la crise sismique, nous avons reconstruit l'évolution de la crise sismique. Les multiplets constitués de séismes précurseurs sont localisés à proximité du séisme d'Agios Ioanis et ont eu lieu sur des plans sub-parallèles, situés à proximité du séisme majeur, dans un rayon de 2 km. Ces plans ne sont cependant pas coplanaires à celui du séisme d'Agios Ioanis. Quant aux multiplets répliques, ils sont situés dans un rayon de 3 km par rapport au séisme d'Agios Ioanis et ont lieu sur des plans non seulement sub-parallèles, mais également co-planaires à celui de ce séisme. Toutefois, il est à noter qu'aucun précurseur et aucune réplique faisant partie d'un multiplet n'a eu lieu sur la surface de rupture du séisme d'Agios Ioanis, et montre que, dans le cas de cette crise, la déformation a été accommodée par un volume et pas par un plan unique.

L'analyse spatio-temporelle a été affinée à l'aide de la sismicité relocalisée, ce qui nous a permis de mettre en évidence une migration de la sismicité au cours de la crise de 20 m/jour du NO au SE, c'est-à-dire parallèlement au pendage de la faille et vers la surface, ou, en d'autres termes, perpendiculairement à l'orientation de la faille et à la direction de glissement de la majorité des séismes. Afin d'expliquer ce phénomène, et vu la direction de la migration, nous proposons de considérer le modèle de Miller et al. [2004], qui suppose que la sismicité est déclenchée par un pulse de fluides qui se propage depuis la base de la faille vers la surface. Par ailleurs, en supposant que la vitesse de migration des séismes est proportionnelle à la vitesse de propagation du pulse à travers le milieu, nous avons calculé la perméabilité de la roche à grande échelle pour la côte sud du Golfe de Corinthe, qui est estimé à $7 \cdot 10^{-13} m^2$. Cette valeur est plus petite que la valeur pour un milieu tectoniquement stable, en accord

avec l'instabilité tectonique du Rift de Corinthe.

La relocalisation de la sismicité sous le golfe et la côte nord a permis de définir une partie de la structure profonde du Rift de Corinthe. Premièrement, nous avons montré que la faille d'Aigion n'est pas listrique jusqu'à 6.5 km de profondeur. Deuxièmement, l'analyse du pendage des plans des multiplets en fonction de la profondeur montre qu'il n'y a pas de plans à faible pendage ($\leq 30^\circ$) à des profondeurs plus petites que 8 km et suggère que les séismes des multiplets les plus profonds (8 – 10 km) sont alignés sur des plans à très faible pendage. En outre, nous avons montré que les plans dont le pendage est le plus faible sont localisés sous la rive nord du Golfe de Corinthe et forment une bande orientée ONO-ESE, du détroit de Rion-Antirion jusqu'à la Péninsule de Psaromita. Troisièmement, nous avons constaté que la transition entre les plans à fort pendage et ceux à faible pendage, déduit de la diversité d'orientation des plans, se situe entre 7 – 8 km de profondeur. Cette couche de transition coïncide avec la profondeur supposée de la transition entre les calcaires mésozoïques et la nappe de Phyllite-Quartzite [Latorre et al., 2005] qui est composée de roches légèrement métamorphosées dont les caractéristiques pétrologiques, entre autres, le faible coefficient de friction, favorisent le glissement, tout comme la présence de fluides issus de la métamorphose. Or, cette double transition est effectivement corrélée avec une concentration élevée de sismicité, située entre 7–9 km de profondeur [Latorre et al., 2005]. Par conséquent, ces résultats nous conduisent à proposer que le centre actif du Rift de Corinthe est constitué, en surface, par les failles actives côtières, planes et organisées en style "domino", qui plongent avec un fort pendage jusqu'à la couche de transition située à 7 – 8 km de profondeur, où elles s'enracinent sur le détachement à faible pendage vers le nord. Par ailleurs, la bande d'activité sismique élevée sur des plans à faible pendage, située en profondeur, définit probablement une partie de la zone de déformation localisée du rift, proposée par [Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004].

L'analyse du pendage des plans a également révélé que la géométrie des plans actifs à faible pendage, à l'aplomb de la côte nord du golfe, varie en fonction de la longitude, ce qui, sans variation équivalente de l'azimut de ceux-ci, est difficile à expliquer par une structure unique et ainsi suggère une structure discontinue et la présence de plans N-S. Cela est particulièrement vrai à l'est de la zone d'étude, dans la zone du séisme d'Aigion, où la structure active en profondeur change de géométrie.

Le développement de l'algorithme MOMAG, nous a permis de calculer pour les séismes du catalogue une des grandeurs les plus fondamentales de la sismologie: la magnitude et notamment la magnitude de moment. Les résultats de ce calcul montre que le réseau CRLNET, dont la moitié de sismomètres sont en fond de puits, est sensible aux séismes de magnitude $M_w = 1$, voire plus faible. En outre, l'analyse de la relation de Gutenberg-Richter, montre que le catalogue est complet pour des magnitudes $M_w > 1.5$ et que le facteur b est en général plus grand que la valeur moyenne $b = 1$. En effet, pour l'ensemble de la sismicité, ce facteur est égale à $b = 1.35$ et si l'on considère les séismes de la crise sismique de 2001 séparément de ceux sous le golfe, ce facteur est respectivement égal à $b = 1.25$ et $b = 1.45$.

L'analyse de la crise du point de vue temporel montre que la crise est composée d'au moins deux cycles sismiques, en partie imbriqués. En effet, plusieurs séismes de magnitude $M_w \geq 3.5$, en plus de celui d'Agios Ioanis, ont eu lieu pendant la crise, et la plupart est

corrélé avec une augmentation du taux de sismicité, cependant à des échelles différentes, ce qui suggère un procédé auto-similaire.

8.1 Perspectives

L'étude et les résultats présentés nous ont conduit vers de nouvelles questions concernant le Rift de Corinthe. En effet, en considérant un zone plus grande que celle de la crise sismique, il est intéressant de constater que la faille de Kerinitis est parallèle à l'alignement des multiplets de 1991 [Tiberi, 1995] ainsi qu'avec la faille de relais entre les failles d'Erymanthe et de Chelmos, qui plonge vers le W-NW [Flotté, 2002]. De surcroît, la carte des épicentres de la sismicité observée en 1991, 2001 et 2002 montre l'absence d'activité à l'est d'une droite d'orientation NW-SE, qui passe par la station ELE et qui coïncide avec la faille de Kerinitis (Fig. 8.1) ainsi qu'une activité accrue (crises sismiques de 2001 et 1991) à l'ouest de cette droite. Ainsi il se dessine, à l'échelle du rift, des structures orientées NW-SE et perpendiculaires aux failles normales majeures du rift. Est-ce que l'on peut considérer ces plans et ces

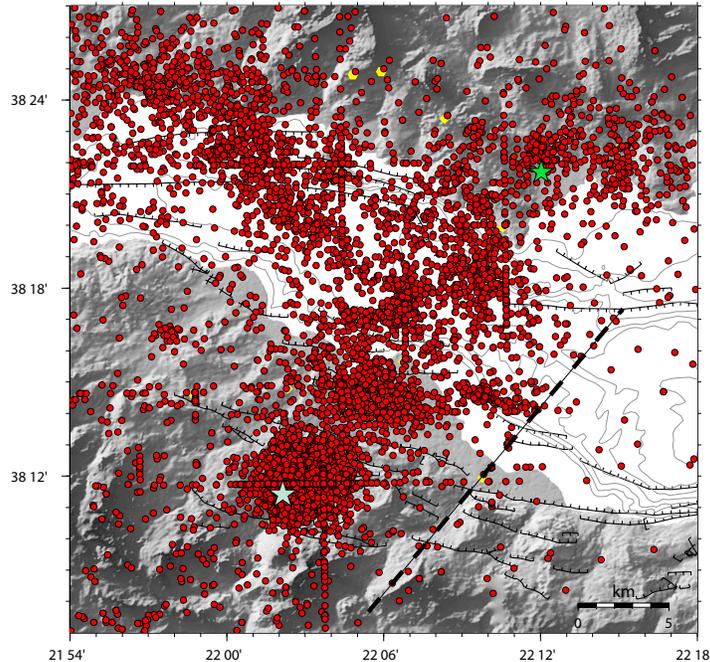


Fig. 8.1: Carte qui illustre les épicentres de l'ensemble de la sismicité enregistré en 1991, 2001 et 2002 au cours des diverses campagnes sismologiques et par le réseau permanent CRLNET. L'étoile bleu clair au sud représente l'épicentre du séisme d'Agios Ioanis et la verte celui du séisme d'Aigion, [Bernard et al., 1997].

failles comme faisant partie d'une structure unique qui traverserait le rift du sud au nord, ou faut-il simplement y voir plusieurs failles déconnectés les unes des autres? Pour répondre à cette question il n'existe pas assez de données, c'est pourquoi il serait utile d'accroître la densité de données géologiques et géophysiques sur un axe nord-sud.

De même, il semble particulièrement intéressant d'étudier la région du séisme d'Aigion du 15/6/1995, où la géométrie des plans indique un changement d'ouest en est, et semble être

particulièrement complexe, suggérant une probable zone charnière.

Par ailleurs, nous n'avons pas discuté du multiplet 34¹, mais bien qu'il soit très petit, sa localisation est une question en soi: il est localisé à 9 *km* de profondeur sous la crise sismique de 2001 et décrit un plan supposé horizontal. Sa localisation a été effectuée avec au minimum 6 temps d'arrivée d'onde P et 6 temps d'arrivée d'onde S et le RMS est ≤ 0.08 *s*. En outre, les enregistrements de la station AIO ont été utilisés pour chacun des séismes, ainsi la profondeur des séismes est bien contrainte. A quelle structure faut-il le rattacher, surtout qu'il se trouve dans le bloc inférieur du détachement, où l'on ne s'attend pas à avoir une activité sismique? Le prolongement du détachement visible sous le golfe semble improbable, serait-ce alors l'expression de la transition fragile-ductile ou alors simplement une activité sismique isolée?

La relocalisation a ouvert les portes à des études fines sur la sismogénèse, et la source de tremblements de terre. L'étude des multiplets du point de vue de la magnitude de moment des séismes qui les composent, apporterait sans doute des informations précieuses sur la relation entre les séismes et les transferts de contraintes.

¹*cf.* annexe A, p. 253.

Bibliographie

- Abercrombie, R. E. Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. Geophys. Res.*, 100(B12):24'015–24'036, 1995.
- Aki, K. and P. G. Richards. *Quantitative Seismology*. Freeman, San Francisco, 2nd edition, 1980.
- Alexandri, M., P. Nomikou, D. Ballas, V. Lykousis, and D. Sakellariou. Swath bathymetry map of the Corinth Gulf. *Geophys. Res. Abstracts*, 5:14'268, EGS 2003.
- Ambraseys, N. N. and J. A. Jackson. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophys. J. Int.*, 101:663–708, 1990.
- Anderson, H. and J. A. Jackson. Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 91:937–983, 1987.
- Armijo, R., H. Lyon-Cean, and D. Papanastassiou. East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20:491–494, 1992.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka. Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27:267–270, 1999.
- Armijo, R., B. Meyer, G. C. P. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126:11–53, 1996.
- Avallone, A., P. Briole, A. Agatza-Balodimiou, H. Billiris, O. Charade, C. Mitsakaki, A. Nercessian, K. Papazissi, D. Paradissis, and G. Veis. Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *C. R. Geoscience*, 336:301–311, 2004.
- Baker, C., D. Hatzfeld, H. Lyon-Caen, E. Papadimitriou, and A. Rigo. Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: implications for the oceanic subduction-continental collision transition. *Geophys. J. Int.*, 131:559–594, 1997.
- Barka, A., H. S. Akyüz, E. Altunel, G. Sunal, Z. Çakir, A. Dikbas, B. Yerli, R. Armijo, B. Meyer, J. B. de Chabaliér, T. Rockwell, J. R. Dolan, R. Hartleb, T. Dawson, S. Christofferson, A. Tucker, T. Fumal, R. Langridge, H. Stenner, W. Lettis, J. Bachhuber, and W. Page. The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(1):43–60, 2002.

- Bernard, P., P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J. M. Gomez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamps, F. Courboulex, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonnet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, G. Veis, E. Papazisi, C. Mitsakaki, V. Karakostas, E. Papadimitriou, D. Papanastassiou, G. Chouliaras, and G. Stavrakakis. The Ms=6.2, June 15, 1995 aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth Rift. *J. Seismol.*, 1:131–150, 1997.
- Bernard, P., H. Lyon-Caen, P. Briole, A. Deschamps, K. Pitilakis, M. Manakou, F. Boudin, C. Berge, K. Makropoulos, D. Diagourtas, P. Papadimitriou, F. Lemeille, G. Patau, H. Billiris, H. Castarède, O. Charade, A. Nercessian, A. Avallone, J. Zahradnik, S. Sacks, and A. Linde. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *submitted to Tectonophysics*, 2005.
- Bourouis, S. *Sismicité induite et comportement mécanique d'un massif granitique fracturé par injection d'eau: application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts*. PhD thesis, Université de Paris VII, 2004.
- Braunmiller, J. and J. Nábělek. Geometry of continental normal faults: Seismological constraints. *J. Geophys. Res.*, 101(B2):3045–3052, 1996.
- Briole, P., A. Rigo, H. Lyon-Caen, R. G. Ruegg, K. Papazissi, C. Mitsakaki, A. Balodimou, G. Veis, D. Hatzfeld, and A. Deschamps. Active deformation of the Corinth Rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, 105(B11):25'605–25'625, 2000.
- Brooks, M. and G. Ferentinos. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, western Greece. *Tectonophysics.*, 101:25–54, 1984.
- Brune, J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75(26):4997–5009, 1970.
- Brune, J. N. Correction to tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 76:5002, 1971.
- Console, R. and R. Di Giovambattista. Local earthquake relative location by digital records. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47:43–49, 1987.
- Cornet, F. H., M. L. Doan, I. Moretti, and G. Borm. Drilling through the active Aigion Fault: the AIG10 well observatory. *C. R. Geoscience*, 336:395–406, 2004.
- Daniel, J. M., I. Moretti, L. Micarelli, S. Essautier Chuyne, and C. Delle Piane. Macroscopic structural analysis of AIG10 well (Gulf of Corinth, Greece). *C. R. Geoscience*, 336:435–444, 2004.
- Deichmann, N. and M. Garcia-Fernandez. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophys. J. Int.*, 110:501–517, 1992.
- Delouis, B., P. Lundgren, J. Salichon, and D. Giardini. Joint inversion of InSAR and teleseismic data for the slip history of the 1999 Izmit (Turkey) earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 27(20):3389–3392, 2000.

- Dercourt, J., L. P. Zonenshain, L. E. Ricou, V. G. Kazmin, X. Le Pichon, A. L. Knipper, C. Grandjacquet, I. M. Sbertshikov, J. Geyssant, C. Lepvrier, D. H. Pechersky, J. Boulin, J. C. Sibuet, L. A. Savostin, O. Sorokhtin, M. Westphal, M. L. Bazhenov, J. P. Lauer, and B. Biju-Duval. Geological evolution of the Thetys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonics*, 123:241–315, 1986.
- Doutsos, T., N. Kontopoulos, and G. Poulimenos. The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Res.*, 1:177–190, 1988.
- Doutsos, T. and G. Poulimenos. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *J. Struct. Geol.*, 14(6): 689–699, 1992.
- Eyidoğan, H. Rates of crustal deformation in western turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonics*, 148:83–92, 1988.
- Farge, M. and K. Schneider. Wavelets and wavelet packets: Theory and application to signal processing and image processing. AEGIS Training Course, CNRS, Gif-sur-Yvette. www.engineering.ucsb.edu/farge/, 2003.
- Fehler, M., L. House, and H. Kaieda. Determining planes along which earthquakes occur: Method and application to earthquakes accompanying hydraulic fracturing. *J. Geophys. Res.*, 92(B9):9407–9414, 1987.
- Flotté, N. *Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement: Le Rift de Corinthe-Patras, Grèce*. PhD thesis, Université Paris-Sud, 2002.
- Frankel, A. Precursor to a magnitude 4.8 earthquake in the Virgin Islands: spatial clustering of small earthquakes, anomalous focal mechanism and earthquake doublets. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72:1277–1294, 1982.
- Frechet, J. *Sismogenèse et Doublets Sismiques*. PhD thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1985.
- Fryer, R. J. On the subdivision of a spherical surface into elements of equal area. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 42:883–891, 1975.
- Gade, S. and H. Herlufsen. Windows to FFT analysis, (part I). Technical Review 3, Brüel and Kjør, 1987.
- Gaucher, E. *Comportement Hydromécanique d'un Massif Fracturé: Apport de la Microsismicité Induite*. PhD thesis, Université de Paris VII, 1998.
- Geller, R. J. and S. Mueller. Four similar earthquakes in central California. *Geophys. Res. Lett.*, 7(10):821–824, 1980.
- Ghisetti, F. and L. Vezzani. Plio-Pleistocène sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric. *C. R. Geoscience*, 336: 243–249, 2004.

- Ghisetti, F. C., L. Vezzani, F. Agosta, R. Sibson, and I. Moretti. Tectonic setting and sedimentary evolution of the south-west margin of the Corinth Rift (Aigion-Xylocastro area). Technical Report 56 207, Institut Français du Pétrole, August 2001.
- Giurgea, V., D. Rettenmaier, L. Pizzino, I. Unkel, H. Hötzl, A. Förster, and F. Quattrocchi. Preliminary hydrogeological interpretation of the Aigion area from the AIG10 borehole data. *C. R. Geoscience*, 336:467–475, 2004.
- Goldsworthy, M. and J. Jackson. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *J. Struct. Geol.*, 23:489–506, 2001.
- Goldsworthy, M., J. Jackson, and J. Haines. The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148:596–618, 2002.
- Got, J.-L. and O. Coutant. Anisotropic scattering and travel time delay analysis in Kilauea volcano, Hawaii, earthquake coda waves. *J. Geophys. Res.*, 102(B4):8397–8410, 1997.
- Got, J.-L., J. Frechet, and F. Klein. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *J. Geophys. Res.*, 99:15'375–15'386, 1994.
- Haskell, N. A. Total energy and energy spectra density of elastic waves from propagating faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54:1811–1841, 1964.
- Hatzfeld, D., V. Karakostas, M. Ziazia, I. Kassaras, E. Papadimitriou, K. Makropoulos, N. Voulgaris, and C. Papaioannou. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth, (Greece). *Geophys. J. Int.*, 141:438–456, 2000.
- Hatzfeld, D., D. Kementzetzidou, V. Karakostas, M. Ziazia, S. Nothard, D. Diagourtas, A. Deschamps, G. Karakaisis, P. Papadimitriou, M. Scordilis, R. Smith, N. Voulgaris, S. Kiratzi, K. Makropoulos, M. P. Bouin, and P. Bernard. The Galaxidi earthquake of 18 November 1992: A possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (G)reece). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86(6):1987–1991, 1996.
- Hatzfeld, D., G. Pedotti, P. Hatzidimitriou, and K. Makropoulos. The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey. *Geophys. J. Int.*, 101:181–202, 1990.
- Hatzfeld, D., M. Ziazia, D. Kementzetzidou, P. Hatzidimitriou, D. Panagiotopoulos, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and A. Deschamps. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics. *Geophys. J. Int.*, 137:891–908, 1999.
- Herlufsen, H. Dual channel FFT analysis, (part I). Technical Review 1, Brüel and Kjær, 1984.
- Holschneider, M. *Wavelets: an analysis tool*. Oxford University Press, Oxford, New York, 1995.
- Hubert, A., G. C. P. King, R. Armijo, B. Meyer, and D. Papnastasiou. Fault re-activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 corinth earthquake sequence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142:573–585, 1996.

- Ito, A. Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters - clustering of microearthquakes. *Tectonophys.*, 175:47–66, 1990.
- Jackson, J. Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22:239–271, 1994.
- Jackson, J. and D. McKenzie. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. Int.*, 93:45–73, 1988.
- Jackson, J. and N. White. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *J. Struct. Geol.*, 11(1):15–36, 1989.
- Jackson, J. A. Active normal faulting and crustal extension. In *Continental Extensional Tectonics*, volume 28 of *Geological Society Special Publication*, pages 3–17. Blackwell Scientific Publications, 1987.
- Jackson, J. A., J. Gagnepain, G. Houseman, G. C. P. King, P. Papadimitriou, C. Soufleris, and J. Virieux. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57:377–397, 1982.
- Jackson, J. A. and D. Mckenzie. The geometrical evolution of normal faults systems. *J. Struct. Geol.*, 5(5):471–482, 1983.
- Jolivet, L. and C. Faccenna. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6):1095–1106, 2000.
- Kahle, H.-G., M. Cocard, Y. Peter, A. Geiger, R. Reilinger, A. Barka, and G. Veis. Gps-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *J. Geophys. Res.*, 105(B10):23'353–23'370, 2000.
- Kanamori, H. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82(20):2981–2987, 1977.
- King, G. C. P., P. Ouyang, P. Papadimitriou, A. Deschamps, J. Gagnepain, G. Houseman, J. Jackson, C. Soufleris, and J. Virieux. The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 80:677–683, 1985.
- Kiratzi, A. A. Study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones. *Tectonics*, 225:191–203, 1993.
- Kiratzi, A. A. and C. B. Papazachos. Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonics*, 243:1–24, 1995.
- Latorre, D. *Imagerie sismique du milieu de propagation à partir des ondes directes et converties: application à la région d'Aigion (Golfe de Corinthe, Grèce)*. PhD thesis, Université de Nice Sophia-Antipolis, 2004.
- Latorre, D., J. Virieux, T. Monfret, and H. Lyon-Caen. Converted seismic wave investigation in the Gulf of Corinth from local earthquakes. *C. R. Geoscience*, 336:259–267, 2004.

- Latorre, D., J. Virieux, T. Monfret, V. Monteiller, T. Vanorio, J. L. Got, and H. Lyon-Caen. A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth-Greece) from the 1991 dataset. *Geophys. J. Int.*, 159:1013–1031, 2005.
- Lay, T. and T. C. Wallace. *Modern Global Seismology*, volume 58. Academic Press, 1995.
- Le Pichon, X. and J. Angelier. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area. *Tectonophys.*, 60:1–42, 1979.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, and S. Lallemand. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100(B7):12'675–12'690, 1995.
- Lee, W. H. K. and J. C. Lahr. A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Open-file report 75-311, U.S. Geological Survey, 1972.
- Lengliné, O. Relocalisation de microséismes dans le Golfe de Corinthe (Grèce). Master's thesis, IPG Paris, 2006.
- Levenstein, V. I. Binary codes with use of deletions, insertions and substitutions of symbols. *Dokl. A. N. SSSR*, 163:845–848, 1965.
- Lyon-Caen, H., P. Papadimitriou, A. Deschamps, P. Bernard, and K. Makropoulos. The 1986 Kalamata (S. Peloponnesos) earthquake: Detailed study of a normal fault and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 93:14'967–15'000, 1988.
- Lyon-Caen, H., P. Papadimitriou, A. Deschamps, P. Bernard, K. Makropoulos, F. Pacchiani, and G. Patau. First results of the CRLN seismic array in the western Corinth Gulf: Evidence for old fault reactivation. *C. R. Geoscience*, 336:343–351, 2004.
- Madariaga, R. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 21:639–666, 1976.
- Malartre, F., M. Ford, and E. A. Williams. Preliminary biostratigraphy and 3D geometry of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. *C. R. Geoscience*, 336: 269–280, 2004.
- Mallat, S. *A Wavelet Tour of Signal Processing*. Academic Press, San Diego, 2nd edition, 1998.
- Maurer, H. and N. Deichmann. Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.*, 123:588–600, 1995.
- McClay, K. R. and P. G. Ellis. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, 15:341–344, 1987.
- McClusky, S., S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kastens, G. Kekelidze, R. King, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzounis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tealeb, M. N. Toksöz, and G. Veis. Global Positioning

- System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105(B3):5695–5719, 2000.
- McKenzie, D. P. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226:239–243, 1970.
- McKenzie, D. P. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 30:109–185, 1972.
- McKenzie, D. P. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 55:217–254, 1978.
- Micarelli, L., I. Moretti, and J. M. Daniel. Structural properties of rift-related normal faults: the case of the Gulf of Corinth, Greece. *J. Geodyn.*, 36:275–303, 2003.
- Michelini, A. and A. Lomax. The effect of velocity structure errors on double-difference earthquake location. *J. Geophys. Res.*, 31:L09602/1–4, doi: 10.1029/2004GL019682, 2004.
- Miller, S. A., C. Collettini, L. Chiaraluce, M. Cocco, M. Barchi, and B. Kaus. Aftershocks driven by a high-pressure CO_2 source at depth. *Nature*, 427:724–727, 2004.
- Moretti, I., D. Sakellariou, V. Lykousis, and L. Micarelli. The Gulf of Corinth: and active half graben? *J. Geodyn.*, 36:323–340, 2003.
- Oppenheim, A. V. and R. W. Schaffer. *Digital Signal Processing*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1975.
- Ori, G. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17:918–921, 1989.
- Pantosti, D., P. M. De Martini, I. Koukouvelas, L. Stamatopoulos, N. Palyvos, S. Pucci, F. Lemeille, and S. Pavlides. Paleoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C. R. Geoscience*, 336:335–342, 2004.
- Papazachos, B., A. Kiratzi, and E. Papadimitriou. Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area. *Pure Appl. Geophys.*, 136(4):405–420, 1991.
- Papazachos, B. and C. Papazachos. *Seismicity of Greece*. Kluwer Press, Athens, Greece, 1980.
- Papazachos, B. C. Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 178:287–308, 1990.
- Papazachos, C. B., A. A. Kiratzi, and B. C. Papazachos. Rates of active crustal deformation in the Aegean and the surrounding area. *J. Geodyn.*, 16:147–179, 1992.
- Pavlides, S. B., I. K. Koukouvelas, S. Kokkalas, L. Stamatopoulos, D. Keramydas, and I. Tsoudoulos. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary Int.*, 2003.
- Pavlides, S. B., N. Zouros, A. Chatzipetros, D. Kostopoulos, and D. Mountrakis. The 13 May 1995 western Macedonia, Greece Kozani earthquake: Preliminary results. *Terra Nova*, 7: 544–549, 1995.

- Pizzino, L., F. Quattrocchi, D. Cinti, and G. Galli. Fluid geochemistry along the Eliko and Aigion seismogenic segments (Gulf of Corinth, Greece). *C. R. Geoscience*, 336:367–374, 2004.
- Poupinet, G., W. L. Ellsworth, and J. Frechet. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California. *J. Geophys. Res.*, 89(B7):5719–5731, 1984.
- Reasenber, P. and D. Oppenheimer. FPFIT. Open-file report 85-739, U.S. Geological Survey, 1985. p. 25.
- Reilinger, R. E., S. C. McClusky, M. B. Oral, R. W. King, M. N. Toksoz, A. A. Barka, I. Kinik, O. Lenk, and I. Sanli. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102 (B5):9983–9999, 1997.
- Rettenmaier, D., V. Giurgea, H. Hötzl, and A. Förster. The AIG10 drilling project (Aigion, Greece): interpretation of the litho-log in the context of regional geology and tectonics. *C. R. Geoscience*, 336:415–423, 2004.
- Rettenmaier, D., V. Giurgea, H. Hötzl, A. Förster, and K. Nikas. Geological mapping and hydrogeological testing of the block-faulted system in the hinterland of Aigion. 27th General Assembly of the European Geophysical Society, Nice, France, 2002.
- Reuther, C. D., Z. Ben-Avraham, and M. Grasso. Origin and role of major strike-slip transfers during plate collision in the central Mediterranean. *Terra Nova*, 5:249–257, 1993.
- Rietbrock, A., C. Tiberi, F. Scherbaum, and H. Lyon-Caen. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 23(14):1817–1820, 1996.
- Rigo, A. *Etude sismotectonique et géodésique du Golfe de Corinthe (Greece)*. PhD thesis, Université Paris VII, 1994.
- Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, and I. Kassaras. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126: 663–668, 1996.
- Rubin, A. M. Aftershocks of microearthquakes as probes of the mechanics of rupture. *J. Geophys. Res.*, 107(B7), doi: 10.1029/2001JB000496, 2002.
- Rubin, A. M., D. Gillard, and J. L. Got. Streaks of microearthquakes along creeping faults. *Nature*, 400:635–641, 1999.
- Sachpazi, M., C. Clément, M. Laigle, A. Hirn, and N. Roussos. Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216:242–257, 2003.
- Schaff, D. P., G. H. R. Bokelmann, G. C. Beroza, F. Waldhauser, and W. L. Ellsworth. High-resolution image of Calaveras Fault seismicity. *J. Geophys. Res.*, 107(B7):2186, doi: 10.1029/2001JB000633, 2002.

- Scherbaum, F. *Of poles and zeros*. Kluwer Academic Publishers, 1996.
- Shearer, P., J. L. Hardebeck, L. Astiz, and K. B. Richards-Dinger. Analysis of similar event clusters in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 108(B1):2035, doi: 10.1029/2001JB000685, 2003.
- Slunga, R., S. Rögnvaldsson, and R. Bödvarsson. Absolute and relative locations of similar events with application to microearthquakes in southern iceland. *Geophys. J. Int.*, 123: 409–419, 1995.
- Sorel, D. A pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, 28(1):83–86, 2000.
- Spakman, W., M. Wortel, and N. Vlaar. The hellenic subduction zone: A tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15(1):60–63, 1988.
- Stefatos, A., G. Papatheodorou, G. Ferentinos, M. Leeder, and R. Collier. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Res.*, 14:487–502, 2002.
- Sulem, J., I. Vardoulakis, H. Ouffroukh, M. Boulon, and J. Hans. Experimental characterization of the thermo-poro-mechanical properties of the Aegion Fault gouge. *C. R. Geoscience*, 336:455–466, 2004.
- Tarantola, A. *Inverse Problem Theory*. Elsevier, Netherlands, 1980.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie. Active tectonics of the north and central Aegean-Sea. *Geophys. J. Int.*, 106:433–490, 1991.
- Tiberi, C. Application de méthodes haute résolution à l’analyse détaillée d’essaims de séismes dans le Golfe de Corinthe. Master’s thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 1995.
- Tiberi, C., M. Diament, H. Lyon-Caen, and T. King. Moho topography beneath the Corinth Rift area Greece from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.*, 145:797–808, 2001.
- Tribolet, J. M. A new phase unwrapping algorithm. *IEEE Trans. Acoust., Speech and Signal Proc.*, ASSP-25(2):170–177, 1977.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(6): 1353–1368, 2000.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth. Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double-difference earthquake locations. *J. Geophys. Res.*, 107(B3), doi: 10.1029/2000JB000084, 2002.
- Waldhauser, F., W. L. Ellsworth, D. P. Schaff, and A. Cole. Streaks, multiplets and holes: High-resolution spatio-temporal behavior of Parkfield seismicity. *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi: 10.1029/2004GL020649, 2004.
- Weisstein, E. W. Mathworld: A Wolfram Web Resource, 1999. <http://mathworld.wolfram.com>.

- Wernicke, B. Low-angle normal faults and seismicity: A review. *J. Geophys. Res.*, 100(B10): 20'159–20'174, 1995.
- Wernicke, B. and B. C. Burchfiel. Mode of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4(2): 105–115, 1982.
- Wiemer, S. and J. P. Benoit. Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, 23(13):1557–1560, 1996.
- Wiemer, S. and K. Katsumata. Spatial variability of seismic patterns in aftershock zones. *J. Geophys. Res.*, 104(B6):13'135–13'151, 1999.
- Wiemer, S. and M. Wyss. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *J. Geophys. Res.*, 102(B7):15'115–15'128, 1997.
- Zahradník, J., J. Janský, E. Sokos, A. Serpetsidaki, H. Lyon-Caen, and P. Papadimitriou. Modeling the $M_L = 4.7$ mainshock of the February-July 2001 earthquake sequence in Aegion, Greece. *J. Seismol.*, 8:247–257, 2004.
- Zanchi, A. and J. Angelier. Seismotectonics of western Anatolia: Regional stress orientation from geophysical and geological data. *Tectonics*, 222:259–274, 1993.
- Zhizhin, M., A. Gvishiani, S. Bottard, B. Mohammadioun, and J. Bonnin. Classification of strong motion waveforms from different geological regions using syntactic pattern recognition scheme. *Cah. C. Europ. Geodyn. Sismol.*, 6:33–42, 1992.

Annexe A

Multiplets

Les résultats de la relocalisation de tous les multiplets sont présentés dans cet annexe. Ils sont organisés en quatre sections:

- la première présente les multiplets de la crise sismique, numérotés entre 1 et 45,
- la deuxième présente les sous-multiplets du multiplet 1, numérotés entre 901 et 968,
- la troisième présente les multiplets qui sont localisés sous le Golfe de Corinthe ou la côte nord et qui ont eu lieu en 2001, numérotés entre 101 et 165.
- la quatrième présente les multiplets localisés sous le Golfe de Corinthe ou la côte nord et qui ont eu lieu en 2002, numérotés entre 201 et 208.

Chacune des sections commence par un tableau qui résume le résultat de la relocalisation des séismes de référence ainsi qu'une carte des épicentres de ces séismes, qui représentent la localisation des multiplets correspondants, suivi par la présentation de multiplets relocalisés. Il faut noter que les coordonnées dans les tableaux donnent les coordonnées des séismes de références qui résultent de la relocalisation relative et de celle effectuée avec HypoDD. Cependant sur les cartes et profils des multiplets individuels, les séismes sont géoréférencés par rapport au coordonnées des séismes de référence non relocalisés entre eux avec HypoDD.

Les résultats pour chaque multiplet sont illustrés sur deux pages. Sur la première il y a, en haut, à gauche, une carte présente l'épicentre du séisme de référence du multiplet par un symbole agrandi et, à droite, la carte des épicentres des séismes relocalisés du multiplet. Les coordonnées des axes de cette dernière sont en kilomètres UTM de la zone 34. Sur la deuxième ligne, les graphes représentent deux profils perpendiculaires, dont l'azimut du profil a-a' est indiqué dans le titre de la carte (première ligne à droite). Sur la dernière ligne, le graphe de gauche montre le délai normalisé en fonction de Θ^1 et le graphe de droite, la densité de pôles calculée avec la méthode des trois points² et présentée sur une projection stéréographique de la sphère inférieure. Sur la deuxième page, un tableau résume le résultat de la relocalisation relative. Pour chaque séisme du multiplet, il y a le nom du séisme (fichier *.SAC), les coordonnées hypocentrales et l'erreur.

¹ cf. section 5.2.1, p. 93.

² cf. section 6.1.1, p. 112.

A.1 Multiplets de la crise sismique

Tab. A.1: Résultat de la relocalisation relative et absolue des séismes de référence des multiplets (abr. M) appartenant à la crise, en coordonnées kilométriques UTM. Le résultat de la relocalisation du séisme d'Agios Ioanis (abr. AI) est également donné. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les hypocentres calculées par HypoDD.

M	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	590.71	4228.80	7.76	0.0202	0.0280	0.0270
2	591.38	4227.55	6.01	0.0145	0.0273	0.0259
3	593.10	4227.64	6.36	0.0159	0.0181	0.0192
4	590.36	4228.07	6.90	0.0144	0.0195	0.0117
5	591.76	4227.23	5.56	0.0098	0.0152	0.0159
6	590.91	4228.04	6.90	0.0114	0.0156	0.0089
7	590.67	4228.34	7.22	0.0098	0.0140	0.0102
8	592.26	4227.02	5.73	0.0084	0.0218	0.0227
9	593.06	4227.18	4.86	0.0074	0.0127	0.0124
10	590.72	4229.10	7.49	0.0164	0.0122	0.0124
11	592.78	4227.62	5.67	0.0071	0.0117	0.0145
13	589.86	4228.77	8.04	0.0114	0.0159	0.0114
14	592.28	4227.75	5.90	0.0086	0.0129	0.0135
15	593.38	4229.30	6.71	0.0126	0.0133	0.0164
16	591.41	4227.69	5.97	0.0093	0.0189	0.0163
17	593.35	4228.79	6.27	0.0096	0.0198	0.0020
18	589.22	4228.61	8.38	0.0128	0.0179	0.0164
20	593.21	4227.73	6.07	0.0105	0.0240	0.0210
21	590.27	4228.17	7.12	0.0099	0.0143	0.0082
22	591.80	4227.14	5.57	0.0091	0.0137	0.0144
23	592.88	4228.55	6.01	0.0166	0.0434	0.0348
25	593.27	4228.61	4.73	0.0107	0.0230	0.0390
26	592.98	4227.45	5.40	0.0088	0.0235	0.0232
30	591.58	4227.03	5.94	0.0117	0.0155	0.0145
34	590.53	4227.16	8.96	0.0198	0.0210	0.0167
44	593.24	4227.46	5.78	0.0092	0.0212	0.0216
45	589.69	4228.65	5.12	0.0114	0.0178	0.0218
AI	590.62	4227.46	6.73	0.0112	0.0173	0.0136

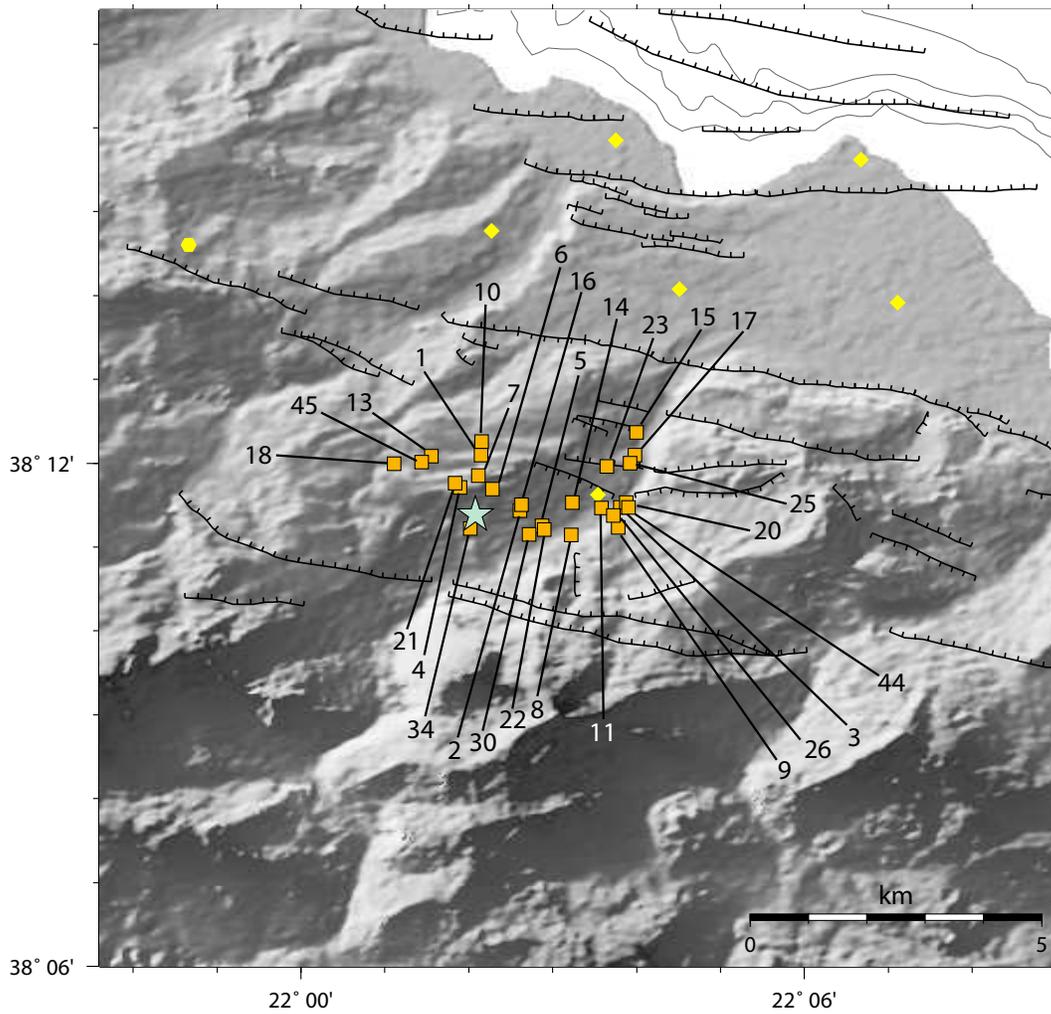
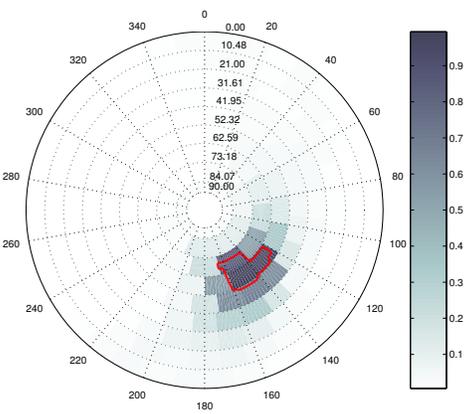
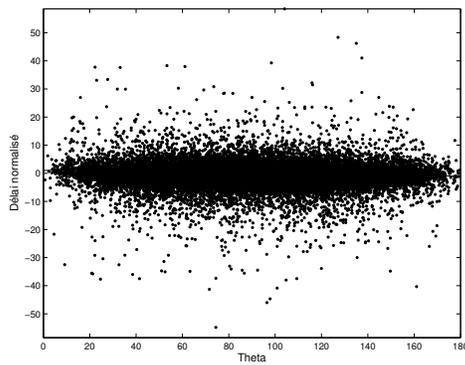
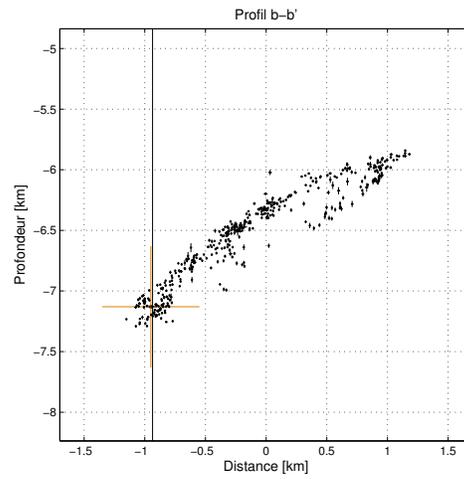
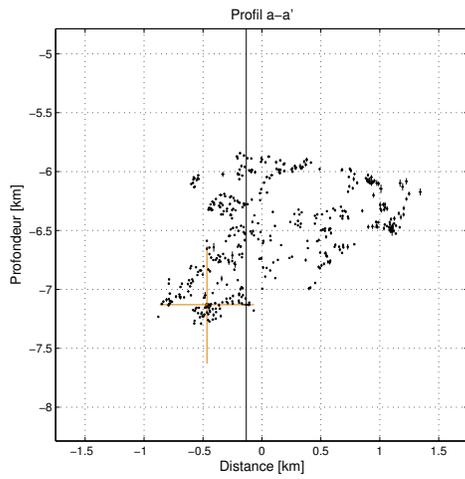
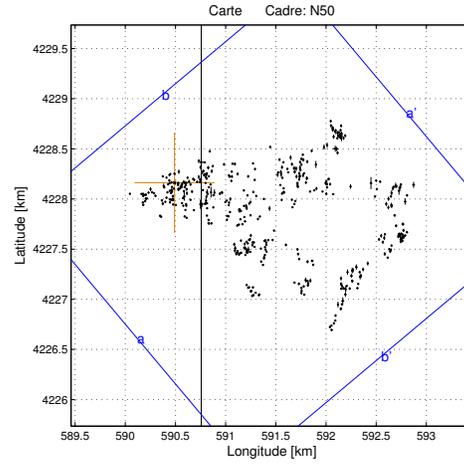
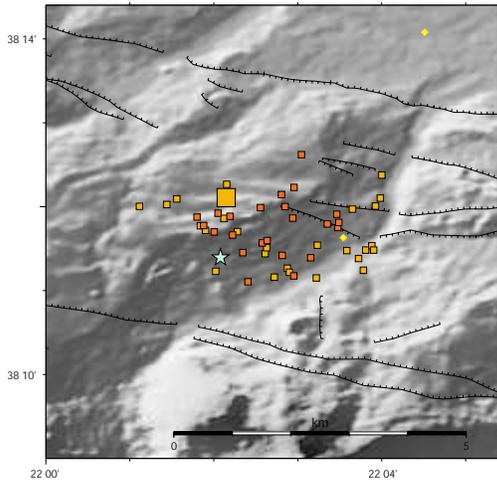


Fig. A.1: Epicentres des séismes de référence des multiplets appartenant à la crise sismique. Les épicentres sont représentés par les carrés orange clair et les stations par les symboles jaunes.

Multiplet 1



Tab. A.2: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 1. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-16.48.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-08.34.41	-51.71	-0.40	-90.84	3.54	6.55	4.87
3	2001.04.08-12.11.26	-0.63	-4.80	-67.79	3.63	3.73	3.75
4	2001.04.08-16.14.39	-21.11	-71.80	-54.95	3.94	5.99	6.63
5	2001.04.08-20.54.29	56.84	-37.50	-11.58	3.45	5.30	4.75
6	2001.04.11-11.31.49	52.55	-38.40	11.37	3.71	5.26	5.04
7	2001.04.13-01.27.39	28.33	-6.40	-54.91	3.32	4.71	4.38
8	2001.04.13-01.28.01	29.30	-49.70	-25.62	4.53	6.85	5.67
9	2001.04.13-19.45.58	270.36	54.70	105.02	3.51	5.15	5.27
10	2001.04.13-19.51.08	-63.13	-77.90	-32.12	3.61	5.80	4.03
11	2001.04.13-19.54.40	76.68	-29.80	107.60	3.65	6.70	5.01
12	2001.04.14-00.20.25	317.65	93.50	91.10	4.52	6.33	4.63
13	2001.04.14-10.44.42	35.60	-5.90	-42.24	3.41	4.51	4.05
14	2001.04.14-23.22.01	194.41	34.50	33.72	3.93	5.45	6.31
15	2001.04.15-12.40.39	108.82	88.40	49.77	3.72	6.19	5.60
16	2001.04.17-12.13.27	-86.91	52.70	-92.55	3.37	6.09	4.69
17	2001.04.17-12.13.47	-49.24	83.60	-136.07	5.16	5.44	5.19
18	2001.04.17-12.55.52	-77.73	77.50	-137.25	3.83	5.80	5.45
19	2001.04.17-21.18.19	-31.95	-105.50	-20.76	3.34	4.99	5.34
20	2001.04.17-21.50.32	-84.07	-18.10	-101.47	7.07	6.39	7.05
21	2001.04.18-04.53.44	235.68	33.00	17.96	3.62	5.47	4.73
22	2001.04.19-20.38.46	88.84	-5.60	-37.50	4.90	7.00	4.91
23	2001.04.20-00.28.08	220.58	-7.80	14.37	4.90	7.83	5.26
24	2001.04.20-01.18.54	87.18	-69.40	8.75	4.11	9.21	4.64
25	2001.04.20-01.31.45	258.58	88.50	40.96	4.03	11.75	5.13
26	2001.04.20-09.40.14	162.95	-114.60	-95.50	3.52	12.66	7.40
27	2001.04.20-17.21.21	-134.75	-112.10	-143.09	4.93	9.60	5.48
28	2001.04.20-17.23.08	-115.87	-63.10	-153.24	4.04	9.15	6.44
29	2001.04.20-21.16.15	9.59	-23.80	-72.54	3.81	5.31	4.82
30	2001.04.21-01.14.58	110.05	17.40	-20.16	3.93	11.32	5.58
31	2001.04.21-23.44.00	239.84	-16.80	92.93	4.16	9.37	6.78
32	2001.04.22-07.58.57	307.05	89.30	106.80	3.75	9.06	5.33
33	2001.04.22-08.49.53	47.58	-122.30	-15.88	4.23	8.68	5.43
34	2001.04.22-08.50.40	-14.23	-88.70	-14.95	3.37	9.92	5.33
35	2001.04.24-00.21.51	140.09	-52.30	-85.40	5.20	9.79	5.94
36	2001.04.24-15.11.06	270.86	97.90	41.18	4.05	11.92	4.81
37	2001.04.26-02.47.47	290.91	19.90	29.33	3.69	9.13	6.84
38	2001.04.26-11.20.25	379.28	-269.50	234.16	13.00	32.28	19.67
39	2001.04.27-01.04.52	125.30	-111.80	25.60	4.22	12.37	8.11
40	2001.04.28-12.29.25	-30.96	-107.70	-57.91	4.56	8.30	6.58
41	2001.05.02-06.56.05	359.70	95.40	20.94	4.31	10.55	5.68
42	2001.05.17-17.37.42	326.05	135.60	4.04	7.28	10.42	7.54

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
43	2001.03.29-01.15.09	793.22	-77.10	555.86	3.63	4.48	5.21
44	2001.03.29-00.36.02	1173.10	-659.90	957.96	7.04	7.20	7.65
45	2001.03.29-01.00.05	825.90	-117.10	590.22	3.40	8.12	8.66
46	2001.03.29-03.46.34	1128.88	-498.70	917.56	4.32	6.02	7.04
47	2001.03.29-07.35.45	764.41	-1064.20	1113.14	4.79	4.55	7.19
48	2001.03.29-08.05.49	1197.58	-630.70	984.76	5.79	5.91	5.84
49	2001.03.29-14.02.51	136.64	-357.30	333.12	4.14	7.01	7.05
50	2001.03.29-14.36.18	89.81	-336.10	318.60	3.81	6.51	5.42
51	2001.03.29-14.41.04	98.45	-223.20	306.93	3.06	4.88	5.19
52	2001.03.29-16.00.21	-173.19	-326.00	165.56	4.35	6.24	7.47
53	2001.03.29-16.00.51	-148.87	-322.20	194.51	3.62	5.99	6.64
54	2001.03.29-18.44.19	779.32	-654.20	790.60	5.23	5.88	6.32
55	2001.03.29-18.49.46	744.30	-699.10	884.48	4.26	4.44	3.84
56	2001.03.29-22.24.33	276.21	-408.50	421.26	3.68	5.39	5.95
57	2001.03.30-00.16.00	270.71	-365.70	419.33	4.65	5.65	5.31
58	2001.03.30-00.35.01	584.32	-284.00	597.25	6.14	4.35	6.25
59	2001.03.30-01.15.40	792.66	-330.80	621.36	6.07	6.90	4.75
60	2001.03.30-01.29.27	815.77	-315.20	712.34	6.65	6.47	5.36
61	2001.03.30-01.39.35	651.72	-260.80	613.05	5.18	6.01	6.31
62	2001.03.30-01.40.04	692.39	-383.80	680.20	4.53	5.93	5.37
63	2001.03.30-02.44.50	969.85	-461.70	890.32	5.78	5.78	5.76
64	2001.03.30-05.26.08	1403.34	-1007.00	1146.33	5.69	8.41	6.40
65	2001.03.30-07.58.00	1387.82	-841.80	1084.19	6.21	6.85	4.71
66	2001.03.30-08.24.44	904.44	-595.90	869.76	5.02	5.88	4.14
67	2001.03.30-10.33.33	1330.20	-599.60	1008.14	6.32	7.40	8.01
68	2001.03.30-12.22.32	-328.87	-221.10	27.24	9.68	6.84	7.88
69	2001.03.30-12.32.53	-314.77	-199.50	32.96	7.98	5.48	6.50
70	2001.03.30-13.27.35	-236.96	-104.20	77.28	6.34	5.63	5.60
71	2001.03.30-13.28.12	-296.71	-154.20	87.63	6.29	6.75	6.23
72	2001.03.30-13.55.42	-303.15	-116.80	37.92	5.76	4.90	5.76
73	2001.03.30-13.57.30	-234.88	-94.40	84.40	5.85	6.08	6.49
74	2001.03.30-14.07.32	-69.82	-158.80	147.75	4.99	6.24	5.84
75	2001.03.30-14.11.55	22.46	-217.40	215.34	5.58	6.05	5.62
76	2001.03.30-14.28.06	-178.05	-132.00	88.49	6.05	5.67	6.62
77	2001.03.30-15.30.01	-387.22	-112.20	-26.61	8.47	6.90	6.73
78	2001.03.30-15.43.01	-47.89	-278.50	260.92	3.75	5.71	5.39
79	2001.03.30-16.04.47	1100.28	-643.10	948.18	6.35	7.20	6.58
80	2001.03.30-16.08.54	1415.20	-663.10	1029.03	5.47	9.43	7.04
81	2001.03.30-16.55.44	117.64	-209.60	283.17	5.02	6.03	5.57
82	2001.03.30-17.01.52	1385.83	-795.80	1099.20	7.54	6.07	6.32
83	2001.03.30-18.44.31	86.91	-222.00	263.02	5.73	5.33	6.07
84	2001.03.30-19.22.07	1042.77	-45.30	668.43	5.37	4.96	5.61
85	2001.03.30-21.21.47	666.36	-407.40	645.28	4.45	4.81	7.06
86	2001.03.30-21.36.29	542.96	-345.50	591.34	5.63	5.35	5.71

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
87	2001.03.30-22.09.47	1206.63	-667.60	964.72	4.88	7.97	6.50
88	2001.03.31-01.45.10	1039.75	-489.30	965.21	3.61	5.44	5.28
89	2001.03.31-01.55.27	1173.57	-610.80	975.69	5.70	8.60	6.11
90	2001.03.31-01.59.50	1181.49	-226.60	828.22	2.66	7.05	4.46
91	2001.03.31-02.13.48	1173.07	-244.10	779.39	4.44	6.15	6.50
92	2001.03.31-02.22.57	1081.27	-94.50	677.96	3.70	5.97	6.07
93	2001.03.31-02.25.29	882.34	-764.50	944.57	4.63	7.91	5.09
94	2001.03.31-02.58.59	193.37	-275.20	334.20	4.54	6.83	5.14
95	2001.03.31-03.28.18	1224.88	-730.50	1048.45	6.71	7.19	6.26
96	2001.03.31-03.50.58	1056.52	-180.70	717.10	2.93	6.11	4.93
97	2001.03.31-04.51.13	-467.81	-121.50	-118.59	5.54	5.51	7.61
98	2001.03.31-04.51.41	-321.37	-114.50	2.23	4.43	5.74	5.18
99	2001.03.31-04.57.44	-285.92	-162.30	56.72	2.84	5.35	6.08
100	2001.03.31-05.17.35	-49.48	-195.30	171.68	3.80	5.14	5.27
101	2001.03.31-05.29.41	-22.85	-168.20	221.80	3.55	6.41	5.31
102	2001.03.31-05.30.07	0.45	-192.70	200.11	4.84	5.13	4.16
103	2001.03.31-05.38.44	916.13	-703.80	890.64	4.27	4.68	5.58
104	2001.03.31-08.22.46	1143.06	-658.40	904.80	8.46	7.58	6.15
105	2001.03.31-08.24.56	979.10	-491.10	894.59	3.74	6.69	4.80
106	2001.03.31-08.39.11	1195.72	-1082.70	1136.84	4.84	7.69	6.11
107	2001.03.31-09.05.26	-51.46	-179.20	215.30	3.54	6.24	5.23
108	2001.03.31-09.48.18	931.71	-715.20	926.29	4.71	5.88	4.67
109	2001.03.31-10.10.45	273.24	-213.80	396.58	2.92	4.78	5.17
110	2001.03.31-10.32.52	295.45	-10.00	316.72	5.06	4.10	3.61
111	2001.03.31-10.34.33	342.70	-103.60	382.09	4.18	7.37	9.49
112	2001.03.31-13.27.10	768.99	-532.40	793.75	5.18	5.13	4.13
113	2001.03.31-14.12.33	1597.37	-327.40	896.02	3.97	5.35	5.97
114	2001.03.31-15.32.53	1310.01	-1013.80	1126.93	6.78	7.48	8.00
115	2001.03.31-16.06.16	1422.99	-854.60	1093.97	6.27	5.33	4.82
116	2001.03.31-16.09.35	1284.67	-1122.40	1134.62	5.11	5.75	5.91
117	2001.03.31-16.15.14	521.21	-337.60	592.28	3.75	4.85	5.17
118	2001.03.31-17.35.10	639.62	-274.10	618.01	3.40	6.03	4.88
119	2001.03.31-17.40.43	580.42	-308.90	582.53	3.37	4.91	5.77
120	2001.03.31-19.11.31	354.79	-201.00	372.22	5.95	6.14	6.15
121	2001.03.31-19.19.02	262.87	-331.10	403.15	6.41	7.07	3.79
122	2001.03.31-19.24.41	806.92	-352.10	768.35	3.52	5.35	6.12
123	2001.03.31-19.37.46	309.20	-250.30	402.72	3.60	4.90	5.65
124	2001.03.31-20.37.12	-52.74	-159.80	160.60	5.10	5.44	6.17
125	2001.03.31-20.42.31	-103.79	-142.00	114.79	4.63	4.88	5.00
126	2001.03.31-21.06.22	1699.64	-1044.80	1179.05	6.05	5.58	6.32
127	2001.03.31-21.29.37	715.67	-624.00	808.00	3.80	5.40	5.24
128	2001.03.31-23.15.34	1122.70	-567.60	998.02	7.34	7.55	6.50
129	2001.03.31-23.31.43	1219.50	-692.10	963.10	5.36	7.87	5.43
130	2001.04.01-01.19.41	875.86	-843.50	971.55	3.31	7.02	5.22

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
131	2001.04.01-01.47.02	664.77	-413.30	664.25	4.76	6.22	7.36
132	2001.04.01-02.48.28	322.50	-269.20	405.89	4.96	6.09	6.06
133	2001.04.01-02.52.43	777.16	-1134.80	1059.92	4.93	7.63	5.95
134	2001.04.01-03.02.11	391.85	-243.60	434.94	3.48	7.73	5.32
135	2001.04.01-03.15.50	334.12	-53.40	363.81	3.63	5.60	6.47
136	2001.04.01-03.38.14	1159.71	-176.40	768.71	3.39	4.74	5.46
137	2001.04.01-03.47.19	700.48	-205.80	619.69	3.07	6.17	4.66
138	2001.04.01-04.02.16	524.97	-340.90	590.80	5.01	5.75	5.35
139	2001.04.01-04.30.32	1334.94	-97.70	785.26	3.84	5.82	3.89
140	2001.04.01-06.32.55	762.69	-1131.90	1055.75	4.78	8.14	7.51
141	2001.04.01-07.26.40	1678.82	-941.80	1136.25	6.01	6.93	6.66
142	2001.04.01-07.34.16	732.05	-1124.90	1000.37	3.81	7.15	7.47
143	2001.04.01-07.38.10	650.18	-691.10	795.57	6.48	8.61	8.25
144	2001.04.01-09.08.25	1198.41	-188.10	787.11	3.79	4.68	4.85
145	2001.04.01-10.41.49	1643.91	-1091.40	1177.38	6.51	7.78	5.83
146	2001.04.01-11.08.46	298.56	-199.50	398.05	4.02	5.30	4.60
147	2001.04.01-12.35.30	-293.16	-180.70	0.14	4.21	5.48	8.99
148	2001.04.01-12.46.51	-53.11	-298.20	219.99	4.28	5.88	6.94
149	2001.04.01-12.47.35	-306.85	-123.50	0.45	5.54	5.95	6.19
150	2001.04.01-12.50.36	39.97	-246.90	266.53	3.89	4.97	4.86
151	2001.04.01-12.55.12	696.44	-344.40	682.25	2.58	5.09	5.13
152	2001.04.01-13.23.15	880.36	-597.50	874.45	4.88	5.92	5.12
153	2001.04.01-14.02.30	742.13	-212.90	569.36	3.22	5.47	6.95
154	2001.04.01-19.14.23	1753.66	-1001.40	1140.88	4.15	5.74	5.67
155	2001.04.01-21.14.08	1085.57	-50.80	691.90	3.80	4.96	6.68
156	2001.04.01-21.46.54	773.91	38.70	524.91	3.43	5.39	5.40
157	2001.04.02-00.14.38	519.66	-185.70	497.18	3.92	4.34	4.58
158	2001.04.02-00.15.45	515.92	-223.00	516.64	3.83	4.77	5.43
159	2001.04.02-00.16.57	282.34	-311.40	433.14	2.77	6.61	6.02
160	2001.04.02-01.28.46	700.99	-713.20	849.98	5.34	5.07	5.59
161	2001.04.02-02.43.58	514.36	-184.30	511.03	2.99	5.38	4.46
162	2001.04.02-02.48.25	661.11	-271.60	629.93	3.04	5.21	6.71
163	2001.04.02-02.53.08	1695.83	-755.20	1100.69	6.12	8.19	8.67
164	2001.04.02-02.54.43	467.16	-100.30	429.36	3.87	5.59	4.45
165	2001.04.02-02.57.20	716.48	-131.90	520.27	2.76	6.37	5.99
166	2001.04.02-03.01.07	738.95	-255.20	637.33	3.69	6.76	6.08
167	2001.04.02-03.04.16	1757.77	-796.50	1110.39	3.82	6.49	5.75
168	2001.04.02-03.18.33	702.92	-468.00	777.98	4.57	4.96	5.66
169	2001.04.02-04.47.13	1567.01	-1424.80	1272.02	6.12	7.73	8.14
170	2001.04.02-05.06.58	1754.51	-1061.00	1219.46	4.03	4.79	6.29
171	2001.04.02-05.16.36	1601.00	-1351.00	1228.62	4.89	7.47	7.13
172	2001.04.02-05.24.24	1821.55	-893.00	1128.81	5.29	5.59	9.48
173	2001.04.02-05.47.51	1621.55	-1381.90	1237.24	4.32	7.74	8.34
174	2001.04.02-06.03.47	1050.98	-23.80	673.84	3.15	5.93	5.64

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
175	2001.04.02-06.28.56	247.24	-223.70	388.29	4.19	5.02	4.49
176	2001.04.02-06.39.53	889.19	-747.40	938.53	5.08	5.83	4.47
177	2001.04.02-06.41.32	159.39	-173.70	303.87	4.08	5.45	7.05
178	2001.04.02-06.43.09	50.09	-169.70	284.31	4.68	5.69	6.09
179	2001.04.02-11.15.38	-292.96	-159.60	39.25	3.76	5.76	5.12
180	2001.04.02-11.39.50	653.82	-369.70	628.87	3.69	6.27	5.38
181	2001.04.02-16.49.00	1366.08	-68.30	805.09	3.74	4.08	4.89
182	2001.04.02-16.52.40	996.30	-64.20	543.71	3.41	5.72	4.68
183	2001.04.02-18.03.15	-226.82	87.10	-210.97	7.54	9.50	10.21
184	2001.04.02-19.02.20	1075.29	-105.10	714.24	3.29	6.33	6.41
185	2001.04.02-19.17.33	-248.86	37.30	-210.18	6.65	6.58	6.78
186	2001.04.02-19.34.09	1235.20	-1031.10	1089.86	5.96	7.63	6.61
187	2001.04.02-19.49.07	891.07	-159.00	677.91	5.21	6.92	5.75
188	2001.04.02-20.46.58	373.95	-137.10	385.90	3.69	7.27	7.80
189	2001.04.02-20.48.11	330.81	-129.40	407.54	3.40	5.66	7.11
190	2001.04.02-21.10.05	747.49	-203.10	618.30	3.20	5.62	4.76
191	2001.04.02-21.17.19	1203.51	-20.00	755.54	3.81	5.94	5.82
192	2001.04.02-21.20.52	42.93	-401.50	264.29	5.50	5.41	8.76
193	2001.04.02-21.22.37	69.63	-207.00	282.22	4.07	5.07	4.52
194	2001.04.02-21.31.39	-139.24	-344.80	223.34	3.91	5.64	4.58
195	2001.04.02-21.33.15	-133.38	-177.50	171.92	3.92	5.09	5.18
196	2001.04.02-23.11.31	1821.16	-1041.30	1161.48	4.66	6.76	7.74
197	2001.04.02-23.14.28	1680.67	-1259.00	1247.03	4.77	7.53	7.94
198	2001.04.03-00.32.03	333.25	-374.40	443.91	4.59	4.07	5.30
199	2001.04.03-00.37.26	1589.41	-1106.00	1150.89	5.28	5.56	9.10
200	2001.04.03-03.00.45	1733.82	-1082.70	1181.65	4.29	6.39	5.37
201	2001.04.03-04.23.07	-263.62	72.80	-177.83	4.89	7.70	6.06
202	2001.04.03-04.35.37	889.26	-680.30	899.55	4.92	5.28	5.86
203	2001.04.03-07.13.20	1713.12	-1125.60	1217.17	4.72	6.30	7.19
204	2001.04.03-12.09.43	1528.23	-1466.70	1269.35	5.27	7.24	5.91
205	2001.04.03-15.07.17	1456.23	-95.20	829.11	4.20	5.55	5.77
206	2001.04.03-20.11.38	1208.58	-752.90	1061.86	5.59	7.43	6.15
207	2001.04.03-21.09.58	1511.10	-12.50	810.94	3.23	6.58	5.76
208	2001.04.03-21.30.29	780.56	-1096.90	1016.38	6.86	7.29	7.59
209	2001.04.04-03.00.54	1378.72	-1045.10	1159.25	5.69	6.98	8.98
210	2001.04.04-11.42.27	-281.82	-128.10	50.10	5.50	6.94	6.41
211	2001.04.04-11.43.59	-95.64	-80.20	50.09	3.47	4.42	4.80
212	2001.04.04-21.24.48	825.92	-1136.70	1079.49	3.87	7.34	5.16
213	2001.04.04-21.49.53	862.78	-861.80	994.92	4.39	5.06	5.19
214	2001.04.04-23.54.26	1650.20	-1025.40	1127.32	6.31	6.87	7.98
215	2001.04.05-01.36.59	908.77	-584.60	887.31	3.96	4.96	3.94
216	2001.04.05-05.39.46	596.08	-1060.70	1007.27	4.21	5.95	5.10
217	2001.04.05-07.39.02	751.68	-1107.10	1074.78	4.12	6.59	6.41
218	2001.04.05-10.20.08	662.42	-726.00	876.40	4.46	6.59	6.12

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
219	2001.04.05-13.17.26	1009.93	-237.70	795.37	3.51	5.81	8.02
220	2001.04.05-16.39.28	303.02	-211.70	435.61	3.85	6.60	5.71
221	2001.04.05-17.01.48	634.95	-271.40	620.24	6.75	7.70	5.65
222	2001.04.05-17.06.50	687.72	-232.10	607.44	3.32	5.34	5.87
223	2001.04.05-17.16.52	290.90	-201.70	374.34	3.47	4.91	5.74
224	2001.04.05-18.30.22	1263.65	-1135.30	1100.62	6.68	5.70	5.45
225	2001.04.06-03.10.41	1061.01	87.00	598.90	3.88	4.54	5.03
226	2001.04.06-07.56.43	1719.41	-996.90	1143.23	4.60	5.01	5.44
227	2001.04.06-18.48.24	1250.22	-803.10	989.77	4.86	5.60	4.61
228	2001.04.06-22.32.15	611.29	-720.90	829.86	4.11	6.60	5.43
229	2001.04.07-06.17.19	748.08	-573.70	743.61	5.06	7.55	5.93
230	2001.04.07-20.18.12	724.87	-1055.00	1017.90	5.07	6.39	5.56
231	2001.04.08-06.19.53	1527.74	34.00	789.11	3.91	6.34	3.69
232	2001.04.08-06.27.48	1313.54	-1045.00	1130.69	6.10	7.86	8.56
233	2001.04.08-06.43.40	2006.76	-444.00	1106.48	3.62	12.11	9.10
234	2001.04.08-07.10.52	-37.98	-208.90	222.32	3.83	6.06	7.15
235	2001.04.08-07.51.19	752.10	-1052.80	1090.68	5.03	5.95	6.44
236	2001.04.08-08.07.11	771.88	-568.00	769.84	3.31	5.56	7.04
237	2001.04.08-08.21.58	347.33	-333.90	493.33	4.49	7.19	5.98
238	2001.04.08-08.38.52	2029.20	-17.50	775.08	4.20	6.31	12.61
239	2001.04.08-08.45.34	274.81	-73.20	198.47	3.23	5.58	3.59
240	2001.04.08-09.16.22	1242.25	-1106.20	1130.52	5.01	6.82	5.14
241	2001.04.08-10.28.58	2169.51	-229.40	873.28	4.01	6.10	9.56
242	2001.04.08-10.32.47	2007.29	-444.10	1004.33	3.23	6.50	6.67
243	2001.04.08-10.39.36	1670.84	-1261.10	1219.31	4.59	5.23	5.11
244	2001.04.08-10.48.59	1230.88	73.90	631.09	3.67	5.13	4.34
245	2001.04.08-10.51.22	1912.06	90.30	577.27	3.34	6.64	6.30
246	2001.04.08-10.56.00	513.61	-377.90	554.00	4.42	6.94	6.33
247	2001.04.08-10.56.53	-81.26	-88.30	-7.58	3.52	4.42	5.03
248	2001.04.08-11.01.30	357.91	-409.90	504.24	5.27	4.04	4.67
249	2001.04.08-11.05.38	799.08	-1124.60	1045.00	6.01	6.82	7.08
250	2001.04.08-11.40.04	966.69	-691.60	963.00	4.41	8.39	6.86
251	2001.04.08-12.35.18	2133.67	-718.30	1114.26	5.15	6.27	8.86
252	2001.04.08-12.59.19	790.08	-609.50	832.37	3.53	5.90	6.16
253	2001.04.08-15.00.51	1987.67	195.90	573.75	8.56	6.46	15.93
254	2001.04.08-15.06.12	2221.86	-537.10	1108.04	4.35	5.96	6.60
255	2001.04.08-15.34.05	2157.41	-677.30	1175.95	4.66	5.42	7.06
256	2001.04.08-15.50.56	635.64	-592.30	786.05	4.13	7.18	6.17
257	2001.04.08-16.35.34	37.55	-56.50	-21.69	4.53	5.22	6.06
258	2001.04.08-17.14.43	600.03	-1009.60	1017.51	5.70	7.12	5.74
259	2001.04.08-19.52.44	-222.49	15.30	-172.26	5.52	7.49	6.10
260	2001.04.08-19.58.14	752.12	-706.90	860.22	3.28	6.30	4.36
261	2001.04.08-20.29.10	868.73	-759.20	934.63	4.31	7.44	7.11
262	2001.04.08-20.41.30	1303.89	57.60	679.16	3.75	5.08	5.38

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
263	2001.04.08-22.39.32	2205.00	-52.10	857.35	3.63	8.16	11.43
264	2001.04.08-23.02.25	2153.71	-45.90	799.16	4.29	5.57	8.23
265	2001.04.08-23.31.11	835.28	-1131.70	1098.42	4.53	5.66	6.78
266	2001.04.08-23.40.24	1654.91	-1244.50	1182.93	5.16	6.53	8.93
267	2001.04.09-00.06.09	1843.92	-939.80	1157.84	6.11	6.32	6.47
268	2001.04.09-00.06.44	2143.86	-256.50	838.11	4.28	4.52	9.73
269	2001.04.09-00.10.34	1650.83	-1233.00	1223.94	4.16	6.69	6.96
270	2001.04.09-00.12.23	2108.88	-780.30	1162.17	4.77	6.63	8.00
271	2001.04.09-00.41.26	2182.25	-440.40	998.22	5.37	7.06	12.73
272	2001.04.09-01.14.19	1233.66	235.00	534.33	5.43	7.06	7.29
273	2001.04.09-01.18.57	1988.39	14.30	723.40	3.26	6.27	8.42
274	2001.04.09-01.21.25	2111.67	143.30	803.61	3.98	7.84	13.89
275	2001.04.09-01.24.06	2121.40	224.40	712.28	4.41	8.62	11.96
276	2001.04.09-01.26.02	2232.28	-47.50	986.26	7.42	10.98	12.38
277	2001.04.09-01.31.04	1161.46	159.00	506.92	6.11	10.31	11.15
278	2001.04.09-01.39.42	605.63	-696.90	817.46	6.30	6.89	7.02
279	2001.04.09-02.55.25	806.63	-781.20	902.93	4.29	5.35	4.73
280	2001.04.09-02.58.03	892.80	-679.80	922.11	7.55	5.16	5.52
281	2001.04.09-03.02.31	351.36	-457.90	474.42	5.93	5.85	8.05
282	2001.04.09-03.06.22	767.25	214.20	451.65	5.77	4.72	5.66
283	2001.04.09-05.43.17	-63.26	-231.60	172.84	13.92	7.12	4.75
284	2001.04.09-11.37.13	1563.80	-1426.60	1225.22	5.74	7.55	6.89
285	2001.04.09-14.07.52	1369.29	-811.40	1102.46	8.74	6.82	5.63
286	2001.04.09-18.57.58	761.64	-1184.20	1087.05	5.55	5.99	6.89
287	2001.04.09-21.25.45	680.21	-742.30	904.58	6.43	6.52	6.25
288	2001.04.09-23.35.36	1478.84	-44.80	755.92	5.19	6.06	5.99
289	2001.04.10-02.10.37	359.25	-398.60	555.60	4.09	7.35	5.33
290	2001.04.10-08.53.00	734.38	-591.40	830.50	3.23	6.15	5.51
291	2001.04.10-09.02.22	552.37	123.60	324.89	3.98	5.74	6.39
292	2001.04.10-09.31.25	1498.60	11.30	800.43	2.91	6.15	5.04
293	2001.04.10-10.10.00	105.44	-260.40	328.48	5.59	6.08	5.93
294	2001.04.10-17.05.59	1836.38	-430.00	956.25	4.87	5.24	5.69
295	2001.04.10-18.25.50	1659.35	-1058.90	1165.93	3.71	7.34	5.63
296	2001.04.10-18.46.27	874.14	-791.90	938.64	5.44	4.87	4.54
297	2001.04.10-19.06.30	814.54	-1130.80	1085.06	4.78	5.85	5.50
298	2001.04.10-19.08.47	716.90	-697.30	883.02	4.57	3.99	5.20
299	2001.04.10-19.10.21	622.34	-710.00	833.97	8.28	7.64	5.25
300	2001.04.10-20.30.16	742.48	-1031.30	1083.61	5.68	7.07	5.32
301	2001.04.10-21.09.26	617.61	-437.20	652.21	3.36	4.32	6.90
302	2001.04.10-22.06.08	622.45	-296.10	627.58	4.67	7.29	4.85
303	2001.04.11-00.17.56	1750.70	-990.30	1129.53	4.83	7.19	8.62
304	2001.04.11-00.21.58	297.36	-349.00	391.32	4.10	4.44	4.50
305	2001.04.11-00.24.03	1512.34	32.90	756.10	3.23	4.73	4.63
306	2001.04.11-06.06.21	1253.65	93.80	664.23	3.15	4.43	4.73

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
307	2001.04.11-06.20.58	2066.47	-578.50	1020.07	3.73	11.56	10.51
308	2001.04.11-06.22.59	2120.26	-136.10	823.69	3.92	5.81	8.49
309	2001.04.11-06.38.23	2144.74	-650.70	1154.01	4.73	8.62	7.12
310	2001.04.11-06.55.59	1836.56	140.00	592.30	4.17	7.29	17.53
311	2001.04.11-07.22.31	2288.27	-136.70	942.67	4.97	6.72	7.84
312	2001.04.11-07.45.16	2264.20	-545.60	1125.44	8.14	8.54	7.64
313	2001.04.11-08.12.40	359.29	-405.50	491.12	5.00	5.67	6.03
314	2001.04.11-10.20.24	641.65	-1095.40	1024.26	6.14	5.46	5.44
315	2001.04.11-10.29.18	2120.13	221.70	709.24	3.93	8.40	18.63
316	2001.04.11-11.41.57	737.58	207.40	467.33	3.92	5.74	4.79
317	2001.04.11-12.24.28	1292.49	215.10	624.29	5.24	6.83	4.60
318	2001.04.11-12.28.25	1210.99	166.10	654.59	6.14	9.17	10.67
319	2001.04.11-12.33.35	1395.60	183.60	601.23	4.56	6.40	5.61
320	2001.04.11-18.43.14	232.29	1.60	69.54	3.55	8.79	5.82
321	2001.04.11-19.46.18	1281.25	-1068.20	1153.49	4.57	6.60	6.90
322	2001.04.11-21.32.27	1239.15	194.90	521.98	5.47	6.43	4.92
323	2001.04.11-22.17.59	646.73	-714.90	888.13	6.53	7.27	6.83
324	2001.04.11-22.21.13	717.74	-706.50	836.39	3.82	5.84	4.46
325	2001.04.12-05.02.37	1214.44	-1015.60	1095.75	5.13	6.45	3.89
326	2001.04.12-18.24.06	212.86	-25.50	76.11	4.14	5.57	6.15
327	2001.04.13-00.09.02	166.82	-20.10	51.03	2.72	4.38	4.43
328	2001.04.13-00.13.55	156.51	40.90	49.60	3.02	5.40	7.61
329	2001.04.13-01.14.53	1308.40	-1032.90	1139.64	4.74	7.88	6.78
330	2001.04.13-01.27.02	1248.13	-1089.90	1162.14	5.67	7.49	7.41
331	2001.04.13-01.30.00	1232.83	-742.50	1026.74	5.76	7.70	6.48
332	2001.04.13-01.36.56	-19.24	4.70	-80.99	4.80	5.34	4.70
333	2001.04.13-01.47.44	334.13	62.60	166.97	3.54	5.35	5.16
334	2001.04.13-02.07.58	1733.39	-1253.20	1239.40	8.17	8.72	10.56
335	2001.04.13-02.13.27	1676.78	-1077.10	1125.47	4.63	6.74	7.32
336	2001.04.13-02.24.25	521.24	66.80	409.14	3.12	5.06	5.76
337	2001.04.13-02.26.17	541.28	27.80	412.36	3.49	5.46	6.56
338	2001.04.13-03.38.33	996.07	-592.70	957.35	4.79	6.26	7.92
339	2001.04.13-06.22.16	103.38	-75.20	21.94	6.29	6.06	5.24
340	2001.04.13-07.26.56	1063.95	212.00	458.37	3.87	6.43	4.96
341	2001.04.13-08.00.50	1580.37	-1440.00	1240.07	5.28	6.20	6.28
342	2001.04.13-08.16.28	1397.79	-846.80	1079.40	3.34	5.84	5.48
343	2001.04.13-10.30.29	805.09	-754.40	912.47	4.63	7.22	5.25
344	2001.04.13-15.15.58	295.43	81.30	132.22	3.93	6.01	5.82
345	2001.04.13-17.38.22	1807.90	-1024.90	1156.21	5.13	6.18	5.25
346	2001.04.13-19.25.14	57.73	-153.90	268.30	3.70	5.80	6.24
347	2001.04.13-19.36.17	-91.97	-184.60	93.06	3.85	7.37	6.55
348	2001.04.13-19.43.53	-66.63	-359.80	192.87	4.10	8.24	7.82
349	2001.04.13-23.37.42	745.59	-1095.50	1009.24	4.21	5.96	5.09
350	2001.04.13-23.44.42	636.34	-407.80	654.05	4.77	4.90	5.42

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
351	2001.04.14-00.06.28	796.86	-1115.20	1066.14	4.51	6.42	5.19
352	2001.04.14-01.20.54	768.70	186.60	424.67	4.04	5.45	5.59
353	2001.04.14-02.04.29	912.95	-607.40	867.59	5.64	4.91	4.65
354	2001.04.14-10.47.44	-75.64	-73.50	-30.92	4.99	5.63	7.09
355	2001.04.14-10.48.45	136.32	-30.40	144.58	4.42	5.01	8.31
356	2001.04.14-10.59.55	731.65	-684.90	852.20	4.86	7.09	6.83
357	2001.04.14-11.27.54	-206.06	-104.30	86.77	3.47	6.93	5.33
358	2001.04.14-12.06.48	55.07	-230.70	269.55	3.48	5.13	5.80
359	2001.04.14-16.43.06	851.57	-679.30	911.12	4.88	5.77	4.73
360	2001.04.14-18.41.26	570.74	174.60	365.20	3.88	6.50	5.51
361	2001.04.14-21.24.13	1233.11	302.10	509.93	3.68	5.39	5.77
362	2001.04.14-23.35.11	1274.33	286.70	536.68	3.80	7.90	8.06
363	2001.04.15-00.20.22	1125.44	114.30	547.82	4.09	5.94	6.95
364	2001.04.15-00.24.59	1106.48	154.30	614.54	3.39	5.49	5.22
365	2001.04.15-01.00.19	1217.31	200.80	416.52	5.84	6.61	6.10
366	2001.04.15-03.36.46	274.43	51.90	83.74	4.29	6.69	6.92
367	2001.04.15-04.00.21	721.55	-582.10	779.10	5.21	6.14	5.14
368	2001.04.15-05.28.21	470.93	-586.70	714.42	8.59	6.70	7.27
369	2001.04.15-09.17.10	2307.00	-524.80	1061.00	10.40	9.31	13.54
370	2001.04.15-09.25.12	1721.42	-275.50	875.50	4.29	6.00	9.17
371	2001.04.15-21.21.28	1566.69	-115.10	849.68	4.17	5.67	5.87
372	2001.04.15-22.33.17	2124.08	-682.10	1187.17	4.31	6.36	8.14
373	2001.04.15-22.36.08	2244.60	-493.00	1085.53	10.10	9.99	15.62
374	2001.04.15-22.51.52	2250.44	-560.90	1116.01	6.63	8.77	12.53
375	2001.04.15-23.00.27	2170.39	-350.10	946.60	4.57	7.94	11.24
376	2001.04.16-00.42.44	2106.08	-524.40	1062.93	5.80	8.59	9.49
377	2001.04.16-02.04.18	51.53	-54.70	-18.56	5.12	5.92	6.39
378	2001.04.16-02.25.55	1944.13	104.60	555.71	3.35	7.98	11.25
379	2001.04.16-06.33.40	1654.21	-1052.60	1140.46	5.41	5.11	7.90
380	2001.04.16-06.53.41	1904.68	137.00	636.42	3.62	6.07	7.15
381	2001.04.16-07.54.49	2019.14	-43.70	670.00	3.07	5.89	12.06
382	2001.04.16-07.55.15	2003.46	-134.70	760.18	5.09	6.95	11.40
383	2001.04.16-09.20.53	902.53	-630.60	860.66	3.92	6.18	7.71
384	2001.04.17-00.21.32	1107.44	142.20	557.93	3.27	6.70	7.07
385	2001.04.17-00.41.33	1057.96	44.90	558.86	4.14	5.36	6.55
386	2001.04.17-01.27.50	1231.38	-25.30	771.33	3.70	4.49	6.46
387	2001.04.17-01.28.35	1225.28	7.60	778.13	3.71	4.87	6.08
388	2001.04.17-01.33.44	927.92	170.70	547.07	4.13	4.83	5.58
389	2001.04.17-01.43.57	941.21	197.90	552.49	2.83	7.34	7.65
390	2001.04.17-02.08.30	1164.16	55.20	635.03	3.31	5.32	5.36
391	2001.04.17-08.06.06	1013.29	101.00	488.22	3.59	5.62	5.23
392	2001.04.17-09.57.31	625.59	-722.90	828.77	4.35	5.64	6.78
393	2001.04.17-10.18.59	1553.84	-1498.40	1241.87	4.80	7.28	5.42
394	2001.04.17-12.26.22	-22.04	-37.40	-65.14	4.46	5.11	5.56

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
395	2001.04.17-12.57.11	-69.14	3.50	52.68	5.27	6.48	7.18
396	2001.04.17-15.23.53	639.34	-747.60	886.08	5.40	6.26	4.83
397	2001.04.17-20.07.37	716.12	-703.20	850.68	3.81	6.26	6.15
398	2001.04.17-20.11.05	771.57	-610.30	816.86	3.51	5.61	7.65
399	2001.04.17-20.36.58	-3.77	94.50	-80.30	6.35	8.28	13.56
400	2001.04.17-20.39.34	31.48	102.10	-27.12	5.41	8.12	5.23
401	2001.04.17-20.51.42	-64.67	-164.50	103.32	3.48	5.18	4.50
402	2001.04.17-20.55.05	332.51	-7.60	251.88	3.65	6.01	7.12
403	2001.04.17-21.06.01	536.84	-181.20	502.42	3.34	7.58	5.27
404	2001.04.17-21.06.52	306.65	-324.30	410.95	4.30	7.32	6.13
405	2001.04.17-21.16.18	306.47	161.50	114.71	4.68	6.08	6.98
406	2001.04.17-21.41.56	123.21	9.10	194.78	4.52	5.12	4.17
407	2001.04.17-21.43.24	663.67	-67.80	563.05	3.53	5.84	6.09
408	2001.04.17-21.48.04	-141.00	69.00	-137.49	3.51	5.37	8.27
409	2001.04.17-22.12.46	533.67	66.20	409.20	3.61	6.82	6.32
410	2001.04.17-22.44.22	285.34	141.30	52.54	3.32	5.02	5.84
411	2001.04.17-23.38.28	855.04	-766.70	971.12	6.72	5.43	6.82
412	2001.04.18-00.40.33	59.99	-103.70	47.54	4.36	10.27	6.67
413	2001.04.18-00.48.38	426.81	-11.10	356.03	4.89	15.19	9.58
414	2001.04.18-00.50.06	328.77	-135.90	391.12	4.99	10.32	6.03
415	2001.04.19-18.46.39	1255.88	274.80	455.85	3.63	11.46	7.64
416	2001.04.19-18.53.56	1265.73	155.20	449.90	3.30	9.12	8.07
417	2001.04.19-21.44.38	464.70	-487.30	743.56	8.74	23.87	8.46
418	2001.04.19-22.22.25	160.74	88.50	-173.01	6.72	69.93	57.15
419	2001.04.20-00.03.19	438.26	-119.80	445.54	4.27	7.79	4.59
420	2001.04.20-01.32.27	246.67	-43.50	52.67	5.15	15.30	8.40
421	2001.04.20-10.09.06	572.32	-165.20	584.22	4.28	12.26	7.41
422	2001.04.20-17.32.41	-46.74	-116.80	-53.86	4.84	10.92	7.39
423	2001.04.20-17.33.11	-249.80	-65.70	78.95	5.10	14.35	7.15
424	2001.04.20-18.28.07	934.42	148.60	412.52	3.93	8.06	6.16
425	2001.04.20-19.39.16	716.49	68.60	398.51	3.21	8.30	4.59
426	2001.04.20-23.09.03	713.81	-652.90	805.05	5.33	11.70	5.44
427	2001.04.20-23.56.40	1289.53	264.90	474.66	5.22	7.91	4.92
428	2001.04.21-00.09.20	722.41	-212.10	699.82	4.88	8.41	6.62
429	2001.04.21-00.16.14	1715.89	-1125.40	1238.60	5.18	12.10	7.70
430	2001.04.21-00.39.04	1662.12	-1169.60	1247.85	5.36	13.37	6.32
431	2001.04.21-01.43.52	1357.73	267.80	541.63	5.69	8.38	6.22
432	2001.04.21-01.45.06	1293.63	122.70	636.30	9.35	26.00	21.77
433	2001.04.21-02.05.28	1374.54	336.90	546.09	4.11	8.22	4.90
434	2001.04.21-06.14.32	1910.87	-906.70	1176.39	6.11	11.04	7.50
435	2001.04.21-08.32.10	1320.42	58.60	663.45	4.34	12.15	6.82
436	2001.04.21-21.22.13	1384.29	248.30	508.05	5.30	10.03	7.48
437	2001.04.21-23.15.18	340.54	-242.30	518.13	3.53	22.87	14.49
438	2001.04.21-23.19.38	444.10	-220.70	541.34	6.75	24.36	20.21

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
439	2001.04.21-23.19.55	269.99	-308.50	357.44	4.34	19.73	13.80
440	2001.04.21-23.22.08	225.22	-290.20	563.84	4.40	23.34	14.13
441	2001.04.21-23.32.40	400.54	-126.90	519.25	6.68	7.18	6.93
442	2001.04.21-23.33.32	419.92	-14.10	501.17	7.60	13.34	6.09
443	2001.04.22-01.45.14	1219.46	122.70	426.34	4.03	8.95	8.57
444	2001.04.22-04.46.21	878.67	-887.90	1050.36	6.25	13.84	4.72
445	2001.04.22-04.55.31	1143.63	326.80	402.36	3.73	15.24	9.65
446	2001.04.22-07.59.31	247.92	-1.50	47.86	4.45	8.32	5.68
447	2001.04.22-08.54.23	-38.99	-506.70	41.93	7.39	13.04	8.18
448	2001.04.22-10.00.22	562.56	72.90	310.14	4.15	8.97	8.78
449	2001.04.22-10.33.50	314.87	-151.00	418.11	4.28	18.77	19.25
450	2001.04.22-17.09.12	996.13	309.30	406.34	3.13	7.87	5.58
451	2001.04.24-12.01.32	1074.61	221.60	406.49	4.08	12.32	9.85
452	2001.04.24-13.57.40	498.76	168.60	288.02	4.15	11.63	5.82
453	2001.04.24-13.57.59	632.62	59.60	346.73	3.60	10.32	5.66
454	2001.04.24-14.08.05	790.55	126.50	415.55	3.27	9.57	4.78
455	2001.04.24-19.34.58	1217.23	65.70	659.72	3.83	6.93	6.65
456	2001.04.24-19.35.19	1281.06	29.90	667.85	4.01	6.59	4.79
457	2001.04.24-22.52.17	1483.29	-14.60	743.45	3.81	8.67	5.48
458	2001.04.26-08.13.52	379.07	76.60	-24.76	3.60	9.45	4.71
459	2001.04.27-18.39.29	770.45	165.40	442.05	5.98	7.34	6.46
460	2001.04.28-11.07.57	244.28	-45.40	38.88	5.58	10.33	5.05
461	2001.04.28-11.14.54	390.60	39.20	-37.74	3.81	11.45	6.53
462	2001.04.28-11.41.45	612.22	-681.20	834.77	8.63	19.63	8.87
463	2001.04.28-11.41.56	62.94	-63.80	-15.77	4.36	10.91	5.54
464	2001.04.28-11.52.32	112.74	-103.40	309.97	6.23	7.82	9.81
465	2001.04.28-12.01.15	556.08	-21.90	268.98	8.06	11.00	8.53
466	2001.04.28-12.15.15	474.94	-73.50	443.63	4.24	8.40	6.88
467	2001.04.28-12.28.17	100.93	-92.60	-102.97	6.86	6.83	8.34
468	2001.04.28-12.30.20	1062.57	108.20	549.73	5.26	9.45	4.59
469	2001.04.28-12.31.27	-116.17	-168.50	166.48	5.02	9.10	6.44
470	2001.04.28-12.32.26	-38.20	-134.40	161.07	5.83	11.10	7.12
471	2001.04.28-12.37.44	1522.46	-25.70	770.54	4.71	6.16	5.99
472	2001.04.28-12.49.41	1582.60	43.60	800.44	4.27	10.69	5.02
473	2001.04.28-13.11.01	1355.05	-74.00	765.51	3.82	6.68	5.23
474	2001.04.28-13.29.39	1183.62	255.30	469.08	6.10	12.81	8.97
475	2001.04.28-13.29.51	1200.38	207.20	453.22	6.10	11.12	6.09
476	2001.04.28-13.31.21	1251.60	197.90	521.94	4.48	9.40	4.29
477	2001.04.28-13.33.42	636.35	-793.40	1032.67	6.75	14.47	8.53
478	2001.04.28-13.51.43	753.87	-505.20	813.26	3.91	7.61	7.25
479	2001.04.28-14.36.26	1214.58	156.30	627.82	2.46	11.74	7.26
480	2001.04.28-15.55.40	1521.96	-885.70	1062.63	6.21	9.44	6.29
481	2001.04.28-17.16.24	1150.08	234.60	470.62	4.00	10.57	7.01
482	2001.04.28-17.26.04	404.96	-100.70	367.65	4.23	25.07	21.44

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
483	2001.04.28-17.35.40	945.89	438.80	296.19	5.52	26.59	14.45
484	2001.04.28-17.48.15	1708.00	-896.80	1172.25	6.34	11.16	7.24
485	2001.04.28-18.58.33	1009.17	165.80	418.98	4.78	6.78	6.14
486	2001.04.28-19.15.25	1067.79	267.60	409.60	4.01	10.24	10.86
487	2001.04.28-22.34.34	152.51	-38.40	266.23	4.47	20.54	18.81
488	2001.04.28-23.35.09	640.74	-640.90	939.03	5.67	14.35	8.86
489	2001.04.29-01.57.37	1476.68	46.20	730.46	3.50	8.37	5.55
490	2001.04.29-02.08.17	1133.08	-207.10	960.10	4.44	14.08	8.84
491	2001.04.29-03.28.07	1485.99	49.90	563.55	4.25	11.89	8.04
492	2001.04.29-03.31.24	133.10	-34.30	-51.55	3.88	9.77	7.09
493	2001.04.29-23.00.59	952.48	-369.70	840.52	4.40	18.94	8.31
494	2001.04.29-23.07.13	913.44	-625.40	859.23	5.38	8.57	5.39
495	2001.04.30-23.38.25	1498.33	352.70	467.64	5.75	28.89	14.49
496	2001.04.30-23.56.47	1020.37	234.00	238.43	4.34	15.37	8.38
497	2001.05.01-08.19.14	1389.53	-781.90	1050.55	6.22	14.61	5.41
498	2001.05.01-10.02.03	1327.68	-935.50	1113.96	6.71	16.15	8.56
499	2001.05.01-10.25.02	1878.20	-887.80	1228.77	5.27	8.99	4.34
500	2001.05.01-13.17.26	1695.49	-1084.00	1255.63	4.88	11.51	6.77
501	2001.05.01-14.07.21	1697.78	-1125.90	1272.12	6.73	12.41	8.69
502	2001.05.01-15.42.31	2095.10	-702.50	1179.03	3.66	9.98	8.80
503	2001.05.01-15.50.15	2077.66	-787.50	1253.85	4.77	12.61	6.99
504	2001.05.01-15.58.05	1774.76	-437.30	1070.40	8.50	27.30	17.55
505	2001.05.01-16.11.08	1623.22	-1220.20	1220.96	5.46	16.31	7.24
506	2001.05.01-16.16.08	2202.52	-566.20	1125.33	4.64	9.97	10.11
507	2001.05.01-16.17.20	2313.80	-732.70	1184.63	8.24	18.79	11.75
508	2001.05.01-21.15.31	2041.79	-551.80	1023.55	4.31	9.77	8.37
509	2001.05.01-21.24.57	2063.58	-564.80	1117.69	5.11	12.29	7.89
510	2001.05.01-22.56.31	2015.00	-499.40	1011.56	3.34	11.03	7.83
511	2001.05.02-00.30.10	1885.57	-407.20	1000.34	3.67	8.98	7.13
512	2001.05.02-01.18.15	2262.07	-554.10	1161.38	5.49	19.02	10.92
513	2001.05.02-01.32.45	2258.09	-592.20	1138.92	5.05	10.49	6.92
514	2001.05.02-01.54.33	2259.24	-153.10	1106.88	6.81	13.95	14.26
515	2001.05.02-02.07.06	2164.88	-90.50	949.83	6.22	14.45	11.30
516	2001.05.02-02.07.35	2237.85	-119.60	970.36	6.67	12.88	8.86
517	2001.05.02-03.11.59	2234.26	-563.70	1100.48	3.98	9.54	9.40
518	2001.05.02-04.16.22	1976.85	-643.90	1101.35	4.30	12.06	8.26
519	2001.05.02-04.50.27	1891.96	-586.80	1096.32	4.29	13.67	8.00
520	2001.05.02-04.52.53	1902.54	-807.80	1195.65	5.63	10.98	6.86
521	2001.05.02-04.55.50	2114.05	96.00	636.61	4.31	15.31	12.97
522	2001.05.02-05.04.46	1711.45	233.00	797.70	5.66	20.06	15.99
523	2001.05.02-05.09.01	2185.43	-114.40	894.28	5.95	10.75	9.41
524	2001.05.02-05.14.07	2228.57	-549.70	1113.28	3.88	14.46	9.79
525	2001.05.02-05.35.40	1942.36	45.10	650.65	3.55	11.93	7.05
526	2001.05.02-06.38.28	1951.18	-205.70	807.21	4.17	22.27	15.15

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
527	2001.05.02-07.05.24	1716.80	-46.60	811.18	3.95	10.01	6.54
528	2001.05.02-07.13.23	2151.37	-264.50	900.68	4.81	12.86	10.93
529	2001.05.02-11.57.25	1764.50	-940.50	1175.05	5.01	10.58	6.56
530	2001.05.02-19.14.38	1395.45	-47.10	732.37	3.19	8.23	6.80
531	2001.05.02-19.17.19	1381.62	-95.90	812.98	3.56	7.45	5.80
532	2001.05.02-22.49.52	2235.10	-458.40	997.84	7.50	19.03	8.85
533	2001.05.02-23.02.51	1705.29	-335.20	916.54	4.24	12.90	5.70
534	2001.05.03-00.00.59	2140.09	-105.40	831.69	3.95	13.80	6.63
535	2001.05.03-00.23.49	1224.16	87.00	607.56	3.19	7.78	3.61
536	2001.05.03-00.25.42	2052.30	-596.20	1055.21	3.56	10.93	7.56
537	2001.05.03-00.46.18	1211.81	-22.30	696.53	3.51	10.25	4.71
538	2001.05.03-01.50.58	1878.91	-86.80	681.30	3.61	14.63	9.27
539	2001.05.03-03.28.22	1757.71	-96.00	779.93	3.46	12.60	8.31
540	2001.05.03-04.05.46	1789.59	48.20	616.35	4.48	12.36	7.62
541	2001.05.03-04.28.36	1969.30	54.20	677.84	5.26	9.91	13.24
542	2001.05.03-19.38.55	581.37	-599.40	863.34	5.27	12.25	10.09
543	2001.05.03-19.44.14	1515.66	38.20	787.24	4.34	8.69	6.93
544	2001.05.04-02.06.39	1488.25	86.80	537.99	3.27	11.61	9.30
545	2001.05.04-02.30.06	843.09	-1061.10	1125.00	7.86	13.33	7.33
546	2001.05.04-02.40.58	2267.20	-595.90	1124.65	4.45	10.12	7.42
547	2001.05.04-02.44.46	2240.17	-569.60	1139.78	4.92	9.42	5.47
548	2001.05.04-02.47.35	2214.70	-546.90	1082.71	3.41	8.31	7.27
549	2001.05.04-03.01.04	1442.99	18.80	517.92	4.23	10.14	10.46
550	2001.05.04-03.30.07	2105.07	-243.20	868.61	3.74	13.37	9.60
551	2001.05.04-03.46.04	2124.02	-267.70	916.46	4.28	20.81	12.35
552	2001.05.04-03.50.35	2246.45	-909.20	1128.32	7.01	24.72	13.12
553	2001.05.04-04.29.39	2022.89	-585.90	980.16	3.94	9.32	4.95
554	2001.05.04-05.41.31	1518.48	-106.70	830.02	3.30	8.19	4.75
555	2001.05.04-06.40.00	709.48	-634.00	836.23	3.73	8.93	4.85
556	2001.05.06-02.34.03	1044.54	237.90	235.10	5.47	9.29	6.07
557	2001.05.06-02.59.30	1026.19	205.80	237.89	4.52	10.01	6.58
558	2001.05.06-03.37.55	1026.50	261.00	354.56	5.90	10.31	6.31
559	2001.05.10-05.56.18	-215.78	-94.20	-223.81	6.25	15.11	9.26
560	2001.05.10-09.03.43	728.34	-698.10	1138.90	7.57	17.96	11.39
561	2001.05.10-12.31.29	711.43	-663.80	1193.20	8.65	12.20	7.41
562	2001.05.11-02.42.17	556.35	193.80	238.54	4.12	9.82	5.73
563	2001.05.11-14.51.55	494.43	23.20	255.26	4.71	10.43	7.58
564	2001.05.11-22.25.46	1749.06	-898.50	1263.24	9.29	12.76	9.62
565	2001.05.11-23.32.58	1851.72	-902.80	1190.19	4.13	12.74	8.79
566	2001.05.11-23.35.41	1754.46	-922.60	1210.50	7.25	16.09	8.39
567	2001.05.11-23.56.30	1813.64	-801.30	1261.21	6.88	12.53	8.24
568	2001.05.12-00.03.49	1649.60	-952.80	1162.61	5.13	9.75	6.55
569	2001.05.12-00.10.02	1740.76	-862.10	1218.64	5.93	13.72	9.26
570	2001.05.12-01.36.12	1758.42	-903.80	1147.13	5.42	12.48	11.26

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
571	2001.05.12-01.54.06	1712.11	-651.70	1178.14	3.02	12.42	9.93
572	2001.05.12-01.59.03	1756.97	-731.60	1169.89	3.99	9.59	8.08
573	2001.05.12-02.51.38	1691.43	-1045.30	1231.36	5.73	14.14	6.28
574	2001.05.12-03.41.49	1251.97	-787.00	1147.82	5.26	13.75	7.03
575	2001.05.12-05.49.59	1375.27	-732.80	1087.35	11.02	20.03	11.19
576	2001.05.14-23.48.51	1575.66	-1298.80	1260.95	8.20	18.35	10.26
577	2001.05.17-14.25.54	-289.33	-72.30	25.14	6.19	16.66	8.74
578	2001.05.17-15.53.13	131.65	-53.40	-52.09	6.82	9.47	4.72
579	2001.05.17-16.21.43	321.22	-86.80	355.13	5.14	14.77	9.98
580	2001.05.17-20.36.28	735.69	-261.00	685.67	4.08	9.55	7.95
581	2001.05.18-02.53.10	93.35	-114.20	42.64	7.80	24.62	11.11
582	2001.05.20-22.29.13	-229.69	-41.80	-191.19	9.08	18.20	6.40
583	2001.05.20-23.53.24	666.82	-676.80	961.82	8.45	12.57	6.67
584	2001.05.21-13.40.13	2298.13	-272.00	1067.75	6.57	21.61	15.64
585	2001.05.21-14.00.11	2214.51	-830.20	1163.79	4.56	17.25	8.52
586	2001.05.21-14.25.36	2232.27	-113.60	1035.06	6.04	15.05	11.22
587	2001.05.21-16.03.19	2432.75	-124.90	1105.10	26.75	44.23	29.07
588	2001.05.21-19.03.30	1783.87	-897.10	1205.73	4.92	11.60	6.78
589	2001.05.21-19.45.13	1709.15	-973.10	1193.37	5.50	13.82	9.22
590	2001.05.22-01.44.05	1313.52	-936.10	1125.02	5.20	12.88	6.56
591	2001.05.23-16.02.46	-200.19	-122.10	-178.53	4.94	8.11	6.64
592	2001.05.25-02.25.24	1002.75	136.90	506.54	3.93	8.06	4.60
593	2001.05.25-09.20.42	907.39	179.40	412.08	4.36	7.92	6.52
594	2001.05.25-19.43.09	1244.45	36.70	684.04	3.98	7.69	6.30
595	2001.05.26-01.26.02	948.37	126.80	469.20	4.71	6.76	7.53
596	2001.05.26-01.36.47	1001.05	240.20	287.91	6.21	9.27	7.81
597	2001.05.26-02.08.44	1262.63	48.30	668.04	4.10	10.24	7.37
598	2001.05.26-02.14.00	1170.43	221.00	394.24	4.38	11.43	6.96
599	2001.05.26-02.17.35	1193.30	235.50	427.72	6.41	9.40	5.66
600	2001.05.26-07.13.31	1441.92	-744.00	1162.31	7.57	14.66	8.79
601	2001.05.26-09.25.54	2048.03	-542.30	1093.46	5.12	10.41	7.30
602	2001.05.26-09.27.42	1878.18	-620.80	1347.54	7.67	34.42	24.22
603	2001.05.26-09.34.34	2099.69	-147.80	915.36	4.34	13.13	12.08
604	2001.05.26-09.51.09	1509.14	304.70	676.36	6.00	9.86	8.88
605	2001.05.26-09.55.44	2084.97	-167.50	819.49	4.38	16.70	12.06
606	2001.05.26-09.56.02	1979.12	-100.10	733.08	3.27	14.63	13.66
607	2001.05.26-11.00.57	1082.25	-64.00	705.19	3.62	10.06	5.37
608	2001.05.26-11.07.26	2146.93	-143.10	842.36	3.96	19.36	7.37
609	2001.05.26-11.20.19	2391.70	-84.50	976.00	5.49	16.04	12.28
610	2001.05.26-11.52.00	2216.09	-496.80	1112.52	3.84	11.87	9.21
611	2001.05.26-14.05.12	1609.12	432.60	626.68	3.27	10.66	5.31
612	2001.05.26-14.07.12	1663.88	443.40	680.92	10.00	11.75	10.17
613	2001.05.26-14.15.12	1656.47	511.80	694.71	3.71	9.56	7.53
614	2001.05.26-14.22.10	1604.50	433.40	601.50	4.73	8.75	7.89

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
615	2001.05.26-14.30.26	1629.78	451.20	652.89	4.05	10.49	10.90
616	2001.05.26-14.36.52	2016.07	-536.70	1072.74	6.03	13.40	9.84
617	2001.05.26-14.55.46	1613.20	452.00	593.74	3.48	12.38	6.63
618	2001.05.26-15.08.55	1598.33	473.50	663.61	4.44	10.21	8.18
619	2001.05.26-15.10.11	1585.42	528.70	617.74	5.64	10.66	9.23
620	2001.05.26-15.17.25	2268.85	-180.80	1023.39	6.21	19.42	19.24
621	2001.05.26-15.44.24	1619.79	387.00	621.91	8.74	18.86	8.91
622	2001.05.26-15.51.51	1586.45	262.50	659.33	4.13	10.43	7.37
623	2001.05.26-15.57.00	1602.22	275.80	686.72	8.84	12.40	8.71
624	2001.05.26-16.26.11	1631.17	547.60	649.49	3.97	9.54	7.55
625	2001.05.26-16.26.34	1581.27	414.70	639.56	4.60	8.96	8.84
626	2001.05.26-17.02.23	1650.35	496.30	674.97	4.77	9.93	7.77
627	2001.05.26-17.11.11	1655.30	460.20	643.44	5.58	9.68	7.55
628	2001.05.26-17.56.02	1605.74	514.10	645.26	4.27	7.73	5.58
629	2001.05.26-18.06.35	1569.58	627.20	578.26	6.15	19.45	13.84
630	2001.05.26-19.05.56	1564.15	525.80	646.06	4.88	9.31	5.91
631	2001.05.26-19.29.46	1562.88	490.80	677.14	3.32	9.97	7.18
632	2001.05.26-19.41.55	1552.52	609.20	674.74	5.25	11.58	7.51
633	2001.05.26-22.24.40	1549.65	559.40	652.98	4.09	9.38	6.99
634	2001.05.26-22.30.19	1837.48	-906.90	1219.51	4.19	10.96	7.71
635	2001.05.26-22.42.01	1610.71	503.90	678.93	3.77	9.34	5.70
636	2001.05.26-22.52.05	2372.71	-292.20	972.21	5.81	12.05	11.56
637	2001.05.26-22.53.13	1521.43	543.10	633.23	3.95	8.19	7.30
638	2001.05.26-22.56.27	618.04	-654.40	856.75	5.71	12.99	8.63
639	2001.05.26-23.01.19	2190.91	-94.80	825.89	3.70	15.04	8.97
640	2001.05.26-23.11.41	2064.57	-272.70	922.85	4.60	14.16	9.54
641	2001.05.26-23.39.01	1482.41	-798.80	1110.11	6.14	15.06	7.59
642	2001.05.27-00.41.36	1554.98	581.10	645.13	7.01	10.43	8.47
643	2001.05.27-00.51.46	1410.61	-712.70	1110.47	4.61	16.28	10.12
644	2001.05.27-02.39.45	1243.40	177.70	445.18	3.72	11.27	7.23
645	2001.05.27-03.01.37	1172.02	223.90	380.12	5.39	7.99	6.94
646	2001.05.27-07.03.59	1609.30	449.00	677.15	4.37	14.07	6.91
647	2001.05.27-07.14.08	1585.18	559.70	668.49	4.30	9.58	7.53
648	2001.05.27-07.19.28	1484.25	348.60	635.42	7.24	10.43	6.65
649	2001.05.27-07.21.26	1595.53	304.30	671.07	12.36	14.56	9.08
650	2001.05.27-08.13.26	1644.31	539.90	534.30	7.41	34.17	27.46
651	2001.05.27-20.26.36	766.95	-619.90	893.98	5.00	9.55	8.49
652	2001.05.28-08.56.07	1351.70	-998.20	1140.94	4.58	12.29	7.73
653	2001.05.28-10.47.16	1571.86	588.50	702.96	4.48	9.10	7.21
654	2001.05.29-09.19.15	48.68	25.30	-120.16	11.29	11.73	11.19
655	2001.05.30-12.51.31	1257.60	202.00	401.06	5.22	13.42	11.61
656	2001.05.30-17.35.17	1567.77	-1288.70	1275.74	5.66	16.53	10.79
657	2001.05.30-17.43.29	1318.42	80.40	626.54	4.03	11.64	5.85
658	2001.05.31-20.34.41	909.36	-663.10	982.13	5.28	11.50	8.40

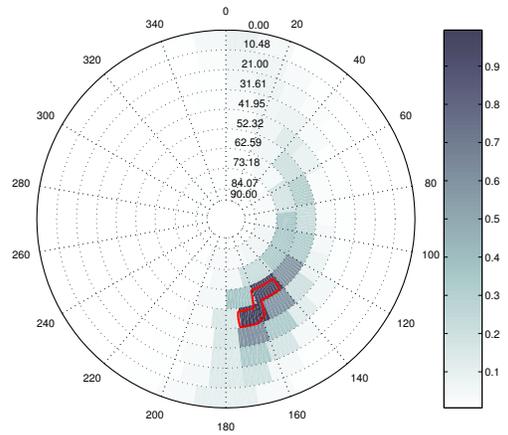
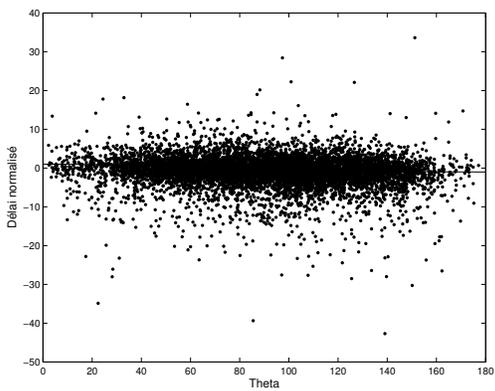
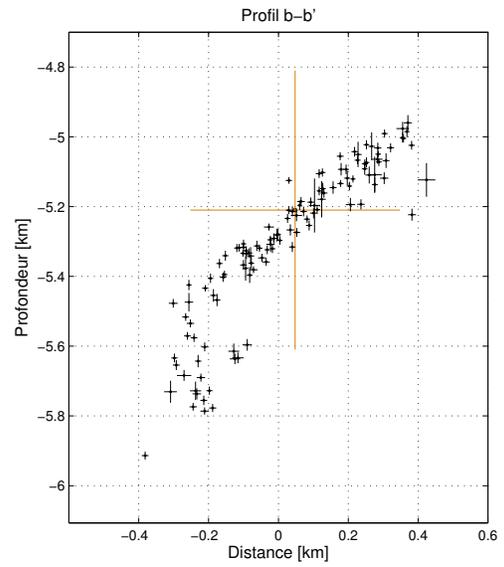
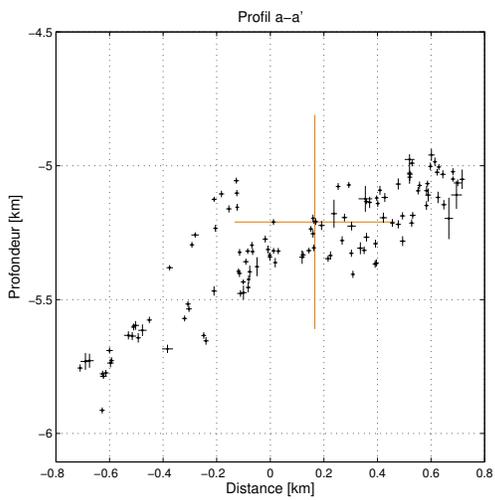
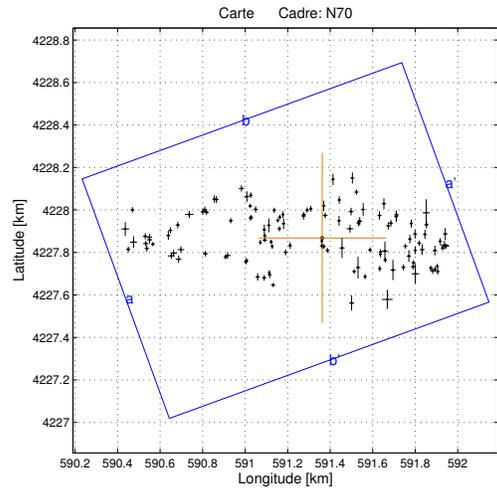
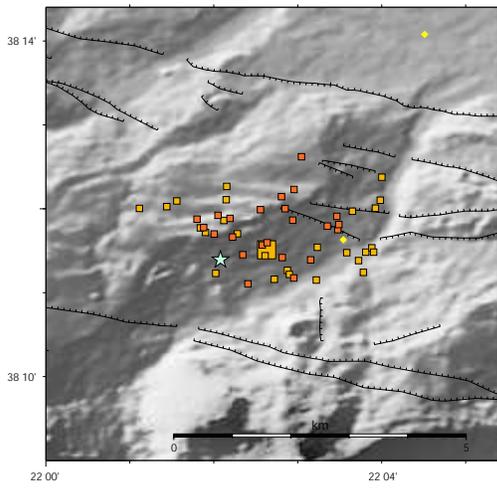
Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
659	2001.06.01-03.25.56	327.43	-146.60	433.77	4.27	8.10	8.76
660	2001.06.01-03.26.43	117.02	-253.30	310.12	6.43	9.27	7.21
661	2001.06.01-03.34.06	474.59	-70.80	324.07	4.95	10.91	7.22
662	2001.06.01-03.53.34	904.31	-1009.60	1124.14	6.91	17.83	11.44
663	2001.06.01-04.06.14	1571.66	507.80	655.59	5.44	11.94	4.54
664	2001.06.01-04.08.24	1616.73	450.00	657.20	3.62	8.76	7.18
665	2001.06.01-05.15.56	600.29	-97.50	638.85	5.72	8.98	7.43
666	2001.06.01-05.18.41	486.84	-196.90	402.33	7.98	21.13	16.28
667	2001.06.01-05.52.31	236.62	-74.60	399.44	11.35	15.70	7.43
668	2001.06.01-08.38.13	1559.86	470.00	576.39	4.88	11.42	7.40
669	2001.06.01-11.45.31	1317.31	-643.50	1043.22	6.96	18.07	9.14
670	2001.06.01-16.44.09	870.59	-919.70	1144.39	7.61	15.18	6.18
671	2001.06.01-20.41.00	1236.04	97.30	390.71	4.80	8.36	6.20
672	2001.06.01-20.45.37	419.60	60.00	112.05	4.69	9.14	6.96
673	2001.06.01-20.47.09	2237.49	-543.70	1095.24	4.60	13.16	7.28
674	2001.06.01-22.24.57	1220.14	114.70	618.66	5.69	8.18	6.52
675	2001.06.01-22.46.20	1235.79	123.60	339.30	9.11	31.32	10.14
676	2001.06.12-22.25.40	523.27	275.60	286.51	6.63	4.61	6.03
677	2001.06.12-23.54.43	579.32	260.40	189.15	4.78	9.57	8.42
678	2001.06.13-02.06.41	614.70	282.70	160.86	6.79	7.37	6.33
679	2001.06.13-20.26.09	1777.53	-454.90	966.52	2.88	5.82	6.60
680	2001.06.14-03.29.18	-300.42	30.70	-269.64	13.88	9.60	5.73
681	2001.06.14-04.09.46	-192.77	54.20	-264.33	6.59	9.12	7.80
682	2001.06.18-15.23.49	1129.32	249.30	378.46	5.72	11.23	11.00
683	2001.06.18-18.45.39	746.49	-1056.20	949.52	4.58	6.65	12.26
684	2001.06.20-03.40.19	643.13	-717.60	890.84	5.98	6.53	5.92
685	2001.06.22-13.27.39	2025.91	-605.90	1094.42	4.39	6.26	5.66
686	2001.06.22-22.10.03	1542.30	-1426.60	1199.92	6.60	6.60	7.31
687	2001.06.23-01.23.48	1648.94	-1143.20	1216.39	6.10	6.01	5.56
688	2001.06.23-01.33.40	1731.31	-1258.70	1197.19	5.22	7.41	10.68
689	2001.06.23-03.05.41	1691.95	-1063.60	1152.56	5.58	6.40	6.67
690	2001.06.26-13.41.51	642.60	-375.50	666.30	5.22	5.40	6.27
691	2001.06.29-17.43.47	423.51	223.10	128.11	5.46	7.30	4.85
692	2001.06.29-18.21.03	462.88	317.20	194.59	7.17	5.59	6.66
693	2001.06.30-18.45.14	773.94	67.70	533.20	5.16	5.61	4.61
694	2001.07.02-04.14.06	685.70	122.90	449.26	3.22	5.50	7.21
695	2001.07.04-00.05.14	890.00	373.30	327.14	5.91	5.51	5.87
696	2001.07.04-00.25.08	958.67	389.40	342.52	4.75	5.78	6.47
697	2001.07.04-00.30.43	1018.30	327.50	385.04	4.92	5.55	4.63
698	2001.07.04-17.39.57	82.79	-15.80	23.91	5.97	5.21	5.92
699	2001.07.05-05.32.55	245.53	95.90	54.12	4.82	4.26	5.31
700	2001.07.06-10.24.08	117.43	-320.50	312.14	6.25	7.74	5.37
701	2001.07.06-15.53.47	417.47	-215.80	439.55	3.98	5.47	6.77
702	2001.07.06-17.16.20	306.76	-200.00	430.38	4.13	5.88	5.22

Tab. A.2: *Idem, continuation de la table*

N	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
703	2001.07.06-17.40.54	378.95	-87.50	343.73	4.20	5.61	5.16
704	2001.07.06-18.39.51	248.05	37.50	88.12	4.89	9.90	6.73
705	2001.07.06-19.34.06	404.34	-11.30	398.26	6.08	6.91	7.25
706	2001.07.06-21.50.21	-52.07	-51.30	11.06	5.24	5.49	5.56
707	2001.07.06-21.50.28	-54.26	-17.50	-33.77	6.18	6.65	7.40
708	2001.07.06-22.39.28	52.59	-177.70	291.69	4.98	5.51	4.94
709	2001.07.06-23.32.24	97.25	-49.90	71.17	8.01	5.70	7.38
710	2001.07.07-09.57.33	711.98	-625.80	825.35	5.75	4.62	4.59
711	2001.07.07-13.01.05	774.82	-614.00	868.69	4.35	6.43	6.27
712	2001.07.18-12.27.25	508.72	521.60	351.71	20.19	60.42	45.57
713	2001.08.05-19.51.20	938.76	357.00	366.29	5.47	6.47	5.31
714	2001.08.05-22.32.57	970.25	371.10	326.16	6.10	5.44	6.72
715	2001.08.05-23.53.15	943.50	397.60	365.38	4.41	6.32	5.71
716	2001.08.07-21.27.55	792.17	372.30	271.36	4.52	7.21	6.53
717	2001.08.08-06.07.20	787.37	263.40	267.87	4.41	8.62	7.33
718	2001.08.21-22.24.11	1107.28	362.40	412.34	12.60	8.42	6.73
719	2001.08.21-22.27.55	997.24	309.60	346.65	5.42	5.74	5.22
720	2001.10.14-21.43.16	312.54	284.40	123.21	6.04	7.23	6.46
721	2001.10.14-23.07.28	231.76	214.70	76.78	6.36	5.32	5.60
722	2001.10.22-16.58.18	585.84	-657.60	822.33	6.14	7.17	7.57
723	2001.10.24-16.28.54	408.61	272.30	135.53	7.31	5.92	6.55
724	2001.10.24-16.30.23	433.53	256.40	197.89	6.80	4.90	5.78
725	2001.10.24-21.13.03	389.98	310.40	167.19	5.79	4.54	5.36
726	2001.10.25-10.29.16	295.24	201.90	21.08	4.82	5.54	4.92

Multiplet 2



Tab. A.3: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 2. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.29-02.04.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.03-21.10.23	273.61	-76.80	89.42	7.31	13.93	10.10
3	2001.04.07-18.58.02	201.56	-182.10	138.14	8.17	12.22	11.47
4	2001.04.08-06.38.26	-71.30	131.20	-106.83	9.39	12.35	10.60
5	2001.04.08-06.57.02	24.53	-58.30	1.36	8.81	11.87	12.67
6	2001.04.11-05.21.07	-1.85	-14.60	13.88	6.82	11.09	13.63
7	2001.04.11-05.21.14	-2.10	-37.10	-25.98	8.70	12.46	10.67
8	2001.04.13-04.10.09	-231.18	-221.70	154.33	9.81	10.07	11.33
9	2001.04.13-10.53.34	428.84	-116.50	219.40	8.90	12.19	11.52
10	2001.04.14-05.59.45	543.03	-157.50	185.86	9.00	15.43	12.40
11	2001.03.15-17.05.49	437.07	-58.40	136.67	8.25	17.74	14.39
12	2001.03.15-18.16.09	332.59	-150.40	91.47	11.98	47.53	16.68
13	2001.03.29-01.09.38	-291.28	-20.80	-113.56	7.49	11.60	12.64
14	2001.03.29-01.56.56	-544.11	121.00	-324.63	10.61	12.97	11.33
15	2001.03.29-03.05.02	-507.86	183.00	-423.94	8.94	17.27	12.27
16	2001.03.29-04.53.59	-172.33	-67.80	-63.94	9.50	13.74	12.87
17	2001.03.29-22.27.24	310.63	56.90	-8.71	9.94	16.88	15.25
18	2001.03.29-23.57.52	-455.26	-90.00	-85.19	8.43	10.59	10.59
19	2001.03.29-23.59.44	-445.25	-82.50	-48.46	14.25	15.92	9.90
20	2001.03.31-16.05.47	-313.47	134.90	-244.53	9.18	14.60	18.12
21	2001.03.31-18.40.17	-54.02	137.50	-96.73	7.76	13.72	11.91
22	2001.03.31-19.00.13	13.82	106.10	-137.09	11.31	12.88	11.64
23	2001.03.31-22.34.32	-338.91	150.50	-223.96	9.10	10.78	9.16
24	2001.04.01-06.32.12	-273.29	-187.40	48.95	10.02	13.25	13.20
25	2001.04.03-02.32.55	-679.41	60.80	-365.92	9.57	15.54	12.10
26	2001.04.03-10.31.11	-625.58	110.70	-473.90	20.41	16.58	15.34
27	2001.04.03-16.33.31	-359.32	-111.90	84.82	9.21	12.10	9.33
28	2001.04.03-18.30.29	-355.84	-106.60	-23.73	8.51	12.51	12.92
29	2001.04.03-20.54.44	-552.05	132.70	-306.32	9.80	15.08	10.96
30	2001.04.04-02.45.48	-246.86	-173.10	107.79	8.99	15.82	11.79
31	2001.04.04-03.56.49	-303.83	-183.90	104.72	9.80	17.25	12.35
32	2001.04.04-14.54.56	-549.90	-73.50	-170.91	11.92	13.28	9.76
33	2001.04.06-15.15.07	-724.08	11.90	-392.20	9.59	21.07	12.81
34	2001.04.07-20.12.34	519.53	-154.60	250.35	11.80	14.44	21.90
35	2001.04.07-21.45.30	-812.98	3.80	-526.69	12.18	15.42	16.07
36	2001.04.08-06.32.33	150.16	-157.80	132.40	8.84	11.22	12.93
37	2001.04.08-06.55.37	-380.02	233.10	-267.05	12.54	14.89	12.22
38	2001.04.08-07.21.04	-209.12	82.70	-123.85	7.50	9.92	9.70
39	2001.04.08-07.40.18	-240.42	-18.60	-110.80	8.05	10.71	12.17
40	2001.04.08-09.51.10	-812.17	-8.60	-480.10	11.97	17.59	11.50
41	2001.04.08-09.56.01	-796.81	-28.90	-517.56	8.92	9.82	11.84
42	2001.04.08-19.04.42	-832.60	7.70	-563.74	10.54	14.70	11.29

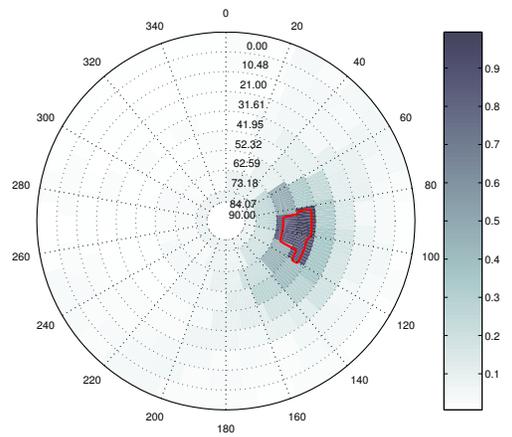
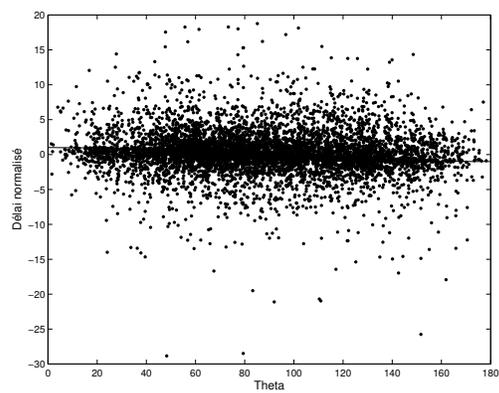
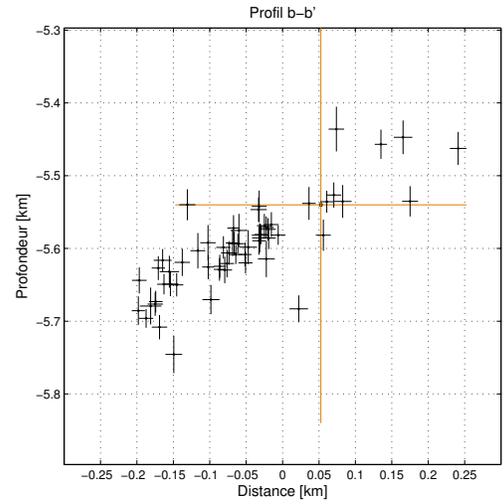
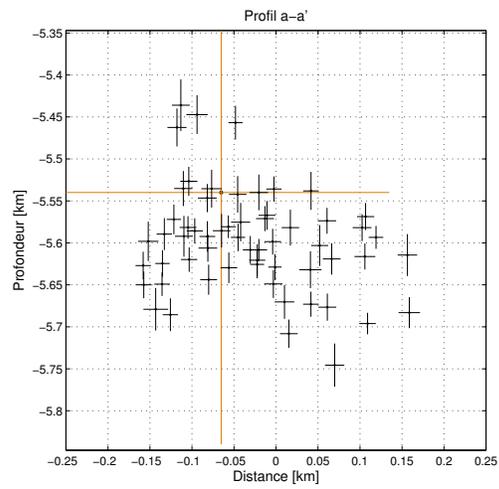
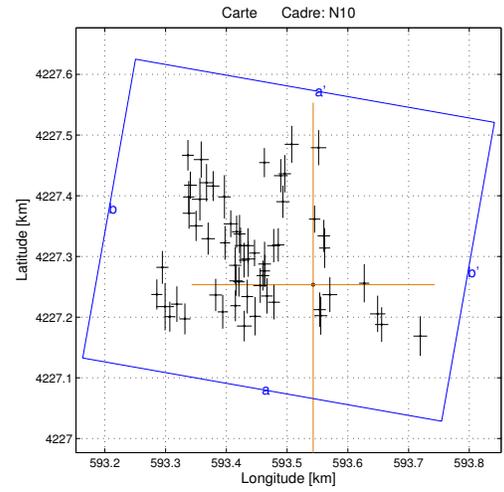
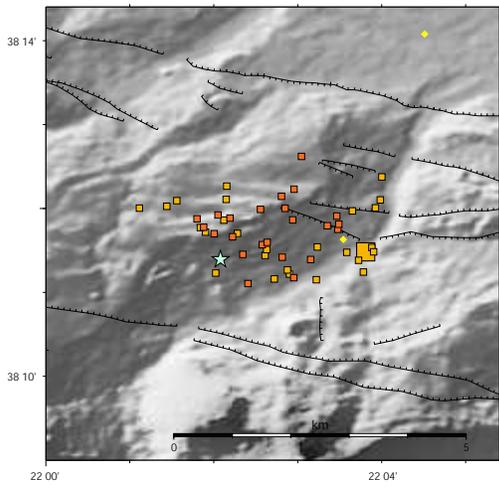
Tab. A.3: *Idem, continuation de la table*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
43	2001.04.08-19.27.08	-825.44	-49.10	-567.10	10.16	14.73	11.62
44	2001.04.09-02.30.43	-830.03	-26.20	-576.15	12.40	12.94	10.53
45	2001.04.09-14.18.16	-270.20	-10.10	-148.52	10.51	9.23	11.41
46	2001.04.10-10.41.52	510.63	-141.80	207.79	8.28	12.07	14.19
47	2001.04.10-23.41.32	-430.00	81.40	-257.75	9.64	12.67	17.65
48	2001.04.11-03.36.35	-699.23	-71.10	-426.31	14.78	15.13	15.02
49	2001.04.11-04.02.05	-88.24	103.40	-131.18	10.10	16.72	25.21
50	2001.04.11-04.24.43	-199.61	97.90	-107.86	8.12	11.58	10.67
51	2001.04.11-04.30.19	-498.00	180.90	-444.20	9.83	16.63	14.23
52	2001.04.11-05.09.05	-151.09	-35.60	-0.08	8.21	15.53	11.11
53	2001.04.11-10.14.06	135.66	124.30	-97.94	11.81	17.90	22.12
54	2001.04.12-01.36.04	-892.72	132.20	-703.67	9.58	13.06	11.28
55	2001.04.12-02.36.24	-664.70	-55.00	-404.37	15.54	15.98	21.76
56	2001.04.12-08.15.40	427.17	-135.40	178.65	10.27	13.59	12.84
57	2001.04.12-19.05.40	-912.54	-53.70	-545.40	9.74	13.45	13.48
58	2001.04.13-01.45.09	225.14	-56.40	76.25	9.00	11.81	10.00
59	2001.04.13-01.46.10	541.05	-133.40	205.32	7.89	11.67	11.24
60	2001.04.13-02.04.31	-248.85	-163.70	54.99	7.00	12.16	12.42
61	2001.04.13-02.07.28	-86.45	109.60	-122.93	9.99	12.31	13.14
62	2001.04.13-02.09.42	7.27	-40.10	-43.90	8.94	11.11	14.47
63	2001.04.13-02.31.20	-562.21	123.60	-360.56	9.58	14.57	11.04
64	2001.04.13-03.17.11	-235.47	-39.30	-86.80	7.41	11.78	12.24
65	2001.04.13-03.51.16	-270.25	10.30	-109.00	8.57	10.16	10.29
66	2001.04.13-04.09.35	-201.63	43.30	-102.70	8.43	12.00	14.80
67	2001.04.13-04.26.37	574.82	-33.50	101.10	20.30	19.52	52.05
68	2001.04.13-04.48.36	170.20	70.60	-105.76	9.26	15.18	14.24
69	2001.04.13-10.32.55	270.34	-144.60	73.33	8.41	13.19	21.24
70	2001.04.13-10.51.19	381.80	-138.40	141.82	10.05	14.21	20.82
71	2001.04.14-07.36.45	456.18	-24.60	143.08	8.68	12.51	11.37
72	2001.04.15-02.44.08	296.29	-104.40	118.31	7.96	11.17	16.74
73	2001.04.15-18.15.16	554.22	-15.60	187.51	8.24	13.92	12.98
74	2001.04.16-20.30.35	-336.06	201.20	-214.64	7.53	13.26	14.82
75	2001.04.16-22.18.58	-225.93	130.40	-130.63	8.72	12.24	14.40
76	2001.04.16-23.01.58	581.60	-38.80	145.97	15.00	11.85	12.81
77	2001.04.16-23.05.41	565.57	-47.20	160.36	7.97	11.88	9.87
78	2001.04.16-23.21.40	391.09	-39.10	167.36	9.14	11.75	13.72
79	2001.04.16-23.37.58	273.95	-65.90	68.87	7.65	12.68	12.17
80	2001.04.16-23.45.42	322.87	69.70	22.87	9.81	15.33	13.32
81	2001.04.17-02.16.59	-709.89	-84.20	-423.49	16.29	13.31	15.25
82	2001.04.17-07.23.34	-185.02	110.00	-108.71	8.13	15.09	11.67
83	2001.04.17-11.59.50	-336.98	92.50	-184.55	8.10	11.24	10.86
84	2001.04.17-18.51.36	-675.97	-100.10	-386.37	13.41	16.89	16.63
85	2001.04.20-22.42.35	436.73	18.80	116.96	8.90	21.79	17.74
86	2001.04.20-22.43.21	412.11	-5.50	116.72	8.36	20.18	13.72

Tab. A.3: *Idem, continuation de la table*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
87	2001.04.20-22.50.16	437.56	-168.70	233.79	18.24	45.86	19.13
88	2001.04.28-21.26.57	529.89	-59.10	178.02	10.38	23.16	15.25
89	2001.05.01-02.33.48	141.68	282.10	-153.12	9.06	26.00	13.52
90	2001.05.01-03.28.33	50.68	276.30	-195.49	7.78	26.54	13.44
91	2001.05.01-04.27.26	80.03	178.70	-116.70	8.29	17.86	13.42
92	2001.05.11-17.54.15	407.32	-85.10	182.68	9.38	27.52	39.89
93	2001.05.11-18.03.44	469.99	-54.80	100.59	10.90	24.38	24.30
94	2001.05.20-22.12.30	-926.72	42.40	-520.74	18.15	32.76	31.64
95	2001.05.25-11.47.43	347.86	100.60	-3.92	9.25	24.71	13.94
96	2001.05.25-11.57.34	418.67	67.80	61.55	8.18	18.61	16.39
97	2001.05.25-13.03.42	349.10	109.00	24.64	11.02	20.07	12.72
98	2001.05.25-20.19.22	269.23	106.00	-3.54	9.14	20.05	14.31
99	2001.05.25-20.25.25	289.91	161.20	-71.49	10.42	25.47	18.32
100	2001.05.25-21.02.18	93.04	-47.00	31.03	11.73	47.04	51.94
101	2001.05.25-21.48.23	176.54	78.80	-56.80	10.87	19.89	16.12
102	2001.05.26-01.33.39	578.57	18.60	159.59	10.27	28.34	36.24
103	2001.05.26-09.09.49	-251.34	59.40	-166.95	8.20	33.05	35.42
104	2001.05.26-09.10.20	-272.82	39.30	-185.88	8.56	23.02	23.08
105	2001.05.26-10.15.16	489.87	62.40	64.66	10.00	17.50	17.49
106	2001.05.26-15.11.57	130.36	43.20	-15.32	15.90	18.35	16.46
107	2001.05.26-18.12.03	-887.87	-19.70	-518.11	16.10	27.77	26.31
108	2001.05.26-20.42.33	-354.45	194.60	-263.91	12.34	24.72	26.51
109	2001.05.27-01.55.37	-181.76	67.50	-151.93	8.19	24.69	17.64
110	2001.05.27-20.54.53	7.21	150.90	-124.98	8.02	24.63	15.10
111	2001.05.27-21.23.25	78.92	81.00	-69.22	8.49	23.16	15.77
112	2001.05.29-18.16.46	483.03	17.00	91.74	8.60	21.57	21.24
113	2001.10.17-17.12.05	160.90	216.00	-157.24	9.53	12.51	14.09
114	2001.11.15-13.35.01	530.77	-147.70	225.00	7.52	12.53	15.91
115	2001.03.11-07.15.44	168.46	-139.30	16.58	10.67	50.90	14.43
116	2001.03.15-00.42.05	192.24	134.30	-80.95	9.11	30.01	14.56
117	2001.03.15-15.52.12	294.54	-61.40	15.87	13.54	44.05	19.17
118	2001.03.15-16.13.10	305.84	-289.10	86.49	25.42	44.78	48.30
119	2001.03.16-05.25.12	138.20	-306.10	-13.08	11.52	35.65	17.01
120	2001.03.29-01.01.48	-334.64	97.60	-192.19	9.13	10.42	13.42
121	2001.04.07-20.11.46	-714.18	35.70	-432.79	9.17	14.64	17.66
122	2001.04.20-22.34.19	488.96	118.80	13.24	16.16	63.41	77.32

Multiplet 3



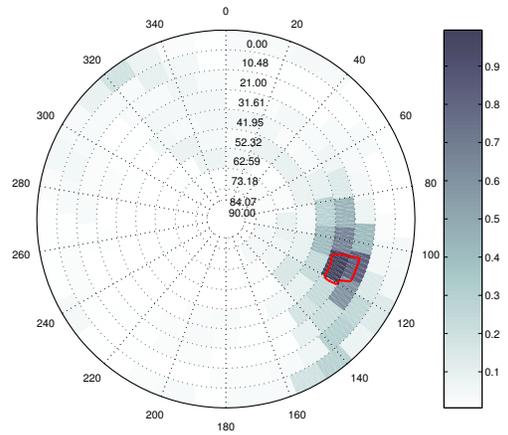
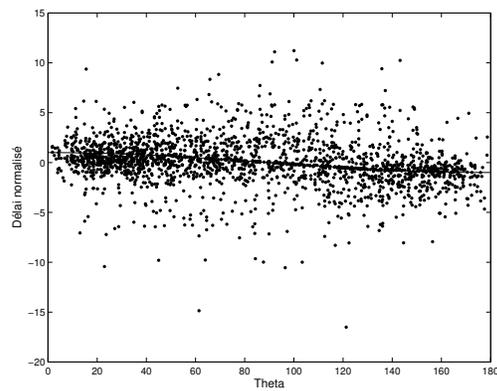
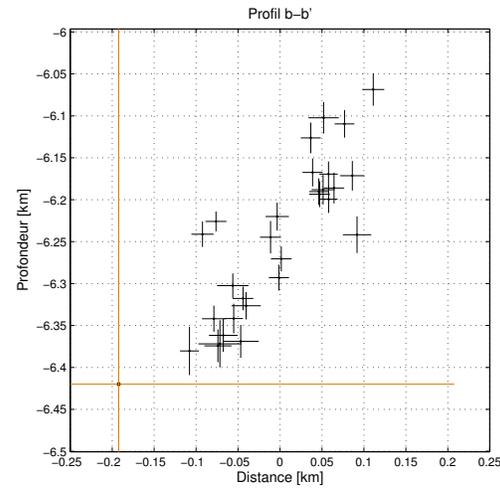
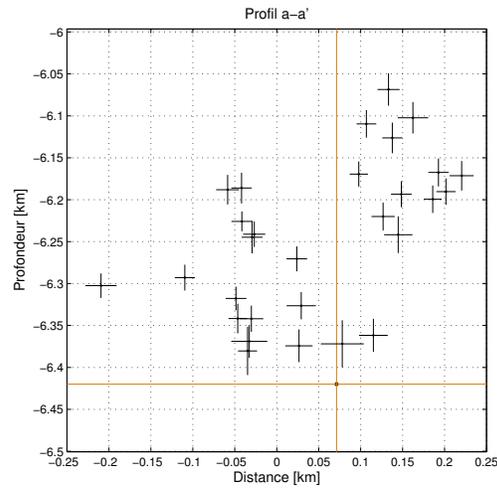
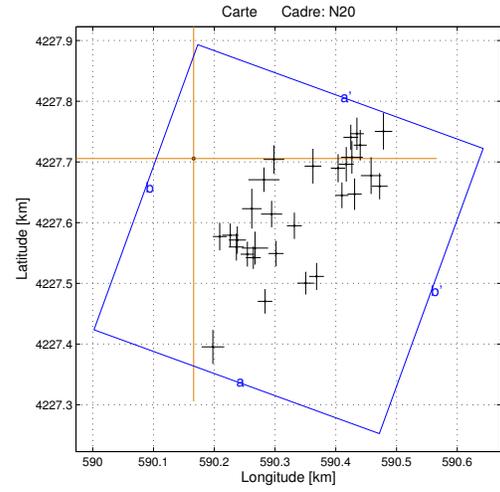
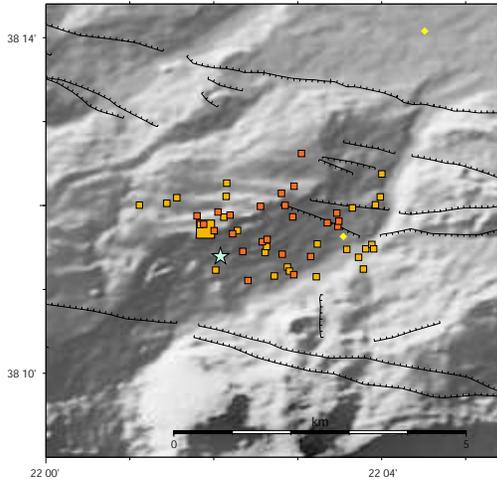
Tab. A.4: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 3. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.06.22-04.42.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.03-21.26.05	-206.18	213.30	-156.12	9.81	25.18	12.82
3	2001.05.03-23.15.32	-204.83	144.50	-133.01	9.30	26.32	14.92
4	2001.05.03-23.55.36	-235.98	-52.70	-86.97	9.16	24.63	16.42
5	2001.05.04-00.26.01	-113.82	40.50	-53.49	8.44	28.58	16.33
6	2001.05.04-03.07.46	-121.20	83.60	-58.56	9.97	31.42	15.34
7	2001.05.09-22.26.53	-126.03	87.20	-88.84	7.95	26.64	15.59
8	2001.05.09-23.32.14	-204.30	117.80	-168.18	10.51	25.52	16.74
9	2001.05.03-21.29.32	-172.84	75.90	0.08	11.08	26.43	21.25
10	2001.05.04-01.10.51	-184.33	206.20	-76.26	12.39	29.78	15.47
11	2001.05.04-01.13.25	-160.43	-16.80	-52.12	10.62	26.62	24.29
12	2001.05.04-01.25.19	-144.98	69.00	-85.57	8.29	27.85	16.63
13	2001.05.04-01.53.38	-248.19	28.60	-103.88	10.01	27.12	17.93
14	2001.05.04-02.11.44	-96.54	52.30	-68.34	8.94	21.82	16.52
15	2001.05.04-05.46.53	-80.23	201.20	-53.42	8.70	24.05	13.60
16	2001.05.07-07.53.09	12.64	-51.00	104.04	10.65	31.28	30.78
17	2001.05.09-20.11.35	-64.55	-28.70	-41.65	9.97	28.43	13.40
18	2001.05.09-20.46.55	-57.46	65.60	-27.22	10.10	27.47	17.10
19	2001.05.09-21.36.27	-106.81	42.40	-35.28	11.36	29.30	22.94
20	2001.05.09-22.29.04	-146.05	144.80	-63.15	10.21	35.64	24.38
21	2001.05.09-22.32.07	-175.45	168.10	-205.63	11.47	30.88	25.75
22	2001.05.09-22.37.54	-135.62	100.40	-130.31	11.73	22.09	20.08
23	2001.05.09-23.19.49	-127.95	-34.70	-32.01	8.52	25.48	17.75
24	2001.05.09-23.31.47	-202.14	163.90	-136.53	10.56	22.31	16.12
25	2001.05.10-00.10.55	-53.35	179.70	-41.86	11.16	27.38	15.94
26	2001.05.10-00.15.20	-35.26	231.30	-74.48	11.58	30.50	25.01
27	2001.05.10-00.17.04	-243.74	-36.10	-139.10	14.77	39.03	25.30
28	2001.05.10-01.11.25	8.99	225.80	-143.05	12.77	28.96	18.46
29	2001.05.10-01.39.15	-224.45	-31.90	-109.15	9.35	29.34	14.02
30	2001.05.10-01.48.23	-119.48	64.60	-80.62	9.68	29.62	18.88
31	2001.05.10-09.19.27	-64.93	64.40	-31.08	10.67	27.53	14.95
32	2001.05.10-12.25.32	112.79	-65.60	4.73	10.87	28.58	20.85
33	2001.05.10-12.59.19	84.11	2.50	83.17	8.39	31.53	20.10
34	2001.05.10-13.14.37	10.82	-41.10	13.37	10.14	28.35	17.36
35	2001.05.10-14.40.37	18.86	60.40	4.18	9.11	32.68	15.00
36	2001.05.10-16.28.06	-107.29	64.50	-68.36	9.76	28.52	13.08
37	2001.05.10-16.35.32	106.18	-48.00	92.81	12.65	29.87	23.12
38	2001.05.10-20.21.04	-80.03	34.10	-2.23	10.45	36.63	21.76
39	2001.05.10-22.36.58	176.42	-84.60	77.50	11.36	32.73	22.62
40	2001.05.11-00.40.59	2.40	108.10	1.92	9.31	22.29	22.57
41	2001.05.11-01.53.45	-76.04	-18.50	-45.80	9.63	29.07	15.10
42	2001.05.11-07.10.39	-108.54	-19.60	-79.85	9.64	27.83	14.60

Tab. A.4: *Idem, continuation de la table*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
43	2001.05.12-03.02.07	-128.37	31.90	-89.63	9.96	30.42	18.19
44	2001.05.12-03.09.25	-257.38	-16.00	-145.54	9.12	24.75	19.51
45	2001.05.14-17.52.16	-95.56	-51.90	-49.52	9.17	31.53	19.03
46	2001.05.16-01.15.54	-82.71	15.10	-45.51	10.45	24.67	20.02
47	2001.05.16-01.24.01	-192.74	97.00	-108.95	10.98	24.91	16.66
48	2001.05.16-01.29.16	-49.76	136.70	-33.74	10.86	26.61	15.40
49	2001.05.16-01.36.52	-211.07	-56.30	-110.00	9.19	25.50	15.91
50	2001.05.19-03.18.57	-79.63	22.60	-40.76	8.78	26.73	13.44
51	2001.05.19-04.12.59	-113.37	-68.10	-58.20	12.11	25.24	23.43
52	2001.05.19-04.18.38	-148.80	-44.70	-84.51	8.56	27.71	15.87
53	2001.05.21-13.43.39	-164.67	162.60	-79.12	10.58	24.62	18.69
54	2001.05.21-17.41.48	-186.46	140.80	-91.96	13.25	34.94	21.89
55	2001.05.21-17.45.00	-127.03	6.30	-66.19	11.11	24.49	16.22
56	2001.05.22-04.32.37	-122.27	4.90	-52.39	9.35	24.43	18.19
57	2001.05.22-21.49.43	-87.14	-1.40	-6.64	11.16	28.60	16.72
58	2001.06.20-20.10.23	27.46	-16.40	4.58	12.20	28.61	22.55
59	2001.06.22-00.28.53	17.58	80.50	-41.82	10.33	26.50	21.44
60	2001.06.22-04.25.26	-46.63	182.80	-28.70	10.22	30.80	16.15

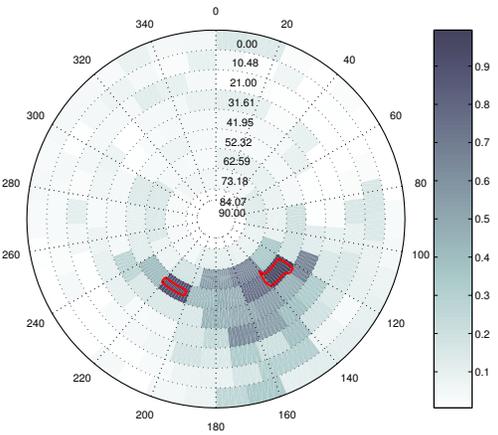
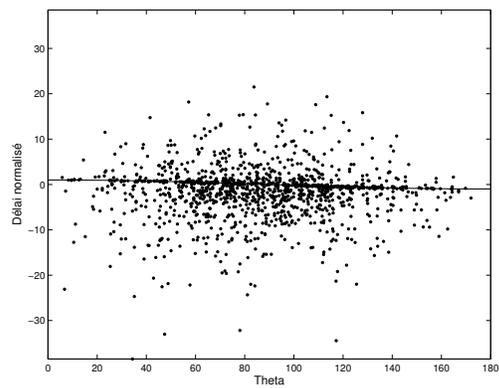
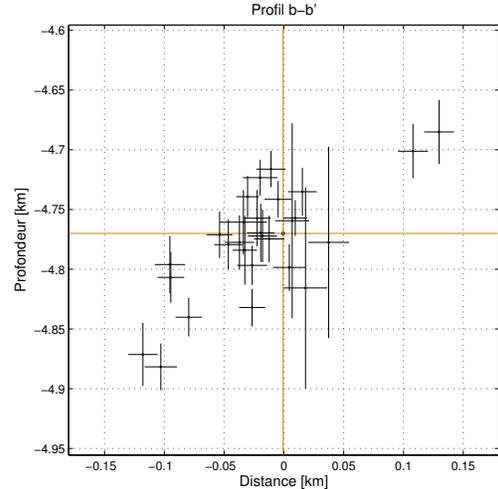
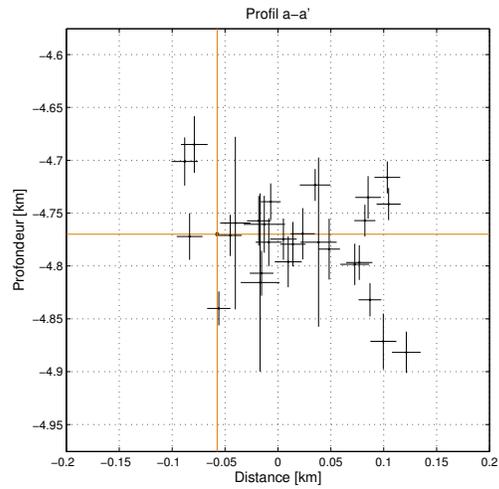
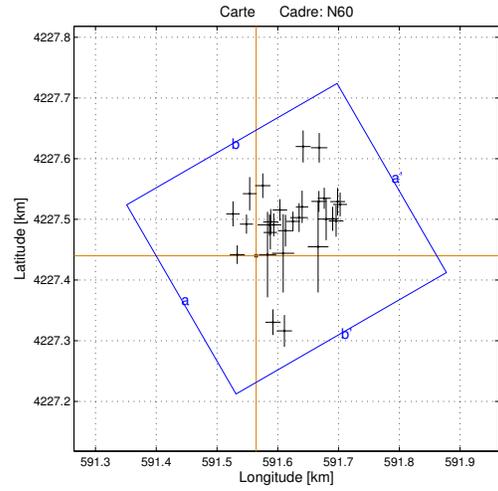
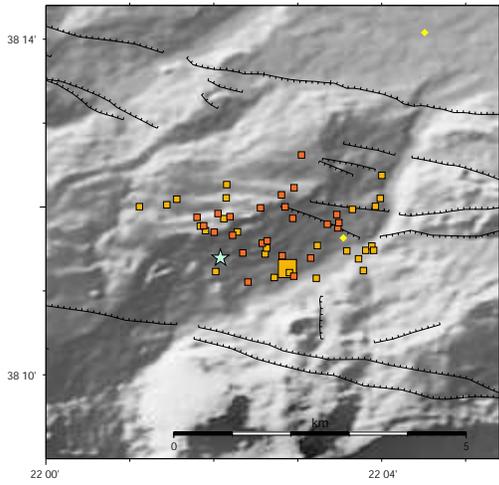
Multiplet 4



Tab. A.5: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 4. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.29-15.33.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.31-16.01.35	132.16	-1.40	58.27	17.05	23.35	19.70
3	2001.03.31-18.57.42	128.35	-91.50	93.58	17.41	21.78	16.23
4	2001.04.03-23.58.56	165.86	-110.70	149.48	12.28	21.75	14.85
5	2001.04.06-03.19.36	268.75	40.90	229.64	11.44	26.60	15.71
6	2001.04.06-11.13.26	260.58	2.00	317.68	18.08	26.79	18.72
7	2001.04.07-08.52.20	244.07	-60.60	250.54	10.90	21.16	14.97
8	2001.04.07-15.26.27	258.67	35.00	252.51	12.09	20.81	16.64
9	2001.04.07-20.21.25	306.29	-45.60	351.40	13.16	21.60	19.28
10	2001.04.08-00.47.52	237.80	-15.90	293.74	11.89	23.16	18.27
11	2001.04.08-07.03.10	98.21	-163.30	102.25	12.37	18.53	14.14
12	2001.04.08-07.16.41	88.52	-157.60	78.30	11.06	20.48	17.64
13	2001.04.08-23.50.49	265.07	-58.60	310.44	11.76	25.98	16.38
14	2001.04.10-19.47.06	43.01	-128.50	39.67	11.30	22.82	28.74
15	2001.04.11-10.01.12	117.61	-235.20	127.07	12.00	20.25	15.37
16	2001.04.11-10.03.27	135.65	-156.50	175.31	12.47	20.97	19.30
17	2001.04.12-14.57.27	60.29	-126.40	178.81	13.22	19.47	15.16
18	2001.04.12-20.09.41	202.43	-194.20	233.94	12.13	22.27	18.31
19	2001.04.12-20.45.22	184.50	-205.30	231.94	13.71	18.74	17.60
20	2001.04.13-05.05.54	70.36	-145.70	194.06	12.47	22.37	11.80
21	2001.04.15-09.11.50	71.94	-134.30	78.09	14.29	22.49	15.61
22	2001.04.19-09.00.48	274.28	22.10	220.57	10.70	25.12	16.33
23	2001.04.27-23.31.43	31.75	-310.30	117.49	18.69	28.12	14.59
24	2001.04.28-04.02.44	312.58	44.80	248.60	14.35	30.09	17.60
25	2001.04.28-09.48.53	196.51	-12.50	199.93	13.85	28.67	16.65
26	2001.04.28-22.58.43	251.34	-9.40	226.60	12.31	28.51	15.51
27	2001.05.21-14.52.30	292.11	-28.10	178.26	16.86	30.30	21.81
28	2001.05.27-01.52.39	101.08	-147.50	51.12	21.49	27.08	19.56
29	2001.06.01-09.40.08	95.81	-82.50	45.76	16.16	32.73	19.50
30	2001.06.21-23.31.51	115.72	-34.80	48.13	25.59	20.09	28.11

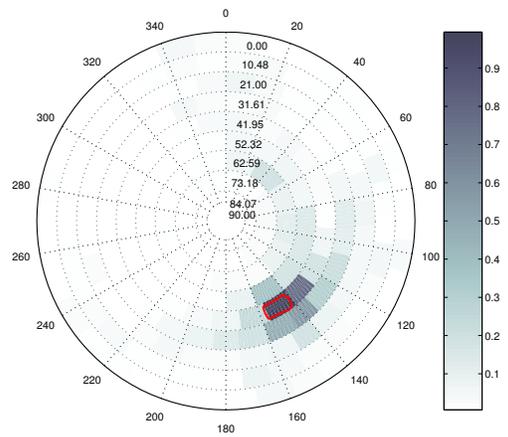
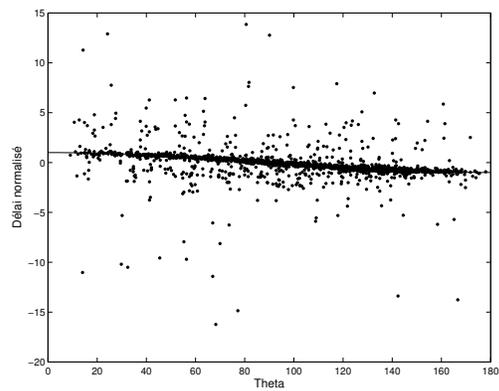
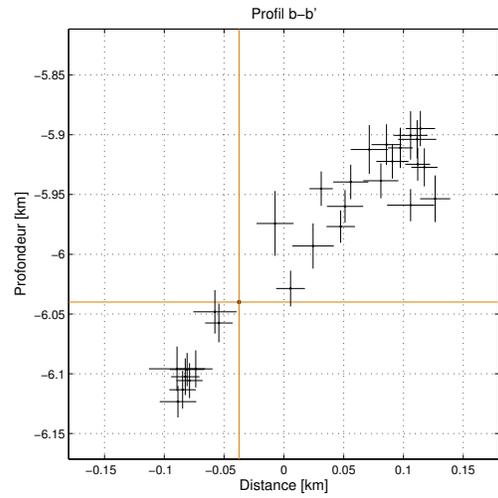
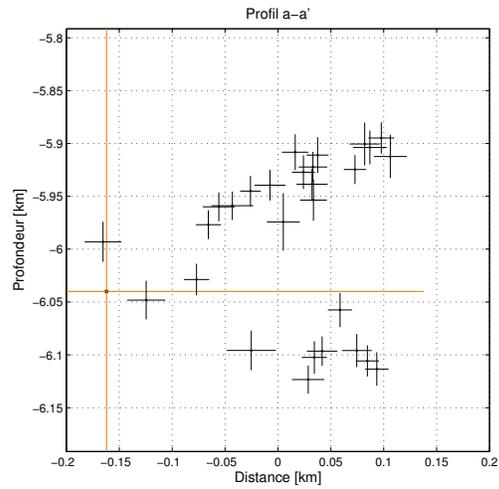
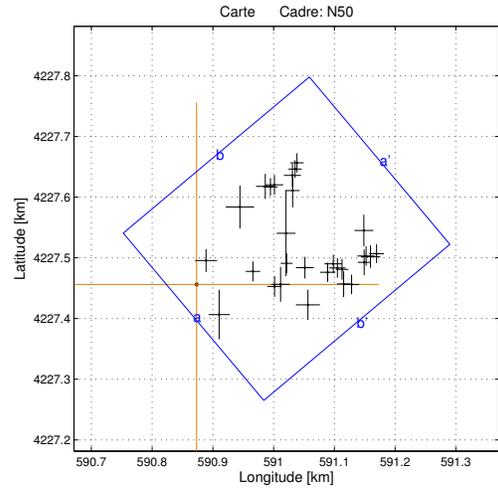
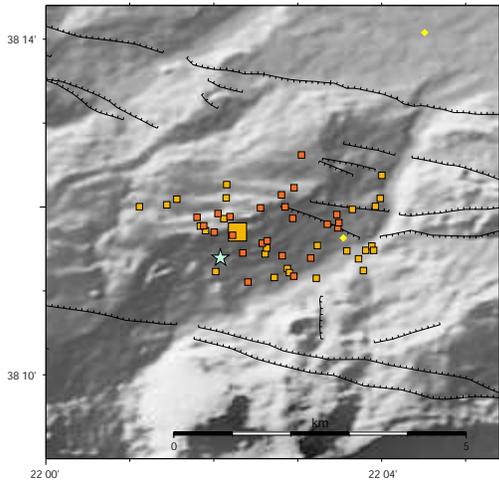
Multiplet 5



Tab. A.6: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 5. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.01-04.39.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.11-22.09.14	-18.40	44.30	-17.60	17.93	27.57	25.47
3	2001.04.12-22.49.51	127.17	81.60	41.49	15.32	20.62	19.29
4	2001.04.13-03.41.22	6.70	107.70	-48.56	16.75	22.86	49.42
5	2001.04.13-13.52.14	59.11	56.20	-11.07	15.00	17.10	37.29
6	2001.04.13-13.53.51	89.99	85.90	-67.02	19.25	23.32	21.58
7	2001.04.13-15.47.27	135.60	83.80	19.33	14.99	19.31	23.29
8	2001.04.14-04.33.47	99.86	174.50	-116.97	22.75	22.15	27.74
9	2001.04.14-16.33.50	101.24	86.80	-36.42	14.71	24.25	19.39
10	2001.04.15-00.49.33	63.69	51.90	32.08	20.78	23.14	22.67
11	2001.04.15-00.53.59	120.41	58.10	7.54	14.94	21.34	22.94
12	2001.04.15-01.03.06	40.91	76.10	-7.35	17.03	28.64	31.53
13	2001.04.15-01.03.55	31.37	54.30	-10.31	22.76	24.69	34.99
14	2001.04.15-22.39.03	23.04	-113.30	62.07	13.28	25.55	30.49
15	2001.04.15-22.41.44	-37.41	68.60	-71.54	17.01	19.42	24.04
16	2001.04.16-20.39.59	-33.27	-6.10	-24.19	16.82	24.49	27.34
17	2001.04.17-02.15.27	6.92	47.00	26.42	11.98	22.89	27.18
18	2001.04.27-03.37.35	48.69	41.00	-18.85	17.88	36.75	29.56
19	2001.05.18-23.08.05	18.33	40.30	-4.49	16.70	26.49	24.72
20	2001.05.21-17.29.48	71.90	165.20	-99.81	15.51	41.88	31.20
21	2001.05.25-08.10.18	71.81	72.30	-24.37	14.24	43.19	29.69
22	2001.05.25-08.16.05	-14.51	97.30	-36.36	14.35	34.62	30.39
23	2001.05.25-09.27.12	40.98	-139.10	77.29	17.63	29.03	28.66
24	2001.05.25-09.27.52	9.26	2.10	9.13	14.96	38.79	26.40
25	2001.05.26-23.04.11	122.78	34.70	34.81	16.08	27.02	24.96
26	2001.05.31-23.03.22	101.57	29.30	-39.13	24.19	37.58	27.74

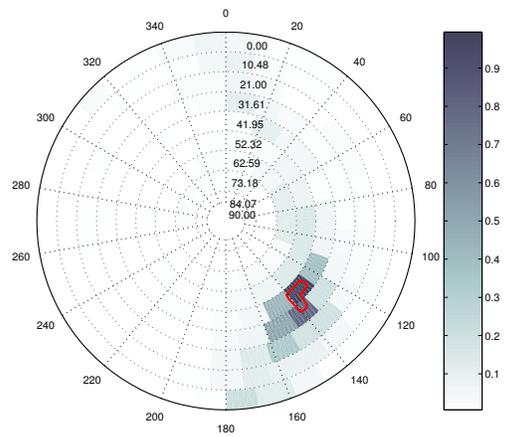
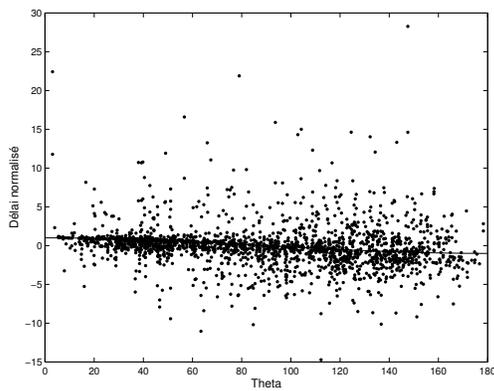
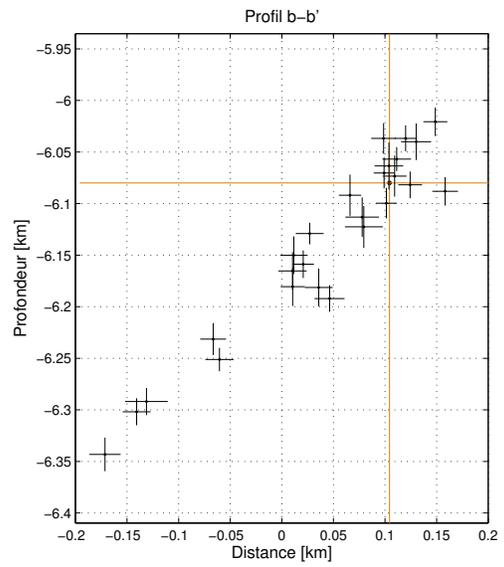
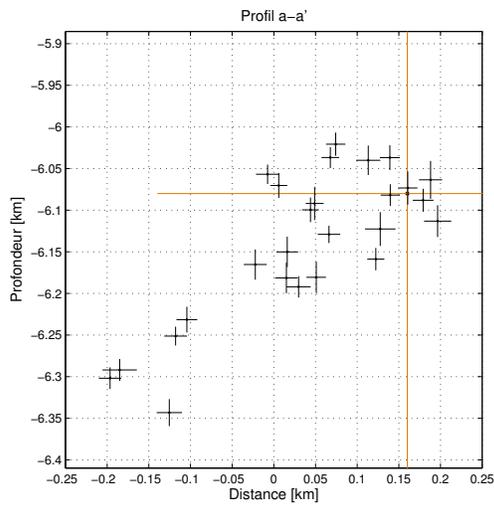
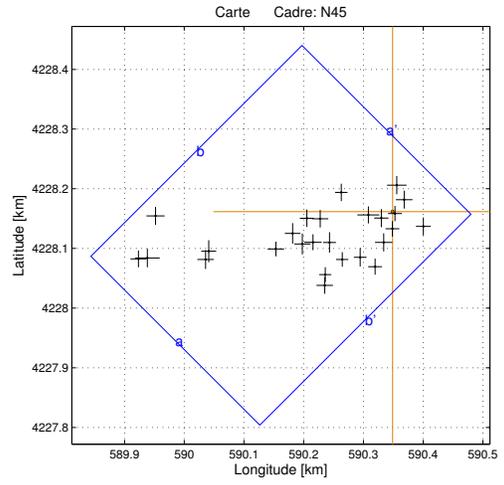
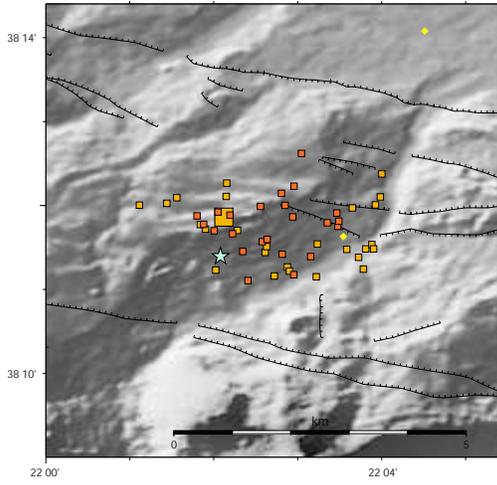
Multiplet 6



Tab. A.7: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 6. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.29-00.42.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-00.43.44	128.35	-3.30	63.18	11.88	17.09	13.54
3	2001.03.29-03.31.27	92.83	21.60	11.31	11.98	16.38	14.96
4	2001.03.29-14.25.32	178.37	27.70	100.54	14.70	17.90	14.42
5	2001.04.01-03.24.31	128.18	164.30	-56.46	14.42	16.13	13.91
6	2001.04.01-03.26.05	148.35	34.80	94.94	9.76	16.30	14.43
7	2001.04.01-03.27.16	15.72	39.50	-8.18	18.10	18.84	18.19
8	2001.04.02-06.16.36	121.56	160.70	-62.47	11.84	14.60	15.35
9	2001.04.02-06.20.46	231.90	27.20	117.71	13.47	16.21	14.43
10	2001.04.04-14.23.18	165.38	200.40	-73.40	11.05	15.86	15.84
11	2001.04.04-14.50.34	279.12	46.90	139.55	14.18	16.00	20.25
12	2001.04.04-14.55.06	255.24	0.10	86.45	12.60	15.98	19.50
13	2001.04.08-08.56.50	147.38	84.30	65.80	15.53	70.75	27.15
14	2001.04.08-20.01.40	113.17	161.60	-83.36	15.29	20.69	13.21
15	2001.04.09-09.41.21	157.88	179.80	-55.93	14.08	19.20	15.59
16	2001.04.11-02.22.53	215.85	20.20	131.78	12.53	15.92	17.03
17	2001.04.11-19.39.39	286.45	45.90	136.22	15.97	18.49	16.03
18	2001.04.13-05.52.34	239.55	24.90	129.05	10.34	17.08	16.87
19	2001.04.16-01.11.55	296.43	50.80	145.21	12.24	15.50	14.75
20	2001.04.28-12.02.57	71.43	127.70	-55.86	23.41	35.37	18.68
21	2001.04.28-12.06.08	183.36	-33.50	81.11	19.73	24.79	13.44
22	2001.04.29-04.10.49	37.23	-49.60	46.95	17.39	40.66	18.93
23	2001.05.06-21.58.03	138.28	0.30	80.10	15.16	28.68	13.62
24	2001.05.09-08.12.23	158.21	154.80	-17.49	11.49	27.77	16.21
25	2001.05.22-07.41.48	275.50	89.00	127.71	15.50	26.06	20.39
26	2001.05.22-09.35.31	242.20	0.90	112.80	10.91	21.44	15.90
27	2001.07.06-21.28.55	275.91	36.40	115.37	10.44	21.17	13.75
28	2001.07.06-21.36.59	225.07	34.00	101.50	14.70	15.02	14.58
29	2001.10.07-20.48.28	162.28	190.20	-65.76	10.93	14.62	14.65

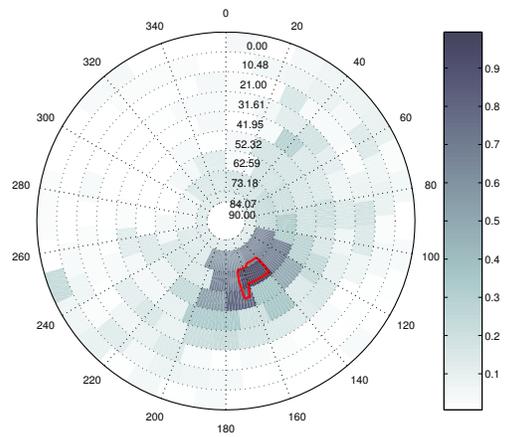
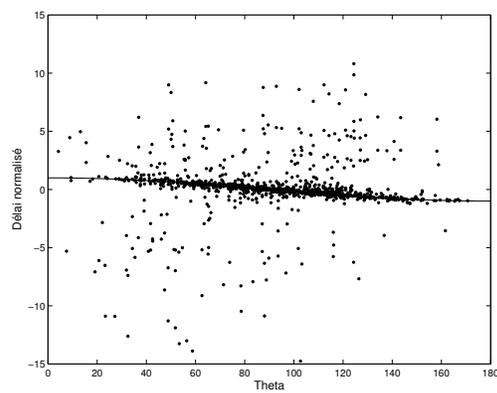
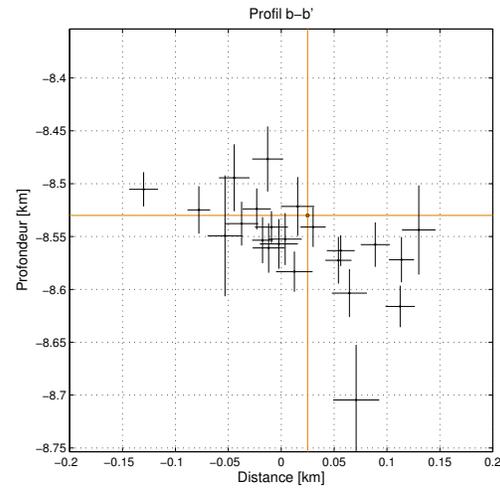
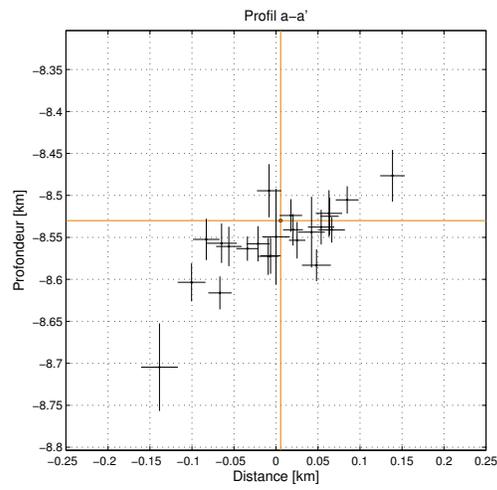
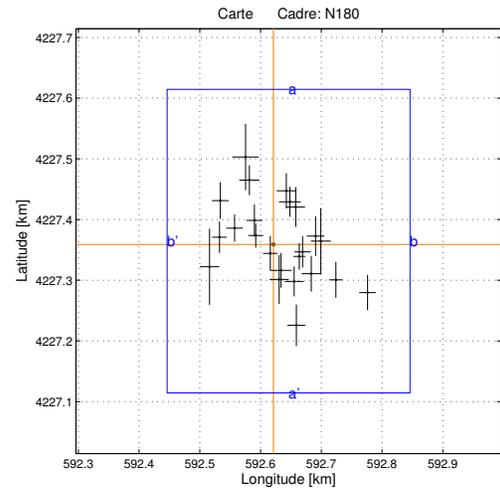
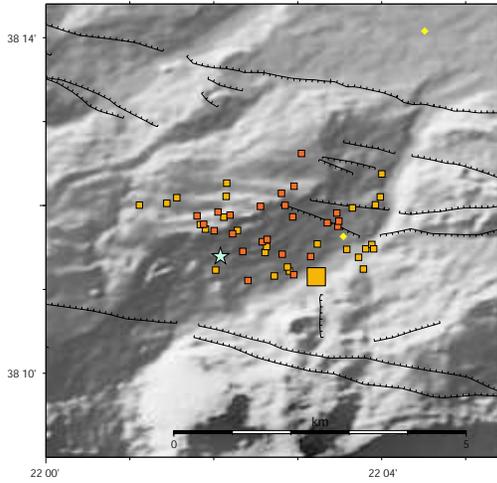
Multiplet 7



Tab. A.8: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 7. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.29-13.41.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-01.19.32	3.85	-3.10	6.69	11.60	12.72	19.95
3	2001.03.29-01.28.35	-105.75	-51.60	-11.86	10.76	17.14	19.97
4	2001.03.29-01.50.27	-121.19	-11.80	-49.02	13.49	14.63	10.40
5	2001.03.29-03.22.37	-151.17	-54.10	-101.32	13.53	17.60	18.36
6	2001.03.29-03.54.01	-410.69	-77.70	-211.90	20.62	15.60	13.18
7	2001.03.29-10.17.12	51.44	-24.70	-8.04	12.48	14.98	13.80
8	2001.03.29-16.10.26	-113.68	-123.60	23.17	13.85	14.05	11.61
9	2001.03.29-17.05.52	-29.40	-92.20	59.36	11.58	13.50	13.86
10	2001.03.29-17.26.16	-84.41	-80.10	-19.60	10.12	12.15	14.76
11	2001.03.30-03.36.34	-14.96	-51.40	39.98	14.58	15.22	17.73
12	2001.03.30-08.27.41	-307.96	-66.30	-151.41	12.51	18.53	15.48
13	2001.03.30-16.07.48	-18.95	-10.80	43.18	11.96	15.20	14.89
14	2001.03.30-16.23.58	-396.99	-7.10	-263.18	15.20	15.08	16.25
15	2001.03.30-20.19.59	-167.51	-36.30	-70.09	13.05	17.13	18.21
16	2001.03.30-20.22.52	-133.40	-51.30	-112.06	14.50	13.37	12.89
17	2001.03.31-05.11.46	-85.93	32.30	-78.75	10.32	14.63	13.35
18	2001.03.31-05.31.53	-425.63	-79.10	-221.83	13.45	14.08	13.04
19	2001.03.31-10.08.43	-313.22	-80.20	-171.19	13.66	15.82	11.30
20	2001.03.31-15.28.45	-54.30	-76.40	43.28	10.66	15.53	12.60
21	2001.04.01-12.58.55	-195.53	-62.60	-85.26	13.76	12.24	18.16
22	2001.04.02-05.14.24	-112.82	-105.40	9.71	10.17	12.43	15.00
23	2001.04.02-06.15.22	-40.58	-5.40	-42.57	18.35	14.24	20.30
24	2001.04.04-12.59.08	-143.65	-11.00	-100.53	11.73	14.60	18.75
25	2001.04.04-13.09.00	6.98	44.50	-33.10	16.29	15.33	19.11
26	2001.04.14-12.13.40	19.27	20.10	16.52	13.89	15.02	22.77
27	2001.04.18-00.14.42	-0.36	-28.70	-1.79	11.54	13.01	12.95

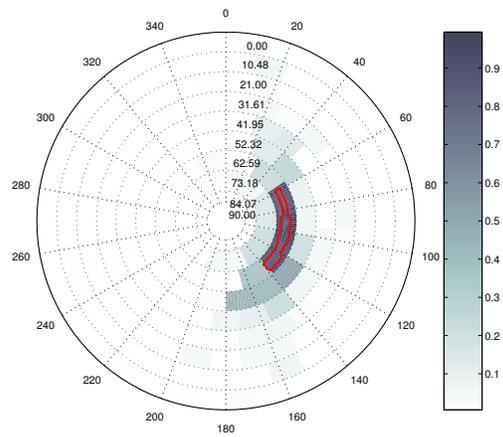
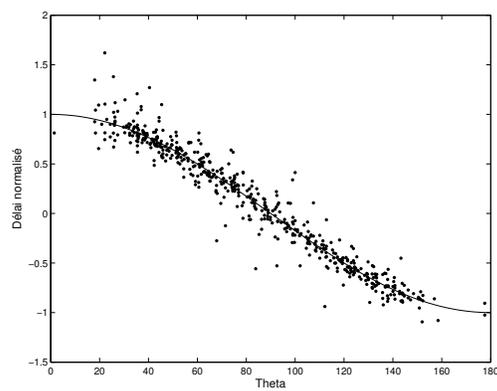
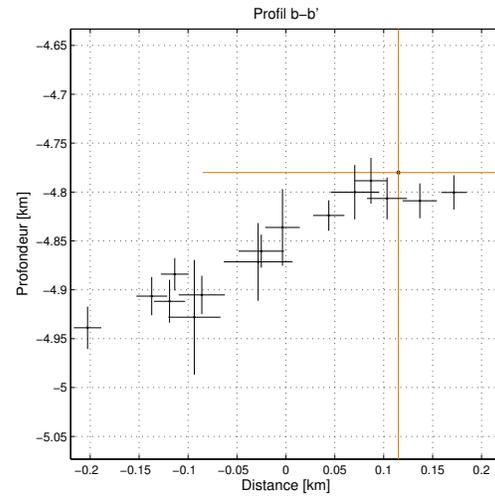
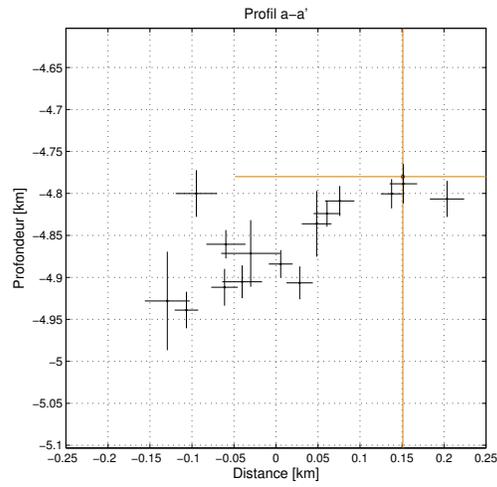
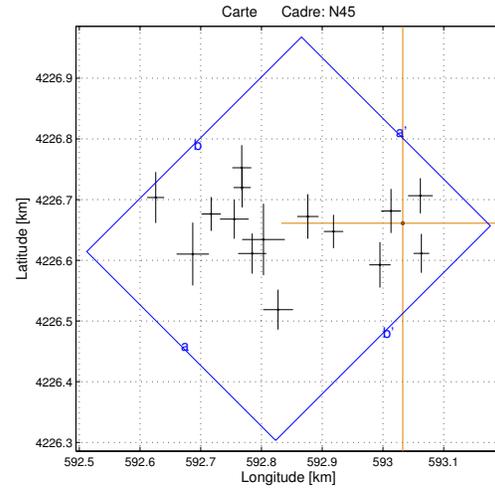
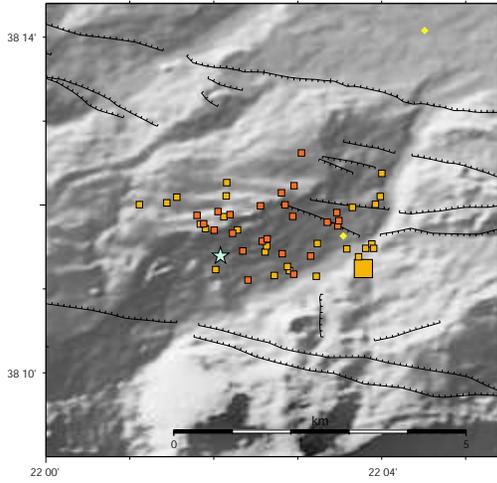
Multiplet 8



Tab. A.9: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 8. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.30-15.47.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.18-21.16.22	37.69	-133.10	53.39	14.63	34.12	30.76
3	2001.05.18-21.57.00	-105.13	-36.70	-13.78	15.87	62.71	42.14
4	2001.05.21-21.24.05	-87.54	72.30	-86.10	13.91	30.28	19.63
5	2001.05.26-18.44.07	-29.19	14.80	-42.49	12.39	19.83	22.08
6	2001.05.26-18.48.43	27.09	70.30	-26.99	17.98	24.61	23.47
7	2001.05.26-21.35.48	-31.39	39.60	-33.36	13.21	26.21	14.52
8	2001.05.26-21.44.33	-88.84	12.00	-41.90	11.86	25.77	21.43
9	2001.05.26-22.05.19	42.58	-19.70	-23.48	9.80	21.78	21.78
10	2001.05.26-22.10.05	12.48	-42.60	-53.20	17.27	28.59	19.04
11	2001.05.26-22.38.13	48.02	-12.20	6.15	13.36	25.70	19.41
12	2001.05.26-22.53.59	-5.24	-14.70	-10.96	11.89	28.45	18.82
13	2001.05.27-00.10.47	69.29	13.70	35.60	14.43	32.76	31.63
14	2001.05.27-13.45.06	21.15	88.50	-22.40	15.72	29.10	24.59
15	2001.05.27-13.59.50	62.28	-48.20	-7.74	15.72	29.60	20.66
16	2001.05.27-22.43.55	78.01	5.50	-19.31	16.46	54.62	57.14
17	2001.05.28-21.02.52	102.76	-58.30	5.19	10.75	29.55	22.39
18	2001.05.29-22.35.04	36.81	61.70	-30.79	15.10	32.75	23.42
19	2001.05.31-21.02.04	9.38	-57.60	8.54	15.76	40.29	27.79
20	2001.05.31-22.26.31	154.93	-79.20	24.68	13.62	29.05	16.18
21	2001.05.31-22.29.33	34.11	-60.90	-11.08	15.63	24.64	15.09
22	2001.05.31-22.32.04	-64.02	27.00	-27.63	13.75	22.49	20.99
23	2001.05.31-22.35.35	-39.62	106.00	-73.52	16.54	24.66	22.65
24	2001.06.01-01.25.08	-45.97	144.20	-174.65	21.80	54.70	52.19

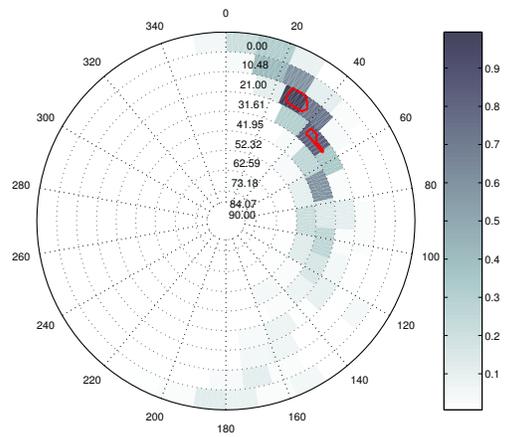
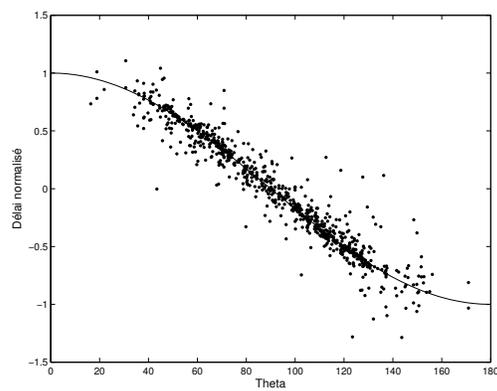
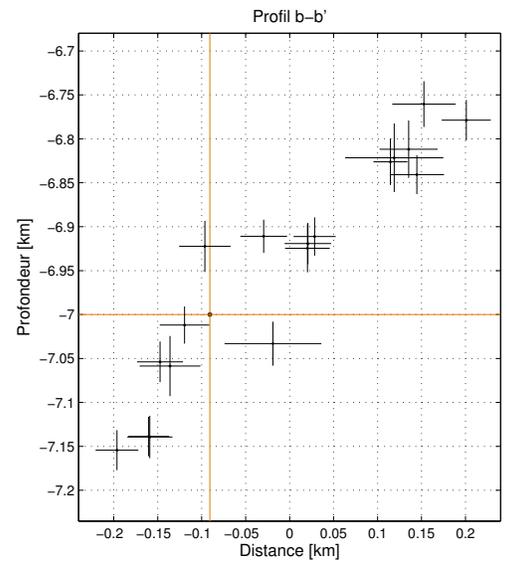
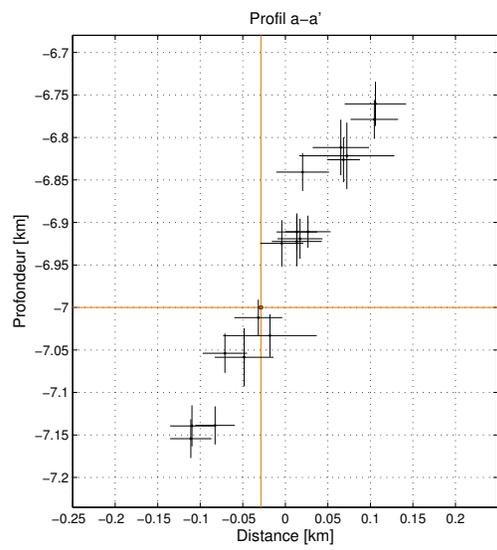
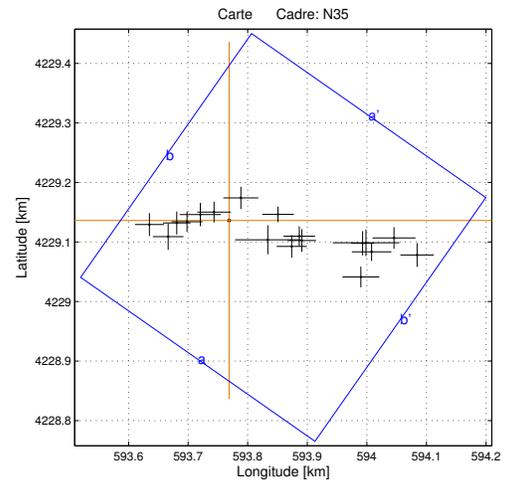
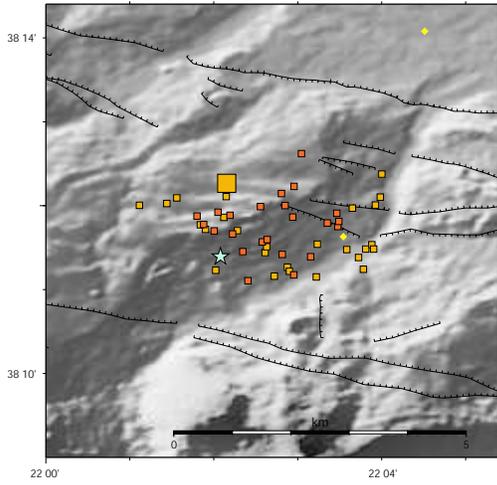
Multiplet 9



Tab. A.10: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 9. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.06.23-11.39.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.22-05.25.23	-265.16	91.40	-126.50	15.64	37.33	19.56
3	2001.05.22-10.48.44	-156.32	11.20	-56.21	17.67	36.66	39.12
4	2001.05.25-12.43.21	-406.86	42.50	-158.93	14.03	41.96	21.67
5	2001.05.25-15.02.05	-37.63	-68.60	-29.00	17.51	37.43	17.85
6	2001.05.25-15.04.37	-114.13	-13.60	-43.97	15.98	27.49	15.56
7	2001.05.25-18.13.17	-264.50	58.80	-104.07	14.16	32.63	16.50
8	2001.05.25-19.35.48	-248.03	-49.90	-80.49	23.21	33.06	16.90
9	2001.05.26-00.02.02	-19.37	20.20	-8.47	16.34	36.29	23.45
10	2001.05.26-01.02.55	-345.80	-50.80	-148.09	26.68	51.73	58.67
11	2001.05.26-01.20.43	-315.47	15.30	-131.80	15.90	27.81	21.92
12	2001.05.26-01.36.54	-229.44	-26.80	-91.45	35.09	58.88	39.69
13	2001.05.31-23.13.10	28.96	45.30	-26.59	20.39	28.91	21.47
14	2001.05.31-23.57.32	-277.38	6.80	-125.25	23.65	32.18	19.54
15	2001.06.01-21.20.32	-205.35	-142.40	-20.11	24.60	32.87	27.76
16	2001.06.23-11.41.51	30.63	-49.60	-20.44	12.90	32.01	17.45

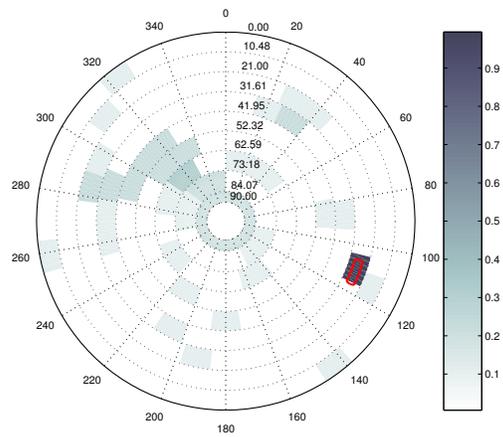
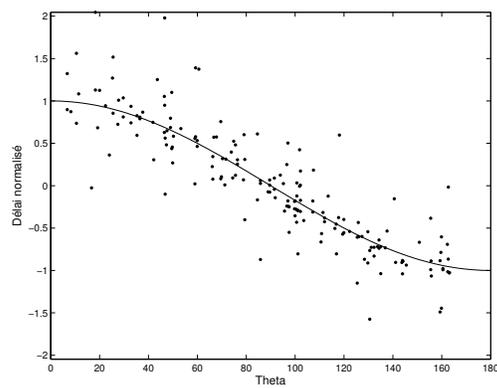
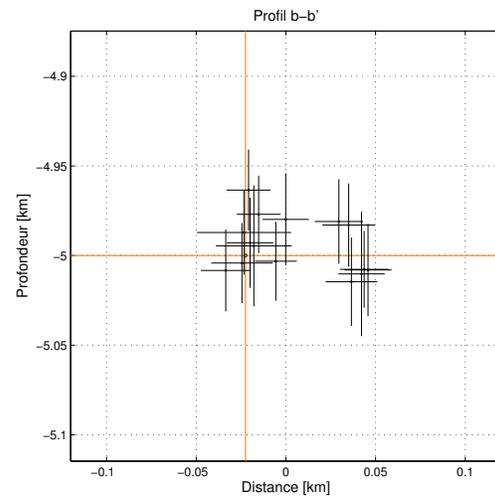
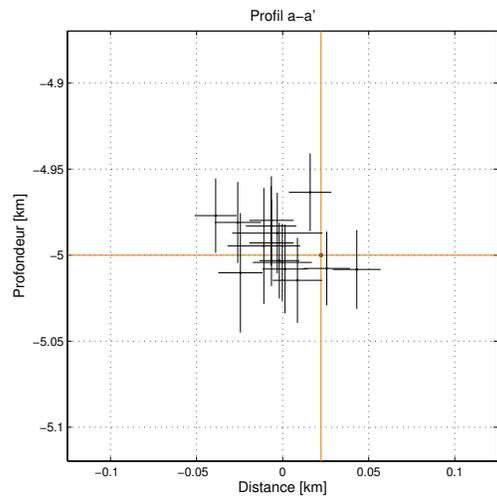
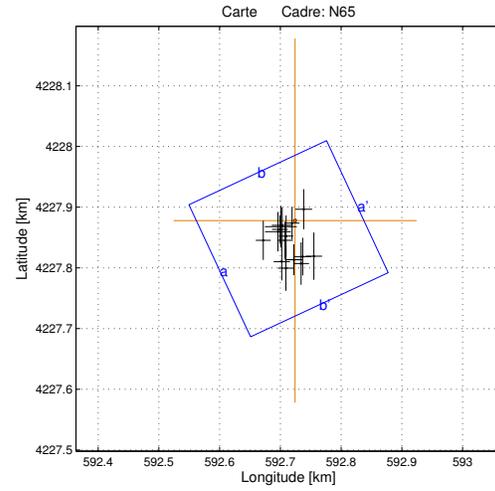
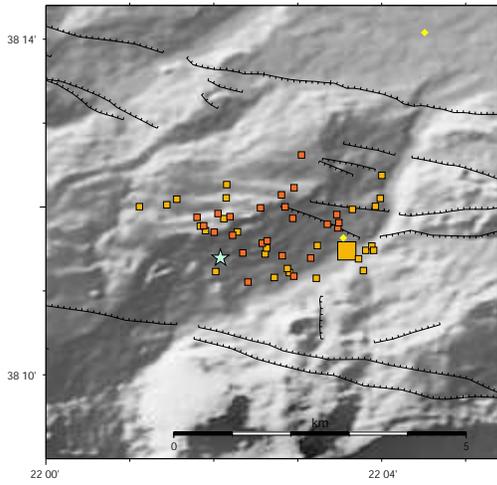
Multiplet 10



Tab. A.11: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 10. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.11.08-18.49.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.11.08-15.40.31	121.99	-33.70	88.87	23.94	19.02	21.83
3	2001.11.08-16.21.19	64.97	-32.50	-33.14	55.06	24.42	25.03
4	2001.11.08-16.25.10	105.09	-43.60	75.46	25.41	18.99	27.31
5	2001.11.08-18.52.57	-70.66	-2.20	-53.86	26.05	17.16	23.15
6	2001.11.08-19.38.52	117.78	-26.40	80.83	26.48	16.53	23.53
7	2001.11.08-19.54.17	19.66	37.80	77.65	29.36	18.70	29.12
8	2001.11.08-20.15.02	-48.38	9.90	-58.65	34.54	19.59	34.27
9	2001.11.08-20.41.30	-102.32	-27.20	-139.35	25.67	22.21	24.15
10	2001.11.08-21.03.56	276.78	-29.40	239.51	36.08	18.14	26.04
11	2001.11.08-21.39.35	315.48	-58.00	221.31	27.95	19.97	22.88
12	2001.11.08-21.47.50	221.09	-94.90	159.21	30.93	17.41	22.16
13	2001.11.08-22.04.11	-87.85	-4.30	-138.77	23.17	19.23	22.41
14	2001.11.08-22.52.01	229.79	-37.50	178.48	55.86	22.36	39.05
15	2001.11.08-22.53.57	239.16	-52.80	188.20	33.06	15.23	32.63
16	2001.11.08-23.02.07	224.04	-38.30	173.81	19.31	20.35	26.42
17	2001.11.08-23.27.39	-133.77	-6.90	-154.35	24.29	19.22	22.77
18	2001.11.09-01.57.28	81.94	10.20	89.16	26.52	12.98	18.88
19	2001.11.09-10.03.39	-25.27	14.00	-11.99	28.20	17.38	21.18

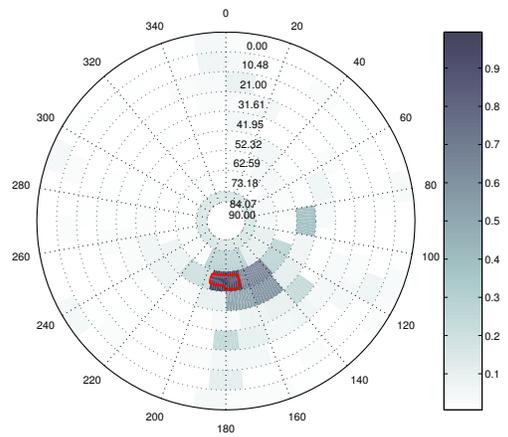
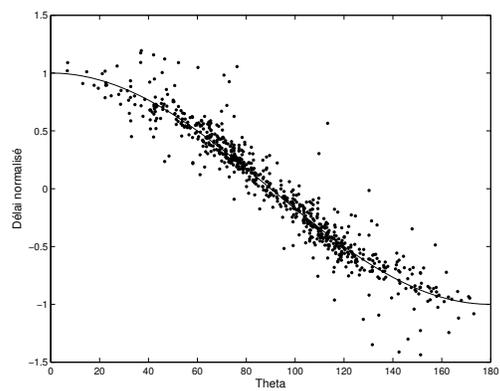
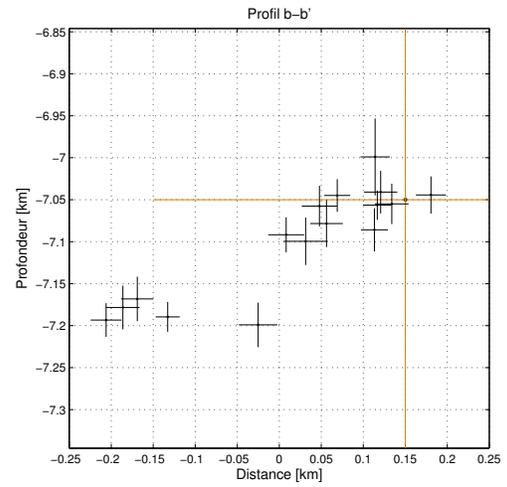
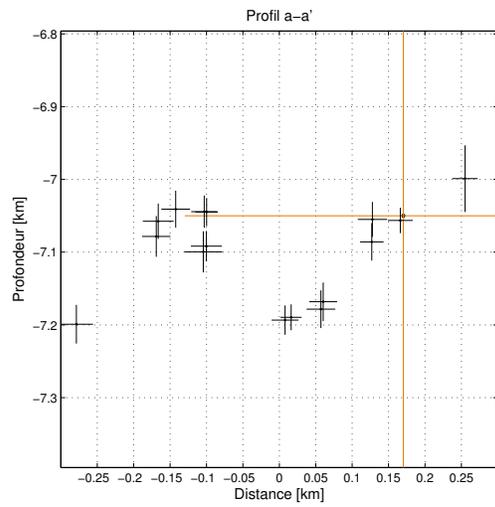
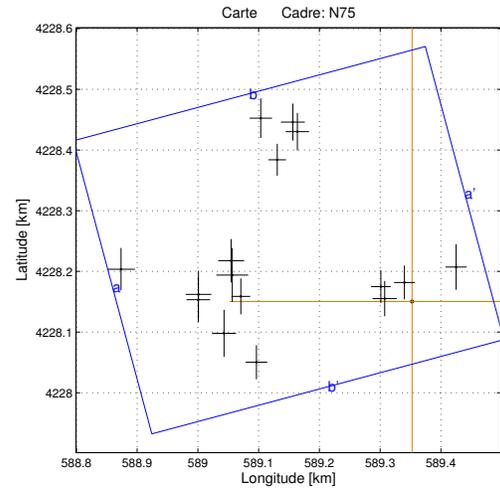
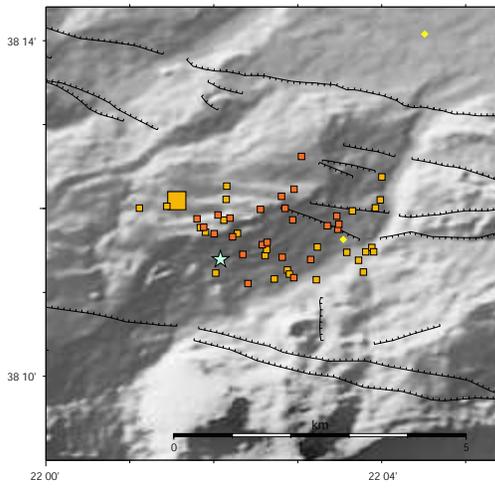
Multiplet 11



Tab. A.12: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 11. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.15-21.50.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.15-00.29.12	-21.84	-67.60	19.00	13.47	30.95	23.59
3	2001.05.21-15.22.23	-16.66	-32.50	20.20	12.90	30.75	25.66
4	2001.05.22-06.55.58	-15.11	-78.40	-10.24	12.91	37.17	34.72
5	2001.05.22-21.18.59	9.87	-70.80	-8.05	13.10	34.89	25.82
6	2001.05.22-21.19.39	-5.05	-4.20	36.55	12.31	27.01	22.63
7	2001.05.25-19.16.23	30.95	-58.60	-7.70	13.54	38.95	21.41
8	2001.05.25-20.11.18	-23.39	-10.00	12.84	26.20	34.37	23.46

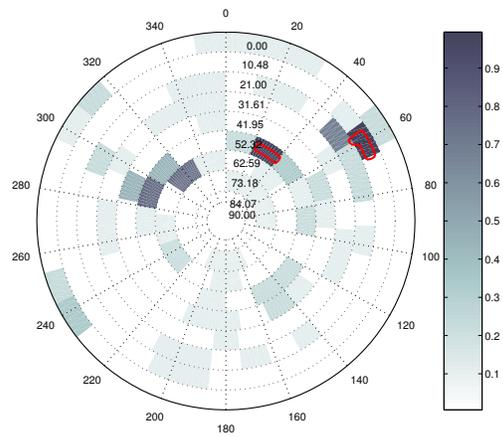
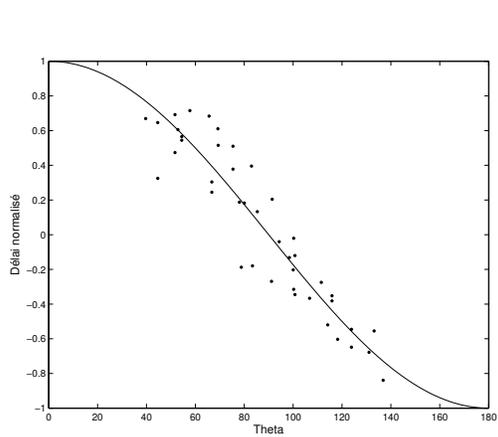
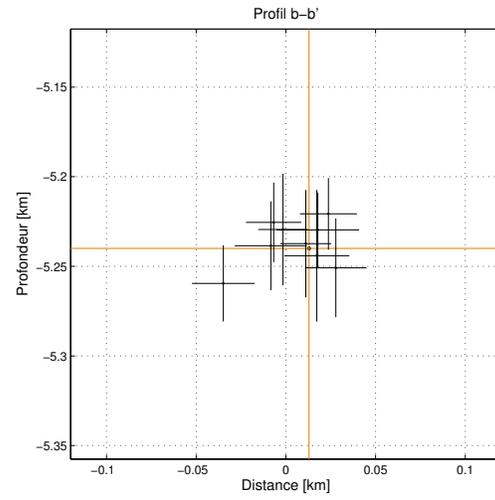
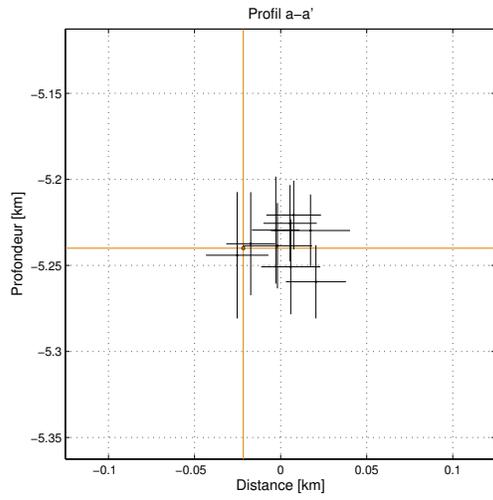
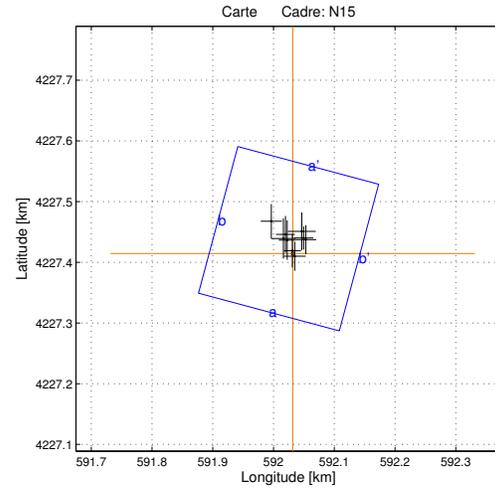
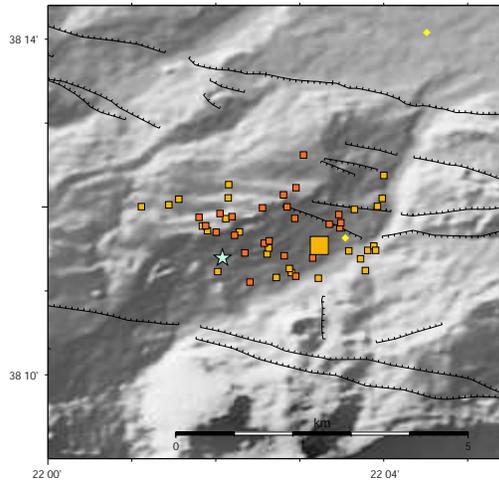
Multiplet 13



Tab. A.13: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 13. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-07.34.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-06.34.22	-51.26	24.50	-35.86	16.09	27.03	25.75
3	2001.04.08-06.55.03	-309.51	-52.40	9.07	19.75	38.62	25.36
4	2001.04.08-07.32.22	-351.88	2.90	-28.39	19.43	36.88	27.99
5	2001.04.08-08.37.06	-196.24	295.60	-128.38	19.72	30.52	25.95
6	2001.04.08-15.21.57	-221.98	233.50	-139.55	14.41	26.39	17.78
7	2001.04.08-17.04.18	-479.06	53.20	-149.02	22.86	35.00	26.54
8	2001.04.08-18.39.36	-297.86	67.10	-41.74	21.27	35.73	20.86
9	2001.04.08-18.52.24	-256.15	-100.10	5.70	17.89	28.04	22.15
10	2001.04.08-19.07.49	-351.50	11.70	-7.54	21.17	39.07	24.29
11	2001.04.08-22.49.37	-45.08	4.70	-4.96	20.07	28.94	23.99
12	2001.04.09-00.28.13	72.53	56.80	51.03	17.41	37.39	45.77
13	2001.04.09-01.03.19	-188.79	279.90	-118.17	19.18	30.87	26.47
14	2001.04.09-09.07.58	-295.97	43.60	-49.50	26.16	44.37	28.24
15	2001.04.12-13.54.20	-12.58	31.30	-6.41	17.02	27.77	17.44
16	2001.04.13-02.02.37	-249.01	302.10	-143.37	18.45	32.67	20.09
17	2001.04.14-05.50.02	-281.88	8.50	5.11	15.47	29.65	19.34

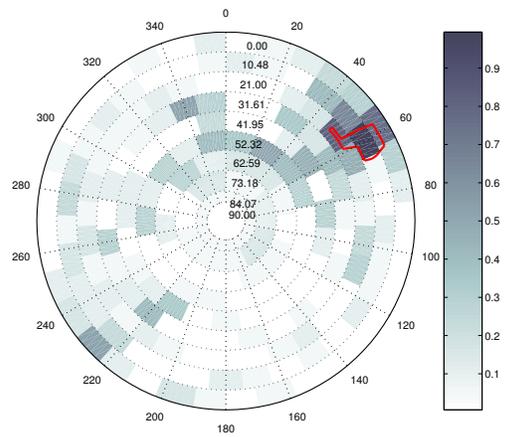
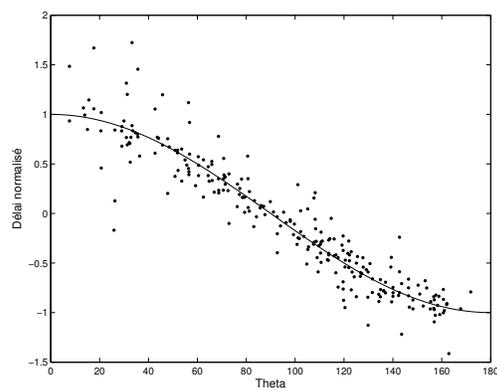
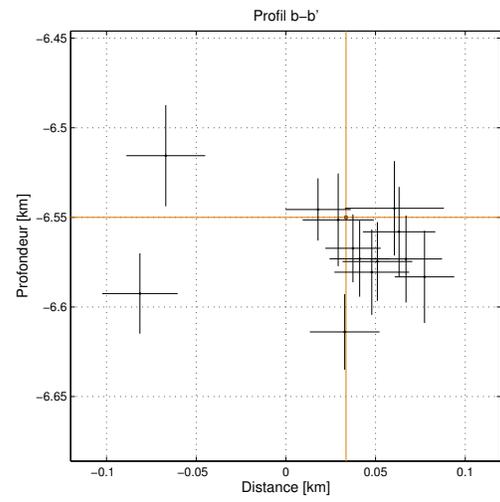
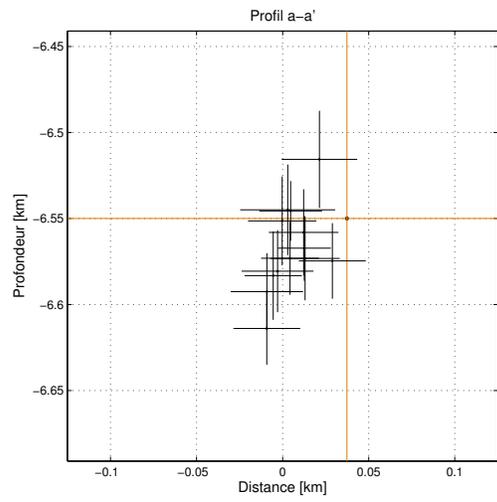
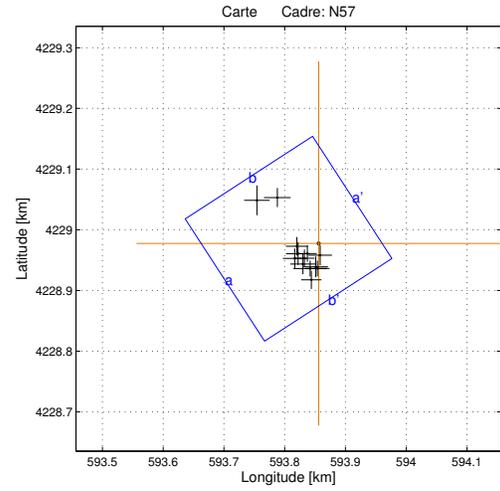
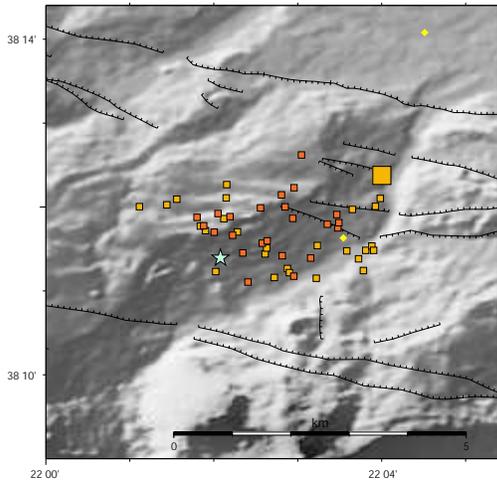
Multiplet 14



Tab. A.14: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 14. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-10.23.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-13.26.54	18.03	25.50	19.28	15.88	19.07	20.01
3	2001.04.09-00.36.35	-35.27	53.10	-19.52	17.46	28.21	21.28
4	2001.04.09-18.17.44	14.85	36.40	10.31	23.02	31.10	20.91
5	2001.04.13-02.35.51	21.56	22.70	-10.83	17.15	23.95	27.57
6	2001.04.15-13.43.32	3.28	-4.60	-4.08	18.16	23.95	36.73
7	2001.04.28-16.40.29	-15.44	24.70	1.45	20.15	33.23	24.82
8	2001.04.28-16.53.20	-0.63	4.60	2.63	14.19	27.74	29.93
9	2001.05.04-03.36.47	-11.97	31.30	14.51	15.44	30.31	22.20
10	2001.05.25-12.21.50	-9.13	22.00	10.53	13.80	32.50	31.11

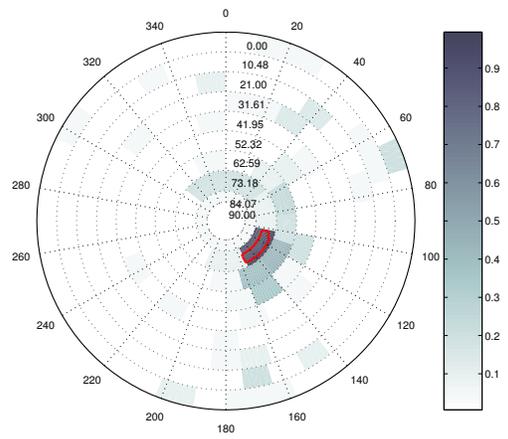
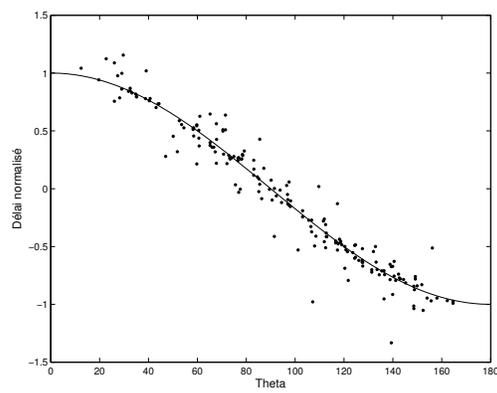
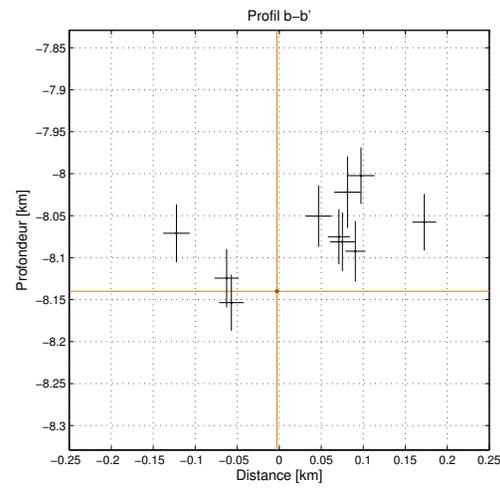
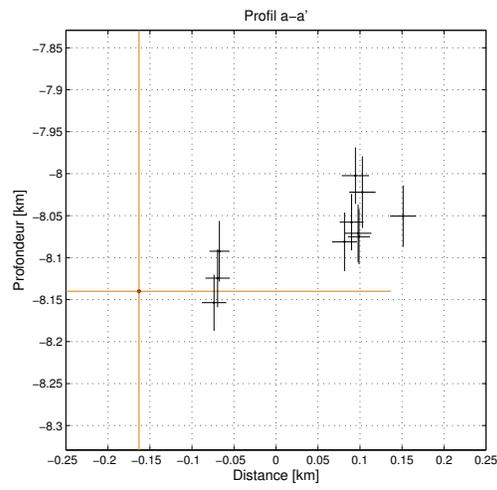
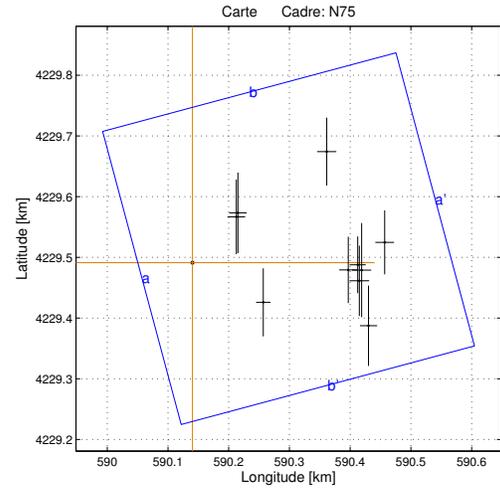
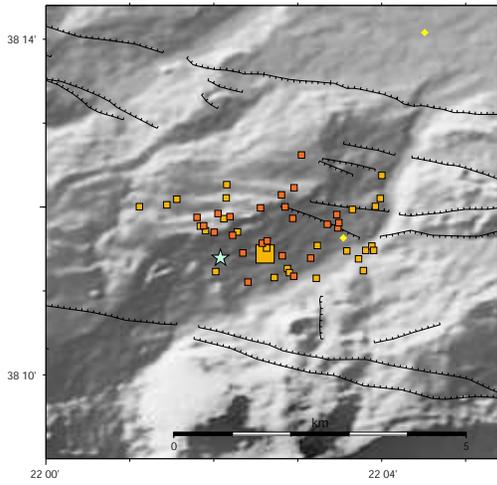
Multiplet 15



Tab. A.15: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 15. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.06.14-22.06.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.06.15-00.03.07	-35.96	-4.70	4.40	18.24	15.33	17.36
3	2001.06.15-01.20.31	-2.19	-41.30	-23.22	20.08	12.86	24.28
4	2001.06.15-05.41.55	-39.49	-24.70	-63.92	19.41	16.48	21.06
5	2001.06.15-20.05.10	-12.13	-60.00	-33.20	16.62	14.99	25.71
6	2001.06.15-20.16.04	-33.94	-16.80	-1.38	19.84	18.63	25.86
7	2001.06.15-20.16.24	-5.00	-38.50	-8.06	20.18	17.04	25.07
8	2001.06.15-20.17.12	-101.63	71.00	-42.49	21.04	24.53	22.38
9	2001.06.15-20.21.15	-18.69	-16.70	-17.27	15.42	13.50	18.95
10	2001.06.15-20.27.22	-23.60	-24.40	-23.09	16.81	14.22	21.21
11	2001.06.15-20.27.50	-68.16	75.60	34.41	21.95	15.59	28.20
12	2001.06.15-21.46.16	2.40	-19.30	-24.65	19.43	16.39	21.96
13	2001.06.15-22.23.29	-25.99	-34.00	-30.61	20.84	16.61	23.81
14	2001.06.15-23.09.13	-14.17	-41.30	5.05	27.59	13.21	26.34

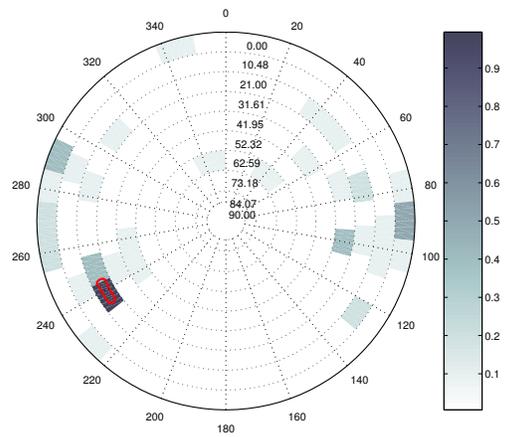
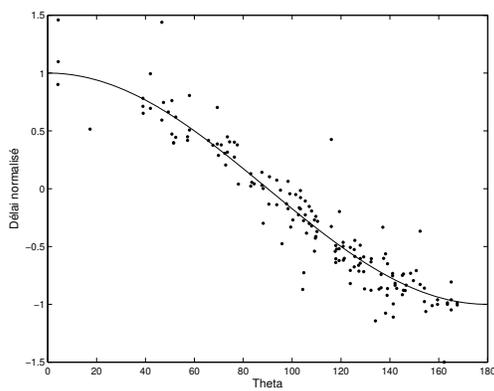
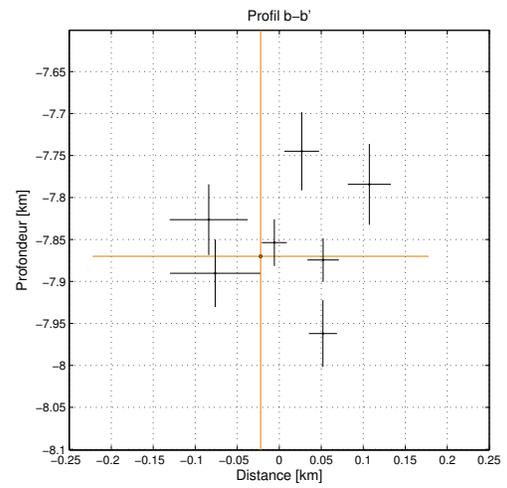
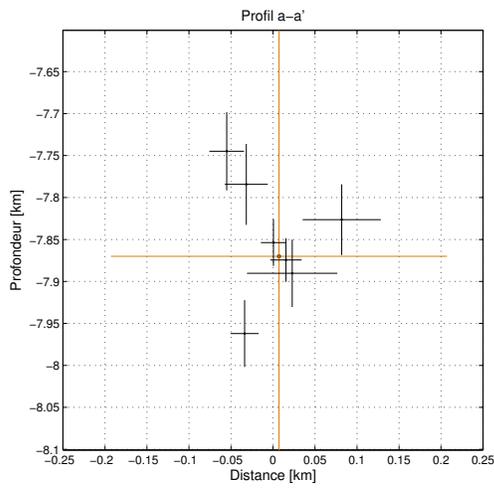
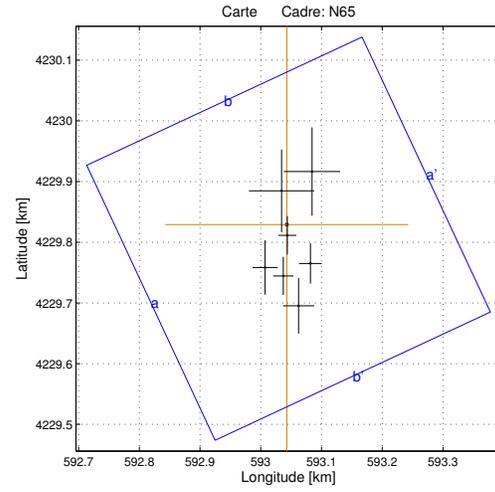
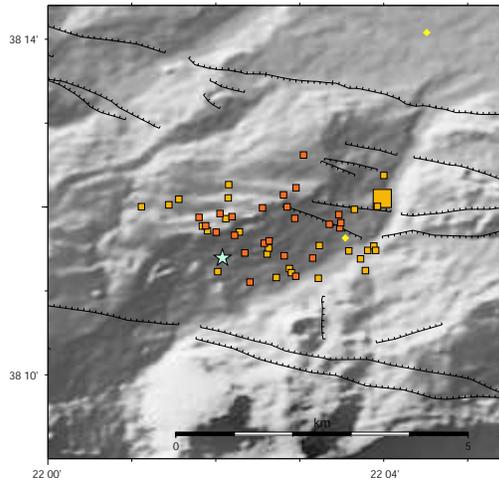
Multiplet 16



Tab. A.16: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 16. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.08-07.52.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.02.04-03.58.22	-258.42	66.90	-68.59	22.91	64.36	34.83
3	2001.02.04-04.32.59	-200.46	-102.10	-22.14	23.46	73.19	42.67
4	2001.02.09-06.13.33	-263.07	47.90	-98.67	19.89	70.08	40.78
5	2001.03.06-17.17.25	-41.71	-67.00	-21.99	17.90	39.75	36.26
6	2001.03.07-05.24.00	-72.66	-12.90	-13.77	18.90	45.55	35.98
7	2001.03.08-08.11.29	-50.23	-16.70	33.65	21.99	53.07	34.61
8	2001.03.11-03.49.27	-102.13	115.90	-32.75	19.22	47.66	32.07
9	2001.03.15-20.47.30	-59.91	-9.60	-13.67	23.89	49.71	32.59
10	2001.02.02-11.13.51	-322.17	-48.40	-65.92	29.85	87.04	56.38

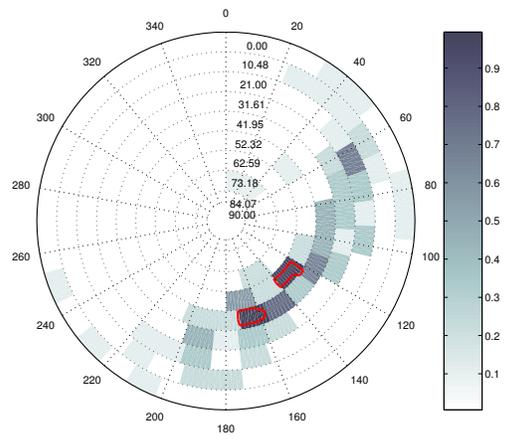
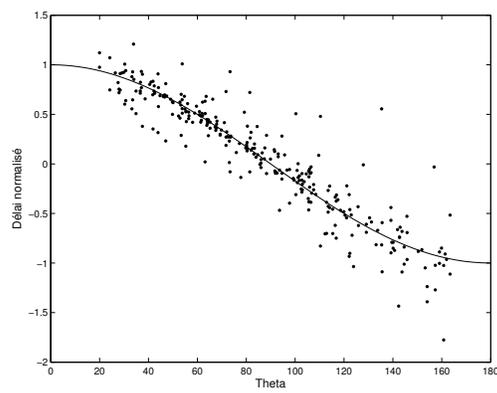
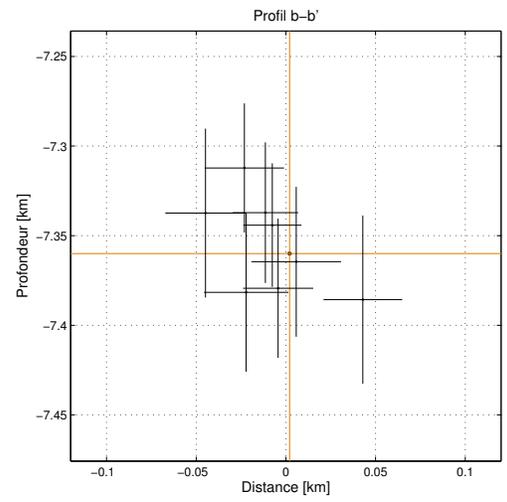
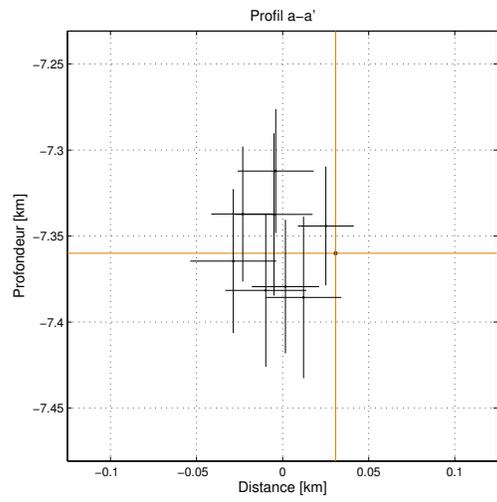
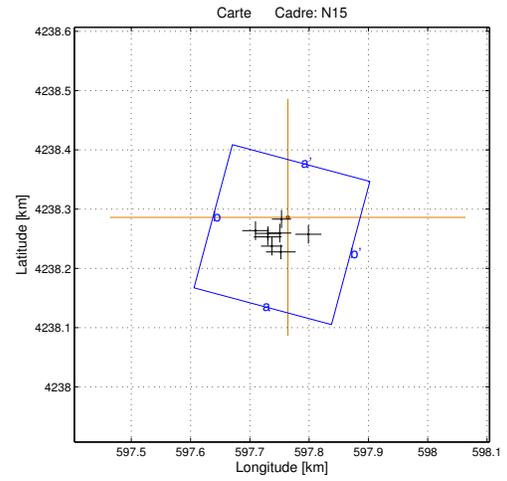
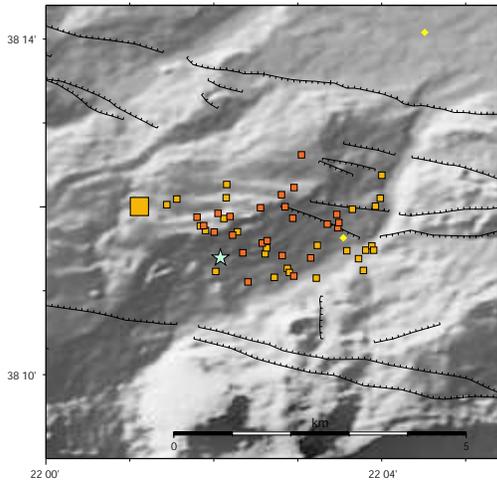
Multiplet 17



Tab. A.17: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 17. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.29-21.34.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.28-22.37.48	-5.69	-84.50	-92.05	16.70	31.41	39.78
3	2001.05.28-22.39.35	19.47	-133.80	85.72	25.60	45.72	48.20
4	2001.05.29-20.35.48	38.99	-64.00	-4.43	18.70	33.07	25.97
5	2001.05.29-20.43.08	-35.68	-70.70	125.09	20.65	44.71	46.54
6	2001.05.29-20.49.43	0.89	-17.60	16.31	14.86	31.72	27.77
7	2001.05.29-21.45.31	41.55	87.50	43.62	46.47	72.73	42.08
8	2001.05.29-21.48.04	-8.56	55.60	-20.28	53.77	68.26	40.23

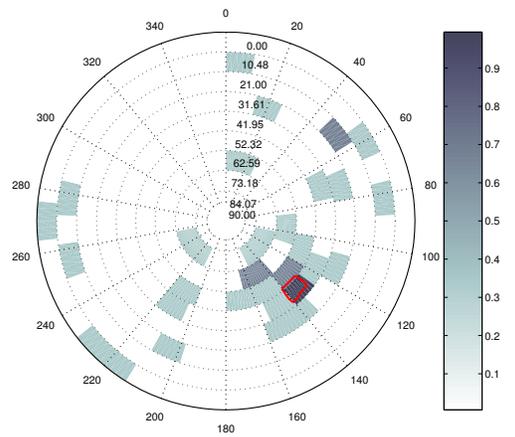
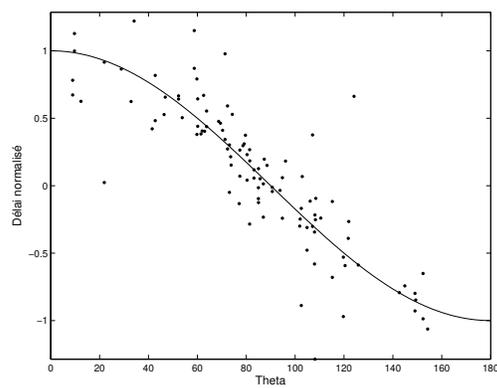
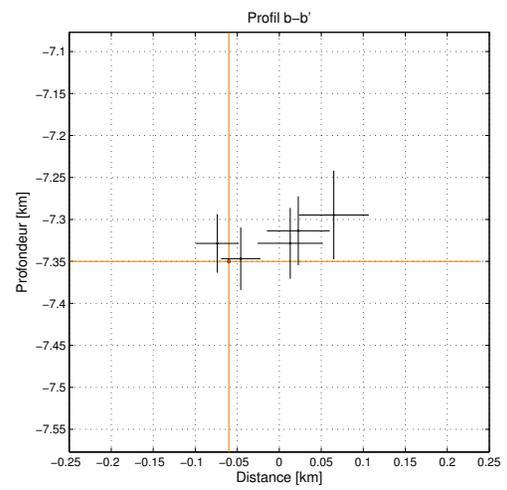
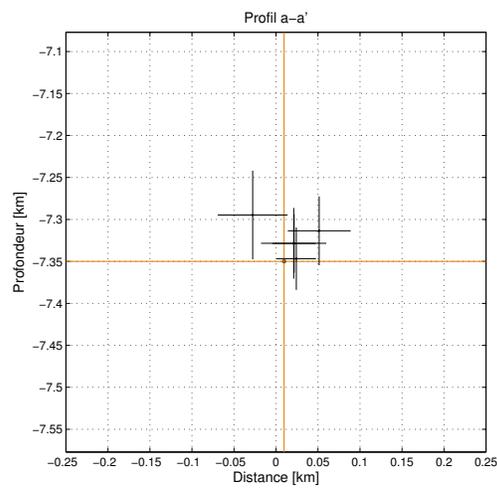
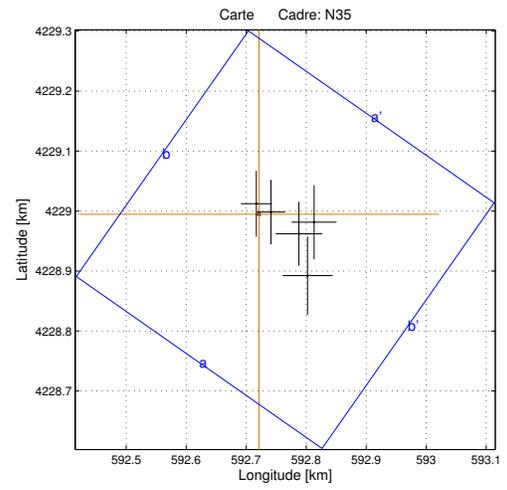
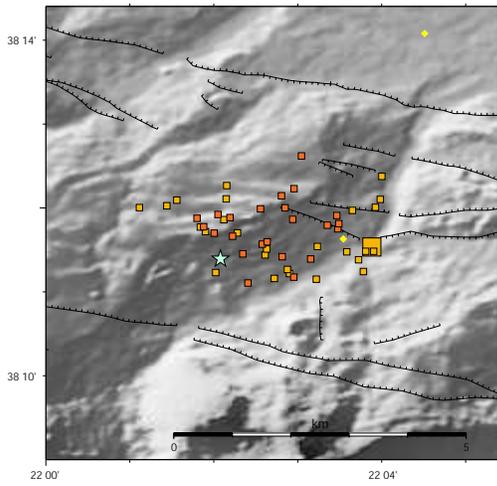
Multiplet 18



Tab. A.18: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 18. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-06.23.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-06.56.26	-60.94	-2.10	-27.98	32.96	29.02	24.57
3	2001.04.08-08.27.16	-77.44	101.20	-105.25	23.80	29.38	31.69
4	2001.04.08-08.39.45	-72.96	59.70	-87.68	25.51	33.12	21.52
5	2001.04.08-09.35.06	-194.23	153.20	-209.44	29.01	31.91	30.60
6	2001.04.08-10.09.38	-241.26	142.90	-212.83	37.95	32.93	23.88
7	2001.04.08-12.17.15	-237.05	257.30	-255.74	26.81	35.17	26.96
8	2001.04.08-13.24.55	-177.10	98.20	-122.27	36.88	29.79	23.65
9	2001.04.08-15.53.19	-204.09	207.00	-199.78	30.16	33.11	25.21
10	2001.04.10-11.18.46	-31.17	63.90	4.92	42.12	36.55	41.80

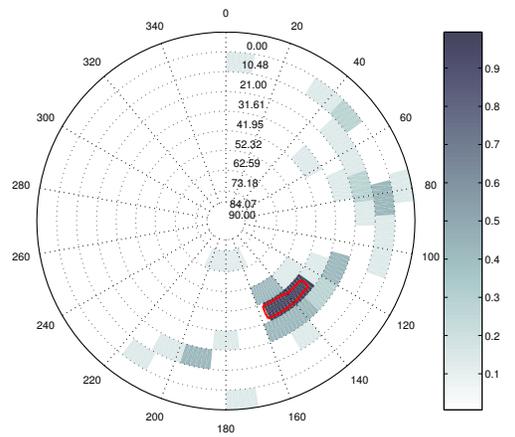
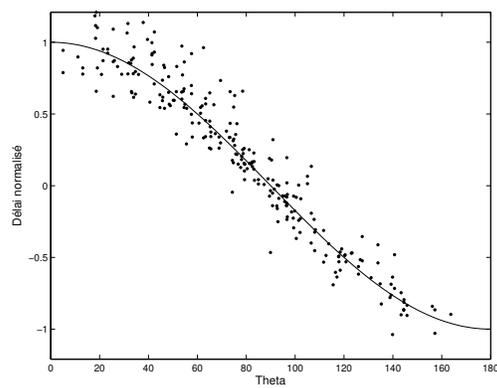
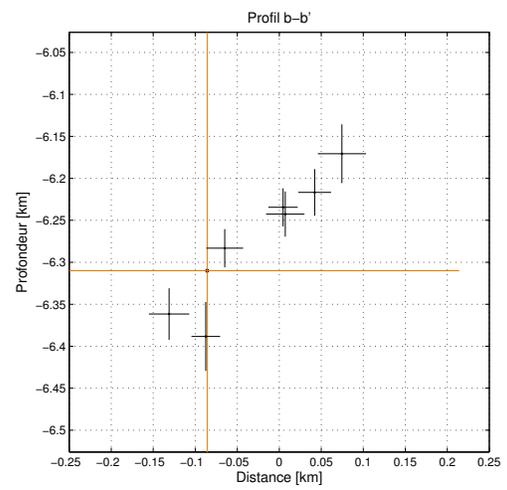
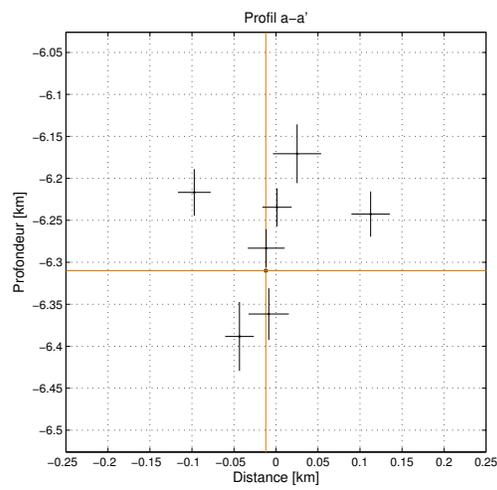
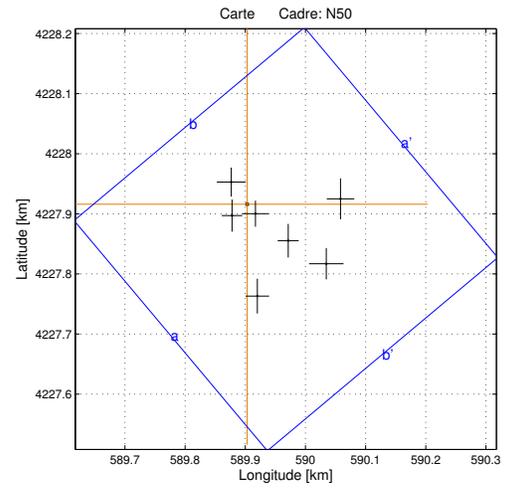
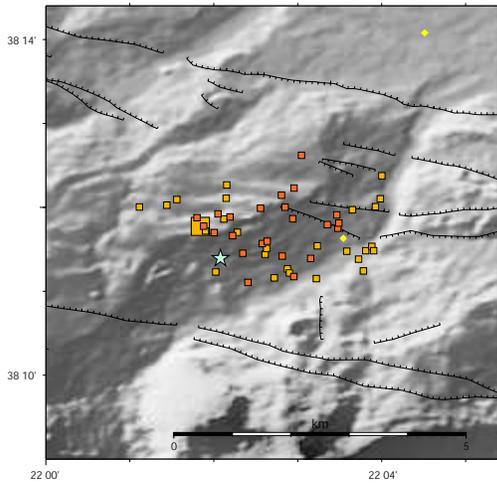
Multiplet 20



Tab. A.19: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 20. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.21-17.40.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.21-17.38.20	10.51	-80.20	62.49	40.87	83.61	57.37
3	2001.05.21-13.54.06	-72.82	29.30	8.69	29.01	70.64	58.71
4	2001.05.21-17.32.41	-73.59	-88.00	19.38	33.46	92.40	52.83
5	2001.05.21-17.33.11	-69.47	-4.00	-30.12	31.35	67.19	70.43
6	2001.05.21-17.35.20	20.48	-87.50	33.69	32.41	62.59	47.75
7	2001.05.21-17.35.52	20.88	-38.80	52.45	34.97	99.49	52.65

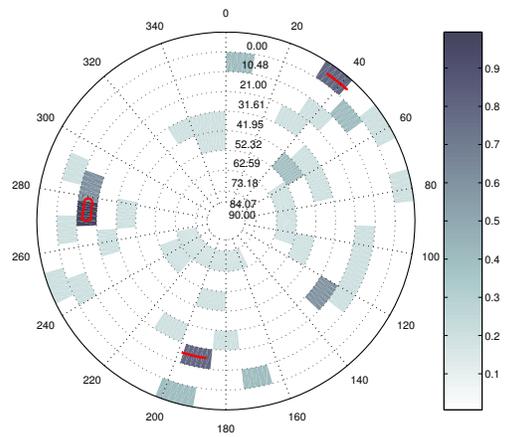
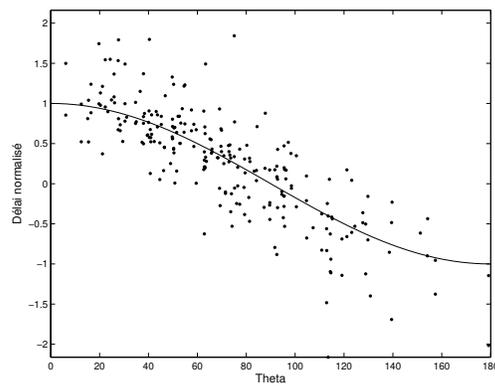
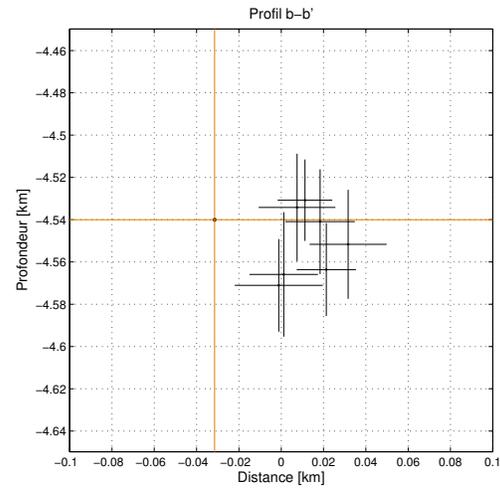
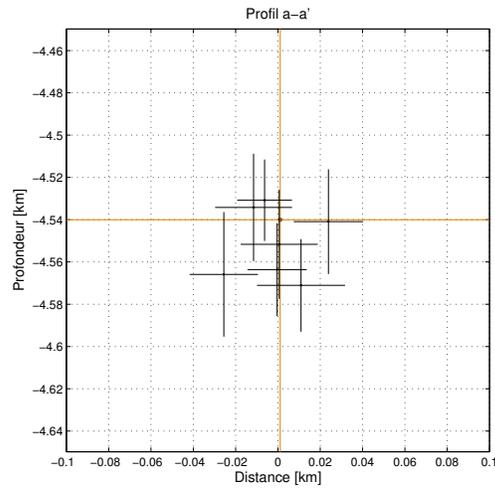
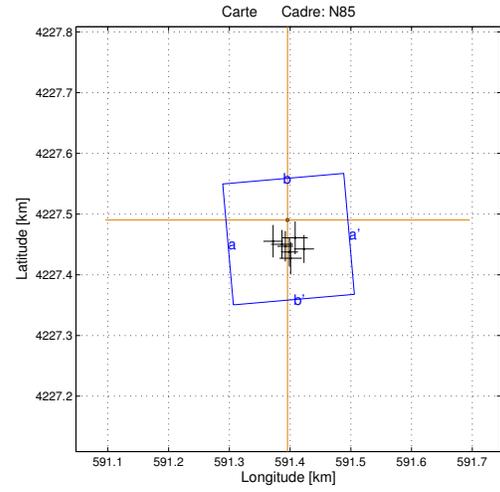
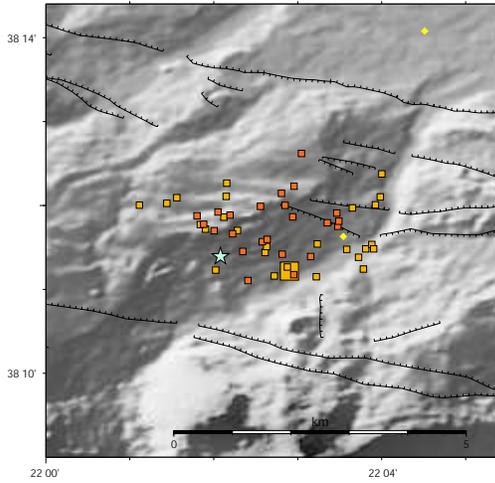
Multiplet 21



Tab. A.20: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 21. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.29-04.52.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-07.30.17	13.78	-15.70	26.77	21.92	21.76	22.78
3	2001.03.29-15.10.19	155.25	9.00	67.43	22.83	34.03	26.92
4	2001.03.31-23.42.10	131.58	-99.00	139.31	28.68	26.08	34.98
5	2001.04.02-06.26.14	-26.47	36.90	-51.67	24.00	24.09	30.74
6	2001.04.02-06.47.32	-25.08	-18.90	-78.36	17.10	26.71	41.05
7	2001.04.03-00.04.59	68.21	-60.70	75.49	17.43	27.86	22.65
8	2001.04.12-20.52.48	16.97	-152.80	93.23	19.48	29.01	27.69

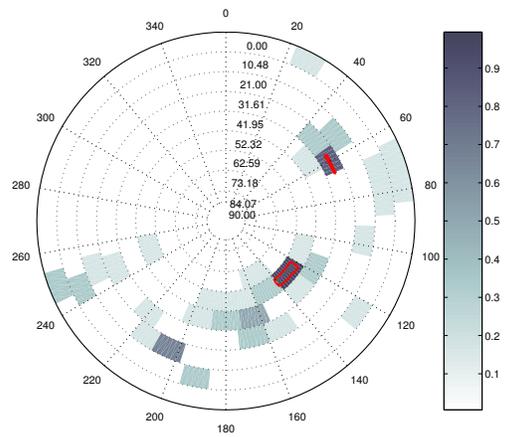
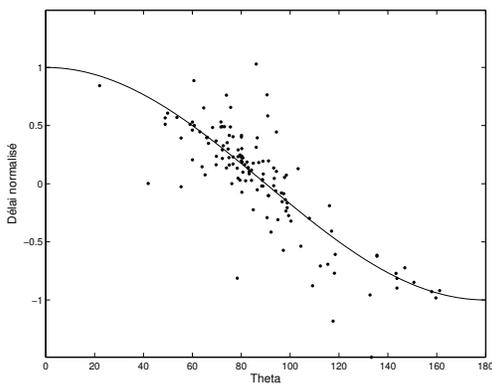
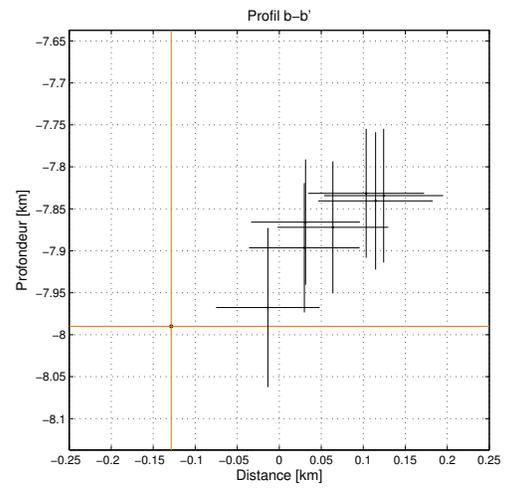
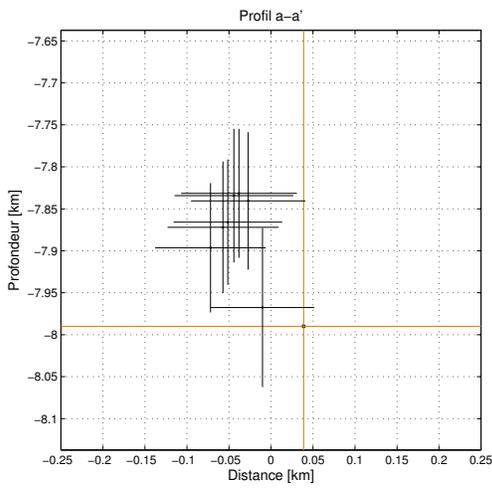
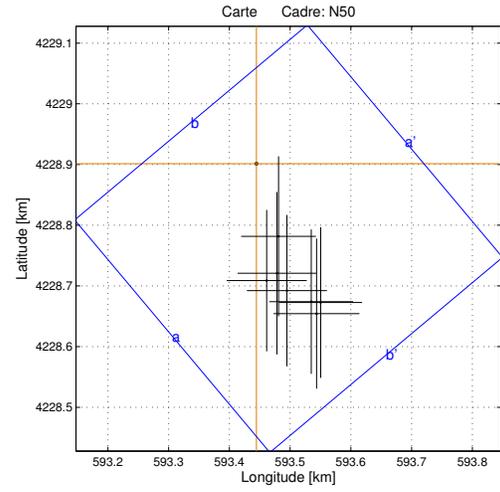
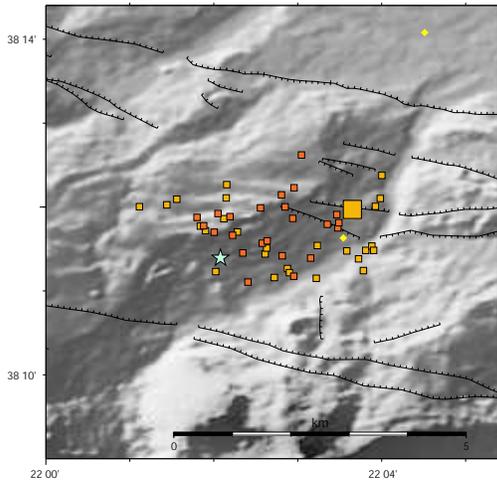
Multiplet 22



Tab. A.21: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 22. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.14-22.39.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-10.55.36	-9.13	-39.90	5.80	18.16	23.56	25.39
3	2001.04.08-12.07.35	5.03	-62.90	-11.64	18.22	26.78	25.79
4	2001.04.08-15.36.37	-3.63	-43.20	9.21	12.91	25.02	19.27
5	2001.04.08-19.06.20	27.07	-47.70	-0.94	16.44	23.07	24.77
6	2001.04.09-02.56.38	12.46	-29.30	-31.07	20.79	26.95	21.90
7	2001.04.11-09.04.56	-23.69	-34.90	-25.89	16.16	26.72	29.46
8	2001.04.14-22.35.53	3.12	-52.70	-23.61	14.01	23.45	21.99

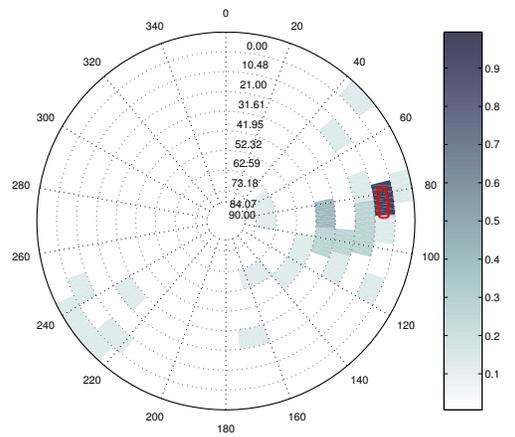
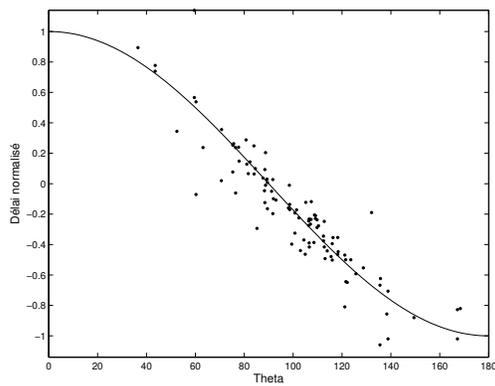
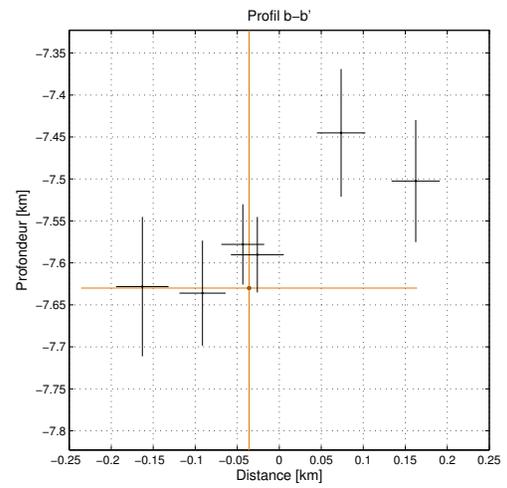
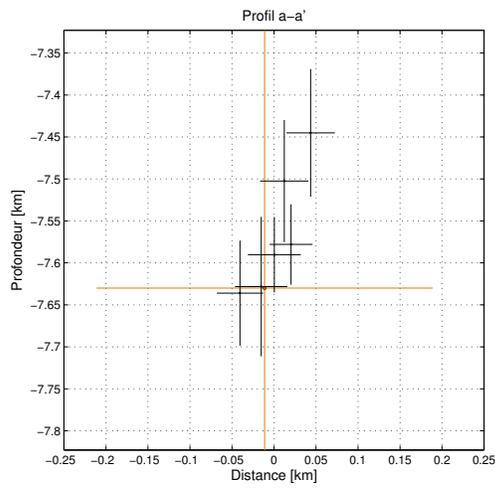
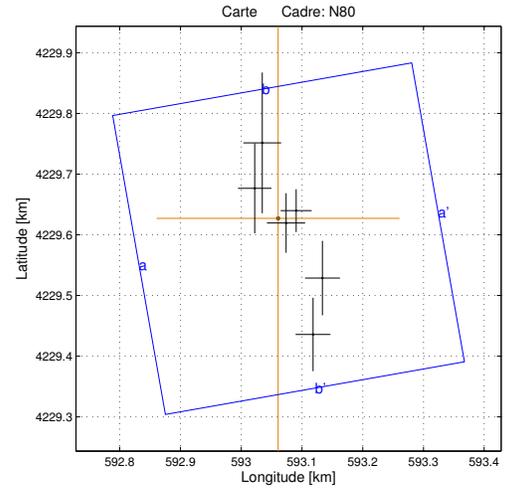
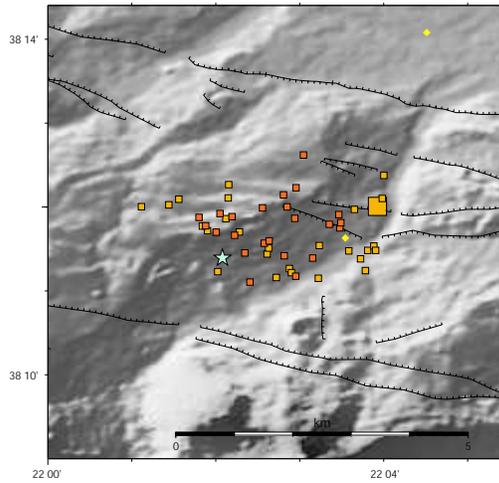
Multiplet 23



Tab. A.22: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 23. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.01-16.12.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.01-21.03.24	16.93	-192.70	93.61	65.83	116.50	77.01
3	2001.05.02-01.15.15	33.70	-180.60	124.09	64.70	133.77	74.66
4	2001.05.04-03.45.32	90.21	-227.30	158.46	68.90	118.95	76.83
5	2001.05.04-03.49.09	50.19	-209.20	117.91	65.90	124.68	78.44
6	2001.05.10-00.10.17	105.81	-228.80	149.40	68.03	124.09	81.87
7	2001.05.10-01.23.45	36.42	-119.70	22.44	61.66	131.79	94.75
8	2001.05.12-05.13.44	98.95	-247.10	155.67	70.69	123.70	79.62

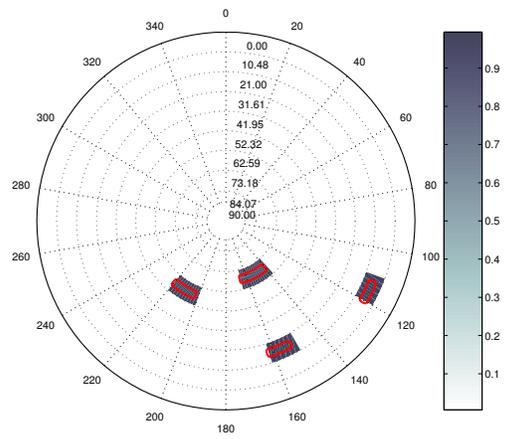
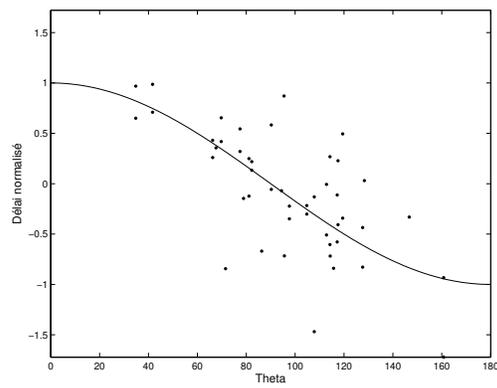
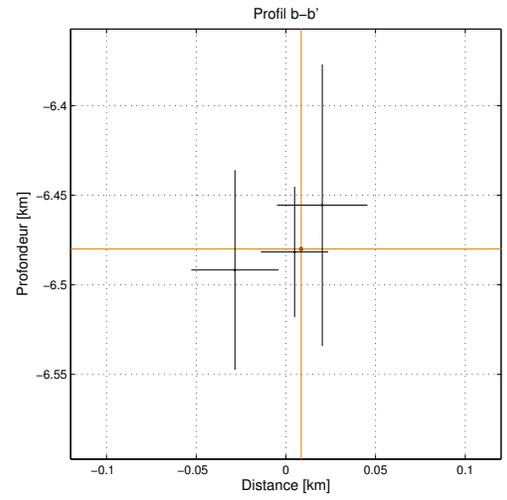
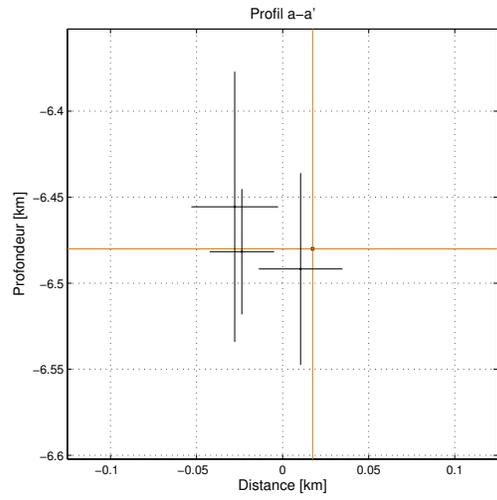
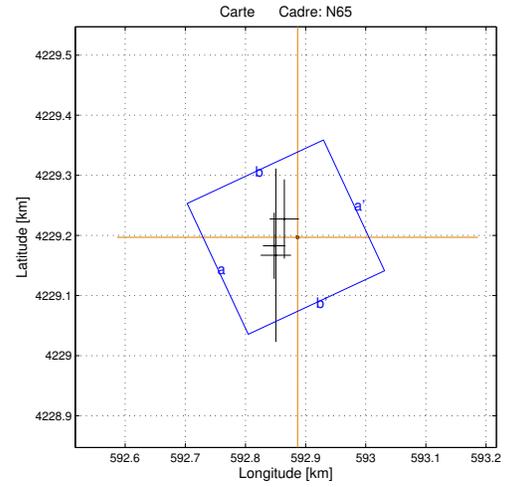
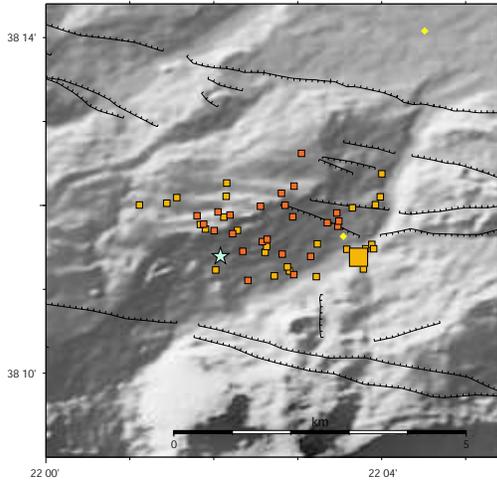
Multiplet 25



Tab. A.23: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 25. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.29-08.27.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.29-20.02.11	57.47	-191.20	127.48	28.68	60.48	72.70
3	2001.05.29-22.19.09	29.71	12.90	52.03	25.48	35.25	47.86
4	2001.05.30-00.17.24	13.09	-7.60	39.75	31.44	49.02	44.94
5	2001.05.30-00.38.19	-26.05	124.50	1.81	31.13	115.87	83.02
6	2001.05.30-03.12.25	-38.56	49.50	-6.04	27.52	74.08	62.59
7	2001.05.31-00.34.35	72.97	-98.30	184.91	28.78	61.26	75.99

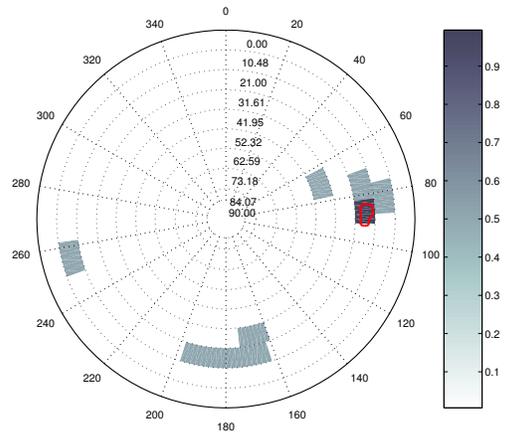
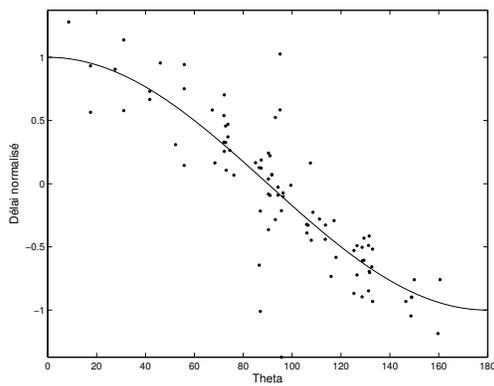
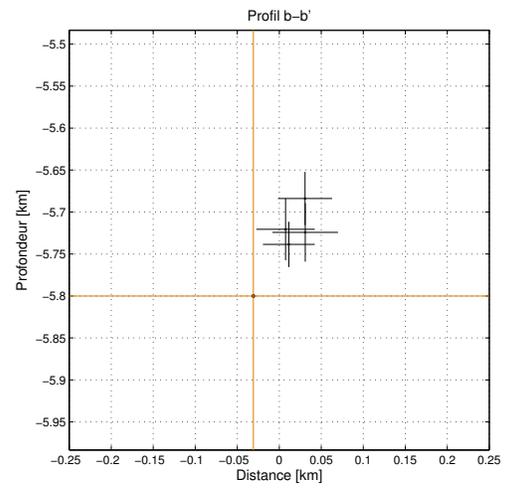
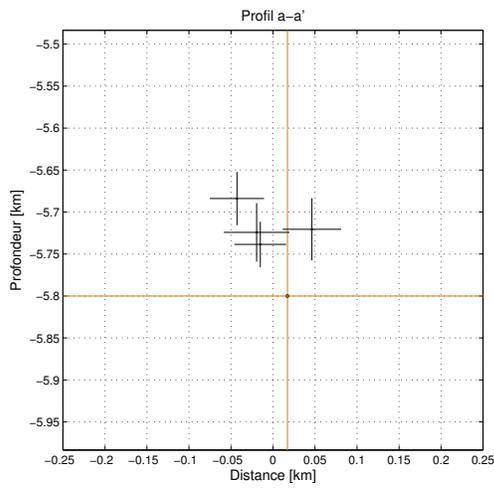
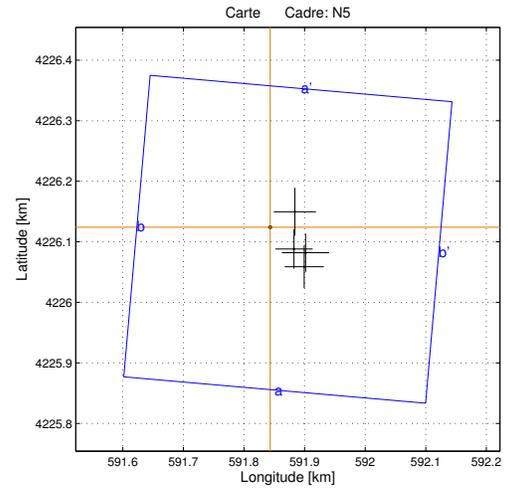
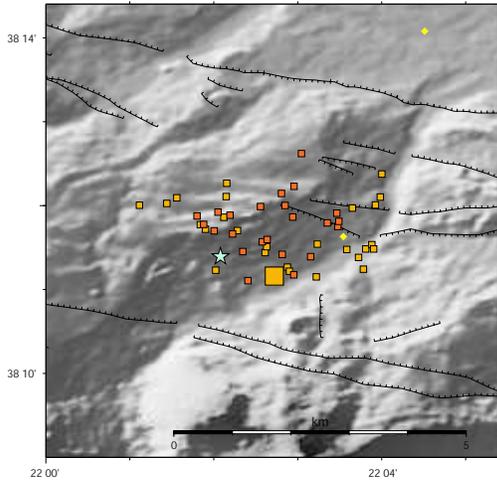
Multiplet 26



Tab. A.24: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 26. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.22-01.15.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.25-19.03.27	-38.81	-14.00	-1.67	18.72	54.93	36.41
3	2001.06.01-01.04.10	-21.97	30.60	-11.71	24.32	65.90	55.69
4	2001.06.21-12.05.22	-36.03	-29.80	24.42	25.20	144.19	78.53

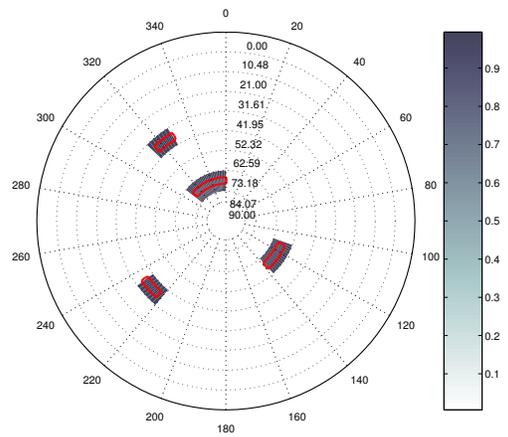
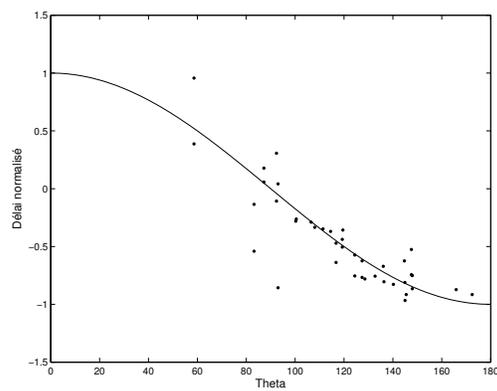
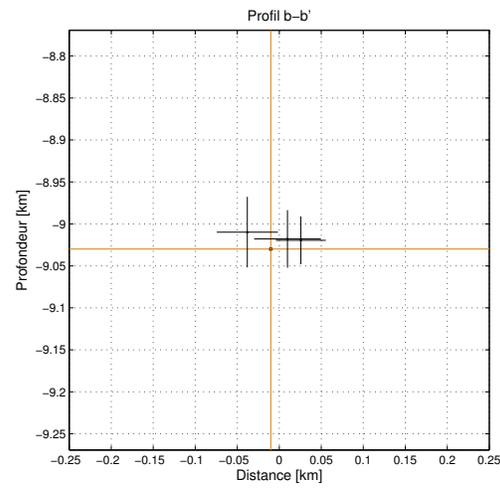
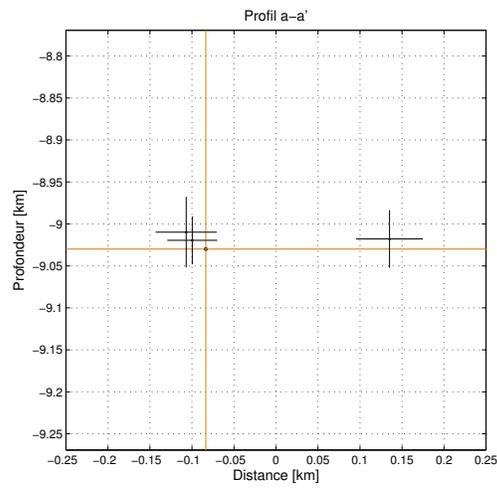
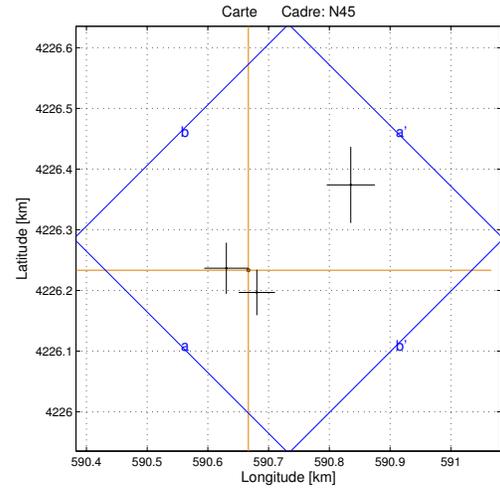
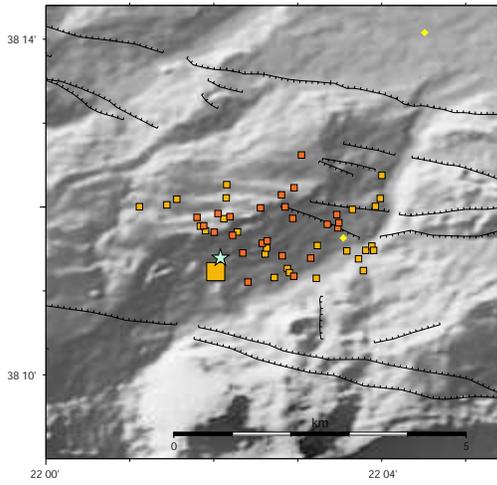
Multiplet 30



Tab. A.25: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 30. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-13.30.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.09-02.30.19	58.30	-41.90	75.73	39.03	31.64	34.86
3	2001.04.09-13.15.11	56.04	-65.20	116.09	32.24	35.27	31.71
4	2001.04.09-18.14.50	40.66	25.60	79.46	34.81	39.51	36.93
5	2001.04.09-18.19.33	39.20	-35.90	61.44	30.82	32.48	26.98

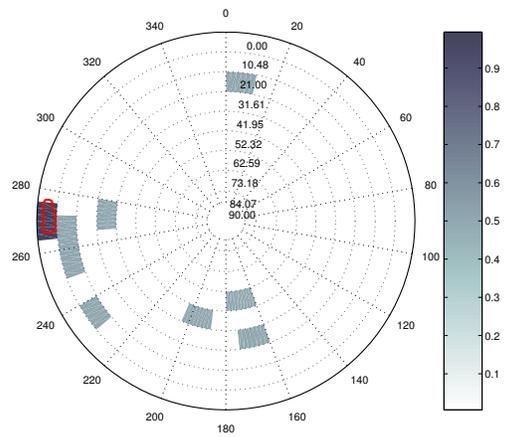
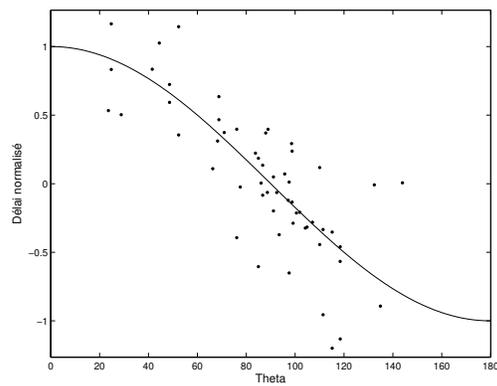
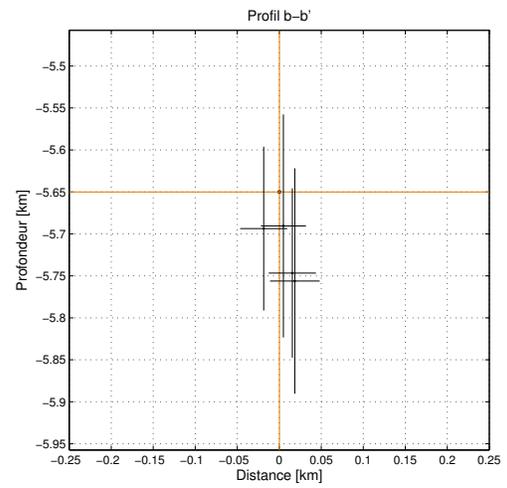
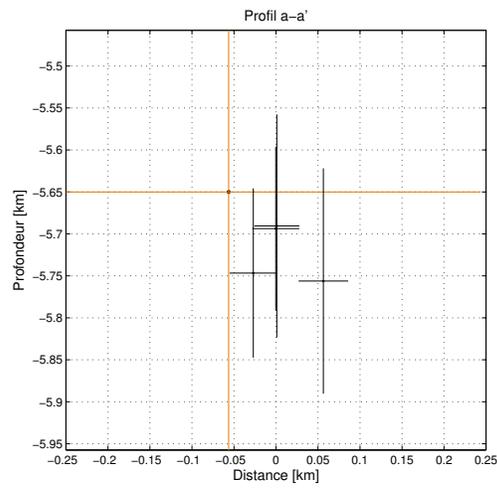
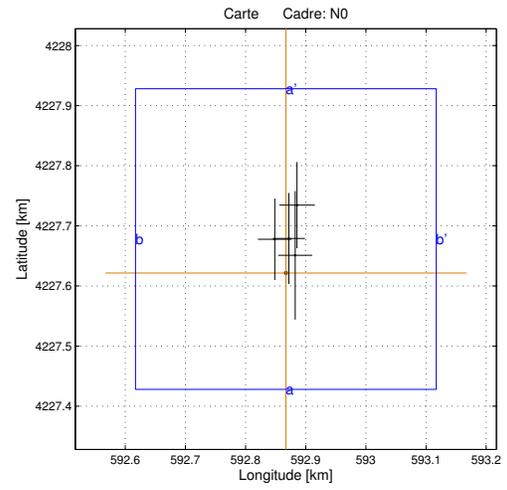
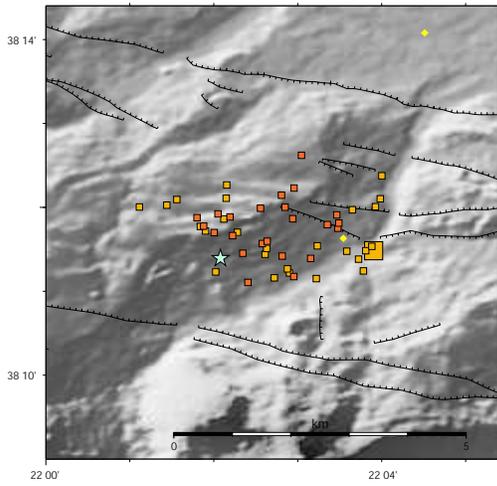
Multiplet 34



Tab. A.26: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 34. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.06.24-23.16.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.06.24-23.17.48	13.95	-36.70	10.43	29.78	37.40	28.51
3	2001.06.24-23.23.07	-36.23	3.20	20.22	36.38	42.15	42.06
4	2001.07.01-22.56.54	168.67	140.50	12.13	39.69	62.80	34.31

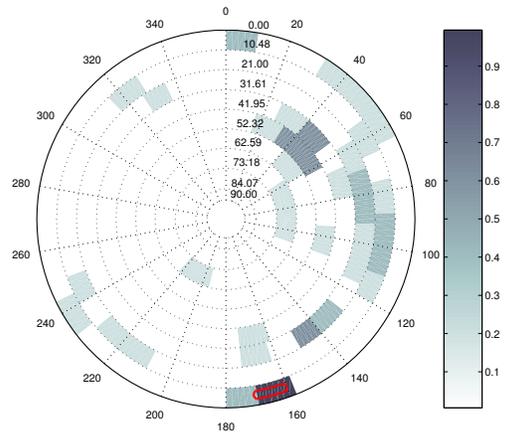
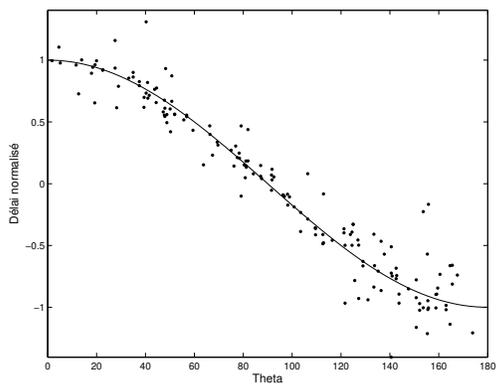
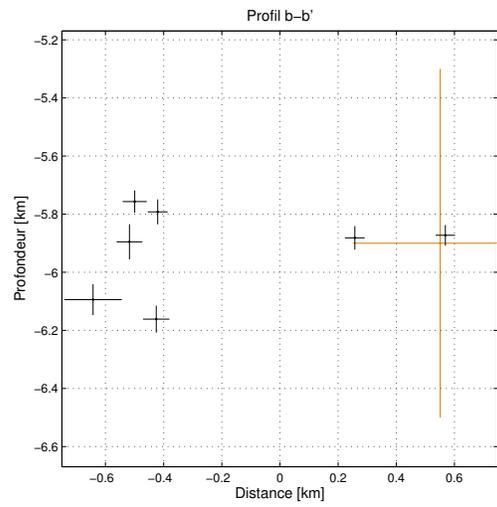
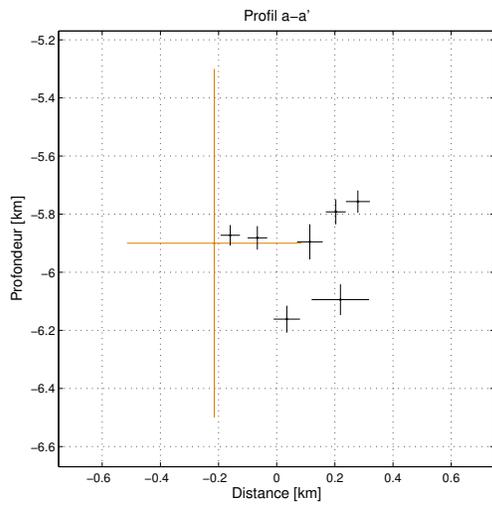
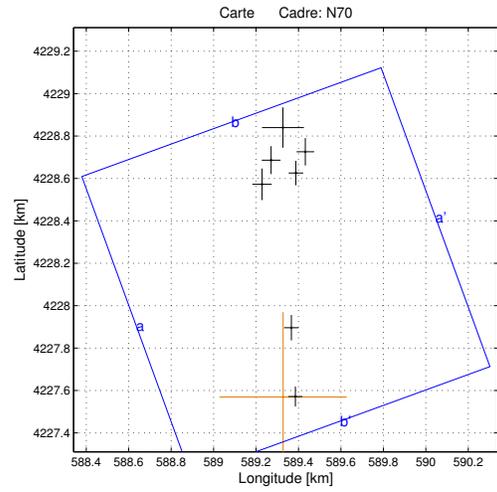
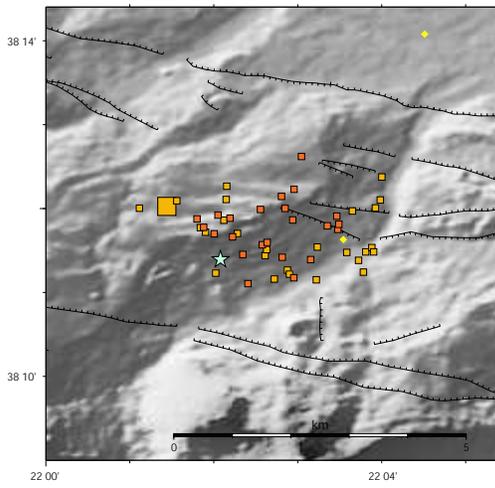
Multiplet 44



Tab. A.27: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 44. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.10-23.46.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.10-23.50.27	-18.66	56.10	-43.69	28.03	67.77	97.53
3	2001.05.28-02.47.39	4.83	57.40	-40.54	26.83	75.70	132.84
4	2001.07.05-20.09.15	15.42	29.30	-96.68	28.18	106.97	100.84
5	2001.07.05-20.43.41	18.42	112.80	-106.17	29.54	71.70	134.24

Multiplet 45



Tab. A.28: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 45. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.1. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.07.14-05.46.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.07.15-21.27.24	-56.62	111.70	4.69	44.20	66.12	60.33
3	2001.07.16-14.23.19	60.33	105.60	107.68	34.13	57.55	42.95
4	2001.07.15-22.17.42	104.76	115.60	143.21	41.42	64.67	38.17
5	2001.07.14-18.42.03	38.80	32.70	18.25	33.80	59.82	40.50
6	2001.07.15-08.57.41	57.58	0.20	27.12	33.42	46.75	35.25
7	2001.11.23-04.34.40	-99.42	100.30	-261.52	45.42	74.44	46.17
8	2001.07.13-13.16.46	-0.70	127.00	-194.47	98.70	94.71	53.08

A.2 Sous-multiplets du multiplet 1

Fig. A.2: Résultat de la relocalisation relative et absolue des séismes de référence des sous-multiplets (abr. sM) du multiplet 1, en coordonnées kilométriques UTM. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les hypocentres calculées par HypoDD.

sM	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
901	590.78	4228.39	6.83	0.0043	0.0011	0.0250
902	590.57	4228.46	7.12	0.0338	0.0550	0.0322
904	591.33	4227.80	6.38	0.0282	0.0482	0.0588
905	592.16	4227.46	6.17	0.0239	0.0384	0.0412
906	592.00	4229.76	6.84	0.0223	0.0540	0.0449
907	591.85	4228.35	6.66	0.0216	0.0295	0.0293
908	591.09	4226.93	6.42	0.0225	0.0314	0.0259
910	591.41	4227.84	6.39	0.0211	0.0291	0.0339
911	591.88	4229.03	6.62	0.0184	0.0330	0.0346
912	592.63	4228.14	5.83	0.0174	0.0262	0.0326
914	590.33	4228.18	7.17	0.0325	0.0327	0.0198
915	591.68	4227.52	6.05	0.0178	0.0233	0.0285
916	591.00	4227.58	6.54	0.0166	0.0266	0.0262
918	590.82	4227.97	6.80	0.0206	0.0254	0.0151
919	591.30	4228.58	7.01	0.0248	0.0273	0.0148
927	591.87	4227.06	6.26	0.0166	0.0196	0.0182
930	591.72	4228.60	6.73	0.0150	0.0194	0.0227
938	591.66	4228.87	6.93	0.0238	0.0228	0.0139
940	592.45	4228.22	5.96	0.0154	0.0204	0.0266
941	592.64	4228.25	6.04	0.0150	0.0228	0.0300
942	592.61	4228.43	6.07	0.0149	0.0191	0.0276
951	590.22	4228.37	7.36	0.0180	0.0271	0.0226
968	590.51	4228.04	6.99	0.0174	0.0261	0.0139

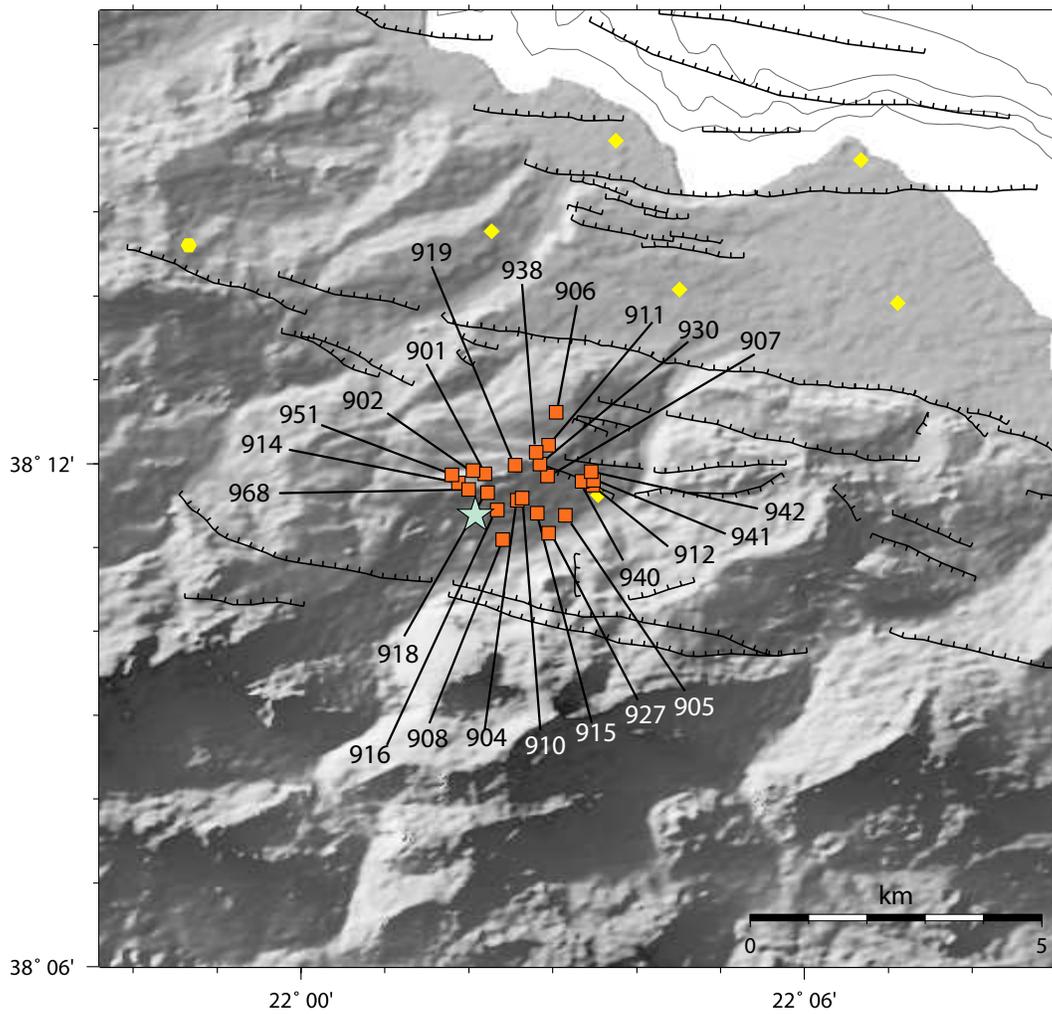
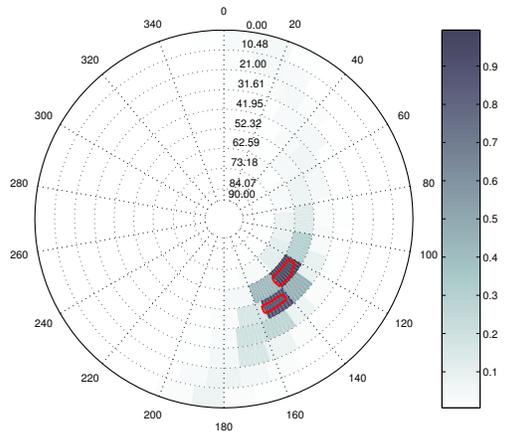
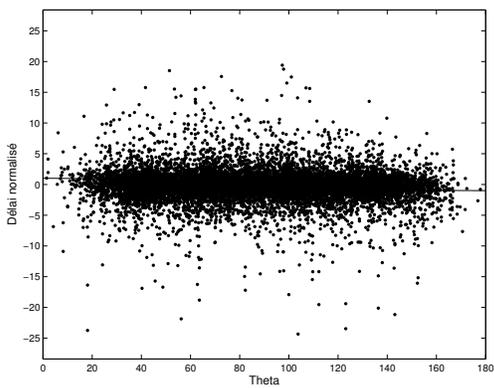
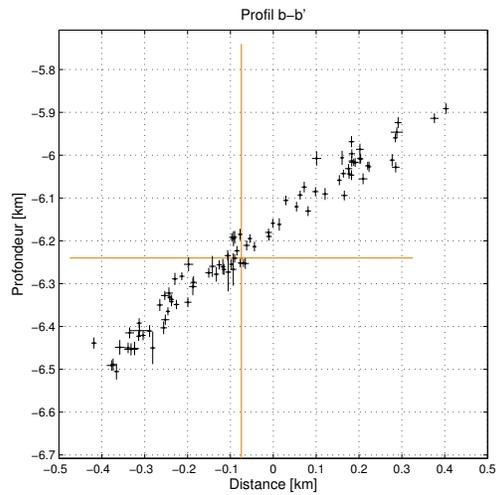
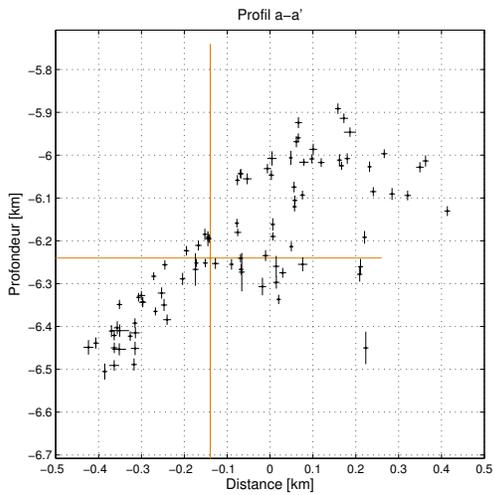
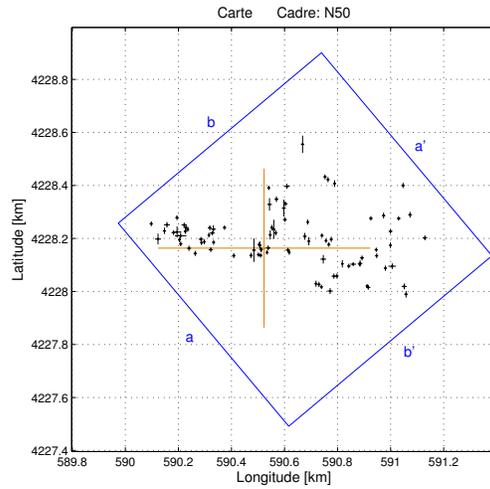
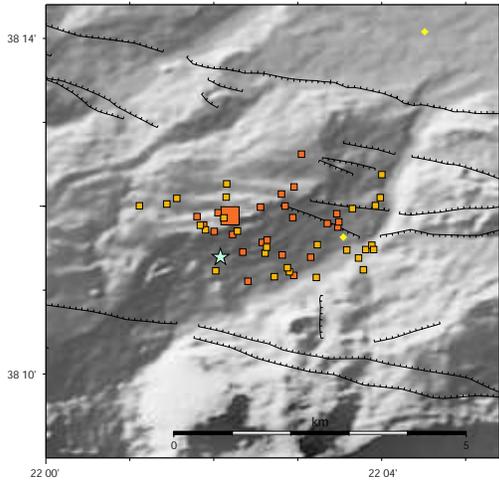


Fig. A.3: Epicentres des séismes de référence des sous-multiplets. Les epicentres sont représentés par les carrés orange clair et les stations par les symboles jaunes. L'étoile représente l'épicentre du séisme d'Agios Ioanis.

Multiplet 901



Tab. A.29: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 901. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.01-11.08.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.07.06-17.16.20	-18.44	13.50	48.30	6.25	8.54	10.06
3	2001.04.02-02.43.58	218.15	47.40	134.33	6.10	8.00	11.11
4	2001.04.02-21.22.37	-235.66	20.40	-91.77	5.45	8.79	10.10
5	2001.04.17-21.06.01	253.01	33.20	146.92	5.88	9.83	10.27
6	2001.04.14-12.06.48	-225.30	23.80	-101.88	5.24	9.05	10.67
7	2001.04.02-00.14.38	233.41	27.90	119.78	5.13	7.84	11.22
8	2001.04.02-02.57.20	450.56	122.90	149.54	6.63	11.37	13.90
9	2001.03.31-19.37.46	11.40	-16.40	45.22	5.27	7.94	10.15
10	2001.03.31-10.32.52	17.55	227.30	-96.67	5.42	8.42	11.03
11	2001.03.31-10.10.45	-21.45	-24.70	-11.59	4.65	8.00	9.28
12	2001.04.02-02.48.25	360.68	-60.70	231.32	6.13	8.78	10.70
13	2001.03.29-14.41.04	-190.19	21.70	-42.69	6.08	9.33	9.27
14	2001.04.02-02.54.43	164.59	98.20	26.69	5.06	9.31	11.27
15	2001.04.01-03.02.11	94.91	-16.40	81.22	5.02	8.86	10.20
16	2001.04.05-17.16.52	-10.53	-5.40	-11.76	5.85	9.29	9.73
17	2001.04.02-00.15.45	244.00	13.40	165.58	6.17	8.26	12.53
18	2001.04.01-03.47.19	424.30	-29.00	215.19	6.05	9.05	9.42
19	2001.04.01-04.02.16	216.46	-146.60	196.33	5.28	7.99	11.55
20	2001.04.08-10.56.00	206.82	-137.20	197.10	6.51	9.94	9.17
21	2001.03.30-16.55.44	-200.84	-5.70	-103.50	8.27	9.14	11.57
22	2001.04.02-21.10.05	476.66	63.40	243.48	7.46	8.93	10.26
23	2001.03.31-17.35.10	369.07	-36.90	222.79	7.80	8.81	10.19
24	2001.04.01-12.50.36	-259.66	-20.10	-108.68	6.40	9.70	10.87
25	2001.04.02-06.41.32	-149.16	77.30	-48.87	6.43	8.49	14.14
26	2001.04.05-16.39.28	-11.53	-5.80	55.15	5.30	8.80	13.08
27	2001.04.13-19.25.14	-208.04	49.00	-124.61	5.01	9.19	9.47
28	2001.04.01-12.55.12	388.49	-143.20	280.41	5.95	7.68	10.41
29	2001.04.28-12.15.15	153.36	44.50	50.14	6.83	12.71	9.47
30	2001.04.01-21.46.54	523.87	236.30	109.55	6.80	9.82	11.49
31	2001.04.13-02.24.25	240.77	258.50	-20.38	5.73	9.86	18.09
32	2001.04.02-20.46.58	78.48	107.50	5.58	7.30	8.93	12.90
33	2001.03.30-01.39.35	335.90	-60.50	223.51	10.97	7.55	8.28
34	2001.04.17-21.43.24	402.46	112.10	154.90	7.15	8.52	10.81
35	2001.04.17-22.12.46	229.64	268.80	-38.01	6.24	9.18	17.20
36	2001.06.01-03.25.56	-15.82	10.60	45.14	5.67	14.56	17.48
37	2001.07.06-19.34.06	86.18	233.00	-14.75	10.92	9.58	16.44
38	2001.03.31-19.24.41	535.10	-174.10	348.69	6.73	12.65	12.19
39	2001.07.06-15.53.47	89.83	-7.40	59.70	8.07	8.54	8.82
40	2001.04.05-17.06.50	422.77	-6.30	232.11	6.60	8.09	12.13
41	2001.04.01-02.48.28	-13.30	-27.20	29.35	7.75	8.72	11.68
42	2001.03.31-02.58.59	-114.38	-28.40	-15.98	6.11	9.10	10.97

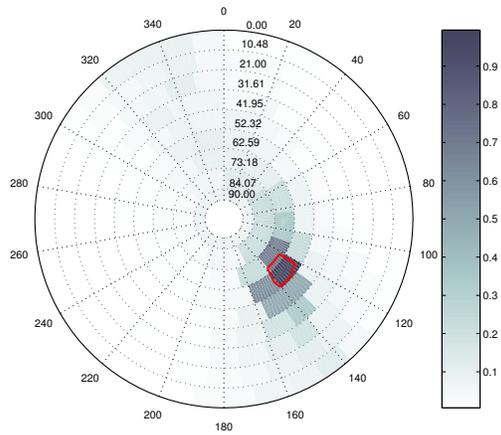
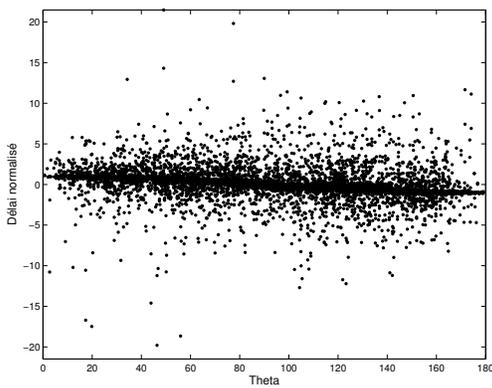
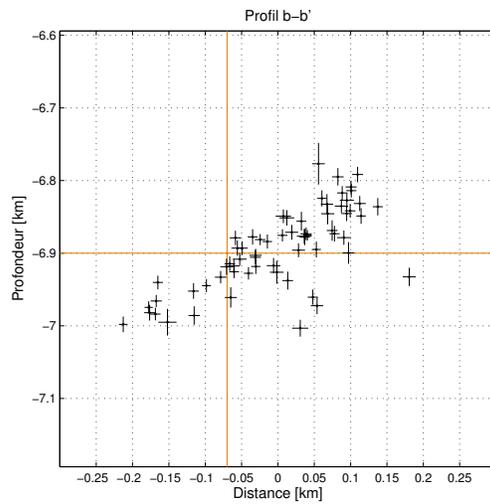
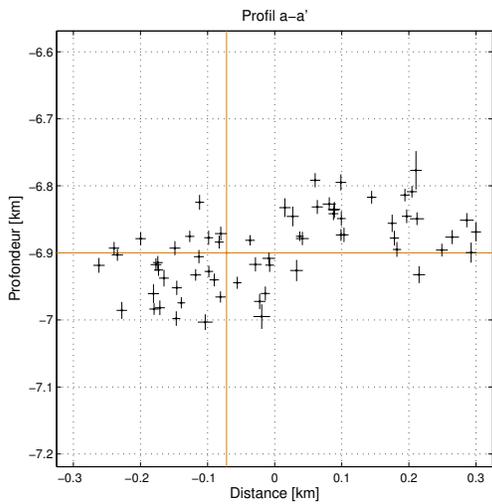
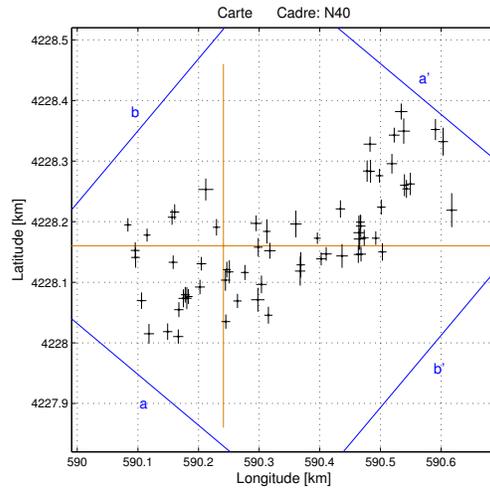
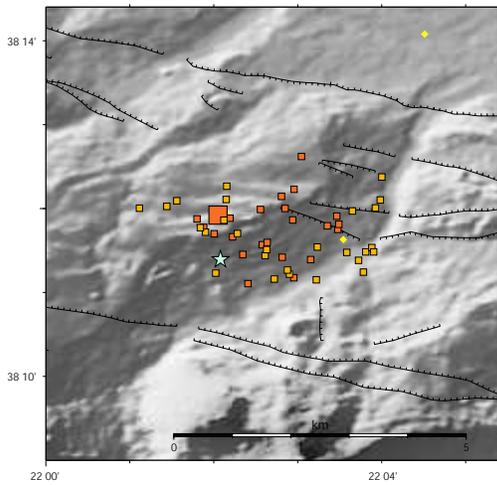
Tab. A.29: *Idem, continuation de la table*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
43	2001.04.02-20.48.11	44.28	57.30	-0.68	5.96	9.47	9.76
44	2001.03.31-16.15.14	195.58	-134.30	181.71	5.55	11.27	11.91
45	2001.03.31-10.34.33	29.03	77.40	-26.52	5.67	10.13	12.94
46	2001.04.20-00.03.19	168.76	26.10	78.34	5.23	15.29	14.34
47	2001.07.06-17.40.54	80.69	167.00	-34.51	8.03	9.28	11.55
48	2001.04.02-21.33.15	-425.36	91.90	-198.60	6.29	9.13	13.08
49	2001.03.29-01.15.09	507.27	111.90	146.07	7.44	8.51	11.31
50	2001.03.30-00.35.01	263.03	-105.90	208.56	8.60	9.74	10.99
51	2001.03.31-19.11.31	15.28	0.80	-12.93	8.39	9.28	12.60
52	2001.03.30-21.36.29	248.66	-162.10	184.79	9.97	11.03	12.62
53	2001.03.31-05.30.07	-287.86	69.80	-152.21	5.90	8.39	11.34
54	2001.04.01-03.15.50	46.59	184.50	-56.88	7.37	10.71	14.57
55	2001.04.13-02.26.17	266.02	243.40	48.25	5.49	12.55	14.76
56	2001.03.31-09.05.26	-319.05	31.60	-180.81	6.01	9.68	11.37
57	2001.03.30-01.15.40	483.02	-68.30	293.83	14.24	10.75	11.07
58	2001.03.31-05.29.41	-296.98	63.60	-182.50	5.55	10.01	11.04
59	2001.03.30-01.40.04	392.75	-147.90	315.98	8.19	9.15	12.73
60	2001.04.02-06.43.09	-204.77	76.50	-109.73	7.41	9.34	14.12
61	2001.07.06-22.39.28	-195.48	56.50	-81.86	9.01	7.73	13.11
62	2001.03.30-01.29.27	528.40	-144.50	326.18	9.94	10.92	11.26
63	2001.03.31-17.40.43	274.43	-105.30	193.42	6.38	9.50	11.53
64	2001.03.30-18.44.31	-237.92	33.60	-87.47	8.87	8.69	10.50
65	2001.04.02-06.28.56	-49.11	-27.60	16.90	6.38	9.60	11.11
66	2001.04.05-17.01.48	361.84	-57.50	253.75	8.93	11.56	13.02
67	2001.04.10-22.06.08	319.13	-67.70	271.55	6.86	8.77	13.09
68	2001.04.28-17.26.04	145.14	391.70	-209.94	6.19	32.77	37.96
69	2001.04.02-03.01.07	457.17	-75.70	228.40	5.85	9.71	14.16
70	2001.04.21-23.22.08	-38.38	-7.70	-26.68	7.05	44.10	37.98
71	2001.03.29-01.00.05	550.37	125.70	226.49	7.20	10.77	13.20
72	2001.04.21-23.15.18	74.61	150.70	-19.56	7.61	32.16	24.48
73	2001.04.02-19.49.07	606.30	38.50	211.89	8.78	9.27	11.97
74	2001.04.01-14.02.30	476.21	10.70	212.92	4.93	10.35	12.18
75	2001.04.28-12.31.27	-399.93	34.50	-208.67	11.50	20.38	17.08
76	2001.04.20-10.09.06	295.16	-59.20	233.83	4.55	13.92	16.39
77	2001.03.30-14.11.55	-282.79	-0.60	-162.94	7.74	10.07	15.04
78	2001.04.08-07.10.52	-314.25	15.90	-170.64	6.37	9.37	13.89
79	2001.03.31-20.42.31	-366.27	88.00	-251.02	11.57	10.67	12.34
80	2001.04.18-00.50.06	23.12	49.70	-14.86	5.29	17.16	12.34
81	2001.06.01-05.15.56	223.26	-41.90	232.38	10.86	16.17	16.75
82	2001.04.22-10.33.50	36.71	70.70	-33.00	6.88	36.15	44.82
83	2001.03.31-20.37.12	-294.46	78.00	-211.22	9.84	8.71	15.66
84	2001.05.17-16.21.43	20.57	164.90	-66.76	8.80	23.60	20.45
85	2001.03.31-05.17.35	-341.36	58.50	-209.84	7.85	8.97	12.31
86	2001.04.28-11.52.32	-191.04	71.30	-144.06	9.44	15.32	12.12

Tab. A.29: *Idem, continuation de la table*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
87	2001.04.09-05.43.17	-314.72	46.40	-169.67	21.74	11.40	14.39
88	2001.03.30-14.07.32	-301.25	87.40	-174.73	10.25	8.61	12.80
89	2001.04.28-12.32.26	-328.00	60.80	-213.17	15.78	21.18	14.03
90	2001.04.17-20.51.42	-328.39	114.90	-248.71	6.56	9.29	14.15
91	2001.04.13-19.36.17	-375.75	65.00	-265.11	6.05	11.88	18.69

Multiplet 902



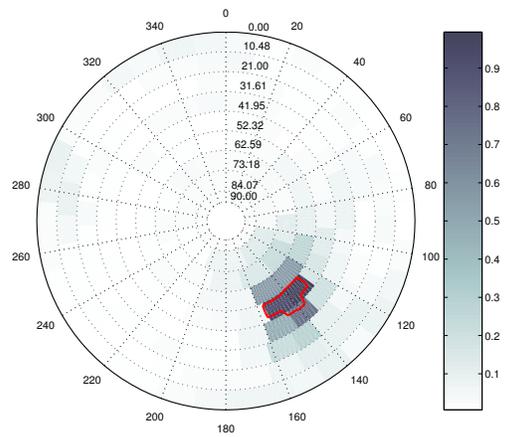
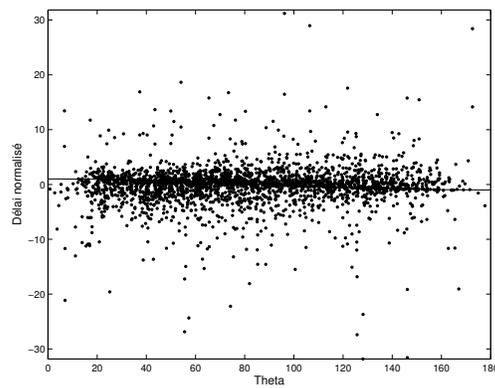
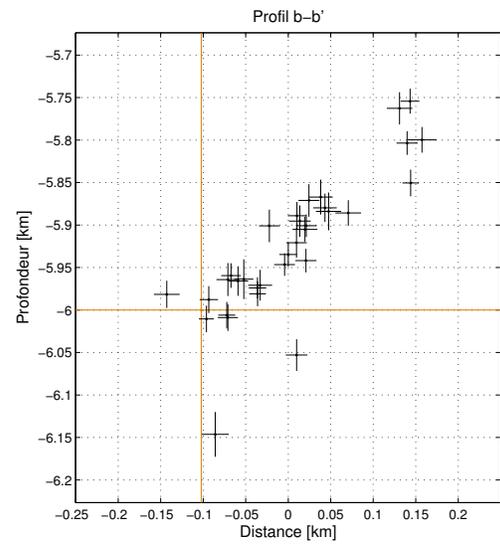
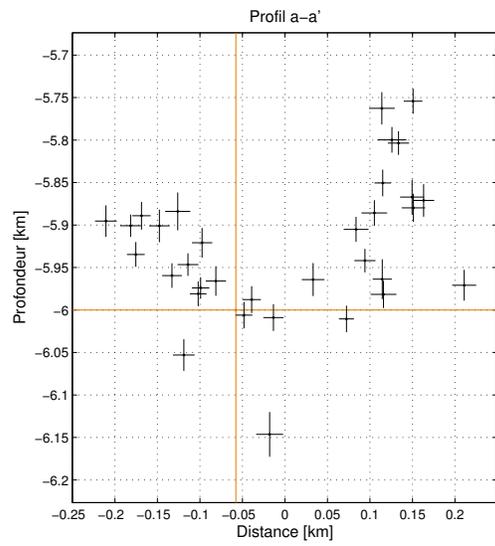
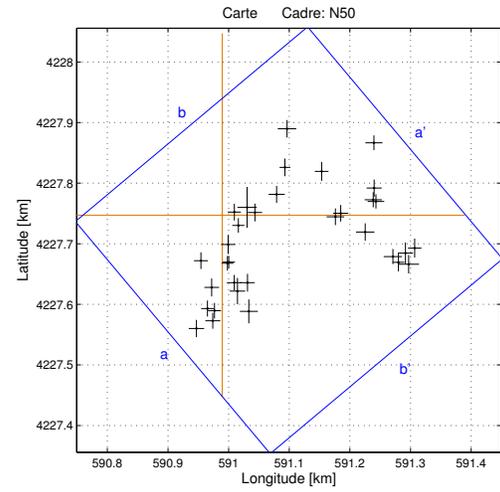
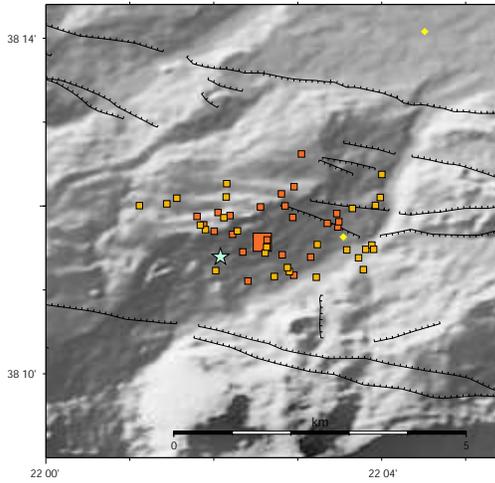
Tab. A.30: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 902. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.13-01.27.39	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-10.56.53	-91.99	-141.69	7.03	7.77	13.63	9.32
3	2001.04.08-12.11.26	-36.36	-29.58	-32.93	8.00	11.12	8.62
4	2001.04.08-16.14.39	-57.77	-83.83	-25.47	6.74	12.35	8.86
5	2001.04.08-16.35.34	9.75	-43.02	22.54	6.62	19.03	10.53
6	2001.04.08-16.48.19	-38.69	-67.96	7.04	8.21	11.83	10.53
7	2001.04.08-20.54.29	35.37	-43.96	16.10	6.55	12.40	9.69
8	2001.04.11-11.31.49	23.07	-90.97	24.59	6.84	11.64	8.43
9	2001.04.11-18.43.14	226.79	-13.73	68.48	8.29	12.22	10.40
10	2001.04.12-18.24.06	222.41	-14.16	108.37	7.58	14.16	10.60
11	2001.04.13-00.09.02	161.19	-21.63	67.43	8.53	10.73	13.99
12	2001.04.13-00.13.55	169.48	-13.41	54.45	9.00	11.29	14.71
13	2001.04.13-15.15.58	251.13	12.56	51.26	6.53	11.16	10.77
14	2001.04.13-19.45.58	262.15	-10.06	64.04	6.79	14.39	11.86
15	2001.04.13-19.51.08	-73.58	-105.40	21.16	7.73	12.33	9.87
16	2001.04.13-19.54.40	74.10	-114.61	75.47	6.73	13.89	11.13
17	2001.04.14-00.20.25	301.83	93.90	86.21	6.95	14.76	9.37
18	2001.04.14-10.44.42	5.62	-39.21	-27.60	6.44	12.87	8.59
19	2001.04.14-10.47.44	-122.83	-145.15	-18.56	8.51	16.32	11.12
20	2001.04.14-23.22.01	154.79	12.64	24.82	5.76	9.42	7.12
21	2001.04.15-03.36.46	260.34	63.82	82.99	7.05	12.40	9.60
22	2001.04.15-12.40.39	76.60	-8.10	-17.13	9.37	13.08	10.56
23	2001.04.16-02.04.18	3.94	-125.07	-37.71	7.29	11.76	12.32
24	2001.04.17-12.13.27	-125.97	17.68	-74.50	5.72	10.77	8.38
25	2001.04.17-12.13.47	-84.76	47.22	-40.30	6.99	12.51	9.49
26	2001.04.17-12.26.22	-66.13	-86.69	-60.88	8.28	14.79	13.98
27	2001.04.17-12.55.52	-80.50	55.81	-65.78	7.66	12.69	8.32
28	2001.04.17-20.36.58	-29.12	92.88	-95.02	12.51	18.14	18.33
29	2001.04.17-21.16.18	277.79	135.50	123.15	8.75	16.25	28.64
30	2001.04.17-21.18.19	-74.57	-149.83	-2.92	8.42	11.82	8.92
31	2001.04.17-21.48.04	-157.65	34.51	-97.94	5.95	10.92	10.78
32	2001.04.17-21.50.32	-135.01	-90.49	-85.81	7.82	13.54	12.62
33	2001.04.17-22.44.22	257.31	115.55	5.16	6.25	11.42	10.97
34	2001.04.18-04.53.44	225.69	39.14	26.87	7.00	12.33	10.76
35	2001.04.19-20.38.46	53.91	37.13	-8.20	9.39	13.04	8.53
36	2001.04.20-00.28.08	192.93	60.82	26.71	7.75	14.33	8.80
37	2001.04.20-01.18.54	57.31	-2.44	18.78	7.15	15.27	7.69
38	2001.04.20-01.31.45	236.92	123.42	44.06	6.75	17.63	13.00
39	2001.04.20-01.32.27	223.41	21.62	64.90	9.11	28.24	9.18
40	2001.04.20-09.40.14	127.55	-31.54	-60.48	6.93	20.94	10.42
41	2001.04.20-17.21.21	-145.00	-19.32	-83.78	7.12	16.75	8.66
42	2001.04.20-17.23.08	-145.48	-7.64	-81.87	7.51	13.48	10.90

Tab. A.30: *Idem, continuation de la table*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
43	2001.04.20-21.16.15	-11.52	30.63	-44.57	6.12	13.58	9.06
44	2001.04.21-01.14.58	71.55	23.84	-18.27	6.43	19.87	10.13
45	2001.04.21-12.46.50	126.49	-41.72	-72.29	8.53	23.98	11.46
46	2001.04.21-23.44.00	226.29	32.61	105.20	7.95	17.85	12.01
47	2001.04.22-07.58.57	308.24	102.10	91.24	7.53	18.57	8.67
48	2001.04.22-07.59.31	232.09	13.29	58.39	7.30	13.24	9.48
49	2001.04.22-08.49.53	3.34	-56.63	-5.62	7.50	17.51	9.93
50	2001.04.22-08.50.40	-60.51	-86.48	-17.55	8.07	18.09	9.37
51	2001.04.24-15.11.06	242.64	122.97	22.11	6.98	18.87	10.96
52	2001.04.26-02.47.47	298.57	100.04	54.63	7.28	18.05	10.26
53	2001.04.26-08.13.52	362.22	171.91	0.45	8.02	22.94	14.98
54	2001.04.28-11.07.57	195.62	-16.73	21.43	9.51	19.51	9.88
55	2001.04.28-11.14.54	376.41	58.85	-32.56	8.95	28.01	12.68
56	2001.04.28-12.28.17	56.66	-89.10	-103.25	11.05	19.71	11.60
57	2001.04.28-12.29.25	-63.01	-80.76	-14.43	7.27	12.91	9.88
58	2001.04.29-03.31.24	119.47	35.96	-26.24	9.39	21.98	15.85
59	2001.05.02-06.56.05	349.67	191.91	31.28	7.47	17.45	14.08
60	2001.05.17-17.37.42	297.42	189.32	23.52	10.25	20.83	10.40
61	2001.07.04-17.39.57	62.67	-63.72	28.82	8.86	14.55	10.25
62	2001.07.06-18.39.51	224.64	11.25	72.81	9.75	17.60	10.12
63	2001.10.14-21.43.16	293.13	221.49	48.72	10.14	13.26	10.63
64	2001.10.14-23.07.28	241.72	167.67	50.95	10.51	12.51	9.42
65	2001.10.25-10.29.16	281.57	182.69	4.13	8.86	12.22	9.56
66	2001.04.08-08.34.41	-83.01	-27.05	-52.11	7.45	11.13	10.69

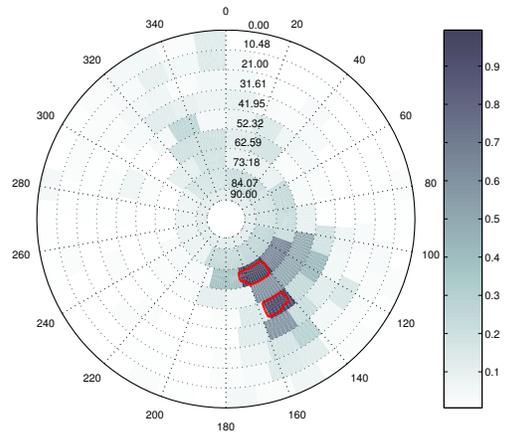
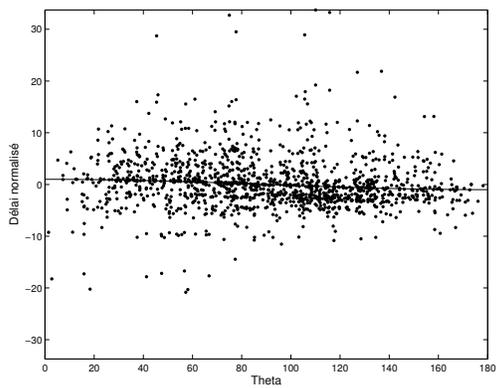
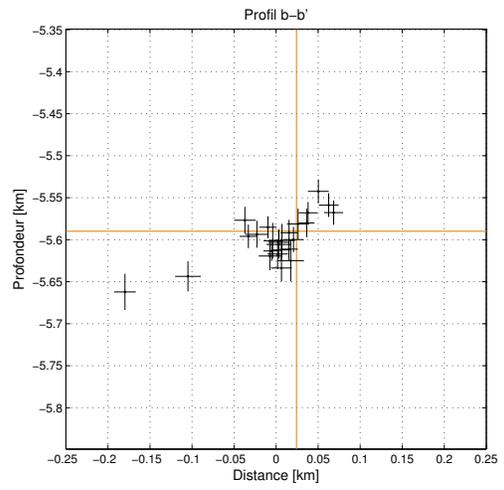
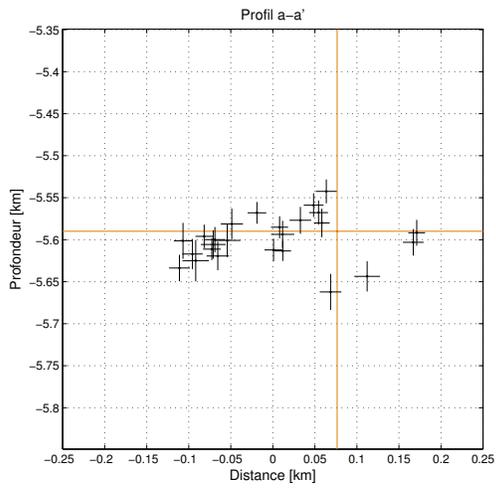
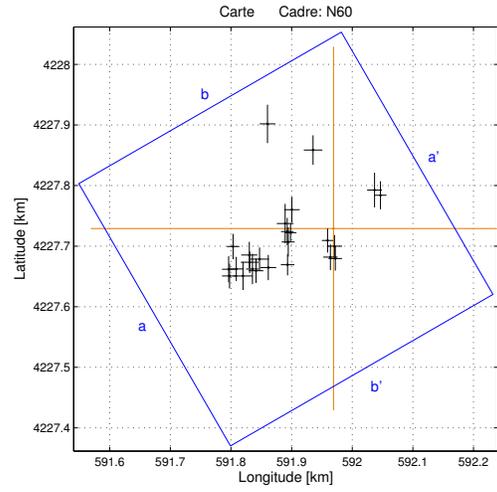
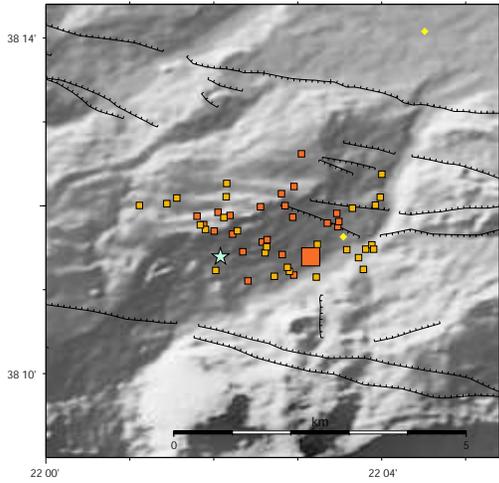
Multiplet 904



Tab. A.31: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 904. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.01-13.23.15	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-03.17.24	43.84	-158.71	116.08	14.81	19.76	22.27
3	2001.03.29-03.46.34	250.17	119.49	29.16	14.07	12.15	18.12
4	2001.03.30-02.44.50	106.83	142.56	18.43	15.17	14.37	16.12
5	2001.03.30-08.24.44	53.93	4.39	-8.85	11.87	14.60	15.78
6	2001.03.30-16.04.47	186.63	-2.56	94.94	14.61	13.85	14.75
7	2001.03.30-22.09.47	253.46	22.73	120.29	13.78	11.74	16.67
8	2001.03.31-01.45.10	163.99	72.31	36.34	11.25	15.54	23.35
9	2001.03.31-01.55.27	248.97	25.51	132.96	14.15	12.36	20.49
10	2001.03.31-02.25.29	-12.75	-157.56	110.93	10.79	12.89	16.30
11	2001.03.31-03.28.18	317.42	-54.21	245.79	11.01	15.67	14.72
12	2001.03.31-05.38.44	8.58	-79.26	19.07	9.82	11.97	14.65
13	2001.03.31-08.22.46	195.40	3.22	58.11	12.45	13.63	13.86
14	2001.03.31-08.24.56	103.45	78.93	-10.48	8.82	14.60	15.62
15	2001.03.31-09.48.18	41.58	-111.36	79.17	11.93	14.67	17.47
16	2001.03.31-23.15.34	250.50	44.76	128.96	12.40	14.19	19.12
17	2001.03.31-23.31.43	235.82	-27.77	114.20	15.08	14.36	15.01
18	2001.04.02-06.39.53	-17.39	-119.16	99.06	12.13	14.76	19.13
19	2001.04.03-04.35.37	10.72	-77.45	26.07	10.28	10.01	12.45
20	2001.04.03-20.11.38	281.36	-68.33	237.39	15.09	12.53	18.96
21	2001.04.05-01.36.59	19.94	5.07	12.29	10.82	13.80	15.86
22	2001.04.06-18.48.24	290.60	-77.68	149.58	9.71	15.03	15.66
23	2001.04.08-20.29.10	-24.42	-153.99	65.39	10.45	13.26	14.59
24	2001.04.09-02.58.03	19.83	-111.30	53.48	12.23	12.60	13.26
25	2001.04.10-18.46.27	-15.54	-174.22	99.16	12.33	13.12	13.20
26	2001.04.13-01.30.00	302.08	-62.61	196.44	12.47	17.62	13.85
27	2001.04.13-03.38.33	89.67	34.44	35.86	13.35	13.98	19.46
28	2001.04.14-02.04.29	26.52	-16.93	-6.07	9.96	11.92	15.57
29	2001.04.14-16.43.06	-35.10	-75.06	40.54	11.53	13.83	14.44
30	2001.04.16-09.20.53	9.73	-48.25	34.12	11.94	15.66	17.36
31	2001.04.17-23.38.28	-42.58	-186.99	104.65	12.81	14.23	18.54
32	2001.04.29-23.00.59	40.99	12.90	-146.33	15.86	33.82	26.34
33	2001.04.29-23.07.13	25.13	-125.28	-53.01	12.70	21.64	18.60
34	2001.03.28-09.05.55	307.42	-80.94	200.31	16.96	15.20	15.07

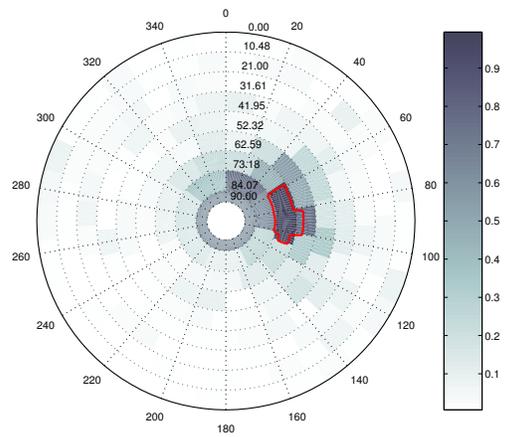
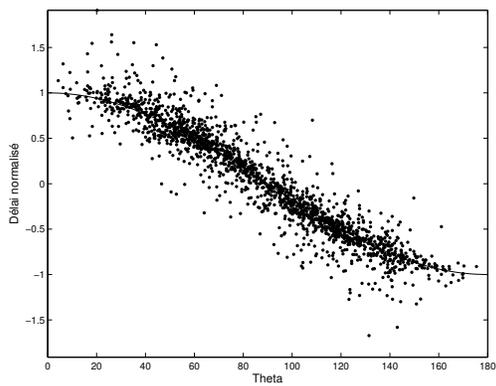
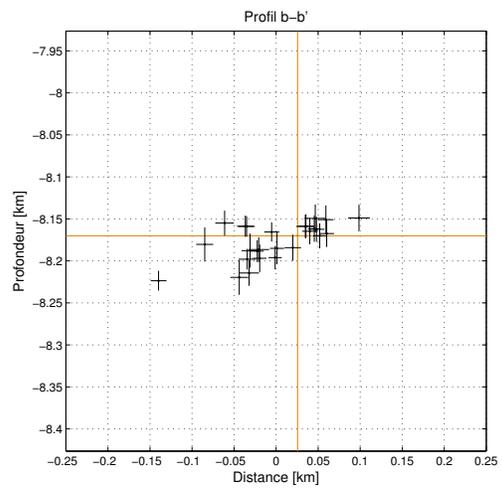
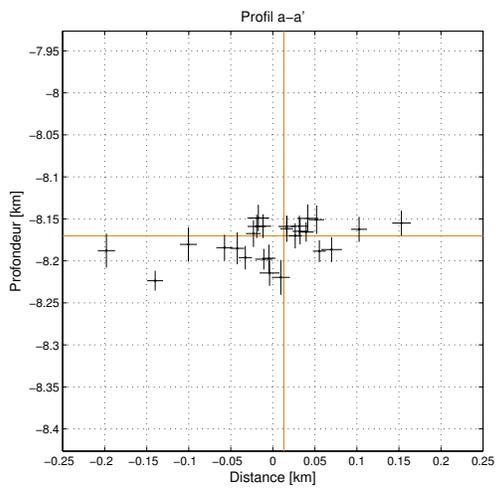
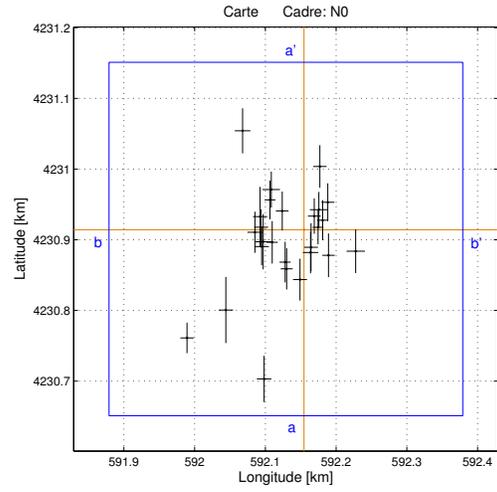
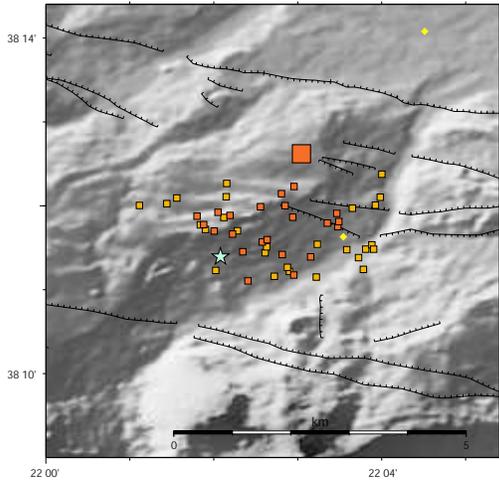
Multiplet 905



Tab. A.32: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 905. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.02-23.11.31	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.31-21.06.22	-107.53	-64.30	8.75	13.18	20.82	18.25
3	2001.04.01-10.41.49	-149.14	-78.23	-34.96	15.77	23.20	24.58
4	2001.04.01-19.14.23	-68.54	31.21	13.07	12.85	21.12	16.05
5	2001.04.02-05.24.24	67.75	63.63	-13.16	12.30	28.65	15.75
6	2001.04.03-03.00.45	-75.66	-59.74	21.93	11.13	17.55	12.91
7	2001.04.04-23.54.26	-165.59	-29.56	-6.07	10.41	20.91	13.99
8	2001.04.10-18.25.50	-172.92	-67.19	-11.35	10.88	21.49	21.36
9	2001.04.11-00.17.56	-70.78	-6.67	-23.40	9.77	15.55	12.00
10	2001.04.13-02.13.27	-133.56	-66.77	-21.27	10.46	25.08	12.98
11	2001.04.13-17.38.22	-9.72	-19.70	9.89	9.34	19.73	16.98
12	2001.04.16-06.33.40	-160.31	-66.56	-27.13	12.15	19.87	17.94
13	2001.04.28-17.48.15	-127.72	-69.57	-9.95	12.18	20.17	15.03
14	2001.05.01-10.25.02	-5.07	-47.23	31.11	11.73	21.32	14.11
15	2001.05.02-04.52.53	77.54	55.03	-1.83	9.99	23.23	15.47
16	2001.05.02-11.57.25	-74.61	-22.19	-22.18	10.72	24.11	13.40
17	2001.05.11-23.32.58	2.98	-49.42	22.16	11.25	19.99	14.43
18	2001.05.11-23.35.41	-121.86	-50.38	-10.91	15.60	19.10	19.66
19	2001.05.12-00.03.49	-171.39	-78.29	-43.77	12.38	20.48	15.71
20	2001.05.12-01.36.12	-79.70	8.32	-3.61	13.78	32.41	16.00
21	2001.05.12-01.54.06	-108.76	172.78	-72.20	12.88	31.68	21.52
22	2001.05.12-01.59.03	-33.63	129.60	-53.68	15.28	24.38	17.94
23	2001.05.21-19.03.30	-76.21	-4.93	4.80	10.19	22.46	13.05
24	2001.05.21-19.45.13	-138.81	-43.64	-29.38	13.29	21.58	16.95
25	2001.05.26-22.30.19	1.80	-29.03	47.52	12.40	18.32	14.20
26	2001.06.23-03.05.41	-138.07	-55.63	-15.77	14.69	17.82	16.91

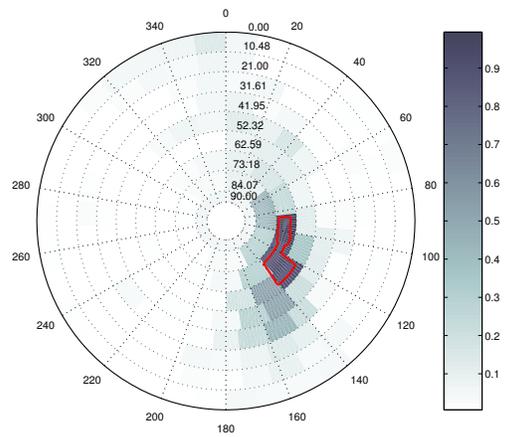
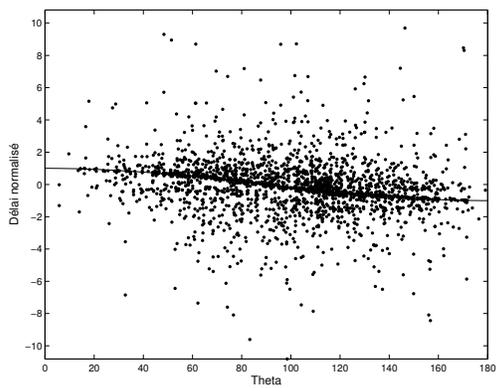
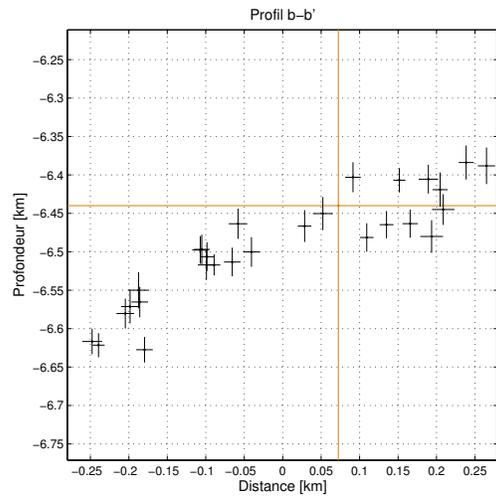
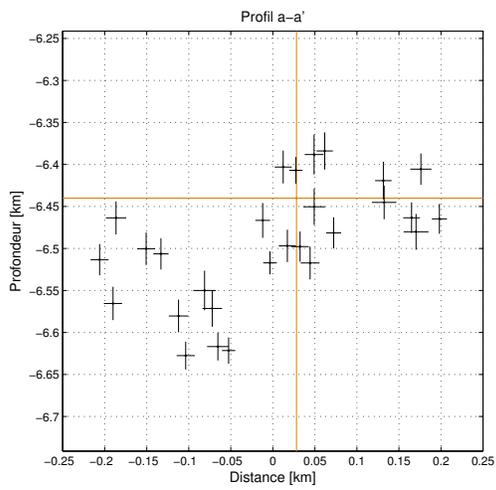
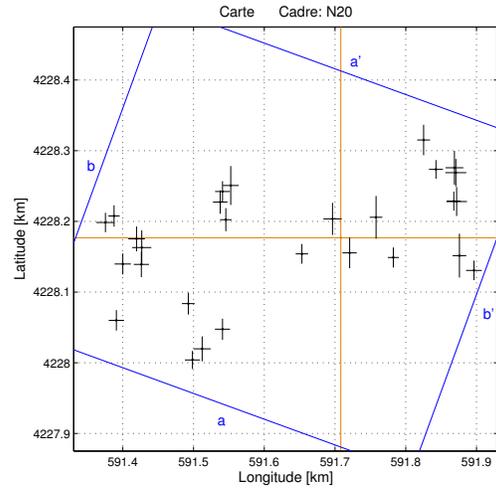
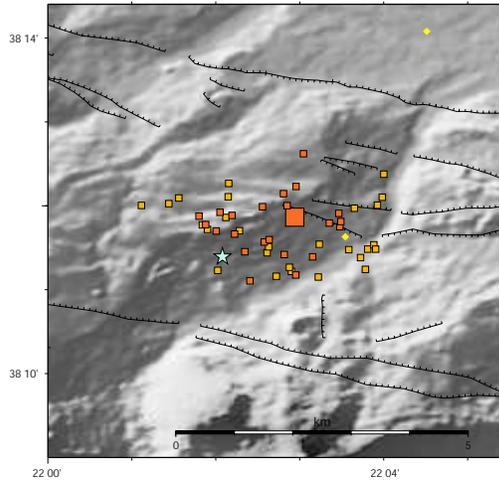
Multiplet 906



Tab. A.33: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 906. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.26-17.56.02	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.26-09.51.09	-165.39	-153.04	-53.54	9.42	21.55	11.75
3	2001.05.26-14.05.12	14.44	19.41	5.31	9.02	25.04	15.52
4	2001.05.26-14.07.12	73.04	-30.34	21.12	12.96	30.85	15.68
5	2001.05.26-14.15.12	33.60	39.00	19.09	9.12	26.67	16.90
6	2001.05.26-14.22.10	19.77	3.47	8.38	7.60	24.06	15.65
7	2001.05.26-14.30.26	9.18	-32.14	11.02	10.95	29.55	13.96
8	2001.05.26-14.55.46	26.29	13.56	-0.05	7.91	28.32	14.96
9	2001.05.26-15.08.55	-24.57	-55.30	-15.01	8.43	29.11	18.82
10	2001.05.26-15.10.11	-46.32	56.87	-16.51	12.30	25.44	14.73
11	2001.05.26-15.51.51	-56.52	-211.00	-17.81	10.26	32.71	20.19
12	2001.05.26-15.57.00	-110.51	-113.55	-10.38	10.15	46.73	20.34
13	2001.05.26-16.26.11	22.41	89.57	7.58	9.46	30.04	14.82
14	2001.05.26-16.26.34	-5.71	-70.46	-14.26	9.80	29.64	15.40
15	2001.05.26-17.11.11	34.56	-36.13	2.54	8.78	30.94	15.98
16	2001.05.26-18.06.35	-62.18	18.62	11.32	9.96	42.07	12.61
17	2001.05.26-19.05.56	-30.86	26.57	4.49	8.92	27.47	11.50
18	2001.05.26-19.29.46	-60.71	3.64	11.07	9.82	25.28	12.15
19	2001.05.26-19.41.55	-86.87	139.99	15.05	11.08	31.87	14.84
20	2001.05.26-22.24.40	-59.97	-23.81	-27.90	10.24	26.32	12.31
21	2001.05.26-22.42.01	-26.77	-45.72	-26.09	7.89	28.74	13.92
22	2001.05.26-22.53.13	-69.39	-3.53	-49.62	10.69	29.05	20.76
23	2001.05.27-00.41.36	-48.09	42.33	-18.36	7.69	27.46	12.98
24	2001.05.27-07.03.59	9.90	-24.71	11.35	9.71	34.05	14.13
25	2001.05.27-07.14.08	-45.07	-17.71	-26.93	8.04	30.00	16.39
26	2001.06.01-04.06.14	-57.78	-16.86	-44.41	11.79	39.12	15.20
27	2001.06.01-04.08.24	21.00	28.50	20.63	12.62	25.04	16.67

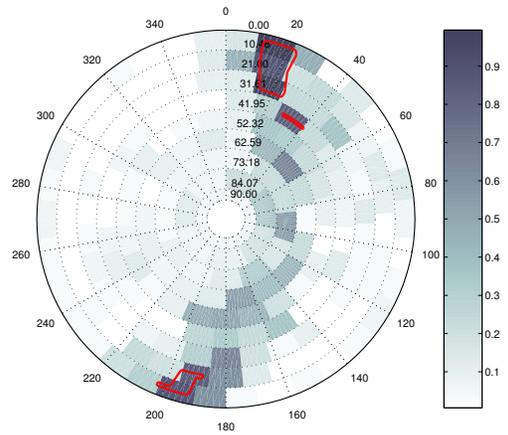
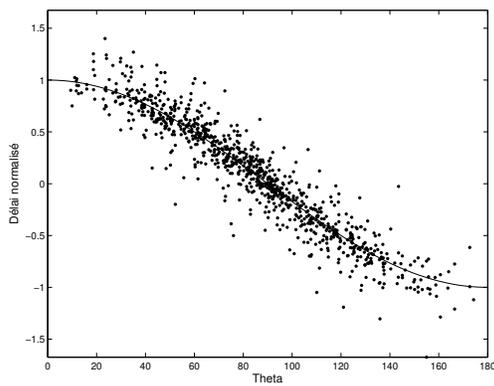
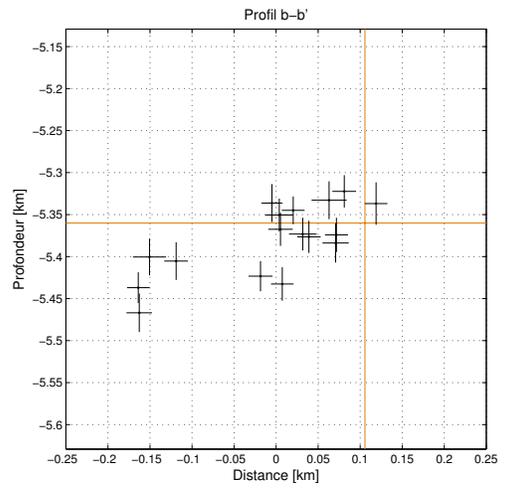
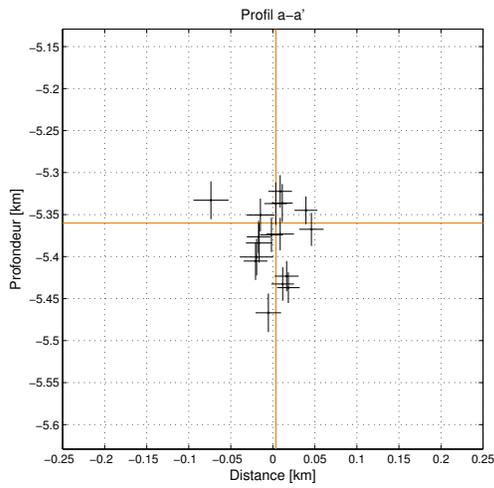
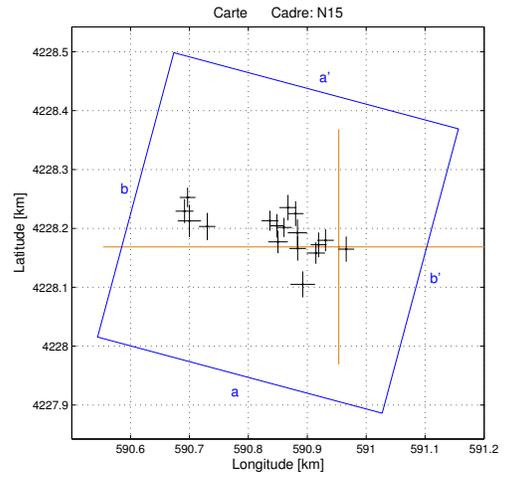
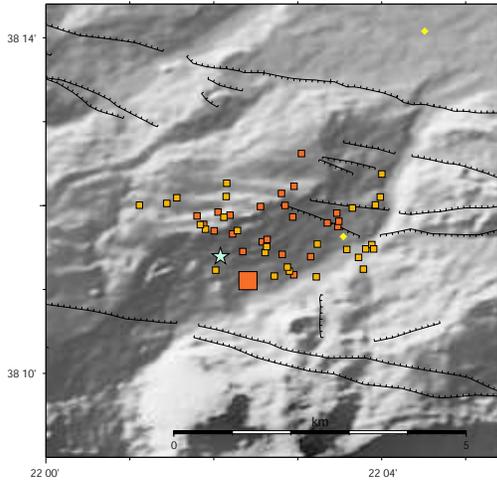
Multiplet 907



Tab. A.34: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 907. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.02-16.49.00	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.30-19.22.07	-332.81	21.60	-176.69	12.82	13.79	16.62
3	2001.03.31-01.59.50	-196.05	-157.13	-23.55	12.07	17.56	19.63
4	2001.03.31-02.13.48	-209.79	-172.90	-73.27	10.69	12.78	18.58
5	2001.03.31-02.22.57	-281.95	-37.69	-187.43	10.75	18.02	16.56
6	2001.03.31-03.50.58	-317.30	-116.80	-125.39	10.80	14.48	19.80
7	2001.04.01-03.38.14	-215.69	-93.10	-66.38	9.02	15.46	18.63
8	2001.04.01-04.30.32	-55.06	-22.83	-26.54	8.75	13.90	20.75
9	2001.04.01-09.08.25	-167.33	-129.40	-60.26	10.72	14.95	19.30
10	2001.04.01-21.14.08	-288.76	-1.64	-131.28	11.74	17.54	21.80
11	2001.04.02-06.03.47	-320.60	30.79	-181.51	7.91	15.07	15.66
12	2001.04.02-19.02.20	-308.30	-37.15	-140.29	11.57	14.79	19.41
13	2001.04.02-21.17.19	-170.55	50.50	-56.91	10.21	16.63	19.27
14	2001.04.03-15.07.17	74.22	-27.90	33.11	7.87	14.17	15.83
15	2001.04.03-21.09.58	159.66	51.78	20.85	9.85	13.44	22.37
16	2001.04.08-06.19.53	162.55	92.12	-40.14	14.76	19.38	21.29
17	2001.04.11-00.24.03	134.46	96.75	-23.37	9.96	13.13	18.25
18	2001.04.15-21.21.28	188.15	-46.18	51.86	11.17	13.83	23.77
19	2001.04.17-01.27.50	-162.60	25.59	-77.13	8.07	16.31	13.72
20	2001.04.17-01.28.35	-167.32	65.41	-57.66	10.43	14.56	17.95
21	2001.04.28-12.37.44	163.70	51.26	-5.06	14.56	20.44	19.98
22	2001.04.28-13.11.01	-11.76	26.73	-10.29	12.91	22.69	21.60
23	2001.04.29-01.57.37	116.98	138.30	-24.69	9.02	21.59	17.77
24	2001.05.02-19.14.38	49.78	28.94	-41.43	8.90	30.34	18.57
25	2001.05.02-19.17.19	12.39	-21.37	37.01	10.13	21.71	19.56
26	2001.05.03-00.46.18	-155.65	73.91	-77.21	11.21	27.51	19.47
27	2001.05.03-19.44.14	160.54	99.02	34.50	12.60	23.87	18.72
28	2001.05.04-05.41.31	167.58	-25.25	56.16	9.71	31.02	22.13
29	2001.05.26-11.00.57	-281.48	-13.89	-109.93	13.47	24.35	23.55

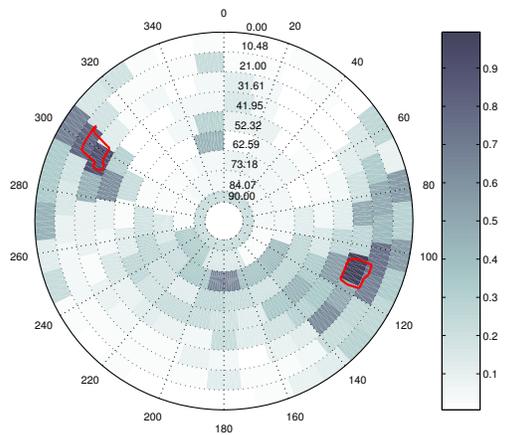
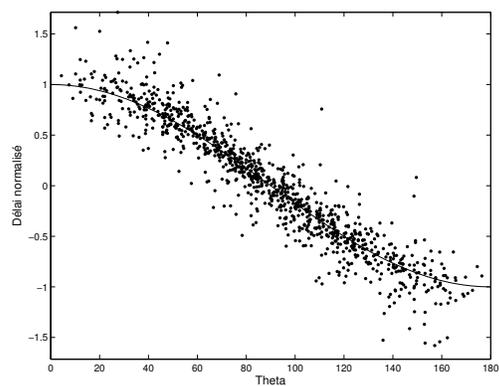
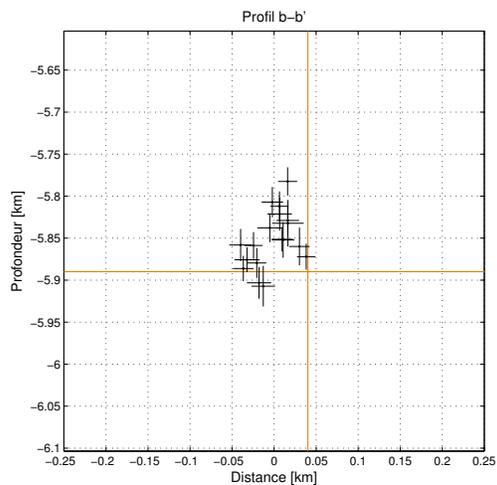
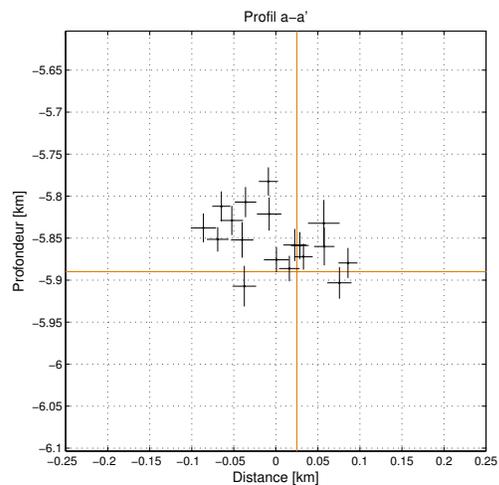
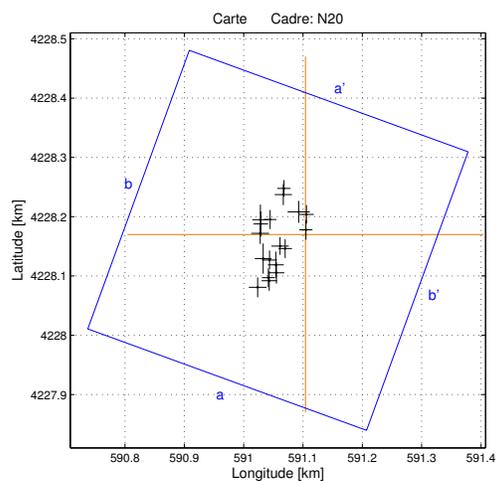
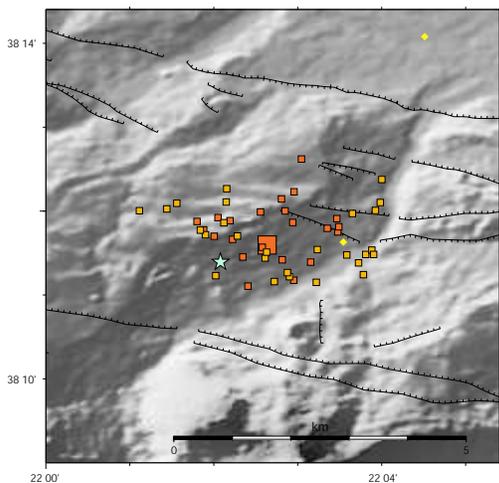
Multiplet 908



Tab. A.35: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 908. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.04-21.24.48	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-07.35.45	-73.22	56.59	15.03	13.59	21.24	16.55
3	2001.04.01-02.52.43	-34.18	3.63	-14.14	13.62	20.92	20.41
4	2001.04.01-06.32.55	-69.79	-2.70	-16.45	14.00	20.61	19.12
5	2001.04.05-05.39.46	-256.62	84.09	-77.02	13.40	16.79	18.32
6	2001.04.05-07.39.02	-103.22	8.61	9.54	16.63	19.14	19.47
7	2001.04.07-20.18.12	-116.79	44.46	-63.23	14.32	17.07	17.97
8	2001.04.08-07.51.19	-105.00	35.85	23.74	12.51	19.97	22.60
9	2001.04.08-11.05.38	-70.18	24.05	-13.18	16.33	22.76	19.43
10	2001.04.08-17.14.43	-261.72	60.81	-106.89	15.19	20.45	22.91
11	2001.04.08-23.31.11	-22.53	11.32	37.65	14.10	18.67	19.27
12	2001.04.09-18.57.58	-61.25	-63.58	27.11	20.85	22.05	22.49
13	2001.04.10-19.06.30	12.68	-3.72	23.11	13.51	21.38	25.29
14	2001.04.10-20.30.16	-86.16	66.81	-7.53	14.52	21.58	19.65
15	2001.04.11-10.20.24	-223.28	34.66	-45.33	14.04	23.06	22.43
16	2001.04.13-23.37.42	-92.94	33.18	-72.57	13.44	16.23	19.96
17	2001.04.14-00.06.28	-38.90	-10.39	-23.76	15.59	18.15	23.34
18	2001.04.28-13.33.42	-253.54	44.24	-40.50	19.73	27.44	21.87

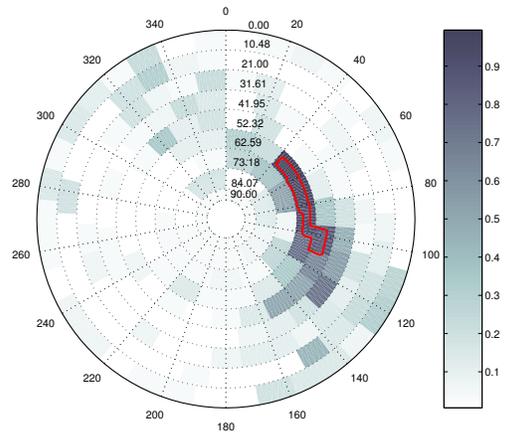
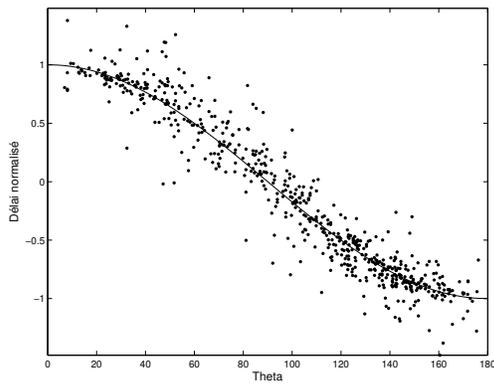
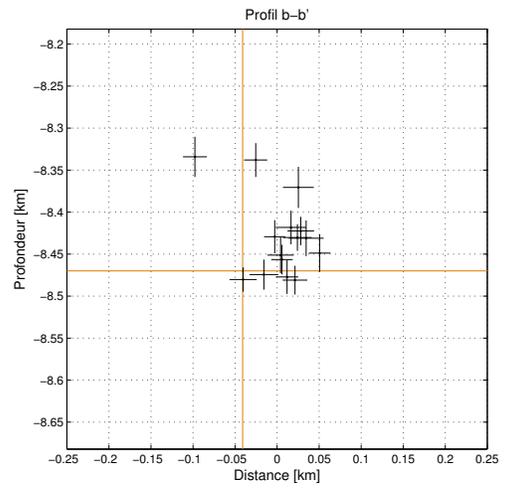
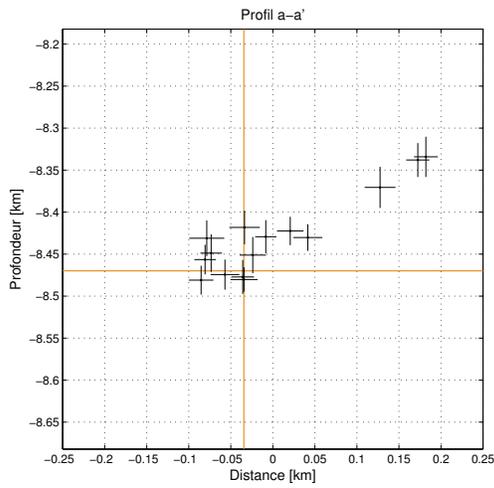
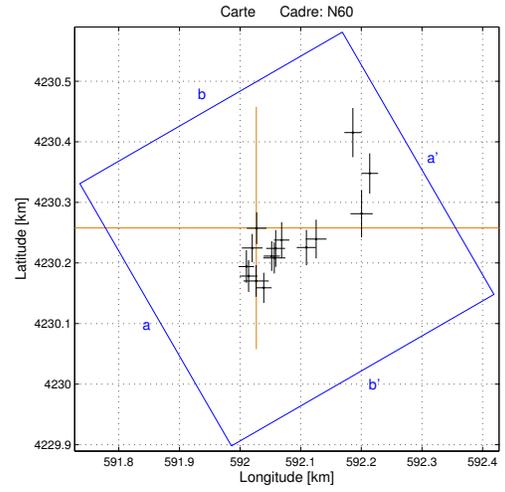
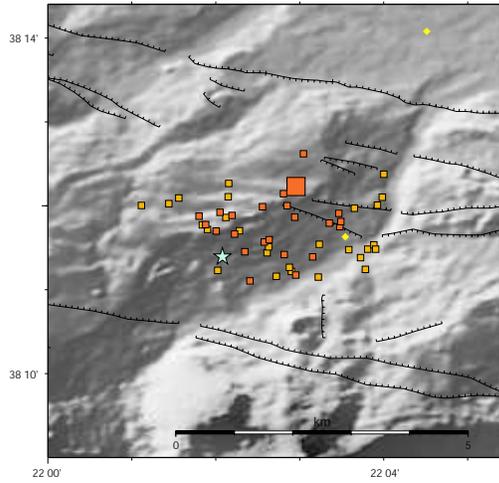
Multiplet 910



Tab. A.36: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 910. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.29-18.44.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-18.49.46	-34.28	-23.70	107.46	11.34	15.89	16.73
3	2001.03.31-13.27.10	-37.37	67.40	-13.28	14.47	17.71	18.88
4	2001.03.31-21.29.37	-75.35	17.80	3.78	12.25	21.04	15.18
5	2001.04.02-01.28.46	-80.59	-89.10	52.19	15.00	16.84	17.10
6	2001.04.07-06.17.19	-36.36	77.80	10.39	11.24	14.04	17.83
7	2001.04.08-12.59.19	0.73	8.00	17.90	11.01	16.72	15.45
8	2001.04.08-19.58.14	-49.04	-64.60	60.98	13.39	18.12	17.34
9	2001.04.10-08.53.00	-59.67	25.30	31.16	10.61	15.99	16.07
10	2001.04.10-19.08.47	-62.53	-72.90	77.88	10.83	15.80	17.80
11	2001.04.11-22.21.13	-61.15	-78.00	38.50	12.87	16.82	14.55
12	2001.04.14-10.59.55	-42.90	-19.50	68.67	14.54	14.83	19.69
13	2001.04.17-20.07.37	-60.68	-43.00	82.88	12.76	15.97	17.97
14	2001.04.17-20.11.05	1.66	34.00	30.06	12.15	15.72	22.52
15	2001.04.20-23.09.03	-71.35	-40.60	-17.21	14.05	25.47	24.20
16	2001.05.04-06.40.00	-76.08	24.90	31.80	13.66	25.49	19.17
17	2001.05.27-20.26.36	-49.97	-51.10	37.80	13.32	22.37	21.17
18	2001.07.07-09.57.33	-76.40	1.90	14.23	14.90	17.66	14.83
19	2001.07.07-13.01.05	-11.41	38.20	57.74	18.82	18.58	27.74

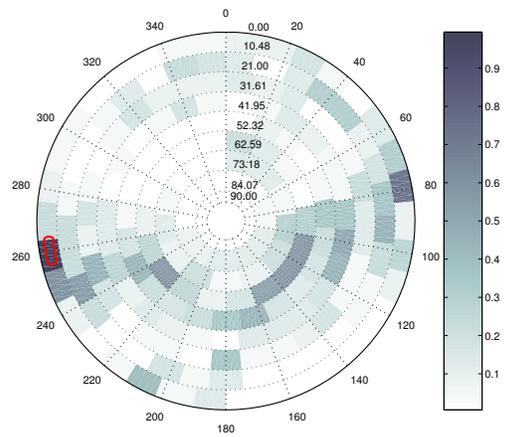
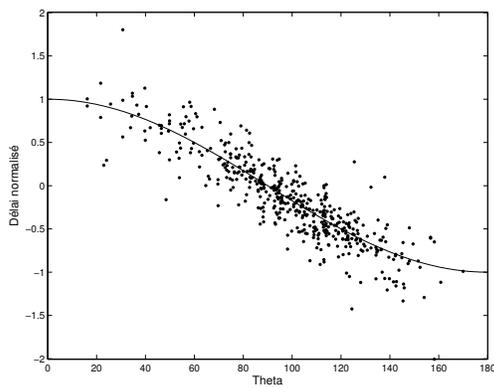
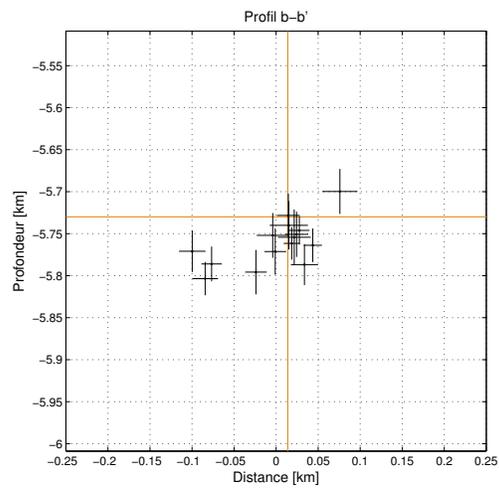
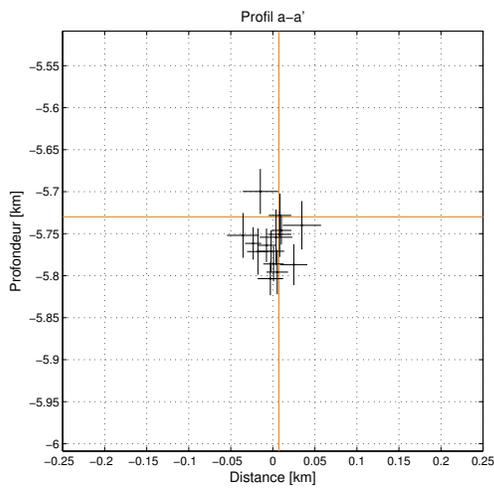
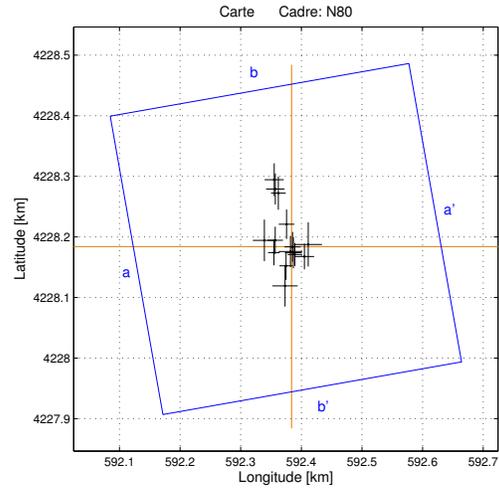
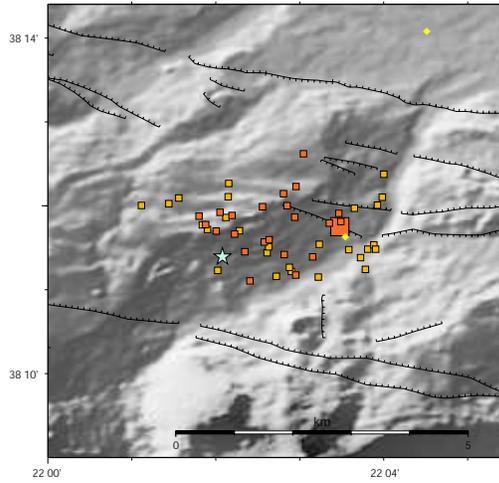
Multiplet 911



Tab. A.37: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 911. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.19-18.46.39	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.09-01.14.19	-16.53	-63.55	13.45	12.73	26.98	17.65
3	2001.04.09-01.31.04	-0.39	-87.53	38.83	20.81	26.18	21.22
4	2001.04.11-21.32.27	-12.86	-79.40	-10.98	14.66	26.15	17.12
5	2001.04.14-21.24.13	0.47	-0.43	-10.31	16.23	26.26	14.53
6	2001.04.14-23.35.11	25.29	-46.43	-7.22	13.30	24.58	20.20
7	2001.04.19-18.53.56	41.65	-19.98	40.63	12.65	29.70	19.74
8	2001.04.20-23.56.40	98.47	-18.34	39.66	17.19	31.93	15.85
9	2001.04.21-01.43.52	173.52	23.58	99.36	18.34	39.09	24.47
10	2001.04.21-02.05.28	159.19	157.38	135.73	14.18	40.49	23.91
11	2001.04.21-21.22.13	187.00	90.02	131.98	13.76	33.13	20.13
12	2001.04.22-01.45.14	12.19	-98.80	21.15	12.87	24.87	22.32
13	2001.04.28-13.29.39	31.81	-33.77	18.75	15.65	30.38	21.49
14	2001.04.28-13.29.51	29.52	-49.39	51.69	18.15	25.66	20.03
15	2001.04.28-13.31.21	82.44	-32.34	47.49	15.77	29.19	16.95
16	2001.04.28-17.16.24	-6.79	-33.15	-4.43	17.11	23.22	17.87

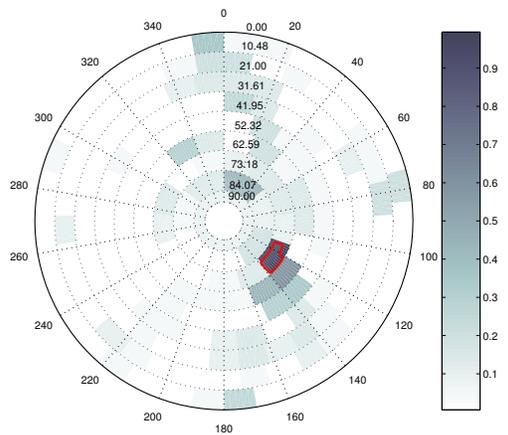
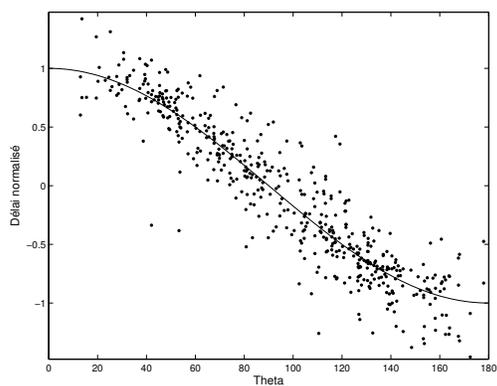
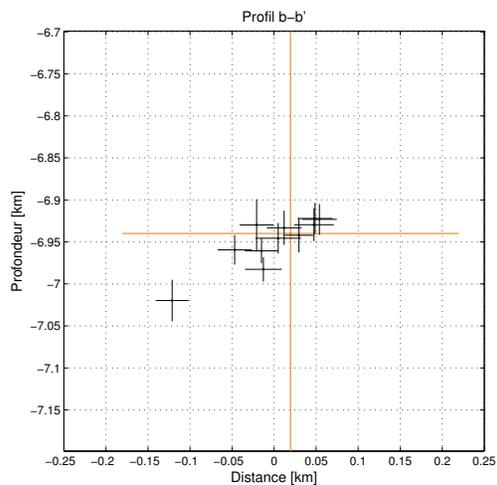
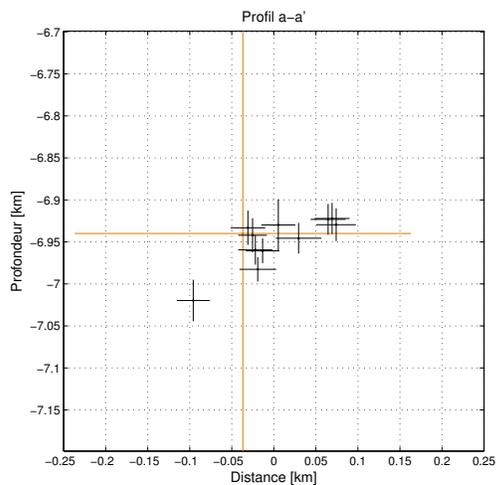
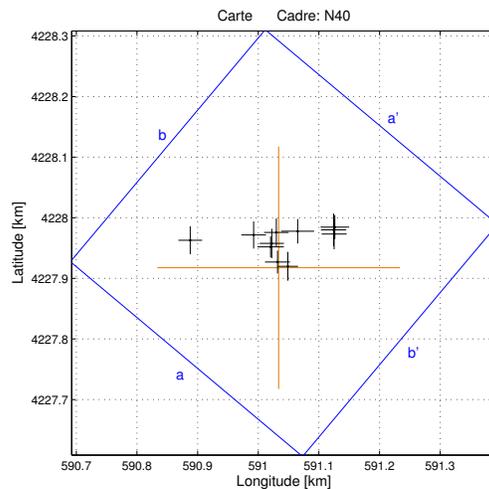
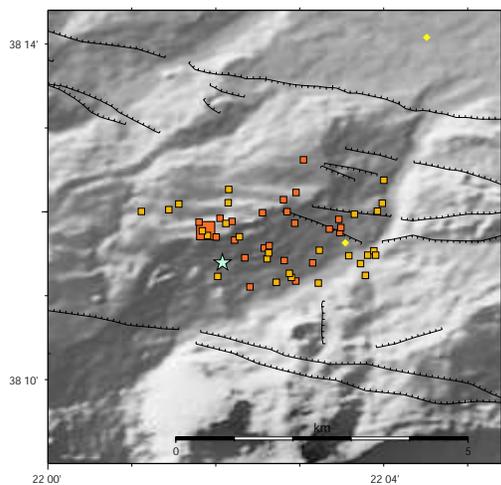
Multiplet 912



Tab. A.38: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 912. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.11-07.45.16	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-15.06.12	-9.20	-31.95	-33.90	10.82	23.12	19.96
3	2001.04.15-22.36.08	-1.91	-8.22	-24.34	19.44	25.64	33.11
4	2001.04.15-22.51.52	2.96	-10.25	-20.86	13.86	25.76	26.89
5	2001.05.01-16.16.08	-29.19	-10.04	-31.63	9.63	20.99	19.32
6	2001.05.01-16.17.20	-10.79	-64.85	30.24	20.85	34.15	26.75
7	2001.05.02-01.18.15	27.34	3.45	-10.06	22.73	36.41	28.77
8	2001.05.02-01.32.45	5.48	-13.05	-16.10	11.96	19.00	16.99
9	2001.05.02-03.11.59	-21.84	88.06	-56.13	12.21	27.34	20.66
10	2001.05.02-05.14.07	-26.97	10.33	-41.31	12.89	22.49	27.53
11	2001.05.04-02.40.58	21.06	-16.50	-56.91	16.14	21.16	24.31
12	2001.05.04-02.44.46	1.53	-0.54	1.74	13.40	24.60	26.00
13	2001.05.04-02.47.35	-8.32	36.87	-65.85	12.83	24.24	26.39
14	2001.05.21-14.10.29	-44.94	10.25	-22.08	19.02	34.27	26.67
15	2001.05.26-11.52.00	-28.75	110.30	-40.96	15.74	27.11	24.69
16	2001.06.01-20.47.09	-26.88	95.00	-73.56	15.23	25.51	19.80

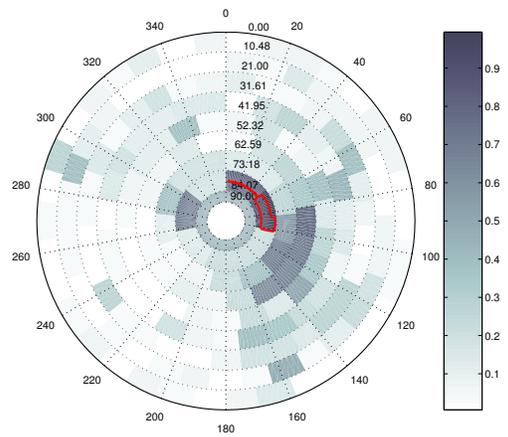
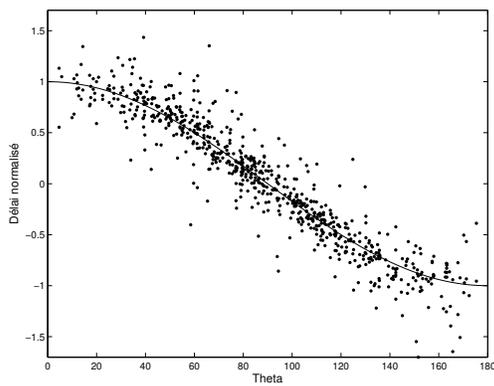
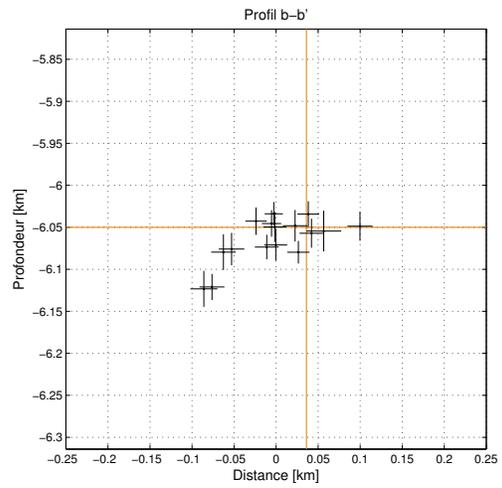
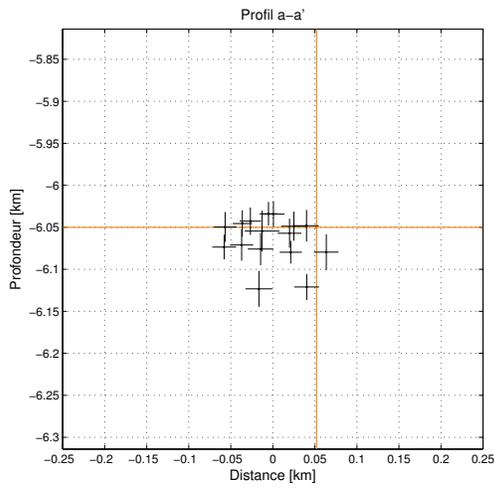
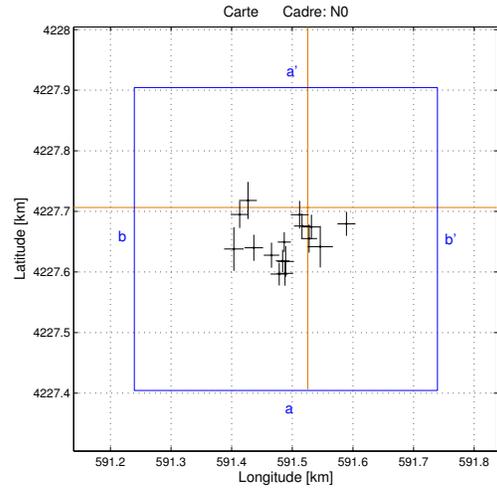
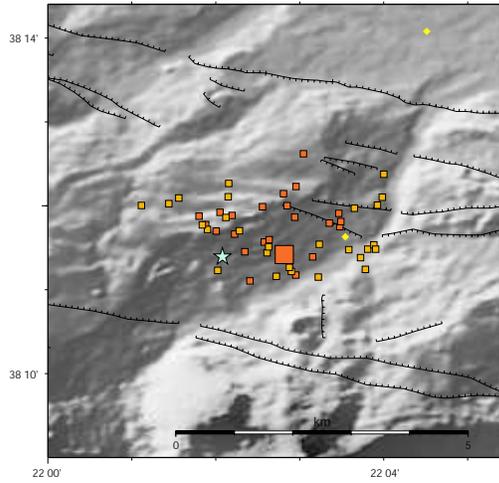
Multiplet 914



Tab. A.39: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 914. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.30-12.32.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.30-13.55.42	-11.30	40.20	-20.63	19.89	24.22	14.67
3	2001.03.30-13.57.30	91.51	55.60	16.74	20.75	25.12	18.37
4	2001.03.30-14.28.06	92.71	67.10	10.45	23.61	19.88	19.60
5	2001.03.30-15.30.01	-41.29	54.10	-19.49	20.36	22.45	17.59
6	2001.03.31-04.51.13	-145.75	45.40	-79.78	19.63	23.01	24.72
7	2001.03.31-04.51.41	-13.28	34.40	-42.72	21.84	17.33	14.49
8	2001.03.31-04.57.44	-1.87	9.50	6.77	20.61	18.89	20.38
9	2001.04.01-12.47.35	-3.78	58.30	10.15	20.22	22.97	30.58
10	2001.04.02-11.15.38	15.14	2.40	-2.11	17.02	23.72	20.30
11	2001.04.04-11.42.27	31.43	60.30	-5.69	27.17	20.20	18.19
12	2001.04.14-11.27.54	90.64	62.60	17.87	20.83	26.76	18.58

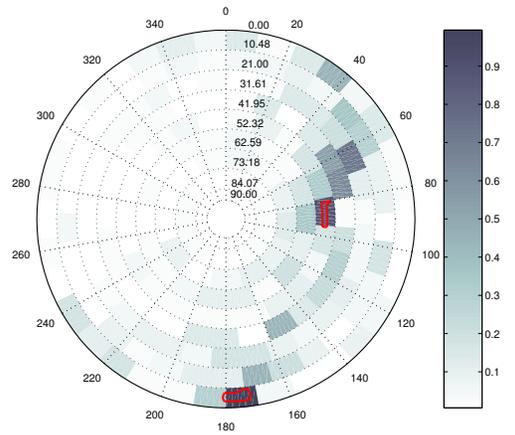
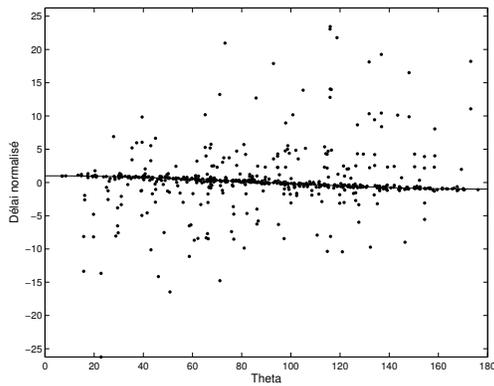
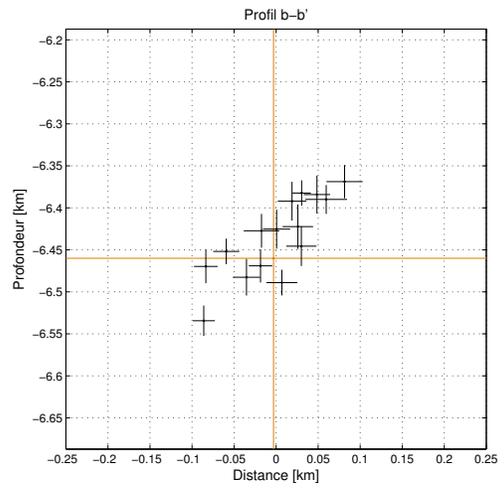
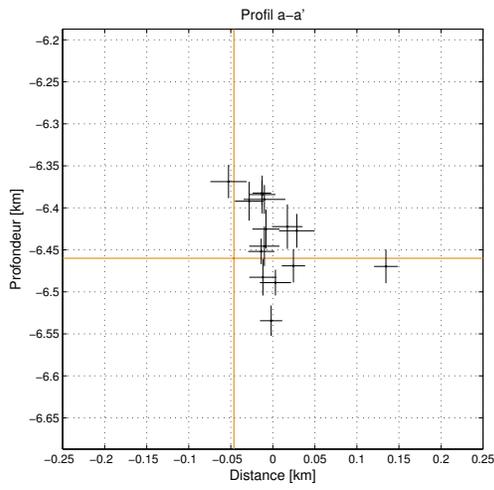
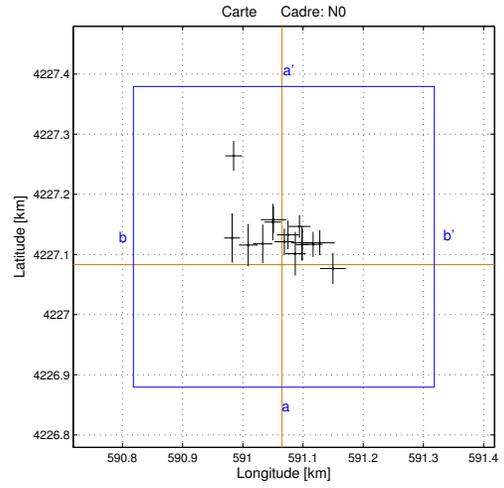
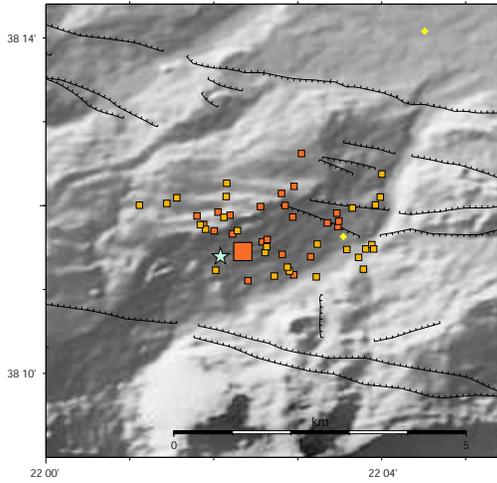
Multiplet 915



Tab. A.40: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 915. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.13-01.14.53	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.31-08.39.11	-89.03	-66.58	-25.91	15.24	21.47	19.24
3	2001.03.31-15.32.53	-9.52	-30.70	-29.68	13.24	20.52	13.52
4	2001.03.31-16.09.35	-37.55	-108.76	0.40	13.55	20.34	17.83
5	2001.04.02-19.34.09	-98.63	11.47	-29.57	14.57	30.62	21.28
6	2001.04.04-03.00.54	63.79	-26.99	1.34	14.96	19.80	17.33
7	2001.04.05-18.30.22	-47.13	-109.97	-23.47	14.18	18.83	14.63
8	2001.04.08-06.27.48	6.01	-32.24	-7.05	14.11	20.24	17.29
9	2001.04.08-09.16.22	-59.85	-78.76	7.35	12.69	20.71	16.30
10	2001.04.11-19.46.18	-38.76	-57.22	16.08	10.81	16.27	14.05
11	2001.04.12-05.02.37	-112.32	-11.66	-71.07	14.78	22.15	15.46
12	2001.04.13-01.27.02	-41.42	-88.31	4.52	11.45	18.65	15.77
13	2001.05.01-10.02.03	-13.48	-11.96	1.87	14.64	22.81	18.82
14	2001.05.12-03.41.49	-121.94	-68.55	-73.31	16.04	35.97	21.36
15	2001.05.22-01.44.05	-36.43	-89.09	-20.99	13.61	25.38	18.71
16	2001.05.26-12.04.11	20.64	-64.78	-4.50	20.74	34.23	24.26
17	2001.05.28-08.56.07	2.27	-51.32	15.77	13.04	23.14	15.37

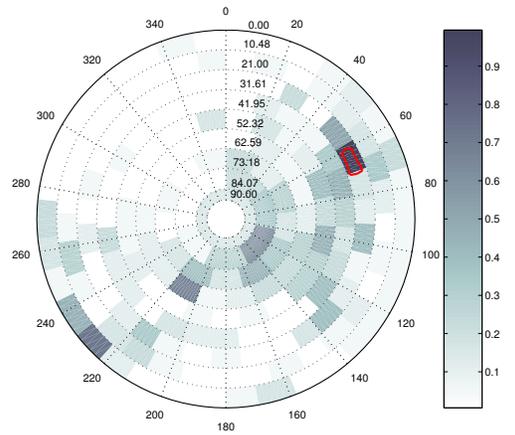
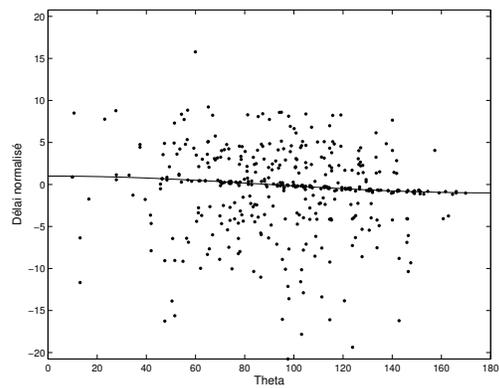
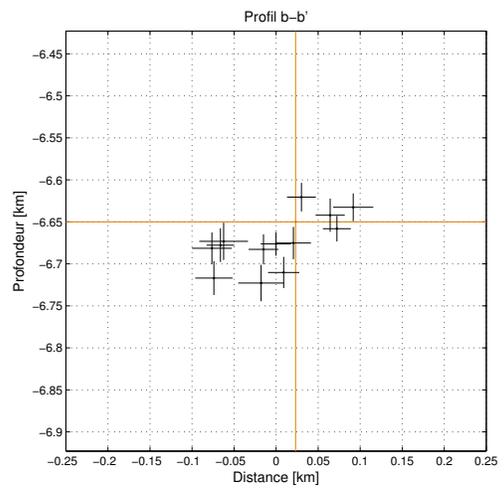
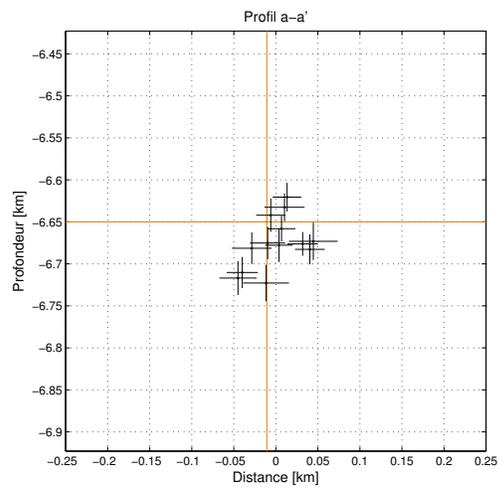
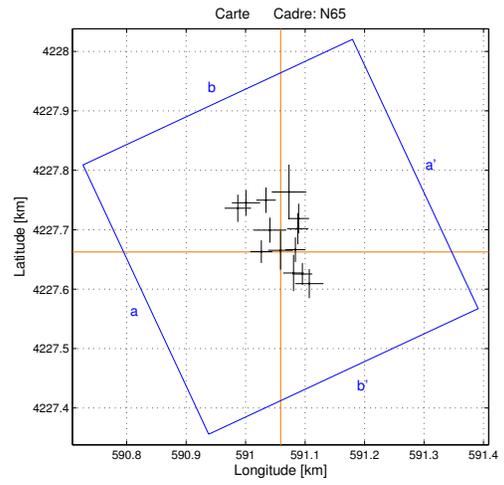
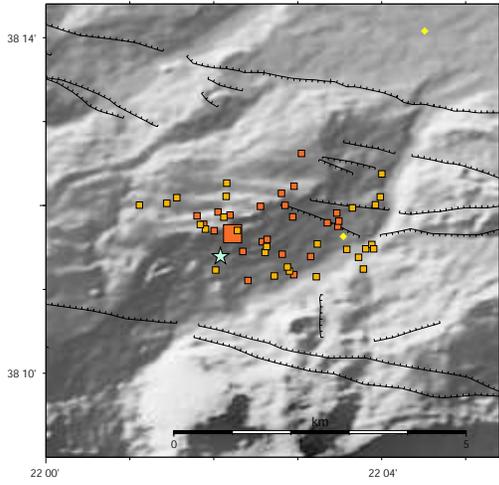
Multiplet 916



Tab. A.41: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 916. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.06-22.32.15	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.01-07.38.10	29.01	63.61	37.66	18.14	18.83	26.44
3	2001.04.05-10.20.08	33.53	33.45	77.63	11.02	26.98	15.11
4	2001.04.09-01.39.42	-14.24	74.92	32.70	21.21	22.18	20.08
5	2001.04.09-21.25.45	84.60	-6.30	91.27	21.53	25.83	19.82
6	2001.04.10-19.10.21	33.17	36.32	14.35	17.92	28.01	23.63
7	2001.04.11-22.17.59	62.65	36.38	70.04	24.90	20.81	17.23
8	2001.04.15-05.28.21	-80.46	180.94	-9.65	14.08	25.00	20.01
9	2001.04.17-09.57.31	3.75	38.20	34.72	16.17	21.92	23.23
10	2001.04.17-15.23.53	22.09	18.16	67.95	16.98	36.47	23.09
11	2001.04.19-21.44.38	-82.91	44.36	-74.39	13.27	40.84	18.11
12	2001.04.28-11.41.45	-56.19	32.62	8.18	15.54	34.97	15.21
13	2001.05.03-19.38.55	-32.13	34.61	-22.61	16.21	32.15	21.75
14	2001.05.26-22.56.27	-15.40	70.93	-9.03	13.93	30.44	19.82
15	2001.06.20-03.40.19	51.68	33.67	75.81	15.73	21.01	22.58
16	2001.10.22-16.58.18	9.96	49.55	-28.96	18.46	23.68	15.31

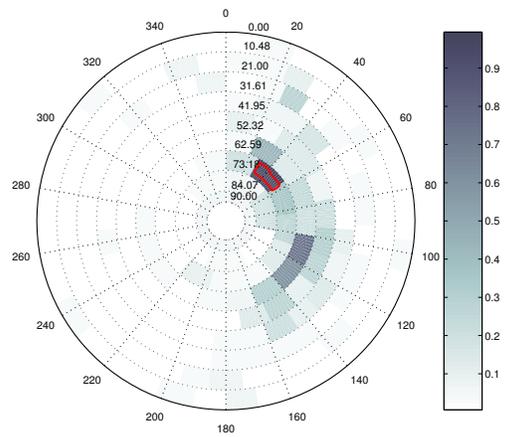
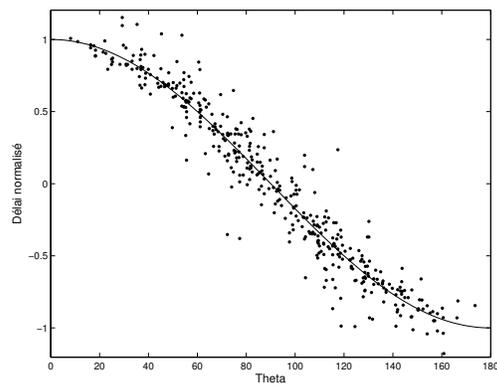
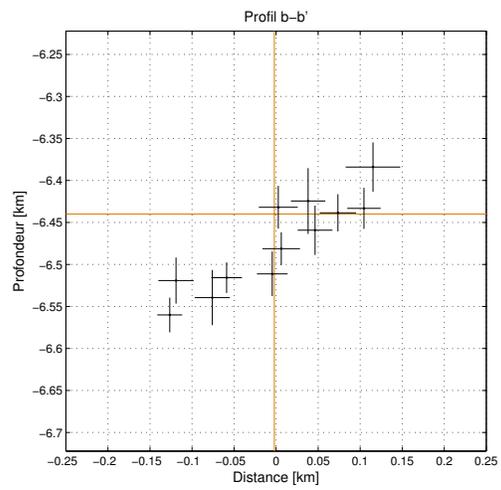
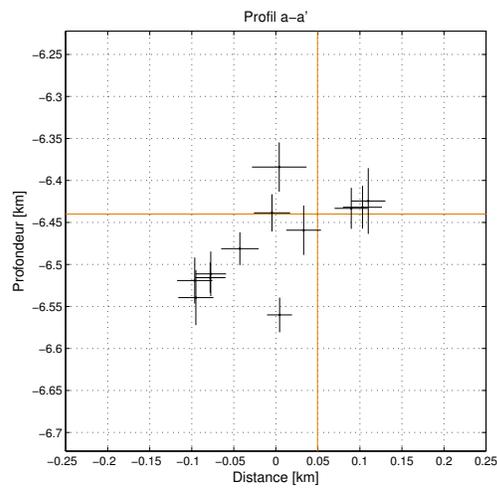
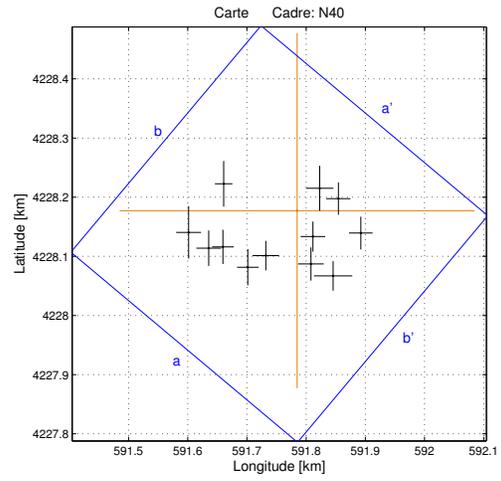
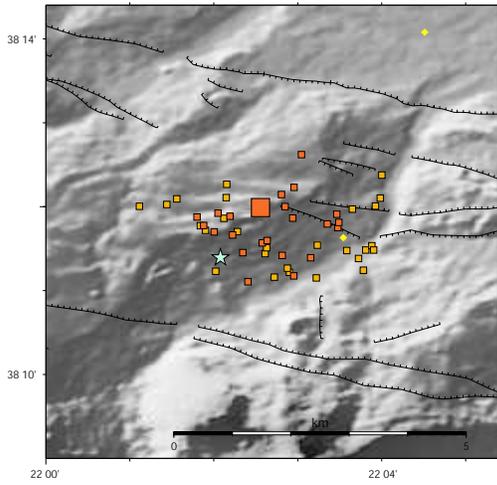
Multiplet 918



Tab. A.42: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 918. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-11.01.30	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-22.24.33	-32.48	0.40	-60.28	18.57	19.00	18.53
3	2001.03.30-00.16.00	-58.26	82.56	-31.45	23.62	21.38	18.78
4	2001.03.31-19.19.02	-72.10	73.46	-66.94	22.17	22.98	20.19
5	2001.04.02-00.16.57	-24.62	87.07	-27.72	16.37	21.36	19.99
6	2001.04.03-00.32.03	28.80	39.15	-26.28	18.04	26.25	14.08
7	2001.04.08-08.21.58	30.21	56.19	-32.79	17.63	24.94	17.84
8	2001.04.09-03.02.31	48.06	-53.30	17.36	23.84	24.50	16.53
9	2001.04.10-02.10.37	24.74	3.82	29.43	17.11	20.69	17.00
10	2001.04.11-00.21.58	-18.12	36.75	-72.82	27.19	20.96	21.66
11	2001.04.11-08.12.40	36.59	-37.17	-8.13	16.59	18.50	15.27
12	2001.04.21-23.32.40	21.64	-35.41	7.88	17.35	30.50	19.75
13	2001.04.21-23.33.32	-0.17	2.73	-25.21	20.86	32.60	19.20
14	2001.06.01-05.52.31	13.98	100.94	-23.17	28.98	46.05	22.21

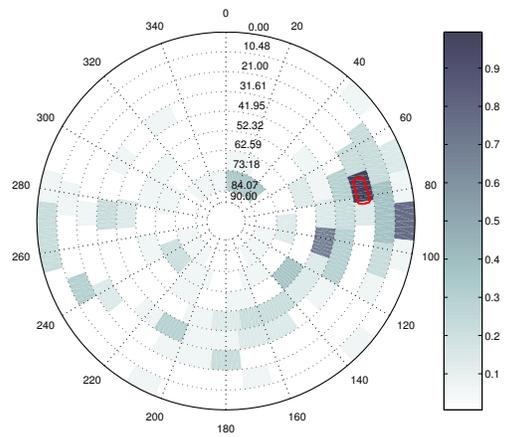
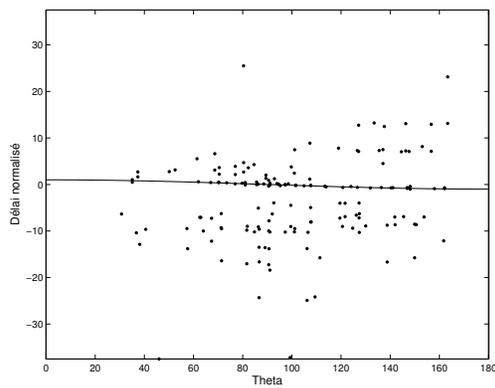
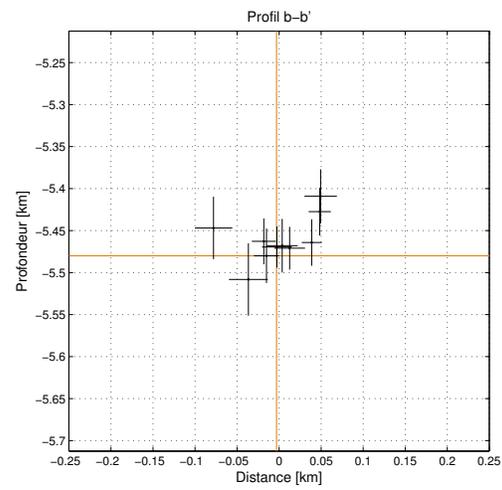
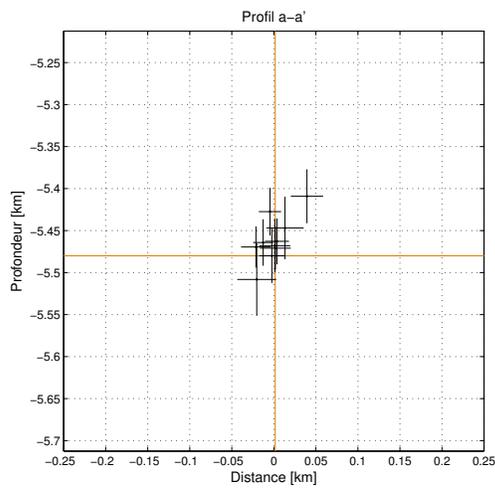
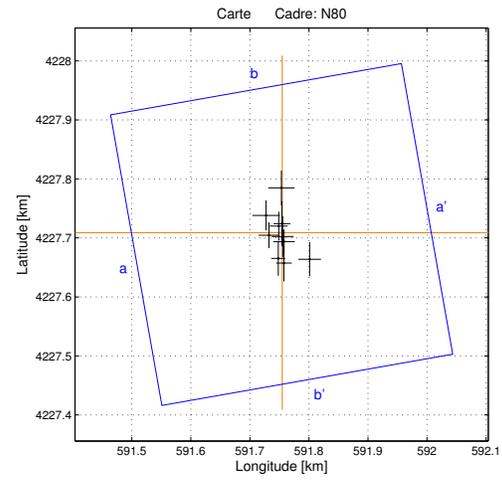
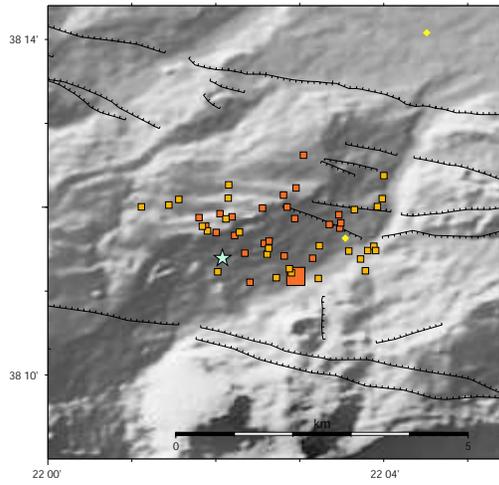
Multiplet 919



Tab. A.43: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 919. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.09-03.06.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.10-09.02.22	-149.53	-63.40	-99.46	20.91	29.92	32.80
3	2001.04.11-11.41.57	26.54	-43.80	-19.29	20.66	25.33	29.33
4	2001.04.14-01.20.54	69.58	20.40	15.48	20.43	27.45	39.14
5	2001.04.14-18.41.26	-125.48	-61.30	-75.71	18.17	28.95	18.20
6	2001.04.20-19.39.16	23.21	-90.10	1.43	21.61	28.03	22.10
7	2001.04.24-13.57.40	-183.43	-36.70	-79.17	21.00	44.28	27.41
8	2001.04.24-13.57.59	-83.47	-95.70	-71.22	18.26	30.68	26.54
9	2001.04.24-14.08.05	107.49	-37.80	6.80	19.83	27.73	24.43
10	2001.04.27-18.39.29	38.04	37.90	8.12	23.18	38.02	25.43
11	2001.05.11-02.42.17	-124.25	45.40	-120.12	14.82	38.59	20.62
12	2001.06.30-18.45.14	60.69	-110.30	55.95	32.44	24.86	29.31
13	2001.07.02-04.14.06	-53.00	-76.00	-41.21	22.26	25.06	19.48

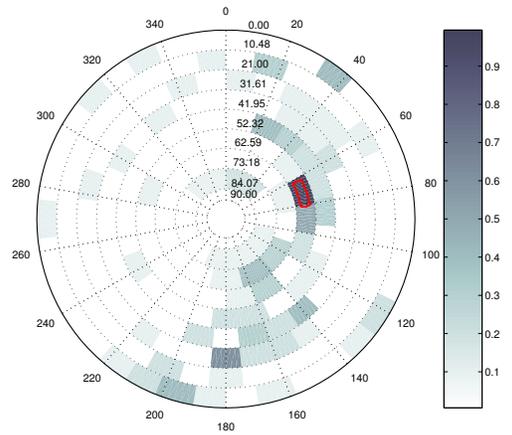
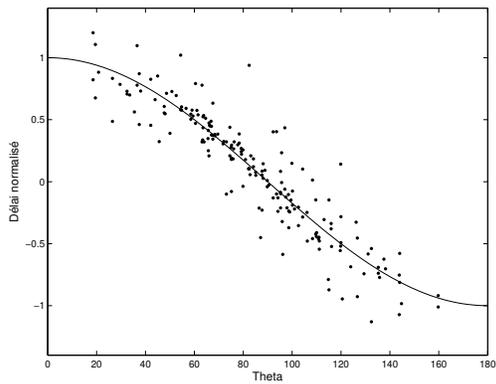
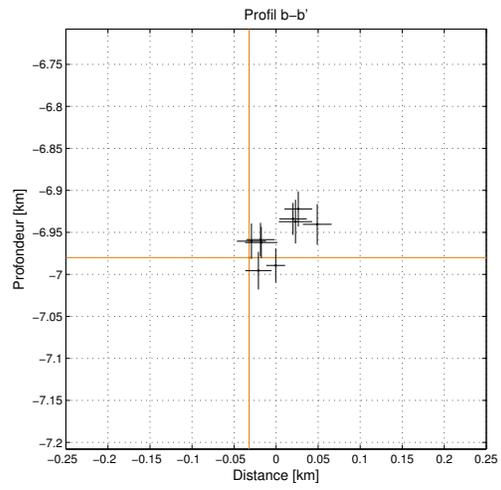
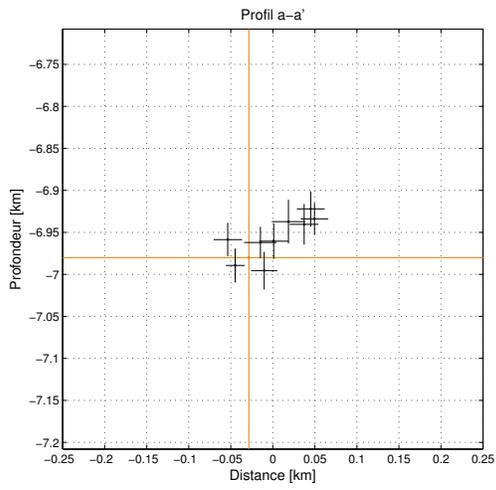
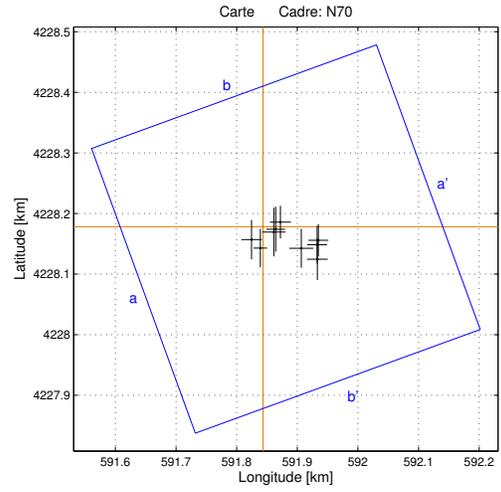
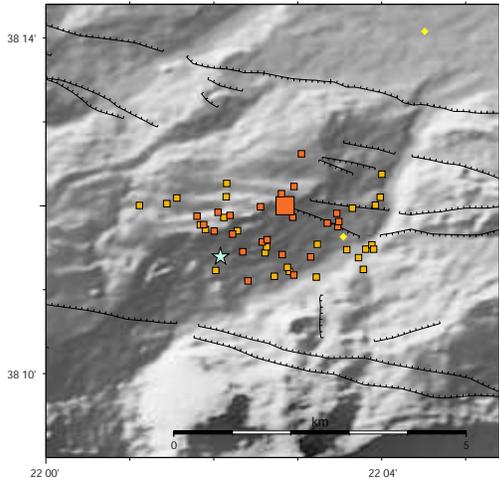
Multiplet 927



Tab. A.44: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 927. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.02-23.14.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-10.39.36	-22.48	-4.40	10.47	17.77	21.84	24.51
3	2001.04.08-16.17.17	46.31	-45.10	70.88	19.22	29.07	32.06
4	2001.04.08-23.40.24	-6.01	11.10	0.05	15.01	24.27	32.45
5	2001.04.09-00.10.34	-27.48	29.20	-28.18	23.08	25.33	43.06
6	2001.04.13-02.07.58	2.86	-15.30	9.07	18.31	20.81	25.50
7	2001.04.21-00.16.14	-6.89	-43.70	15.82	11.87	29.43	27.68
8	2001.05.01-13.17.26	-0.66	15.30	17.21	14.30	38.01	27.23
9	2001.05.01-14.07.21	2.76	-51.70	52.59	13.26	30.83	28.41
10	2001.05.12-02.51.38	0.72	-6.70	12.09	18.40	34.58	31.94
11	2001.06.23-01.23.48	-1.56	75.80	33.16	22.24	29.33	37.15

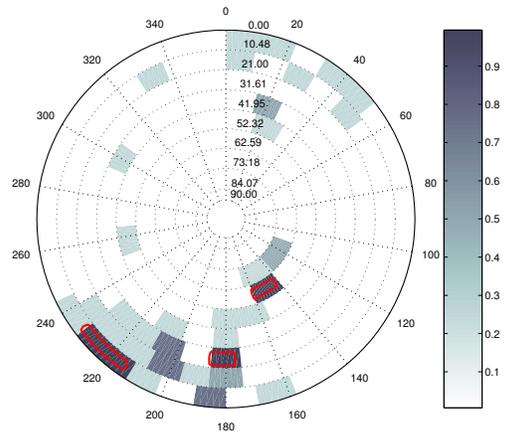
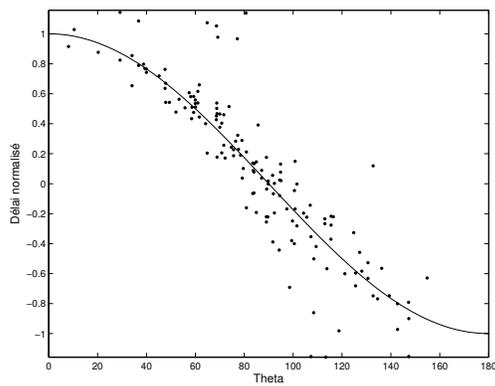
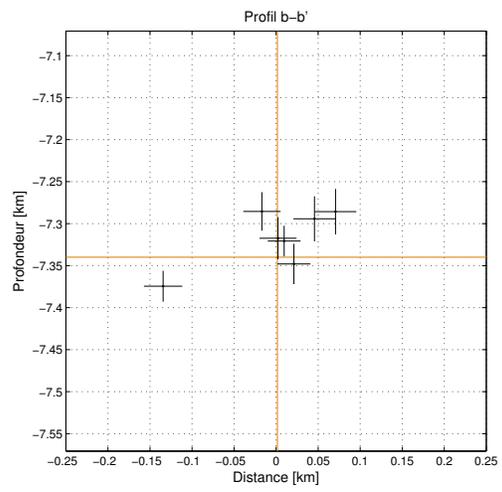
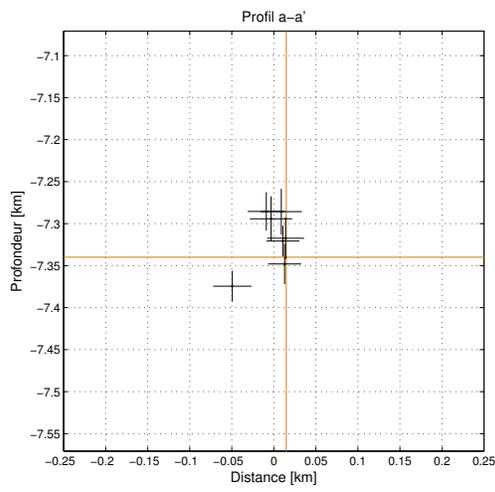
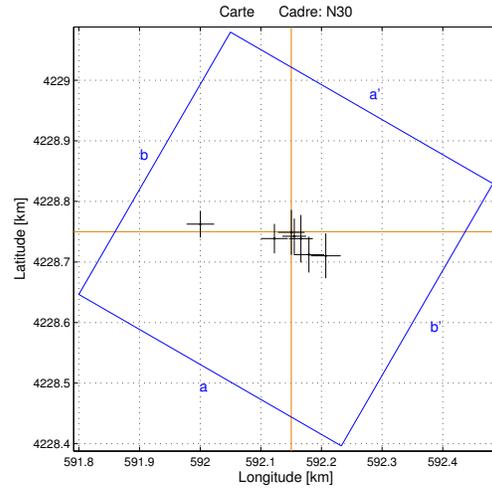
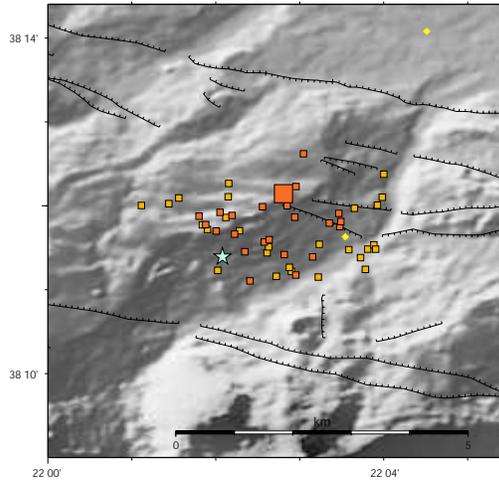
Multiplet 930



Tab. A.45: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 930. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-10.48.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-20.41.30	91.27	-22.30	46.01	16.36	26.61	18.93
3	2001.04.11-06.06.21	28.82	7.60	19.49	17.40	27.01	21.01
4	2001.04.21-08.32.10	89.65	-53.60	39.59	17.14	34.39	24.12
5	2001.04.24-19.34.58	-18.86	-21.20	21.39	16.91	32.41	19.90
6	2001.04.24-19.35.19	89.26	-29.70	57.84	16.51	31.25	21.00
7	2001.04.28-14.36.26	21.01	-4.10	-15.57	15.60	37.07	22.39
8	2001.05.03-00.23.49	-4.35	-35.20	-9.34	11.19	31.69	20.19
9	2001.05.26-02.08.44	63.22	-35.60	42.78	19.83	32.04	26.03
10	2001.06.01-22.24.57	17.90	-8.80	17.91	19.24	40.23	18.67

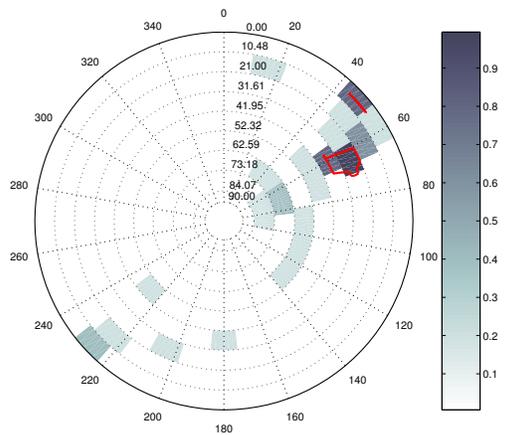
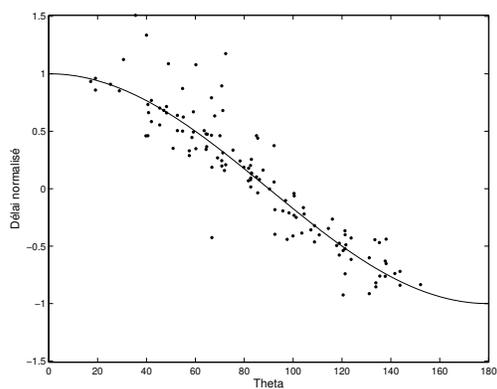
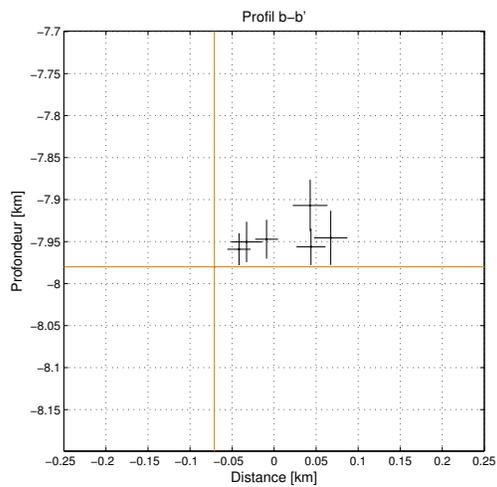
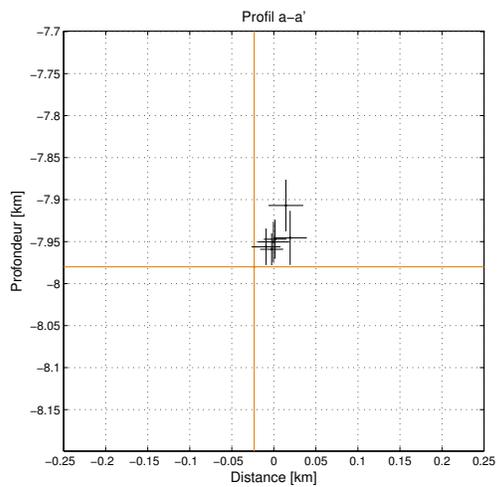
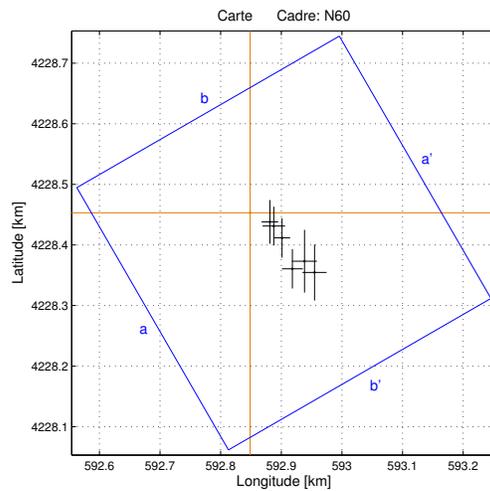
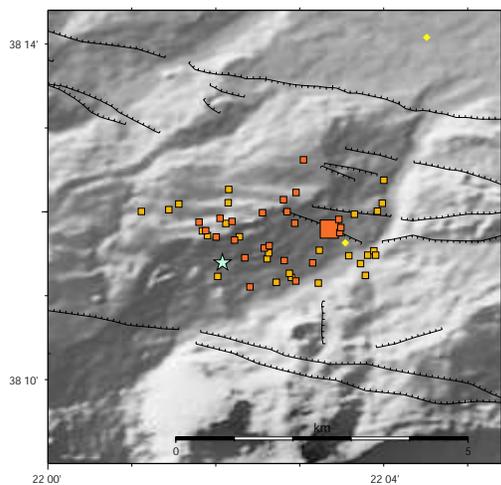
Multiplet 938



Tab. A.46: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 938. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-10.48.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-20.41.30	91.27	-22.30	46.01	16.36	26.61	18.93
3	2001.04.11-06.06.21	28.82	7.60	19.49	17.40	27.01	21.01
4	2001.04.21-08.32.10	89.65	-53.60	39.59	17.14	34.39	24.12
5	2001.04.24-19.34.58	-18.86	-21.20	21.39	16.91	32.41	19.90
6	2001.04.24-19.35.19	89.26	-29.70	57.84	16.51	31.25	21.00
7	2001.04.28-14.36.26	21.01	-4.10	-15.57	15.60	37.07	22.39
8	2001.05.03-00.23.49	-4.35	-35.20	-9.34	11.19	31.69	20.19
9	2001.05.26-02.08.44	63.22	-35.60	42.78	19.83	32.04	26.03
10	2001.06.01-22.24.57	17.90	-8.80	17.91	19.24	40.23	18.67

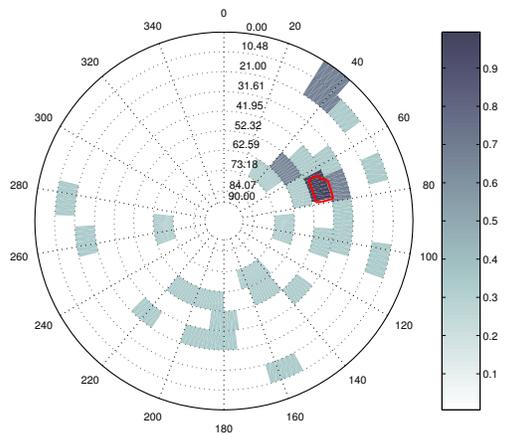
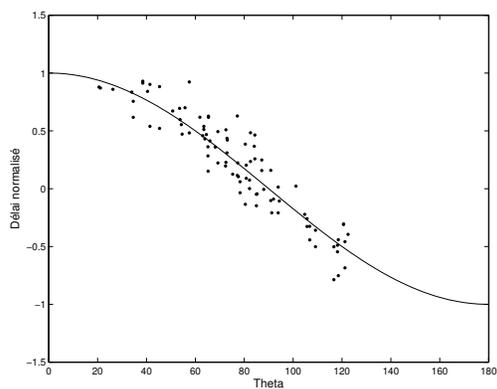
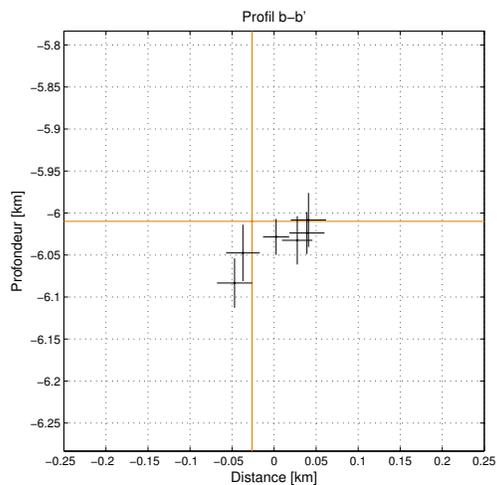
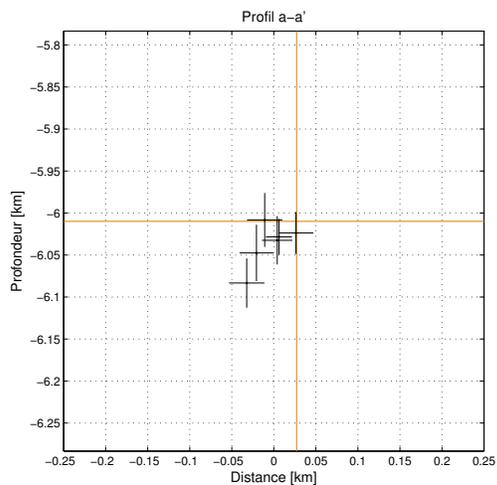
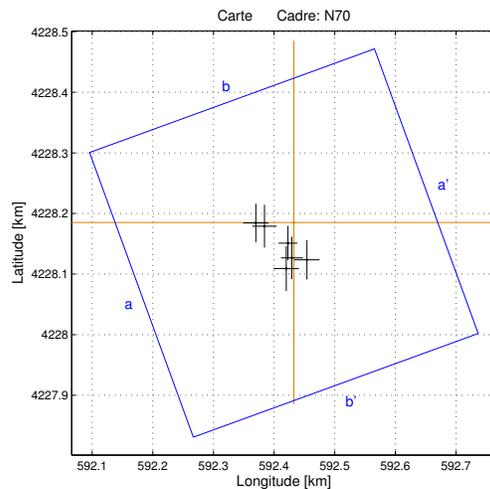
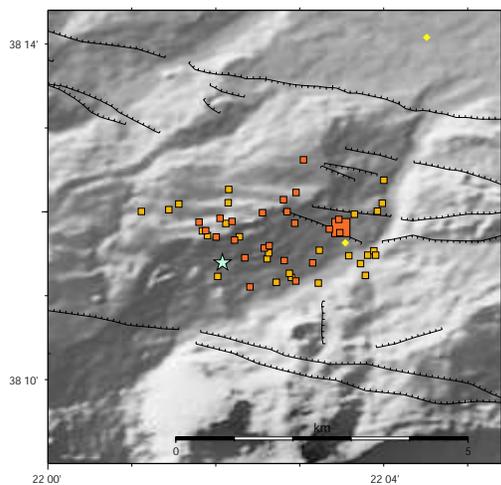
Multiplet 940



Tab. A.47: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 940. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-10.32.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.16-00.42.44	106.25	-98.50	34.45	19.78	46.30	32.20
3	2001.05.01-21.15.31	52.60	-41.40	32.85	13.50	32.56	23.13
4	2001.05.01-21.24.57	89.62	-79.90	73.01	20.68	51.76	30.72
5	2001.05.01-22.56.31	32.66	-15.00	20.87	13.72	36.07	19.03
6	2001.05.03-00.25.42	69.67	-92.50	23.84	17.21	32.43	21.75
7	2001.05.04-04.29.39	39.03	-21.80	29.64	18.54	31.90	24.10

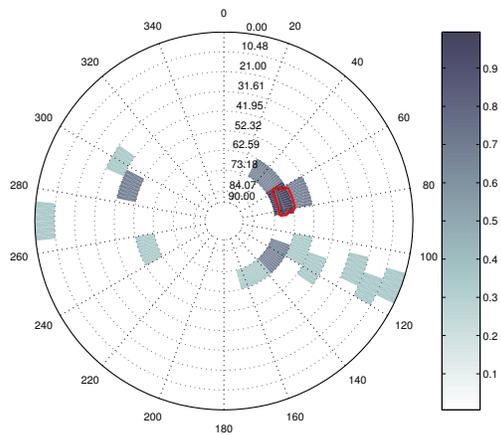
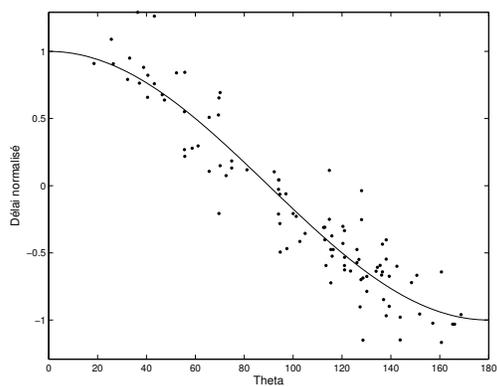
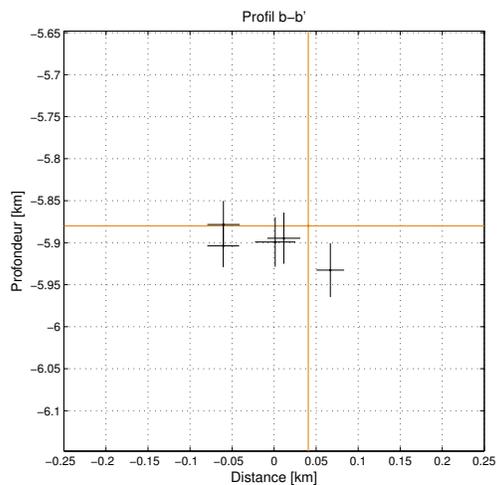
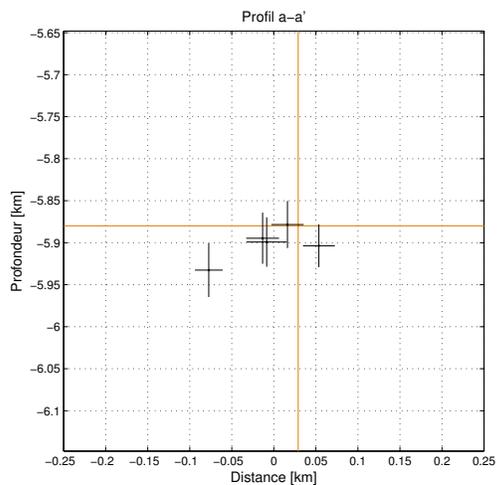
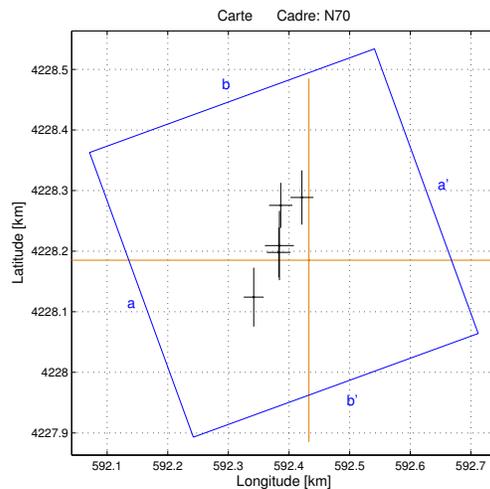
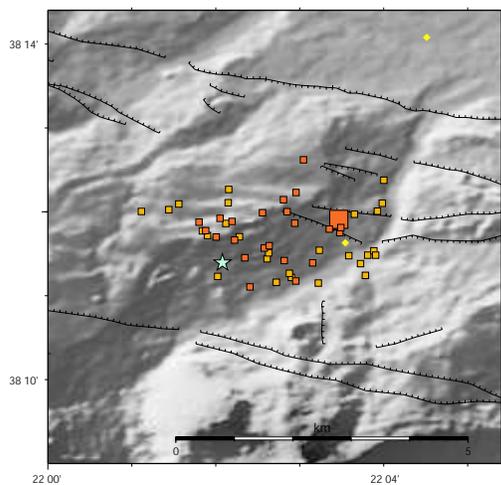
Multiplet 941



Tab. A.48: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 941. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.09-01.26.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.11-07.22.31	21.49	-61.60	-13.73	20.86	32.43	24.95
3	2001.05.02-02.07.06	-48.55	-6.10	-37.52	20.08	35.33	33.64
4	2001.05.02-02.07.35	-9.91	-34.00	-18.39	15.45	28.46	21.40
5	2001.05.02-05.09.01	-62.81	-0.70	-73.37	21.01	31.76	29.38
6	2001.05.21-14.25.36	-3.31	-58.40	-22.56	18.07	35.06	28.74
7	2001.05.26-15.17.25	-12.73	-76.00	1.73	21.07	37.00	32.13

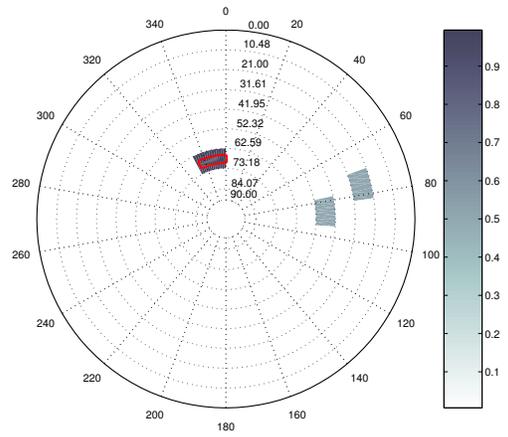
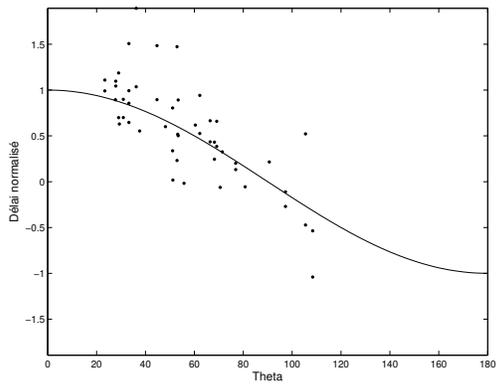
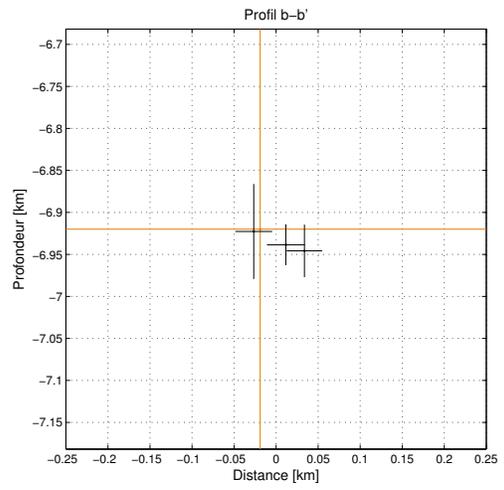
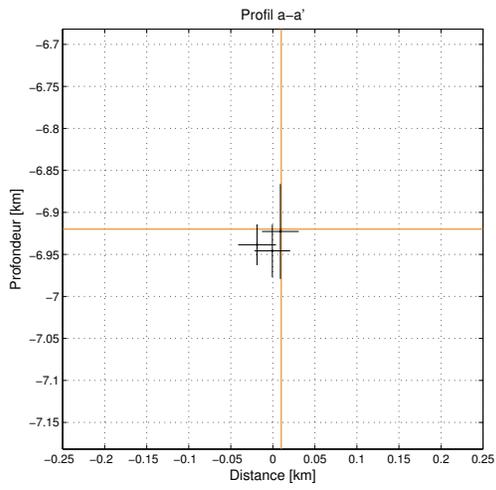
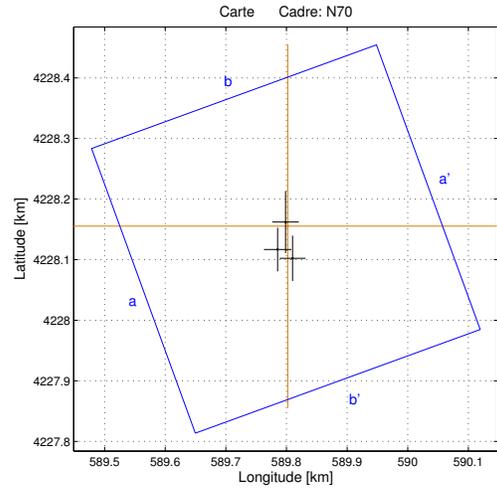
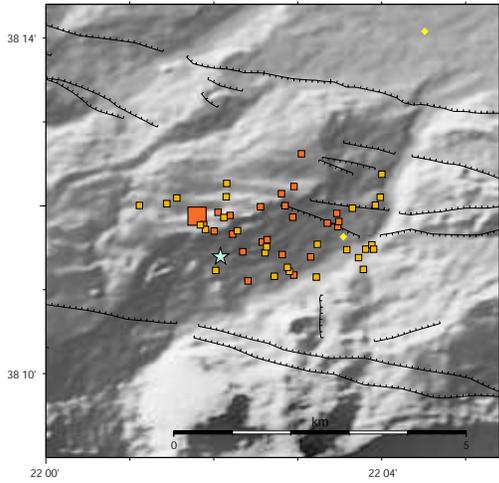
Multiplet 942



Tab. A.49: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 942. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-22.39.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.08-23.02.25	-49.80	12.90	-14.69	19.53	41.22	30.41
3	2001.04.11-06.22.59	-91.02	-61.00	-52.65	16.49	48.63	32.03
4	2001.05.03-00.00.59	-46.54	90.50	1.63	19.21	37.24	28.07
5	2001.05.26-11.07.26	-48.70	24.20	-19.24	23.94	57.16	29.40
6	2001.05.26-23.01.19	-11.51	103.50	-23.68	18.92	44.76	25.50

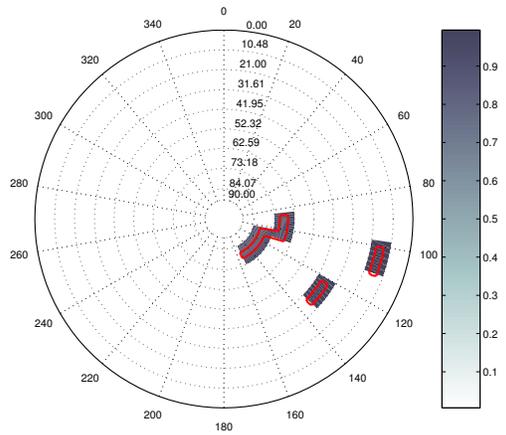
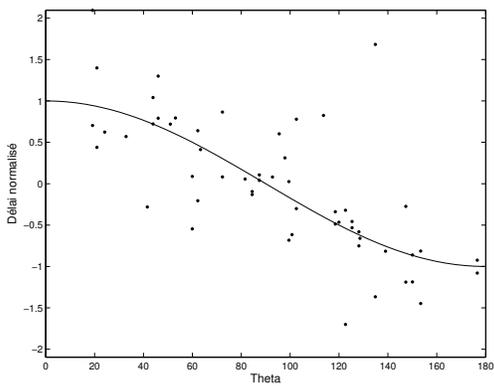
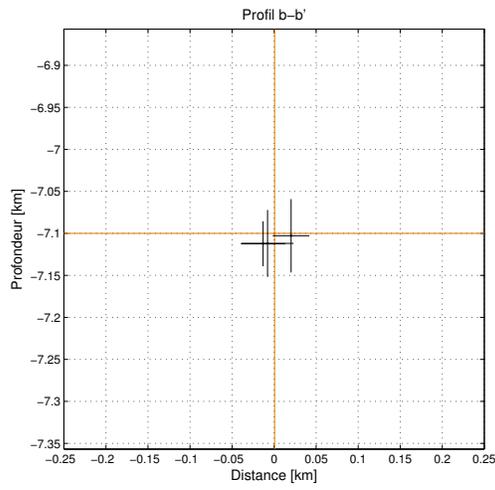
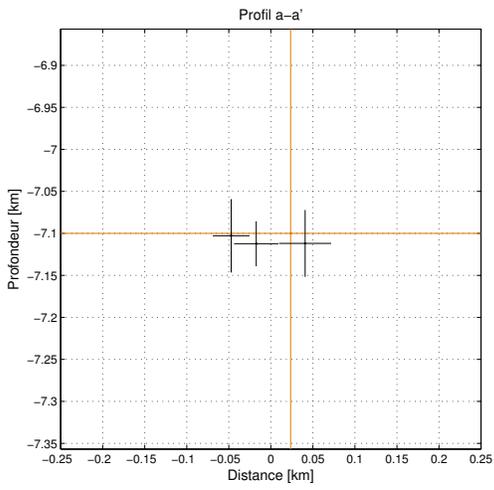
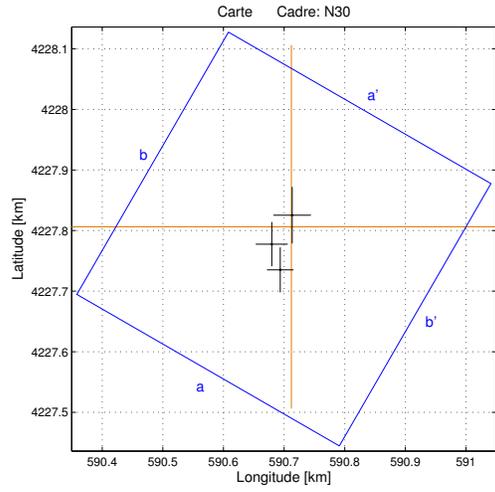
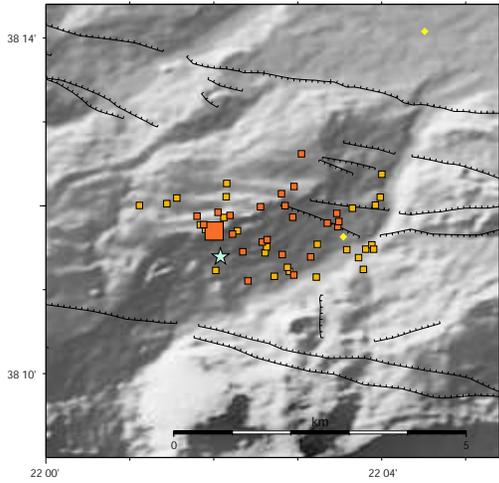
Multiplet 951



Tab. A.50: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 951. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.02-19.17.33	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.02-18.03.15	-3.69	6.77	-2.77	21.83	51.22	56.52
3	2001.04.03-04.23.07	-16.67	-38.59	-18.55	22.55	36.03	24.29
4	2001.04.08-19.52.44	7.99	-53.10	-25.81	21.21	37.41	31.25

Multiplet 968



Tab. A.51: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 968. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.2. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.10-10.10.00	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.29-14.02.51	-18.42	-71.08	-2.81	21.85	37.20	43.68
3	2001.03.29-14.36.18	-32.33	-28.65	-12.30	26.40	36.54	26.79
4	2001.07.06-10.24.08	1.36	19.10	-11.95	30.92	46.66	39.77

A.3 Relocalisation conjointe des multiplets et sous-multiplets de la crise

Tab. A.52: *Résultat de la relocalisation relative et absolue des séismes de référence des multiplets et sous-multiplets (abr. M) appartenant à la crise, en coordonnées kilométriques UTM. Le résultat de la relocalisation du séisme d'Agios Ioanis (abr. AI) est également donné. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les hypocentres calculées par HypoDD.*

M	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.04.08-16.48.19	590.60	4228.59	7.559	0.0064	0.0092	0.0085
2	2001.03.29-02.04.06	591.30	4227.37	5.796	0.0070	0.0097	0.0100
3	2001.06.22-04.42.32	593.04	4227.47	6.181	0.0110	0.0116	0.0112
4	2001.03.29-15.33.12	590.31	4227.89	6.778	0.0071	0.0093	0.0070
5	2001.04.01-04.39.44	591.66	4227.07	5.342	0.0079	0.0105	0.0102
6	2001.03.29-00.42.23	590.82	4227.95	6.578	0.0067	0.0080	0.0094
7	2001.03.29-13.41.36	590.59	4228.15	7.074	0.0070	0.0098	0.0053
8	2001.05.30-15.47.43	592.17	4226.73	5.570	0.0095	0.0245	0.0261
9	2001.06.23-11.39.12	592.99	4226.88	4.841	0.0092	0.0162	0.0144
10	2001.11.08-18.49.12	590.61	4228.94	7.243	0.0229	0.0135	0.0140
11	2001.06.20-10.33.24	592.74	4227.29	5.811	0.0074	0.0121	0.0137
13	2001.04.08-07.34.49	589.80	4228.55	7.906	0.0098	0.0135	0.0083
14	2001.04.08-10.23.12	592.19	4227.54	5.720	0.0065	0.0094	0.0091
15	2001.06.14-22.06.13	593.39	4229.09	6.534	0.0129	0.0138	0.0163
16	2001.03.08-07.52.25	591.30	4227.25	5.881	0.0074	0.0162	0.0128
17	2001.05.29-21.34.00	593.28	4228.52	6.207	0.0099	0.0218	0.0212
18	2001.04.08-06.23.44	589.21	4228.40	8.101	0.0108	0.0155	0.0097
20	2001.05.21-17.40.20	593.12	4227.47	5.949	0.0099	0.0260	0.0212
21	2001.03.29-04.52.46	590.22	4228.00	6.961	0.0072	0.0099	0.0053
22	2001.04.14-22.39.44	591.67	4226.98	5.341	0.0079	0.0104	0.0107
23	2001.05.01-16.12.18	592.80	4228.26	5.708	0.0148	0.0348	0.0312
25	2001.05.29-08.27.39	593.20	4228.23	4.601	0.0130	0.0297	0.0461
26	2001.05.22-01.15.11	592.91	4227.07	5.205	0.0079	0.0195	0.0214
30	2001.04.08-13.30.30	591.43	4226.87	5.709	0.0092	0.0108	0.0108
34	2001.06.24-23.16.39	590.62	4227.16	8.518	0.0415	0.0378	0.0290
44	2001.05.10-23.46.55	593.18	4227.34	5.514	0.0093	0.0217	0.0197
45	2001.07.14-05.46.19	589.68	4228.67	4.624	0.0129	0.0201	0.0273
901	2001.04.01-11.08.46	590.76	4228.46	7.171	0.0131	0.0189	0.0103
902	2001.04.13-01.27.39	590.64	4228.71	7.401	0.0112	0.0169	0.0165
904	2001.04.01-13.23.15	591.41	4228.06	6.718	0.0091	0.0133	0.0136
905	2001.04.02-23.11.31	592.26	4227.69	6.487	0.0097	0.0139	0.0126
906	2001.05.26-17.56.02	592.13	4230.04	6.905	0.0104	0.0270	0.0170
907	2001.04.02-16.49.00	591.96	4228.62	6.884	0.0095	0.0138	0.0082
908	2001.04.04-21.24.48	591.21	4227.30	6.683	0.0097	0.0119	0.0100
910	2001.03.29-18.44.19	591.52	4228.10	6.698	0.0077	0.0105	0.0108
911	2001.04.19-18.46.39	591.99	4229.42	6.797	0.0086	0.0156	0.0133
912	2001.04.11-07.45.16	592.73	4228.37	5.980	0.0071	0.0094	0.0111
914	2001.03.30-12.32.53	590.37	4228.57	7.363	0.0123	0.0113	0.0104

Tab. A.52: *Idem, continuation de la table*

M	Date-Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
915	2001.04.13-01.14.53	591.74	4227.74	6.424	0.0068	0.0101	0.0111
916	2001.04.06-22.32.15	591.06	4227.80	6.866	0.0076	0.0123	0.0063
918	2001.04.08-11.01.30	590.89	4228.25	6.974	0.0086	0.0112	0.0062
919	2001.04.09-03.06.22	591.37	4228.81	7.158	0.0115	0.0107	0.0062
927	2001.04.02-23.14.28	592.00	4227.45	6.507	0.0067	0.0093	0.0080
930	2001.04.08-10.48.59	591.80	4228.85	6.997	0.0070	0.0100	0.0057
938	2001.08.05-22.32.57	591.73	4229.15	7.076	0.0094	0.0095	0.0054
940	2001.04.08-10.32.47	592.56	4228.43	6.262	0.0074	0.0105	0.0118
941	2001.04.09-01.26.02	592.74	4228.52	6.162	0.0065	0.0095	0.0110
942	2001.04.08-22.39.32	592.69	4228.70	6.106	0.0056	0.0080	0.0104
951	2001.04.02-19.17.33	590.31	4228.69	7.669	0.0074	0.0109	0.0087
968	2001.04.10-10.10.00	590.59	4228.36	7.160	0.0068	0.0095	0.0052
AI	2001.04.08-06.12.25	590.55	4227.30	6.471	0.0080	0.0115	0.0098

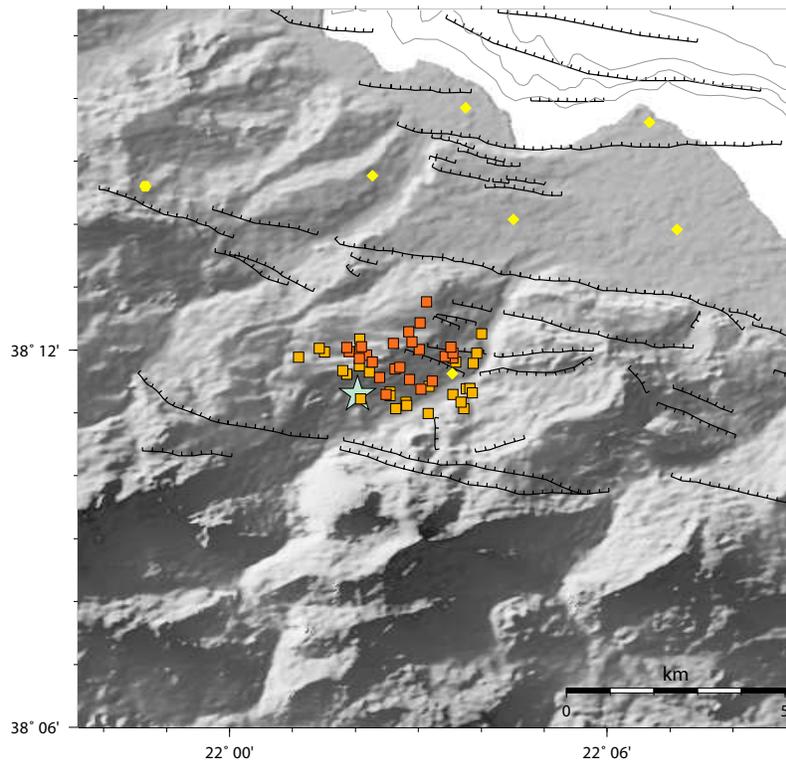


Fig. A.4: *Épicentres des séismes de référence des multiplets et sous-multiplets appartenant à la crise sismique. Les épicentres sont représentés par les carrés orange clair (multiplets) et orange foncé (sous-multiplets) et les stations par les symboles jaunes.*

A.4 Multiplets sous le Golfe de Corinthe - 2001

Fig. A.5: Résultat de la relocalisation relative et absolue des séismes de référence des multiplets (*abbr. M*) dont l'hypocentre est localisé sous le Golfe de Corinthe ou la côte nord, et qui ont eu lieu en 2001. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les hypocentres calculées par hypo71 et calculés par HypoDD pour les multiplets 119, 129, 135, 164 et 165.

M	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
101	587.76	4248.26	7.81	0.4000	0.3000	0.5000
112	597.74	4244.13	6.41	0.2000	0.2000	0.5000
119	597.19	4238.52	6.26	0.0500	0.0411	0.1225
125	593.86	4246.07	8.38	0.3000	0.3000	0.5000
126	601.19	4242.98	7.99	0.2000	0.2000	0.4000
128	605.51	4247.99	9.85	0.2000	0.4000	0.4000
129	595.97	4238.18	7.82	0.0622	0.0557	0.2149
135	597.13	4238.70	6.46	0.0519	0.0372	0.1702
137	602.27	4233.17	5.62	0.6000	0.5000	0.9000
147	602.14	4245.45	10.47	0.3000	0.3000	0.5000
164	597.46	4239.74	7.58	0.0551	0.0691	0.1995
165	597.52	4238.62	7.67	0.0839	0.0478	0.2450

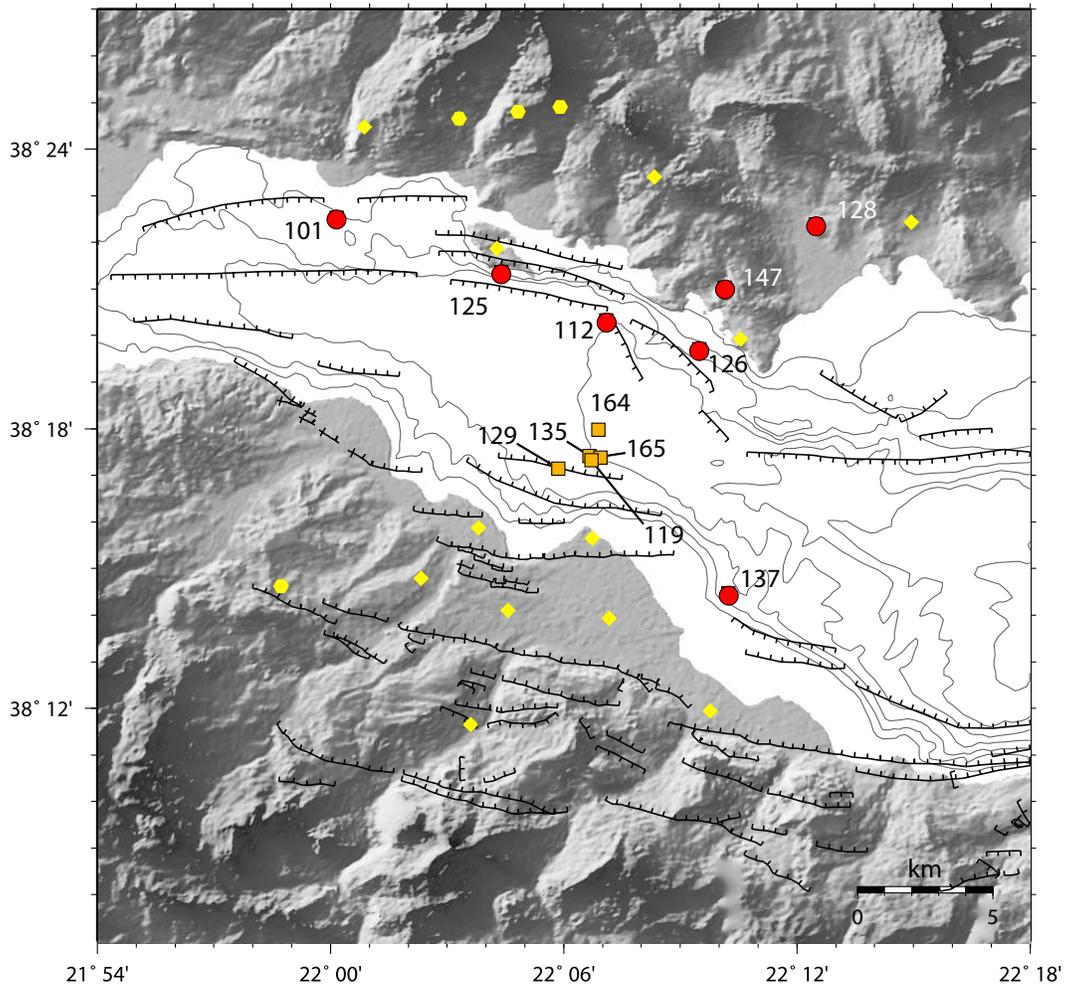
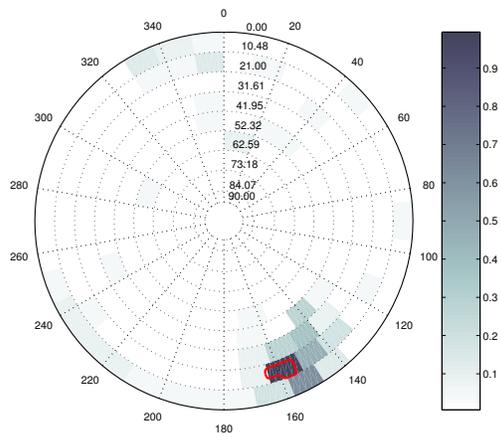
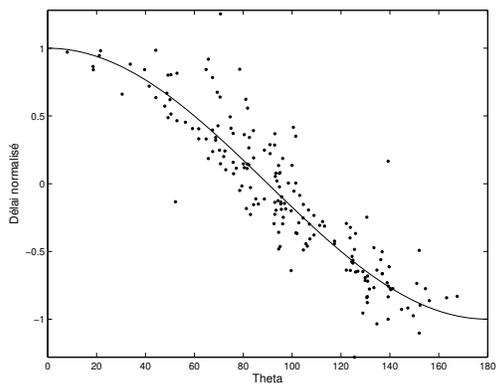
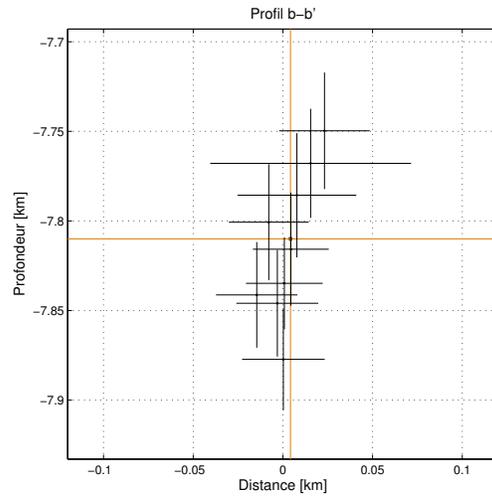
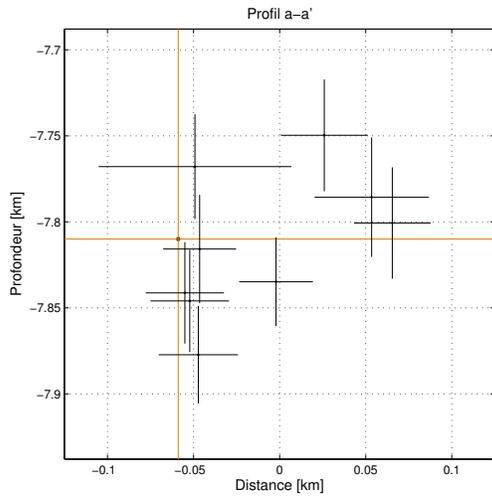
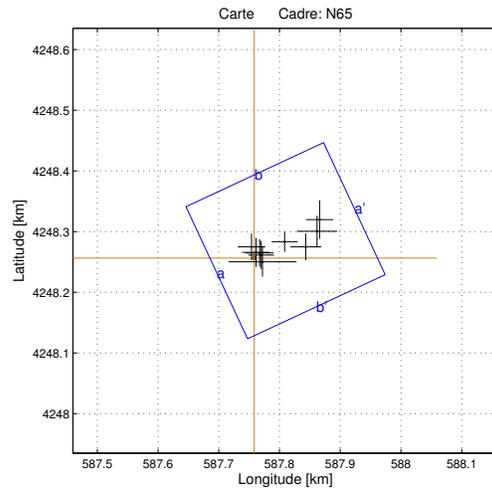
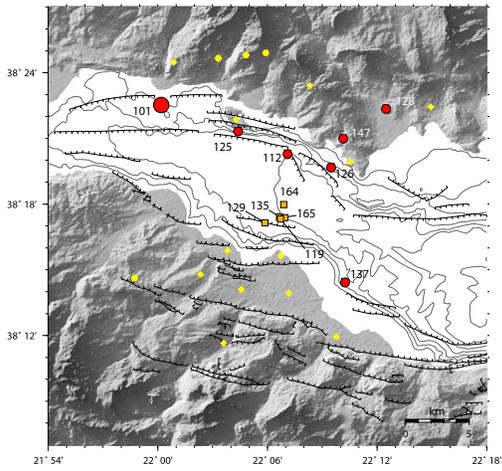


Fig. A.6: *Epicentres des séismes de référence des multiplets localisés sous le Golfe de Corinthe et la côte nord et qui ont eu lieu en 2001. Les epicentres des séismes de référence des multiplets non relocalisés sont représentés par les disques rouges et ceux relocalisés sont représentés par les carrés orange clair. Les stations sont illustrés par les symboles jaunes.*

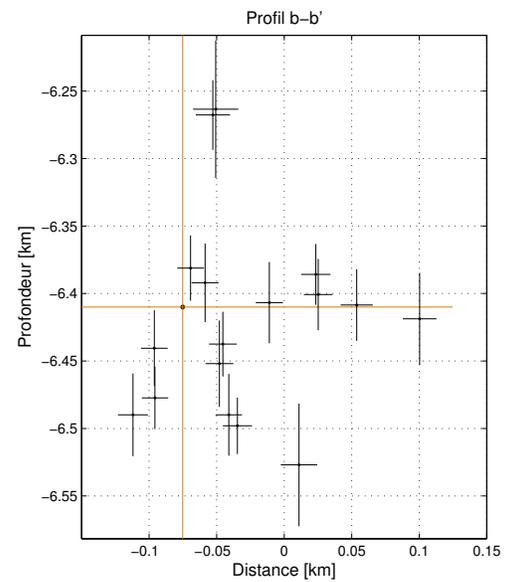
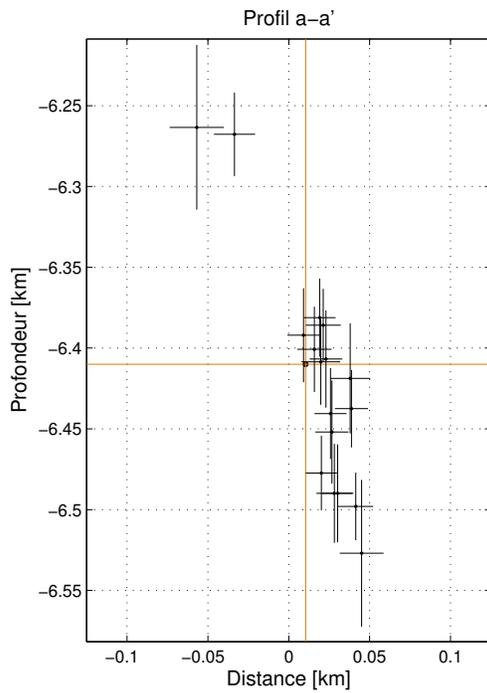
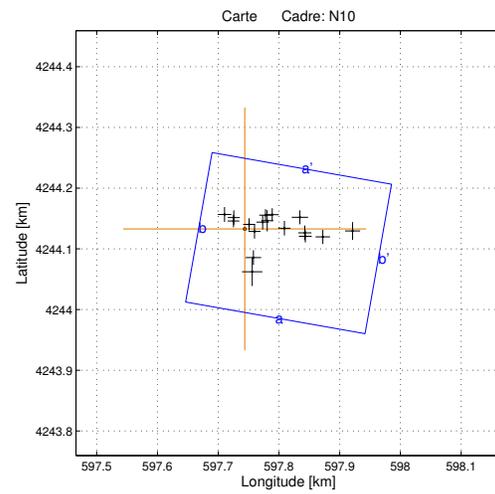
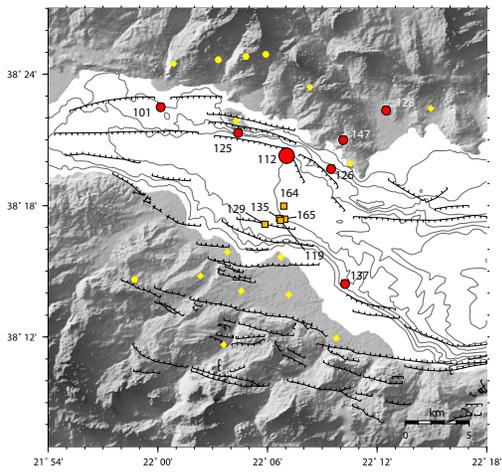
Multiplet 101

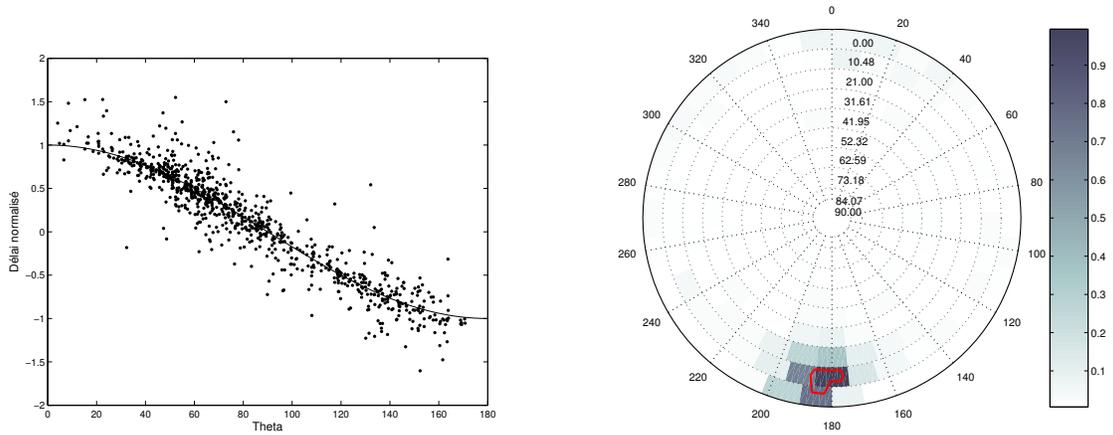


Tab. A.53: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 101. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.05.01-03.35.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.05.01-11.40.44	2.96	9.44	35.95	22.82	23.86	29.75
3	2001.05.01-21.02.00	8.90	8.52	67.21	23.03	22.74	28.38
4	2001.04.26-11.21.27	84.85	18.67	-60.31	25.24	22.04	32.52
5	2001.05.06-03.34.35	13.56	-6.07	-42.14	55.97	24.34	30.45
6	2001.04.30-21.07.14	-4.45	18.68	31.28	22.67	22.04	29.48
7	2001.05.01-03.40.51	103.31	44.24	-24.34	33.12	25.68	34.68
8	2001.05.08-19.07.03	11.35	5.07	5.76	21.17	22.96	31.52
9	2001.05.08-02.16.46	50.02	27.11	24.83	21.39	16.74	25.70
10	2001.05.07-16.30.04	107.59	63.50	-9.33	22.26	31.61	32.37

Multiplet 112

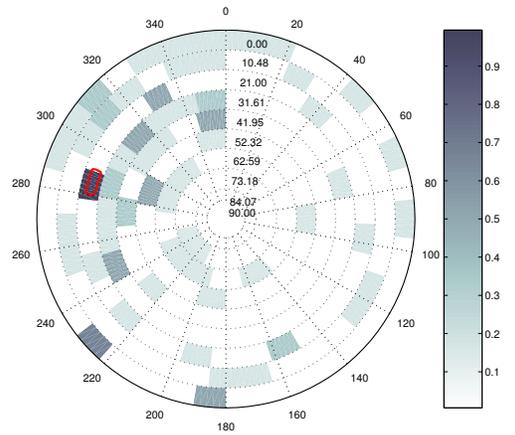
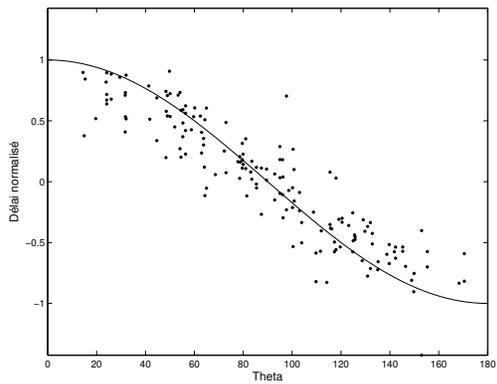
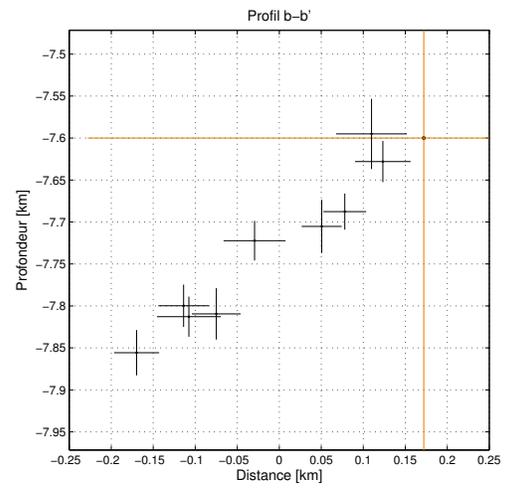
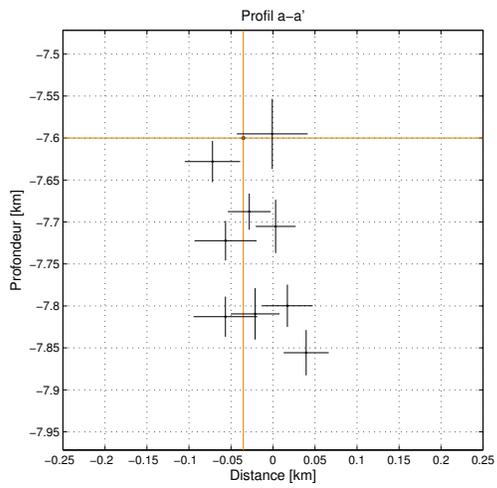
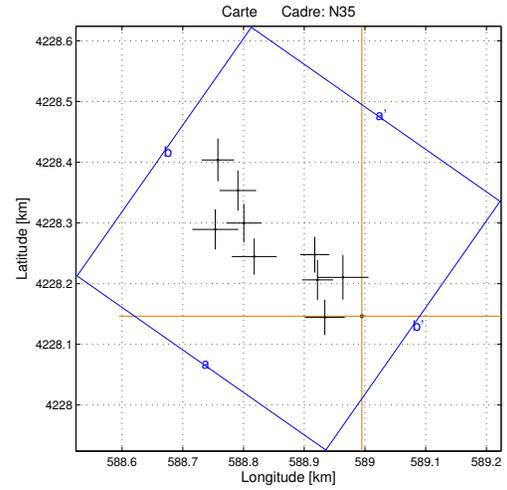
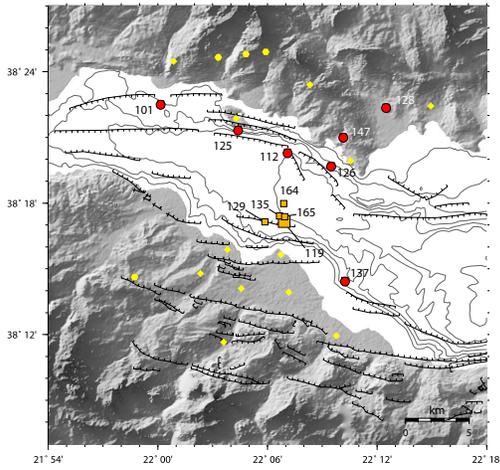




Tab. A.54: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 112. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.11.05-00.57.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.11.05-13.05.18	7.23	7.51	-28.84	9.87	9.96	24.16
3	2001.11.05-14.40.20	-18.01	18.77	30.52	9.88	11.92	28.13
4	2001.11.05-14.50.23	65.34	1.23	-3.25	10.08	11.94	30.07
5	2001.11.05-15.00.24	-18.57	13.13	67.36	9.74	10.34	23.11
6	2001.11.05-15.44.12	16.10	-4.19	-17.97	9.98	11.68	29.08
7	2001.11.05-15.55.53	14.31	-47.21	-142.31	12.72	12.03	25.83
8	2001.11.05-18.56.35	12.35	-70.55	-146.61	16.74	23.46	50.95
9	2001.11.05-22.20.39	34.18	22.74	27.50	10.21	9.95	23.99
10	2001.11.05-22.49.11	37.06	13.51	79.90	9.78	17.49	30.29
11	2001.11.06-01.55.48	45.28	23.45	88.02	10.80	10.68	20.94
12	2001.11.06-02.59.26	99.73	-12.10	-9.21	10.61	10.11	26.42
13	2001.11.06-02.59.38	-33.23	23.85	79.86	11.11	12.18	30.64
14	2001.11.06-03.03.30	98.95	-6.44	-24.14	10.86	12.03	22.48
15	2001.11.06-03.30.59	128.53	-13.14	-1.50	11.93	11.67	26.55
16	2001.11.06-03.31.38	177.57	-3.34	8.77	12.45	14.67	34.09
17	2001.11.06-04.04.00	90.84	19.14	117.00	13.52	11.47	45.39
18	2001.11.06-05.06.11	29.60	11.25	41.94	10.26	11.84	31.91

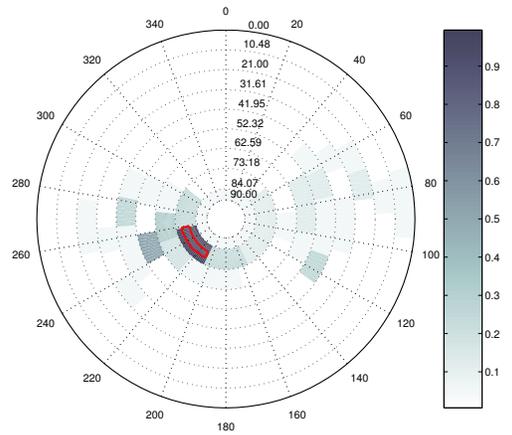
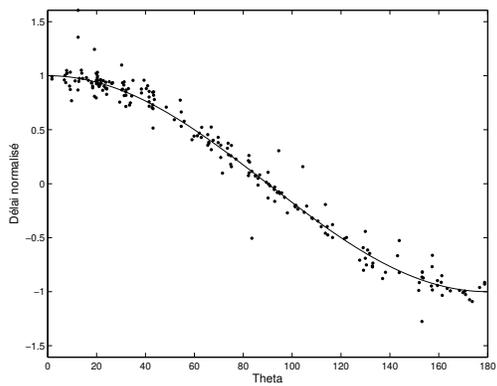
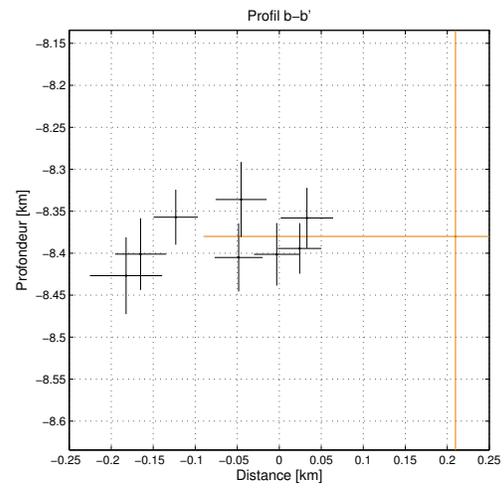
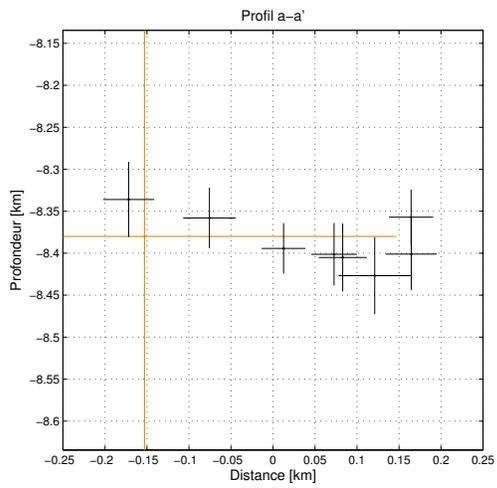
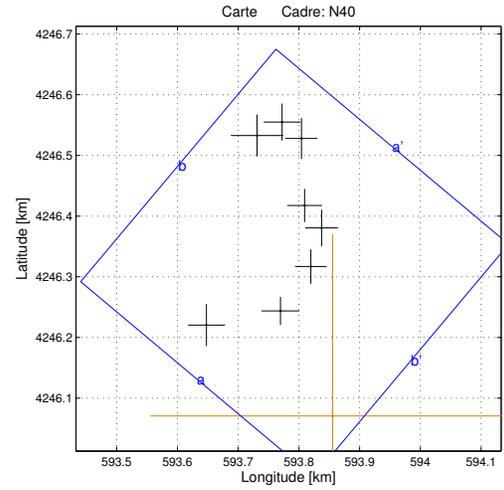
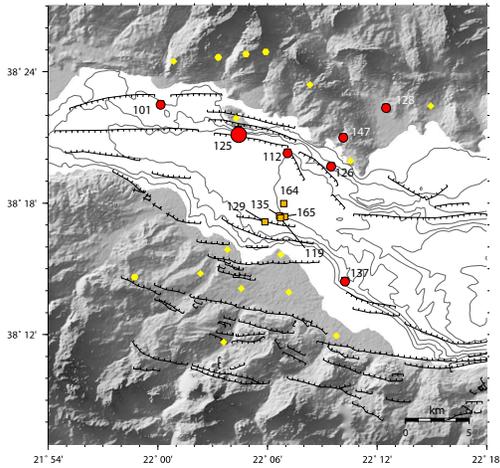
Multiplet 119



Tab. A.55: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 119. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.01.21-02.25.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.01.17-14.06.52	-41.61	-40.43	26.54	28.91	18.10	54.41
3	2001.01.17-14.19.59	-13.20	-3.65	-19.49	19.90	18.60	42.38
4	2001.01.17-16.13.13	-40.96	-33.25	-58.68	27.14	14.55	44.23
5	2001.01.17-20.20.51	-33.13	-59.68	-28.03	22.42	19.00	48.18
6	2001.01.17-21.01.36	-16.82	-32.51	23.78	24.02	19.32	47.68
7	2001.01.17-23.02.04	-14.51	-71.67	5.59	30.67	14.99	51.36
8	2001.01.21-02.00.42	42.55	-35.08	31.54	26.94	19.24	57.66
9	2001.01.21-05.36.58	-66.98	-27.54	-27.75	27.55	19.38	57.87

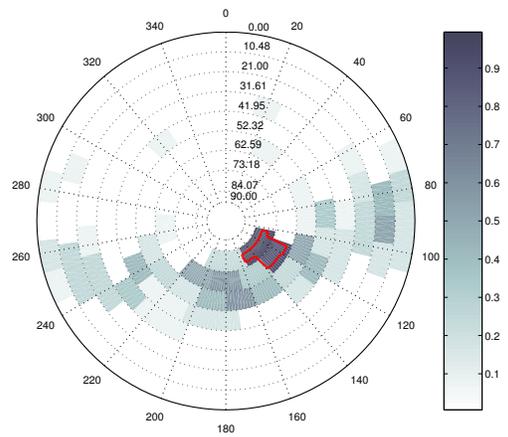
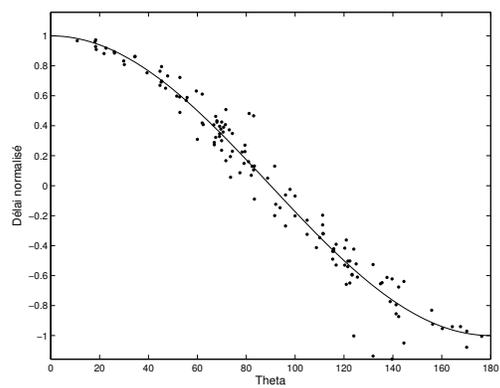
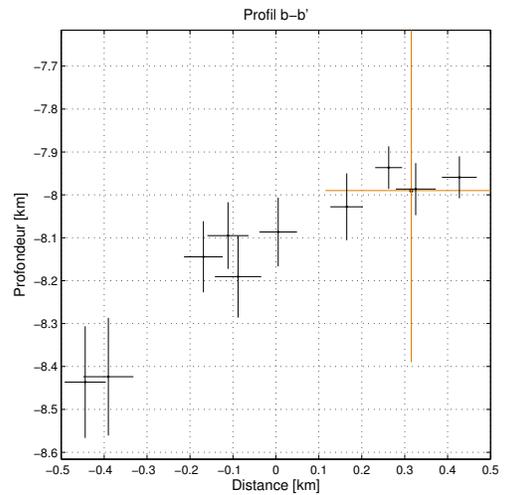
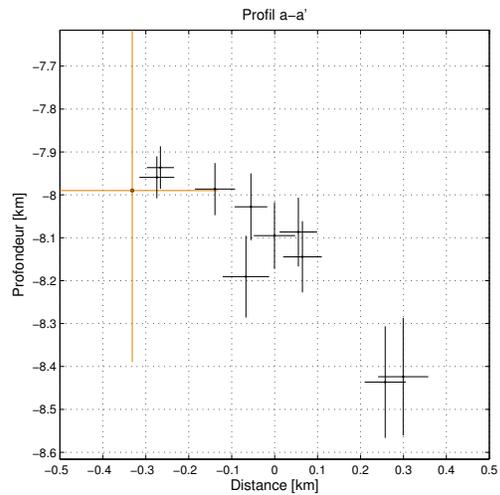
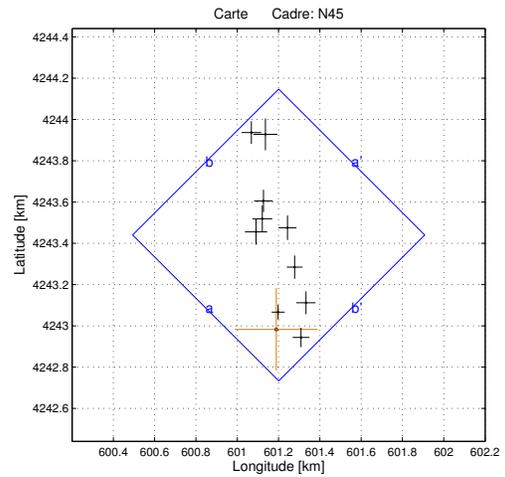
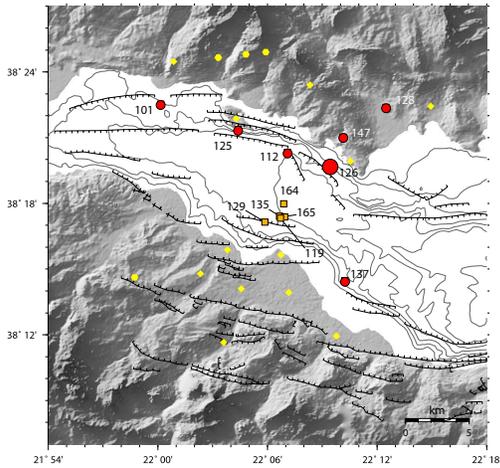
Multiplet 125



Tab. A.56: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 125. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	E _x	E _y	E _z
1	2001.07.07-06.16.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.04.21-22.01.26	-46.01	346.70	25.11	28.67	27.40	40.43
3	2001.08.03-08.04.13	-35.70	246.13	14.34	25.99	28.17	30.10
4	2001.10.18-19.44.19	-17.99	309.71	21.34	27.06	30.19	37.27
5	2001.12.10-13.45.25	-83.02	484.19	21.04	30.37	30.48	42.70
6	2001.09.11-17.24.26	-51.10	457.22	-22.90	26.28	33.86	32.72
7	2001.08.28-20.35.43	-207.57	149.57	-44.00	30.40	34.62	44.64
8	2001.12.09-10.00.46	-124.29	461.97	46.76	43.00	34.53	45.78
9	2001.08.01-13.30.01	-85.72	172.91	-21.99	31.22	23.19	35.95

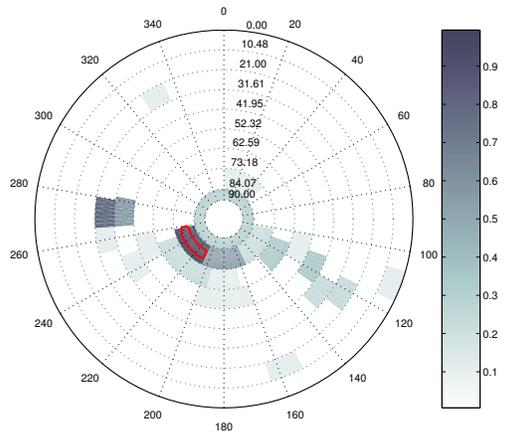
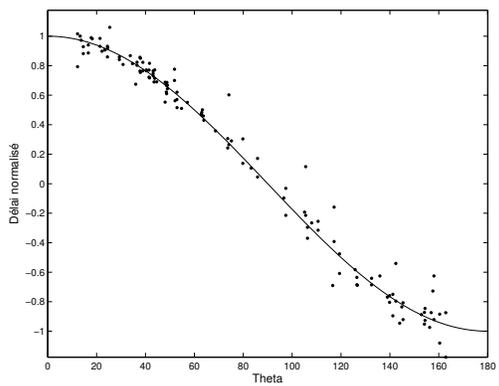
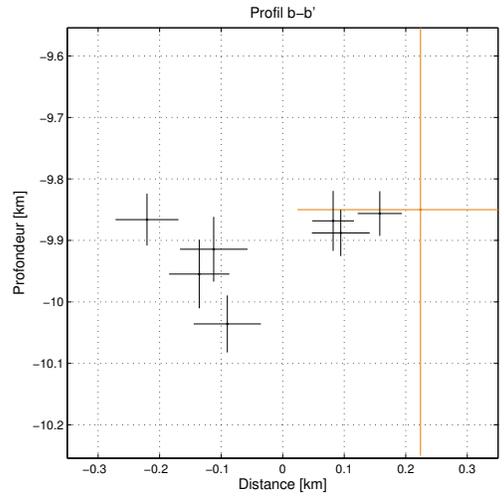
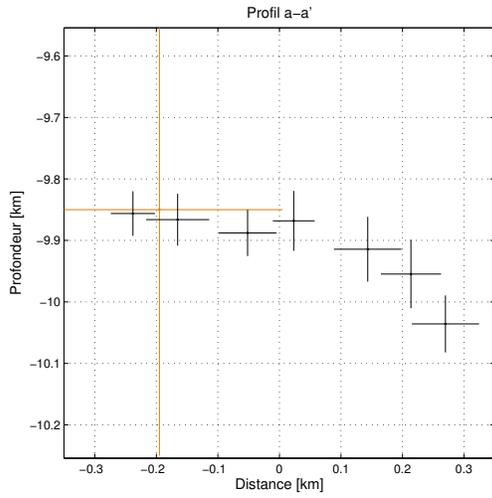
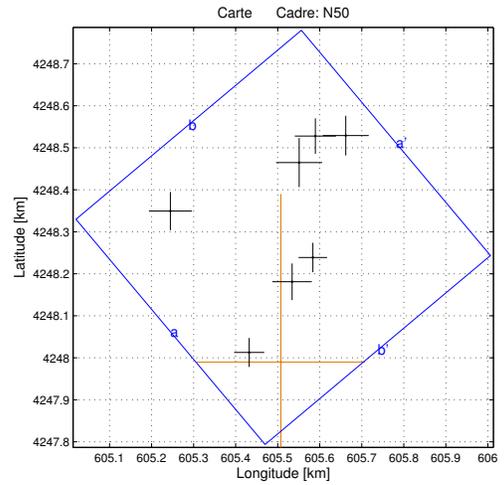
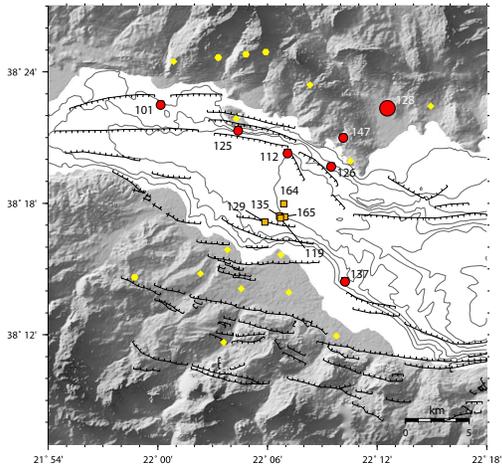
Multiplet 126



Tab. A.57: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 126. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.10.13-10.53.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.12.31-00.49.02	9.08	83.60	-53.54	31.41	35.67	49.58
3	2001.10.25-14.26.48	54.36	492.65	96.61	43.73	59.52	80.09
4	2001.12.24-10.42.40	-62.08	622.62	154.41	45.08	53.97	82.94
5	2001.07.23-10.04.58	89.05	301.74	37.80	38.00	56.40	77.80
6	2001.09.08-02.52.00	-52.73	945.01	433.75	58.50	76.72	137.06
7	2001.09.10-14.00.44	143.54	128.99	-3.46	46.66	55.43	60.76
8	2001.11.04-21.29.37	-98.04	472.45	200.70	53.89	61.91	95.17
9	2001.08.18-02.31.30	119.60	-38.75	-30.81	40.65	46.78	48.85
10	2001.12.24-10.41.23	-67.67	536.14	104.94	48.02	64.72	77.66
11	2001.08.15-19.17.23	-120.49	953.59	446.41	47.70	54.95	130.17

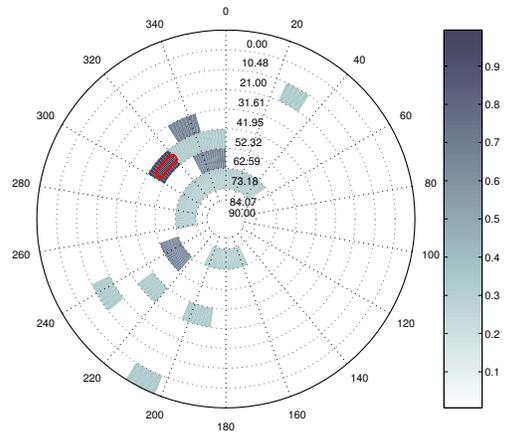
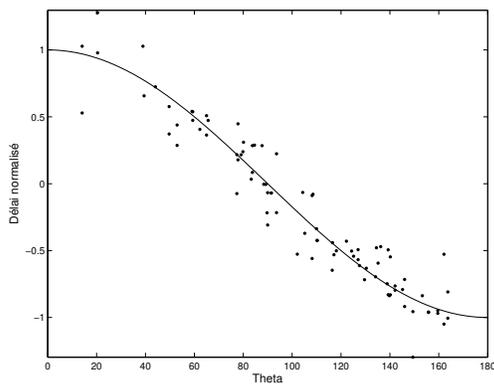
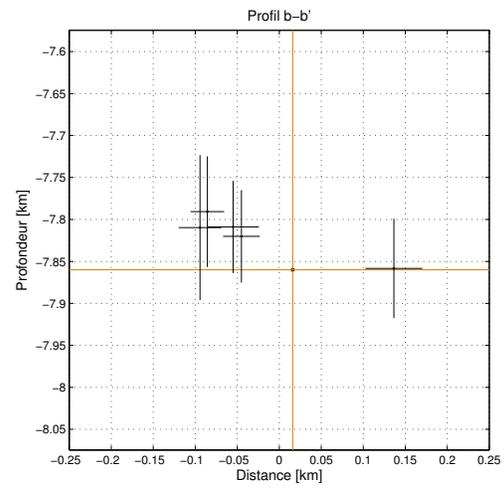
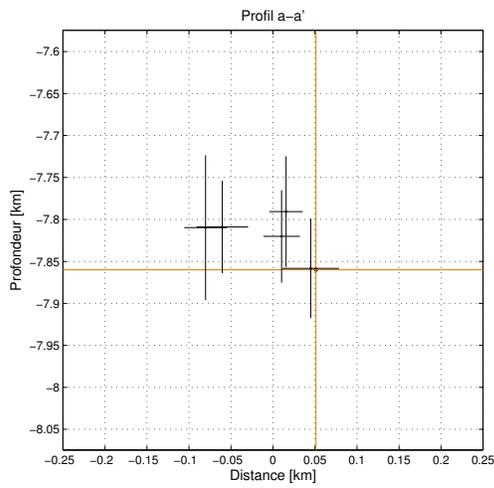
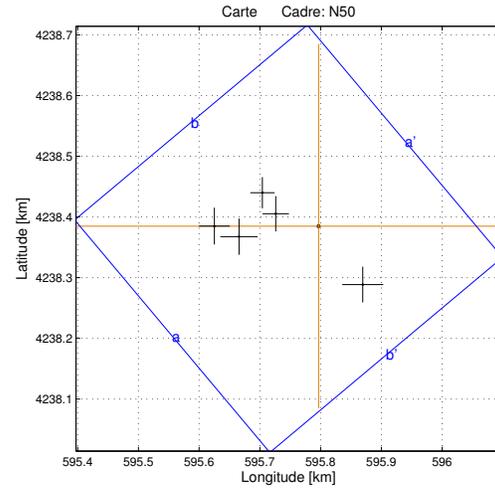
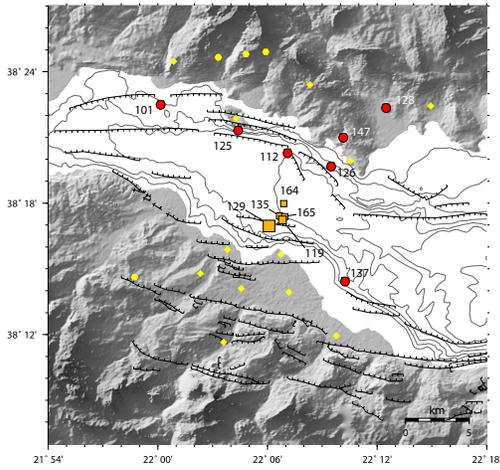
Multiplet 128



Tab. A.58: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 128. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.12.31-06.31.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.09.08-01.04.50	-262.90	359.62	16.14	51.15	45.43	42.12
3	2001.11.20-00.51.05	-75.48	22.95	6.21	35.88	34.56	36.21
4	2001.05.04-08.04.45	76.05	248.96	18.20	33.93	35.03	48.78
5	2001.06.29-02.23.43	82.08	538.24	104.63	48.91	42.00	55.72
6	2001.08.14-04.13.13	154.32	539.34	185.80	54.62	47.19	46.39
7	2001.09.11-20.52.42	43.41	475.04	64.37	54.86	58.44	52.62
8	2001.09.09-05.27.54	26.60	191.31	37.84	46.98	43.60	37.65

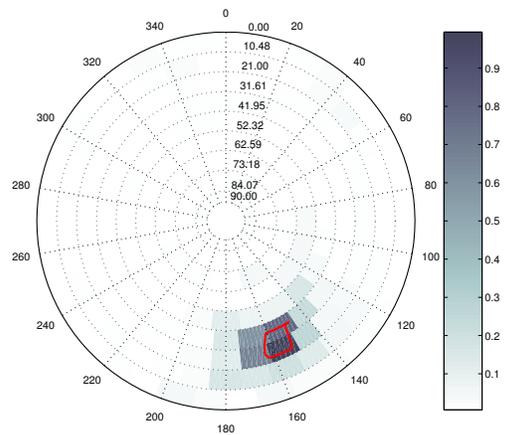
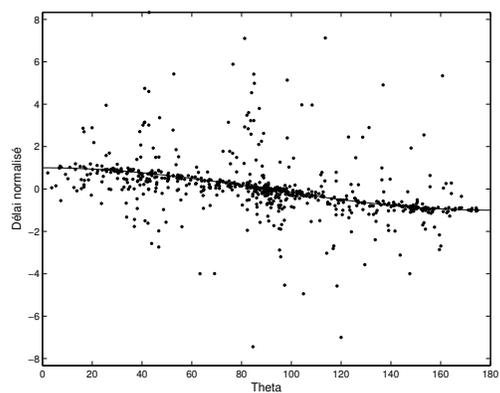
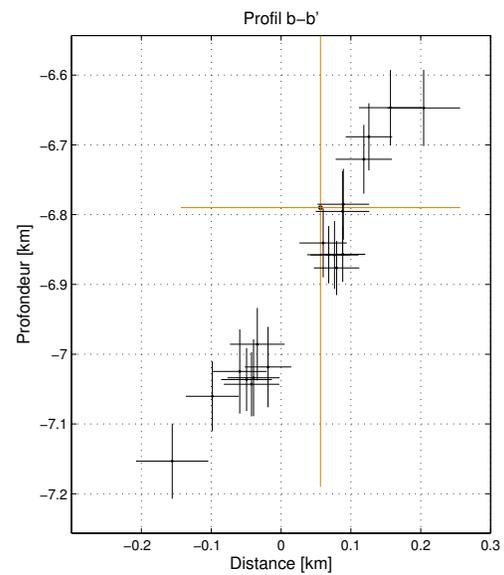
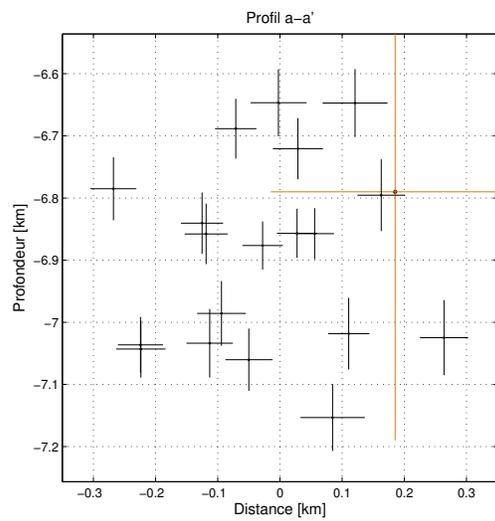
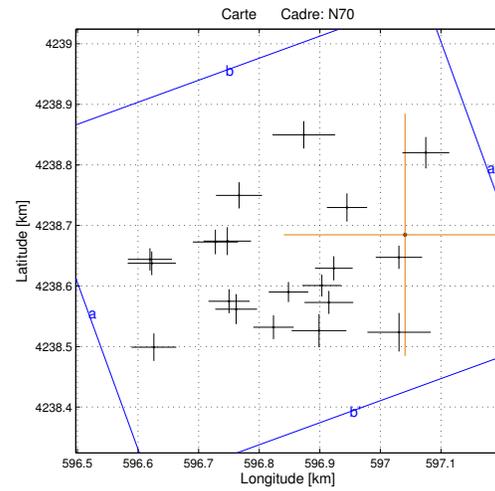
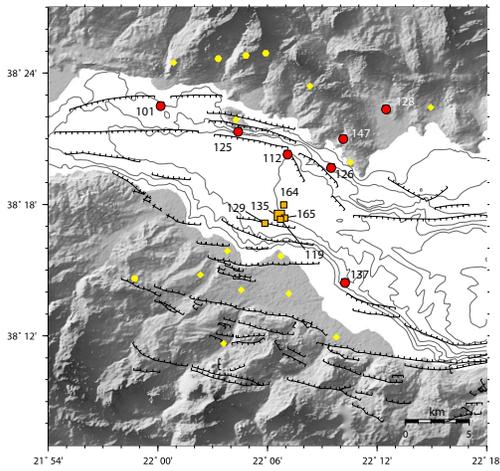
Multiplet 129



Tab. A.59: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 129. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.03.15-15.01.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.03.15-15.05.56	72.66	-96.18	-1.71	33.80	29.34	59.21
3	2001.03.15-15.17.33	-131.04	-17.24	-51.07	30.72	29.76	54.92
4	2001.03.15-16.05.11	-70.53	20.50	-39.84	21.72	29.01	55.08
5	2001.03.15-16.06.06	-92.55	55.05	-69.38	19.98	25.67	65.89
6	2001.03.15-20.32.17	-171.60	0.12	-50.26	25.40	30.24	86.38

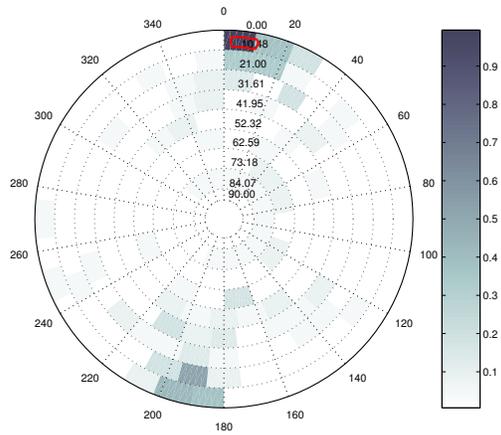
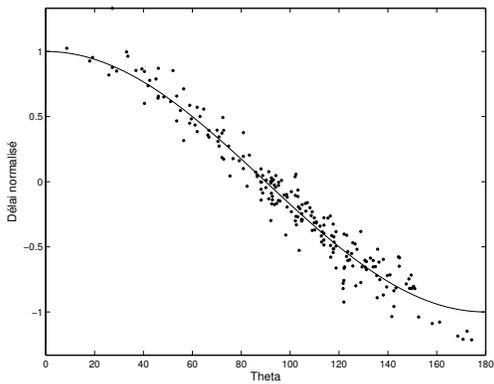
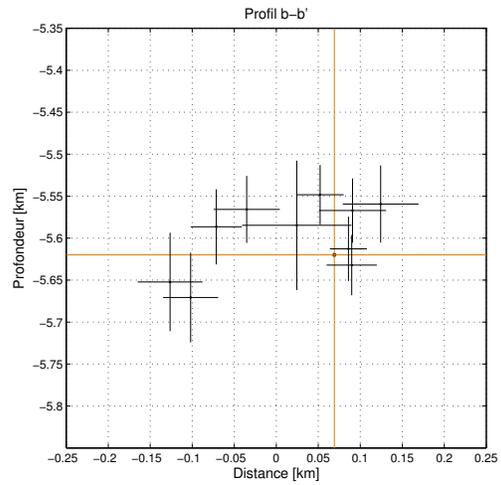
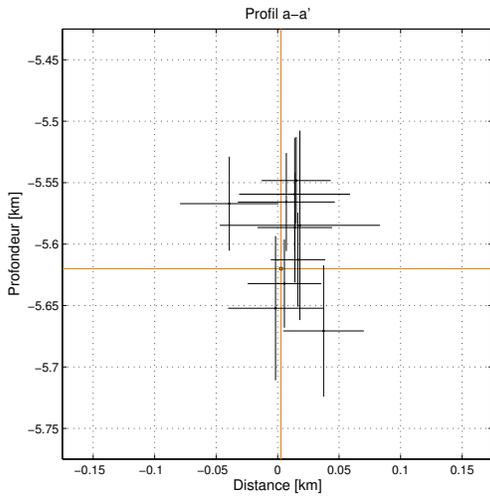
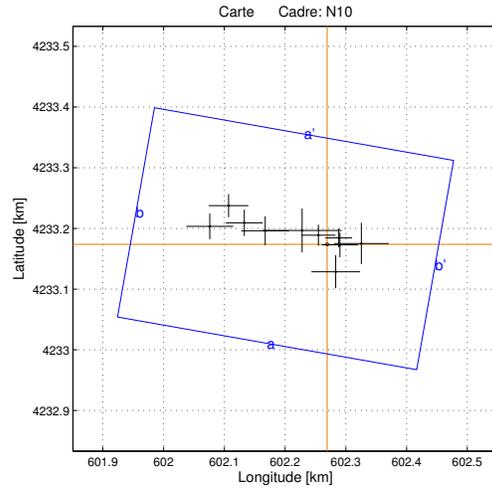
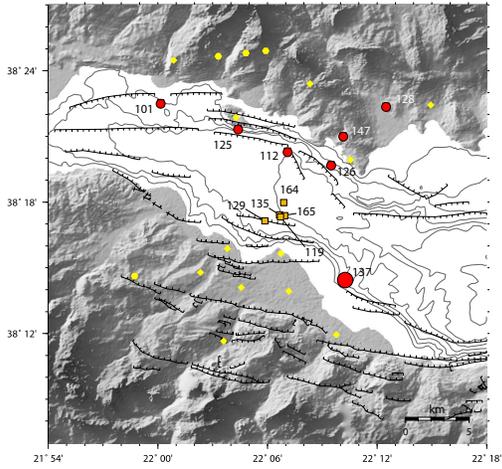
Multiplet 135



Tab. A.60: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 135. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.01.14-22.59.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.01.14-22.54.42	-192.42	-94.57	86.44	32.51	16.58	38.73
3	2001.01.14-23.06.54	-117.54	-55.39	67.40	31.09	19.89	41.11
4	2001.01.15-06.16.20	-137.28	-83.87	66.85	32.17	18.00	39.63
5	2001.01.15-04.03.15	-293.38	-10.51	195.70	39.18	23.01	51.97
6	2001.01.15-03.42.28	-167.07	165.13	363.27	51.71	22.50	53.80
7	2001.01.14-19.34.14	-312.98	-11.88	243.70	37.31	20.29	55.11
8	2001.01.14-20.17.40	34.30	135.55	234.75	38.71	25.93	60.38
9	2001.01.15-01.25.11	-142.02	-158.38	-143.29	45.11	27.49	53.96
10	2001.01.21-19.31.29	-9.98	-160.93	-142.85	52.12	31.80	54.55
11	2001.01.14-23.05.40	-217.14	-152.76	-101.53	33.29	19.69	48.18
12	2001.01.15-08.47.58	-414.57	-185.69	-4.85	36.97	22.73	50.78
13	2001.01.14-23.02.07	-278.69	-122.85	67.80	34.45	24.79	48.64
14	2001.01.15-02.32.43	-290.50	-109.74	50.56	33.88	19.85	49.29
15	2001.01.14-23.01.24	-10.14	-37.25	5.43	38.26	19.12	57.73
16	2001.01.15-06.18.36	-125.70	-111.74	-69.35	40.28	18.98	49.21
17	2001.01.14-08.14.16	-95.84	45.08	228.31	33.19	23.31	57.59
18	2001.01.15-10.25.41	-274.01	65.15	270.25	37.96	21.65	50.14
19	2001.01.14-22.05.46	-418.00	-47.08	253.10	39.67	19.48	45.93
20	2001.01.14-22.38.59	-421.04	-40.57	246.33	36.37	18.35	45.02

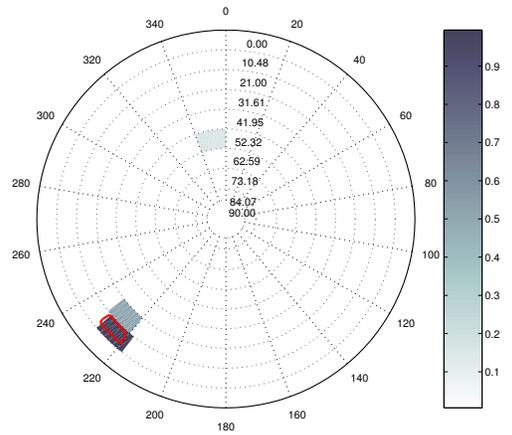
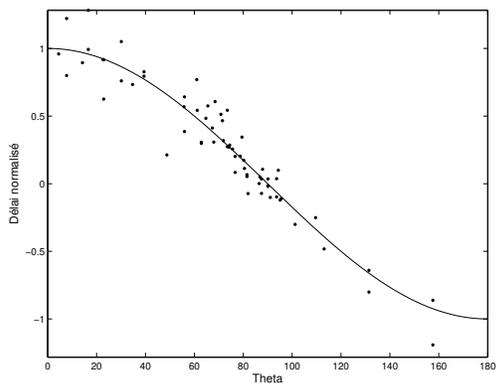
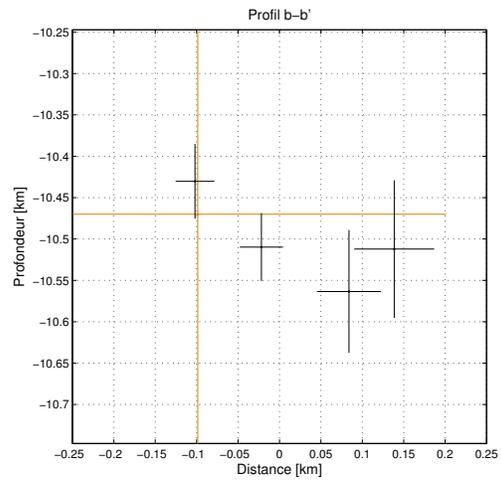
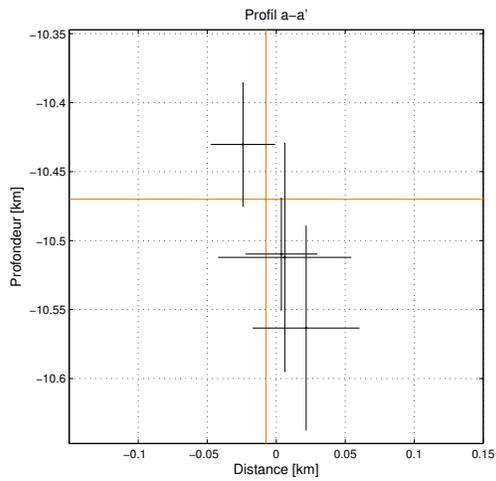
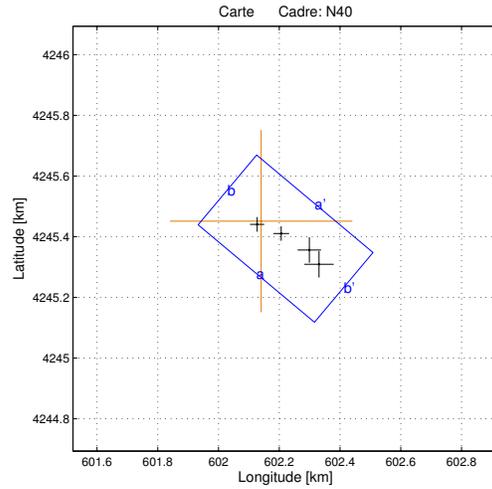
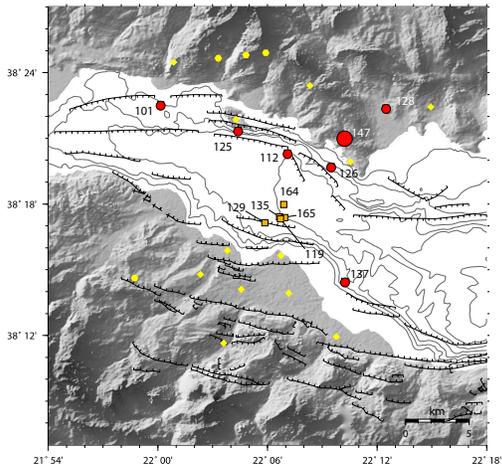
Multiplet 137



Tab. A.61: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 137. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.12.04-01.38.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.12.07-07.49.15	18.93	10.64	-7.30	22.11	15.51	38.30
3	2001.12.07-23.13.11	14.09	-45.21	-52.88	40.00	27.24	38.23
4	2001.12.07-22.44.50	-14.50	15.07	-71.72	28.12	17.40	35.40
5	2001.12.14-06.15.54	-162.40	63.74	50.67	32.75	18.99	53.44
6	2001.12.14-10.03.30	-193.28	29.57	32.19	38.61	21.16	58.65
7	2001.12.08-01.13.24	-101.98	22.35	-54.22	39.41	23.74	39.90
8	2001.12.07-13.46.12	-41.28	22.81	-35.27	65.11	36.06	77.10
9	2001.12.07-06.47.50	56.24	1.32	-60.59	45.09	34.03	45.88
10	2001.12.03-16.12.21	20.92	-0.90	12.13	29.89	20.24	35.87
11	2001.12.10-07.27.58	-136.43	35.47	-33.50	30.34	21.67	44.77

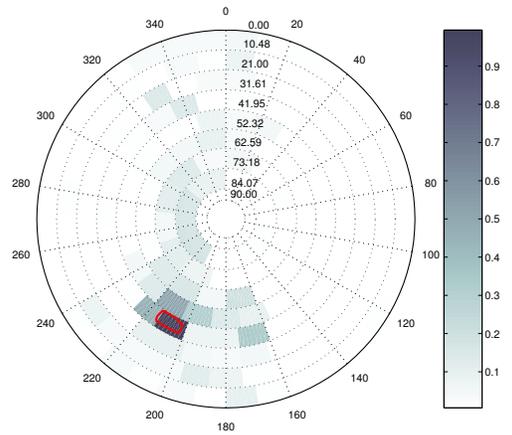
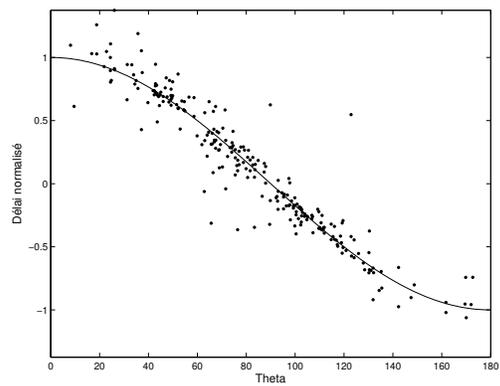
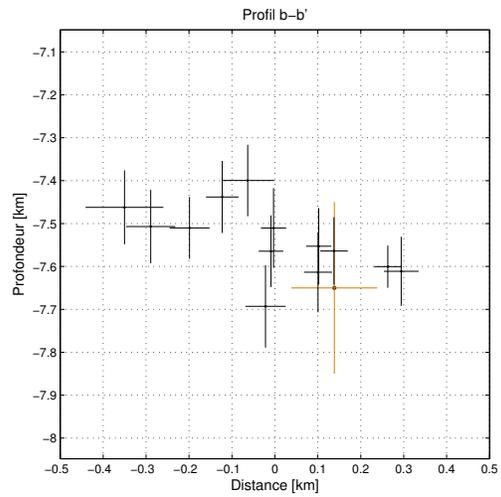
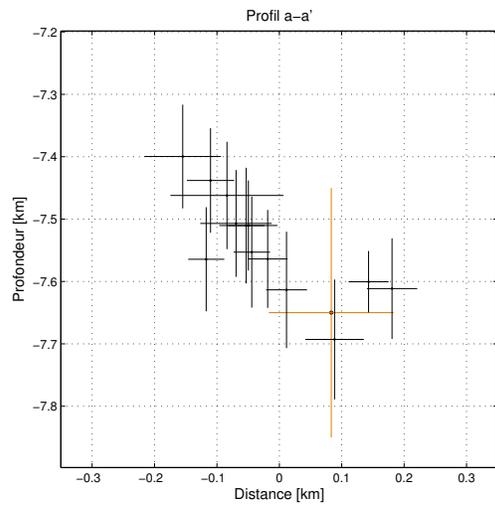
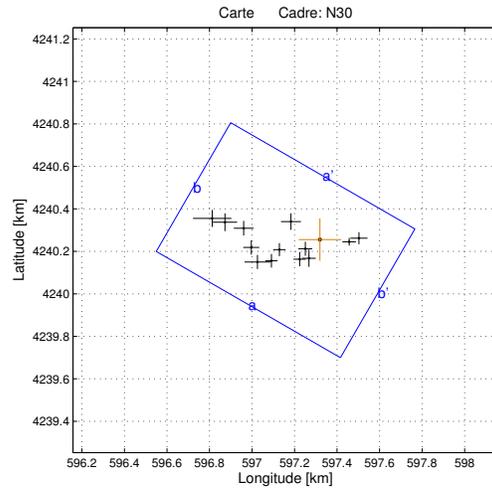
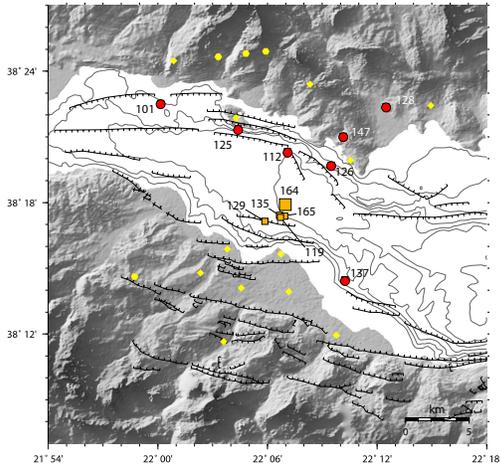
Multiplet 147



Tab. A.62: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 147. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	E _x	E _y	E _z
1	2001.11.01-02.02.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.11.01-05.51.10	-13.26	-10.62	-39.75	23.42	24.09	45.10
3	2001.10.08-18.58.30	190.50	-142.01	42.17	48.29	43.71	83.12
4	2001.10.23-08.06.16	158.59	-94.97	93.44	38.67	41.97	74.27
5	2001.11.17-20.11.55	66.11	-40.83	39.74	26.00	23.96	41.02

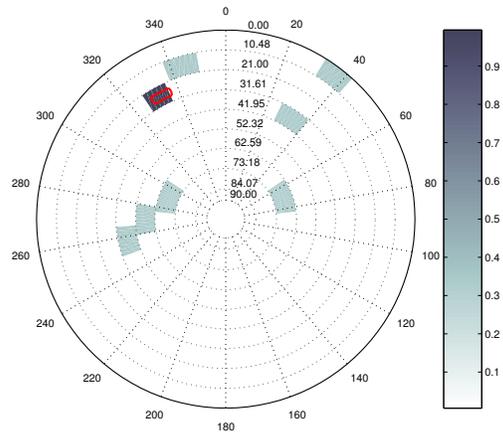
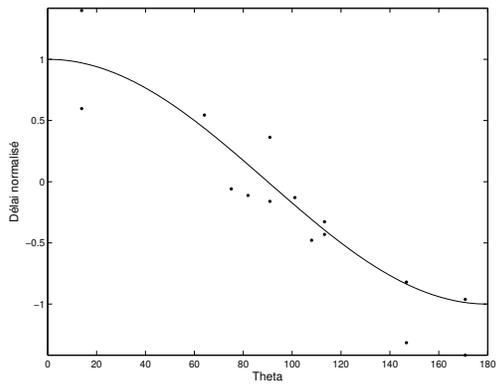
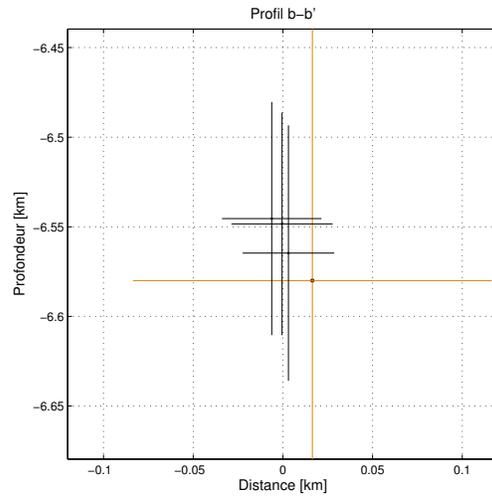
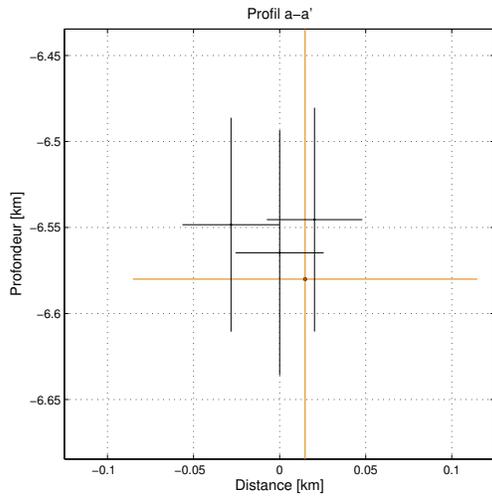
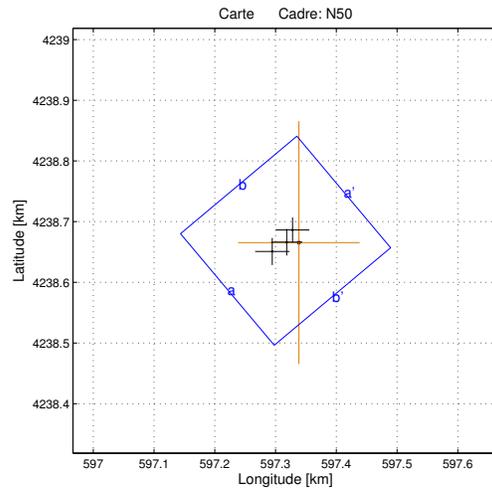
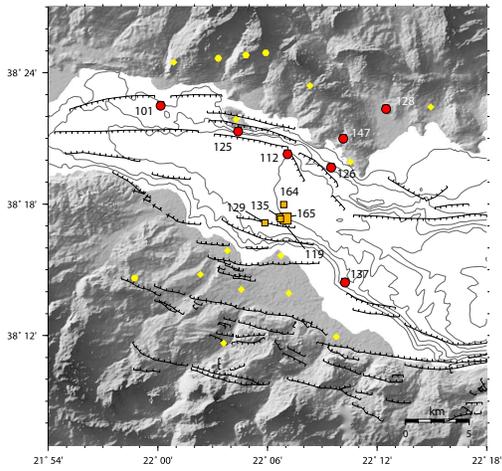
Multiplet 164



Tab. A.63: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 164. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.02.07-22.03.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.02.07-22.58.40	-293.70	-105.27	-250.40	61.16	33.50	83.16
3	2001.02.08-13.22.19	-322.76	-36.97	-211.98	37.76	33.43	83.81
4	2001.02.08-13.46.49	137.70	-10.39	-49.55	31.96	17.87	49.26
5	2001.02.08-01.32.08	-358.45	53.69	-139.79	46.51	34.22	72.18
6	2001.02.08-14.21.52	-227.94	-99.70	-85.56	28.87	32.03	83.49
7	2001.02.09-04.41.29	-190.75	-47.13	-139.55	29.39	30.67	92.81
8	2001.02.08-11.13.32	183.67	6.52	-38.61	40.38	28.32	80.66
9	2001.02.08-22.53.12	-506.69	99.67	-187.88	90.57	39.87	86.14
10	2001.02.08-23.04.08	-446.59	81.75	-143.05	57.22	41.87	85.64
11	2001.02.08-05.49.33	-51.62	-87.84	-86.15	32.04	40.51	78.62
12	2001.02.08-05.58.47	-95.19	-92.07	-97.07	29.14	33.27	89.01
13	2001.02.09-18.17.17	-68.75	-42.98	-36.51	32.65	33.31	93.29
14	2001.02.09-18.20.10	-136.13	84.76	42.96	46.82	38.73	96.12

Multiplet 165



Tab. A.64: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 165. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.5. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2001.02.01-02.52.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2001.02.01-07.04.46	24.07	-13.36	33.31	33.95	24.78	62.43
3	2001.02.06-01.11.35	-6.06	-24.18	35.04	29.12	20.31	56.54
4	2001.02.01-04.22.07	-37.47	23.73	6.16	36.45	29.45	101.93
5	2001.02.06-05.24.54	-18.83	-22.84	20.39	36.34	25.44	72.57

A.5 Multiplets sous le Golfe de Corinthe - 2002

Fig. A.7: Localisation en km UTM des séismes de référence des multiplets (abrv. M) dont l'hypocentre est localisé sous le Golfe de Corinthe ou la côte nord, et qui ont eu lieu en 2002. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs hypocentrales calculées par hypo71.

M	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
201	593.49	4246.37	8.80	0.4	0.5	0.8
202	588.31	4248.08	8.10	0.6	0.5	0.8
203	579.33	4246.77	8.00	0.7	1.4	0.9
204	590.98	4243.79	8.30	0.4	0.5	1.0
205	590.71	4244.90	8.50	0.3	0.4	0.8
207	603.27	4232.73	8.00	0.5	0.7	0.6
208	584.06	4253.93	7.20	1.1	1.1	0.9

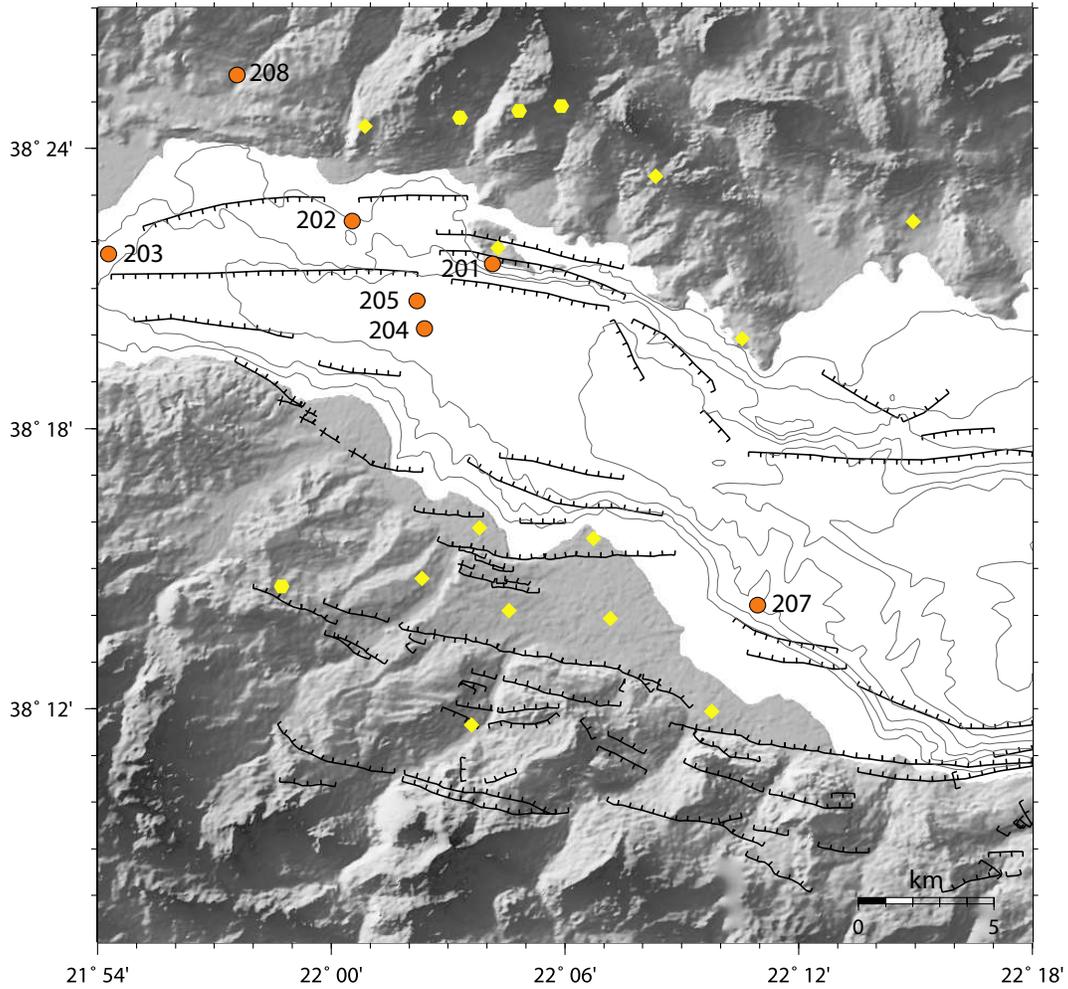
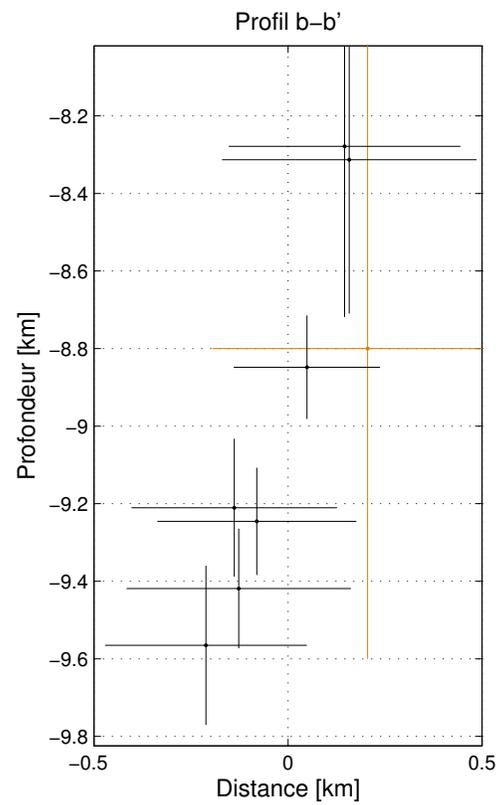
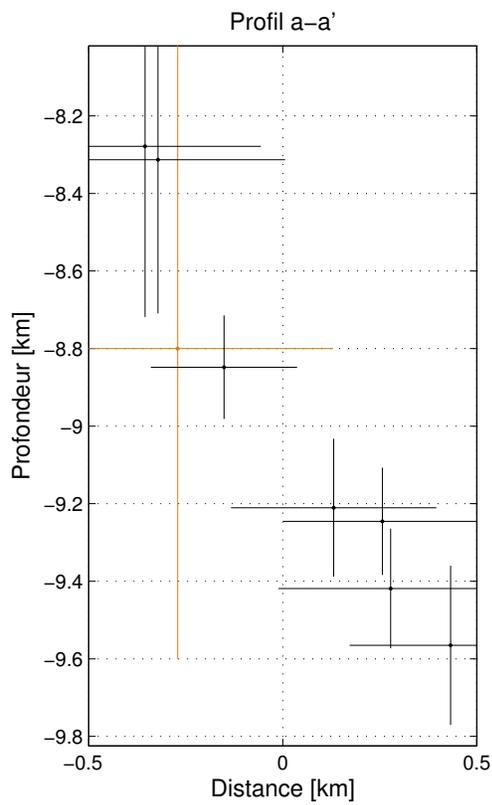
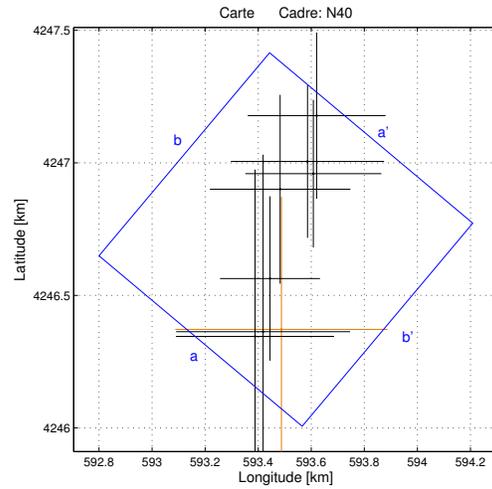
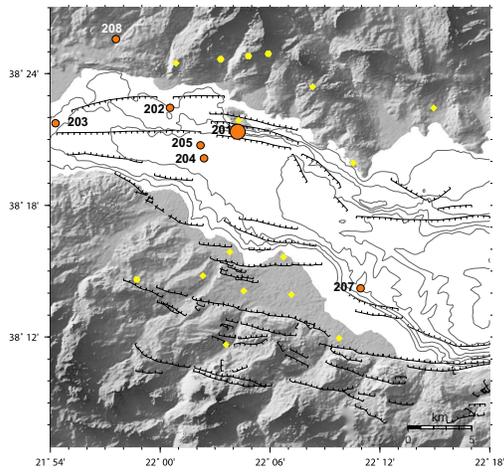
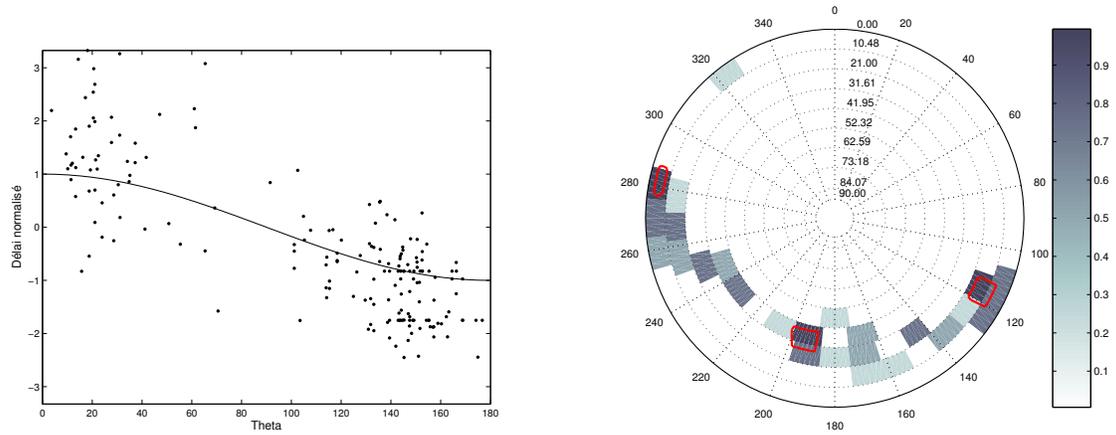


Fig. A.8: *Epicentres des séismes de référence des multiplets localisés sous le Golfe de Corinthe ou la côte nord et qui ont eu lieu en 2002. Les epicentres des séismes de référence des multiplets non relocalisés sont représentés par les disques rouges et ceux relocalisés sont représentés par les carrés orange clair. Les stations sont illustrés par les symboles jaunes.*

Multiplet 201

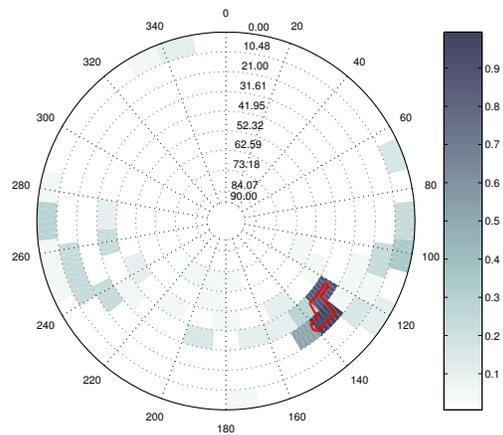
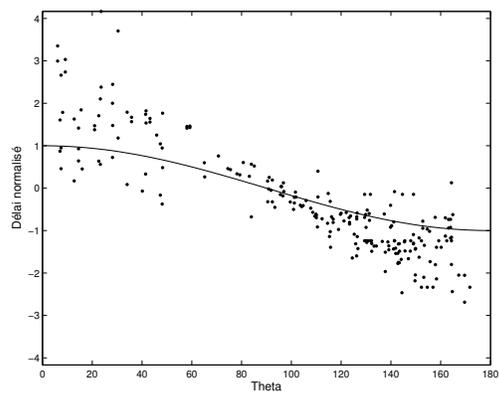
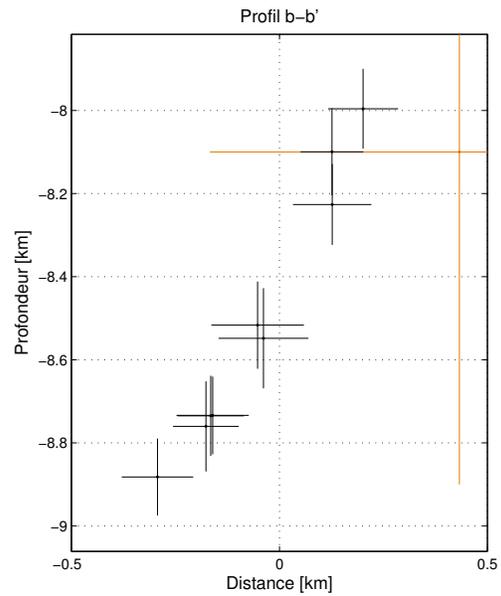
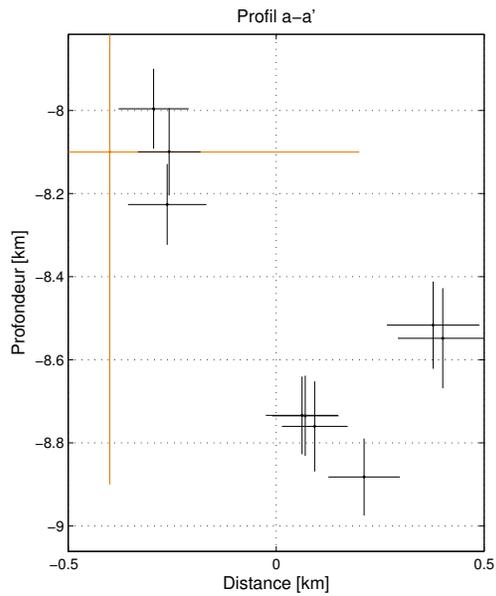
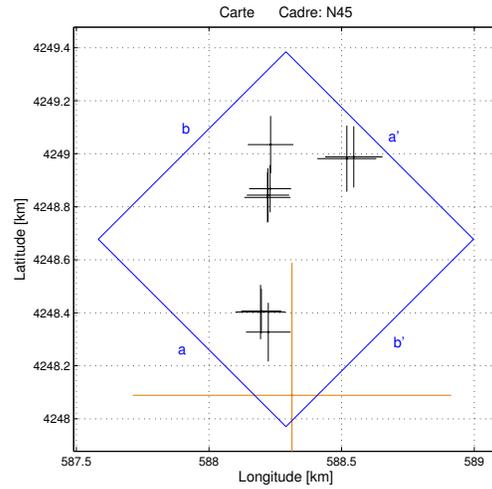
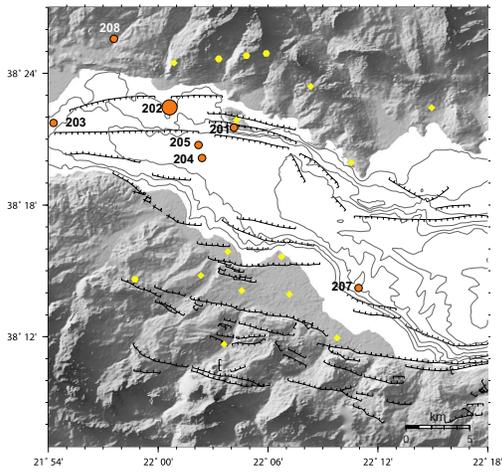




Tab. A.65: Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 201. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.7. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2002.02.23-22.48.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2002.03.02-07.22.39	98.34	633.80	-618.72	288.80	288.23	154.24
3	2002.03.06-06.09.28	-99.55	-26.40	521.37	298.30	629.29	439.70
4	2002.03.06-06.09.44	-69.00	-8.70	486.92	327.91	667.64	396.66
5	2002.03.30-13.25.10	-43.15	191.90	-48.10	188.34	309.99	133.39
6	2002.05.14-19.27.34	120.49	587.60	-445.74	256.22	278.40	138.26
7	2002.05.18-03.13.22	-4.91	528.80	-410.46	264.70	355.94	177.73
8	2002.06.06-21.03.53	132.86	806.50	-765.12	259.89	313.49	205.38

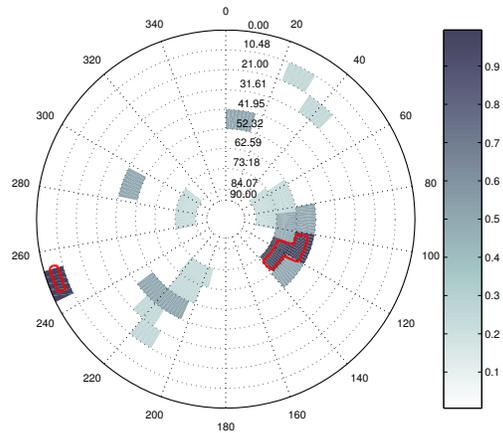
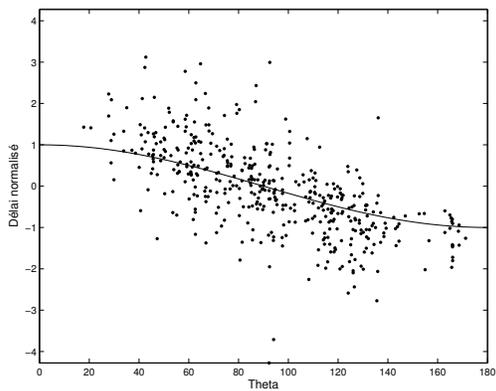
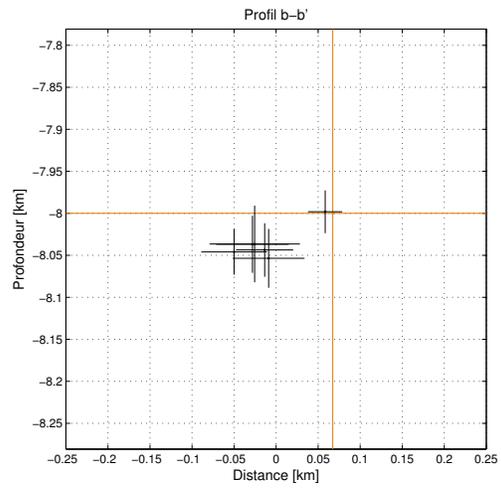
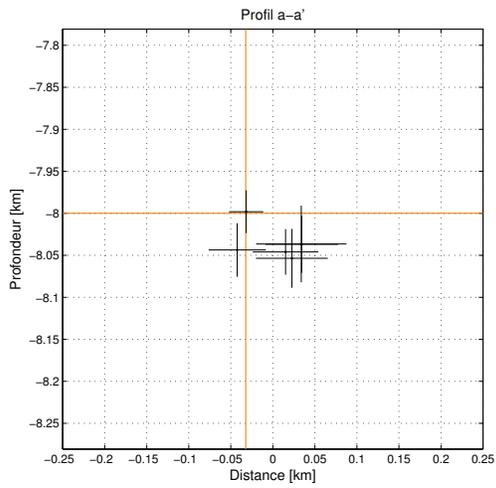
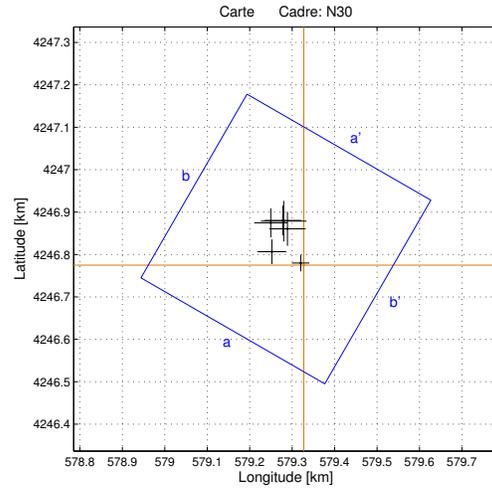
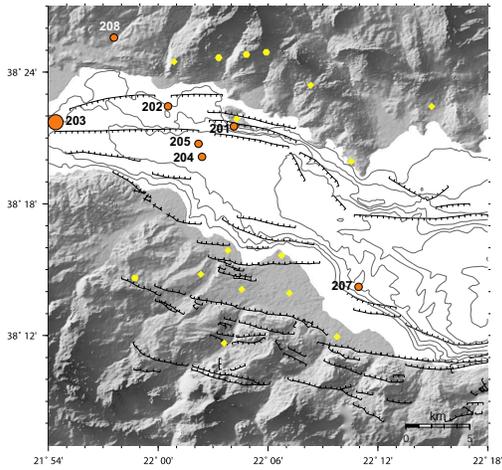
Multiplet 202



Tab. A.66: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 202. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.7. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2002.02.23-01.54.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2002.02.23-11.51.01	206.64	892.70	-416.62	111.22	124.60	104.84
3	2002.02.23-11.51.17	233.01	899.10	-448.23	107.96	115.40	120.49
4	2002.02.23-20.48.37	-82.62	779.30	-660.28	79.04	89.20	108.46
5	2002.02.25-12.54.36	-92.65	746.30	-633.80	86.93	94.43	93.44
6	2002.02.25-12.54.52	-90.47	755.10	-634.89	79.84	100.85	96.55
7	2002.03.29-14.45.05	-89.40	238.20	104.08	84.14	110.75	96.07
8	2002.03.29-21.37.37	-115.71	317.60	0.52	75.47	84.20	104.73
9	2002.05.13-06.27.29	-80.78	945.60	-782.10	85.94	107.83	92.61
10	2002.05.13-10.36.04	-118.56	313.90	-126.35	94.41	102.53	97.23

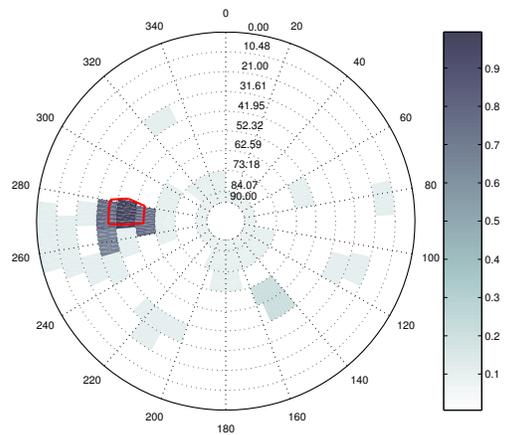
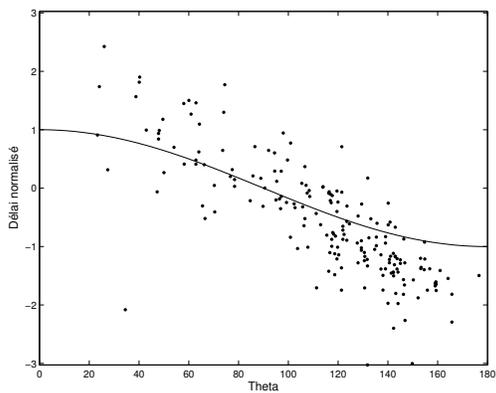
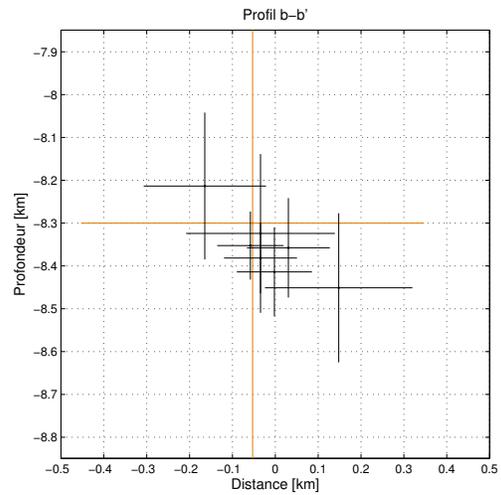
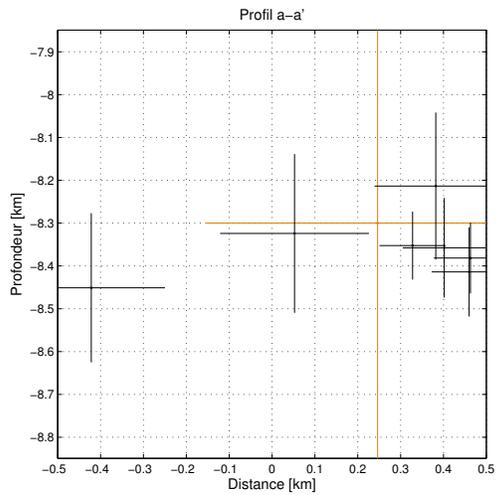
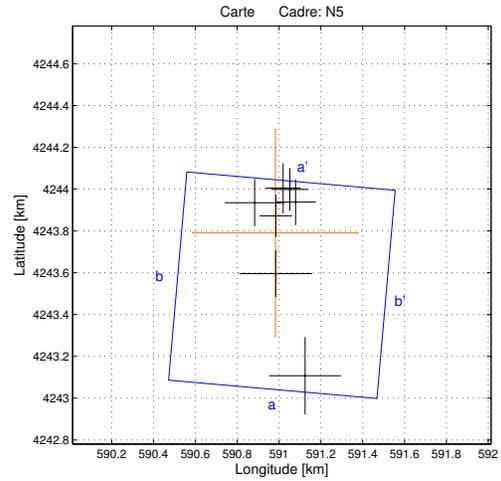
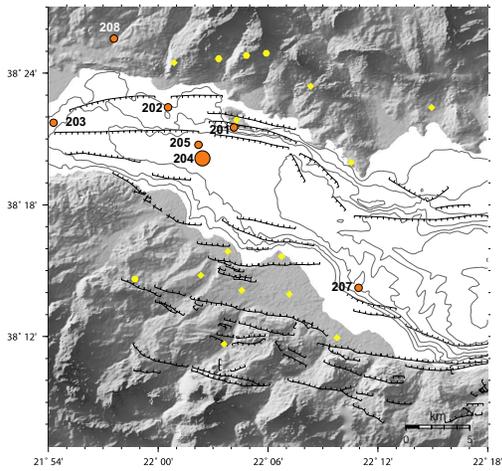
Multiplet 203



Tab. A.67: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 203. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.7. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2002.03.07-17.46.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2002.03.06-21.01.59	-49.36	105.40	-36.87	43.12	34.86	33.92
3	2002.03.06-21.10.01	-75.21	31.70	-43.65	33.99	29.19	31.85
4	2002.03.06-22.44.26	-38.54	85.70	-53.57	42.71	40.13	35.06
5	2002.03.06-22.52.14	-77.87	99.70	-45.92	39.03	34.21	27.13
6	2002.03.06-22.54.22	-47.35	103.70	-36.53	53.72	47.74	45.67
7	2002.03.07-17.46.22	-7.51	5.00	1.86	20.39	19.65	25.45

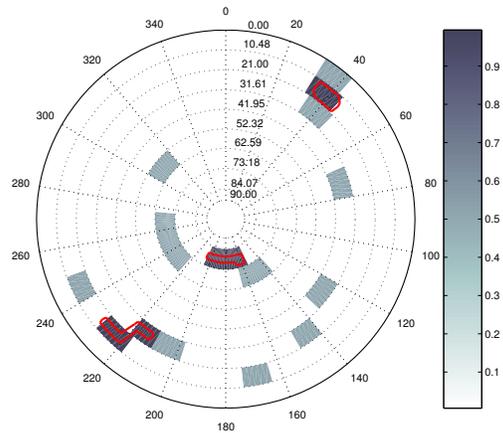
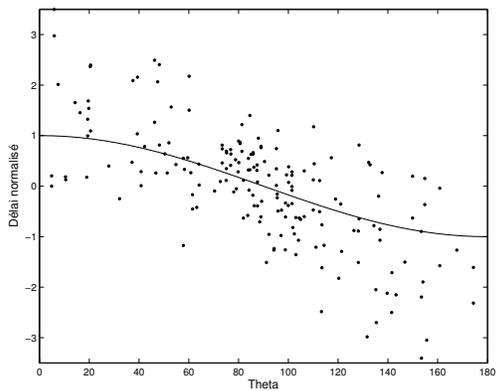
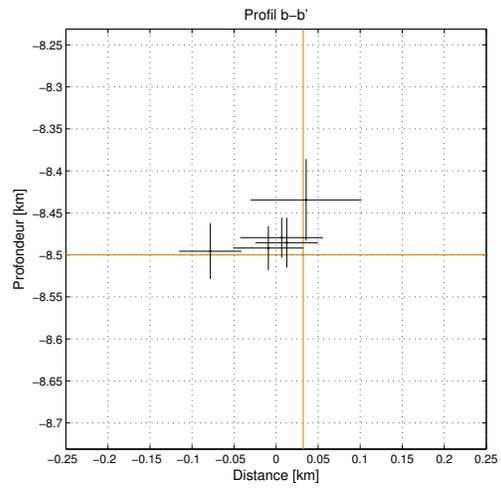
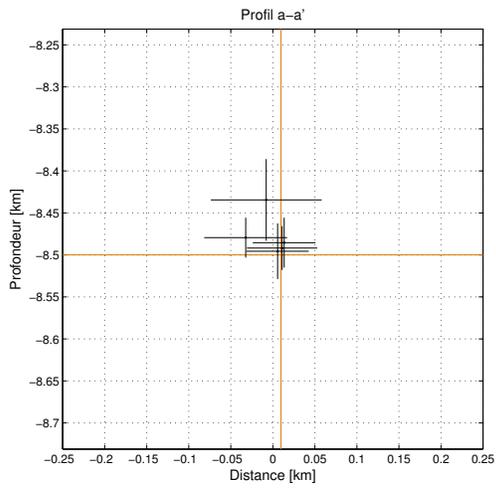
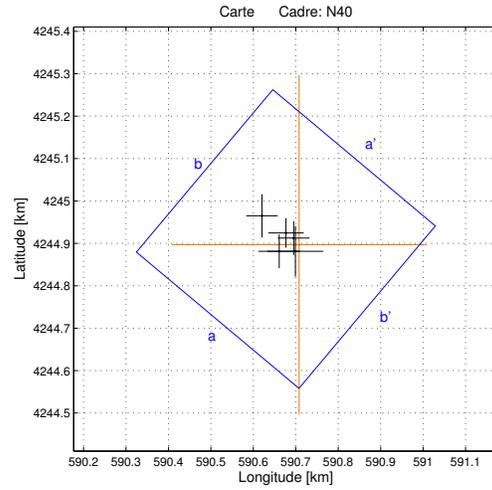
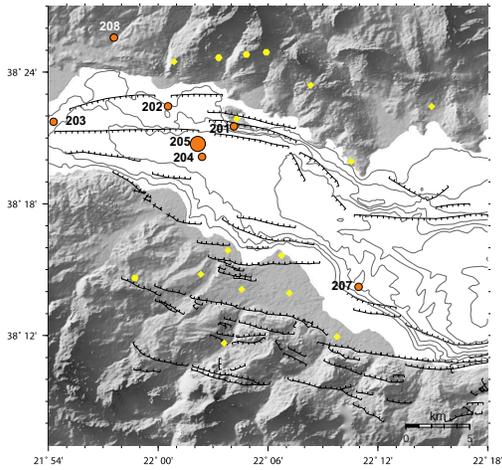
Multiplet 204



Tab. A.68: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 204. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.7. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2002.03.17-06.17.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2002.03.28-02.40.08	141.86	-683.10	-150.91	171.89	185.16	174.13
3	2002.05.10-01.14.13	1.52	-194.80	-24.08	173.52	111.81	185.30
4	2002.05.10-05.57.21	-99.22	144.80	86.72	142.73	113.05	171.50
5	2002.05.10-15.30.00	69.31	208.20	-113.91	87.68	102.11	104.00
6	2002.05.10-20.06.05	1.92	81.70	-52.41	77.22	101.04	79.47
7	2002.05.12-22.42.37	96.71	147.40	-57.55	96.73	109.75	116.16
8	2002.05.22-05.24.15	37.18	213.90	-81.37	85.16	119.61	82.68

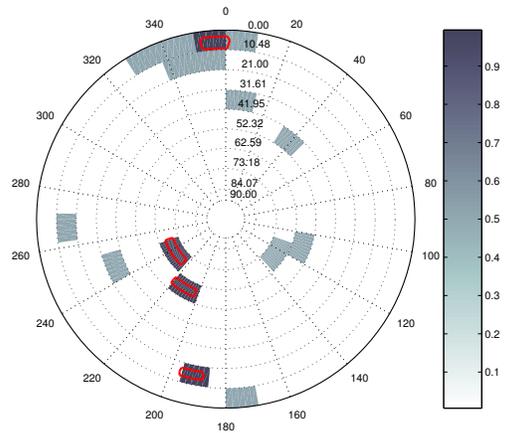
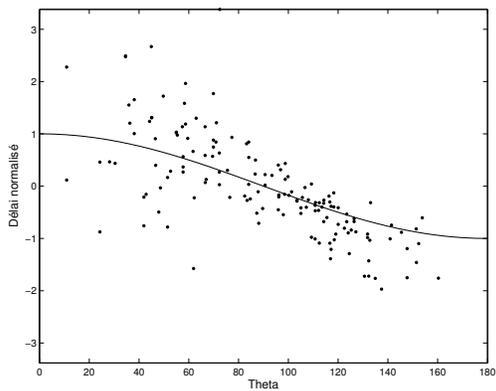
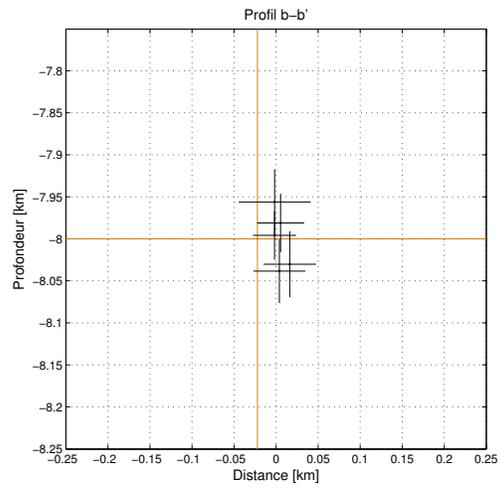
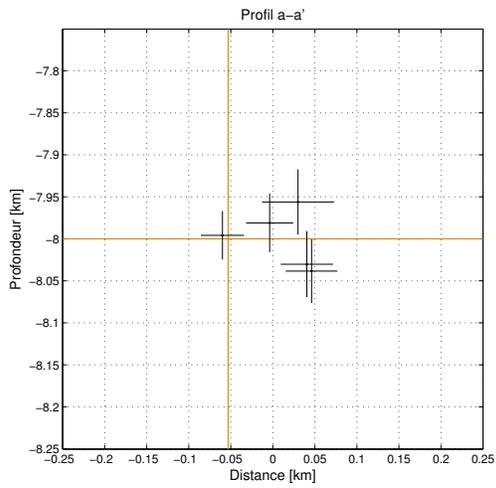
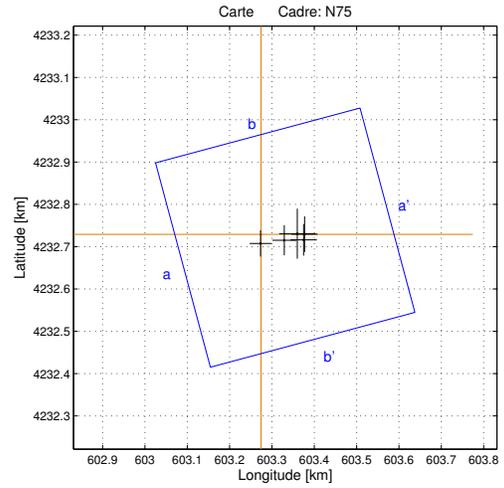
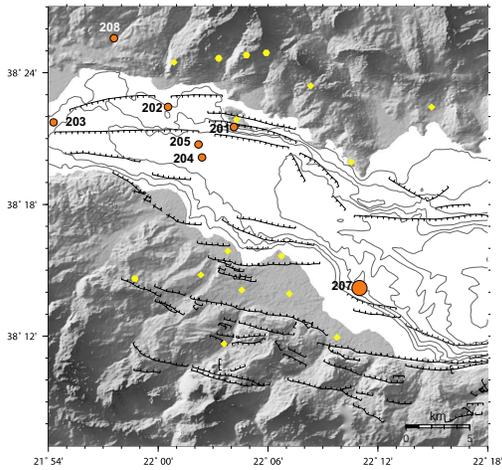
Multiplet 205



Tab. A.69: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 205. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.7. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2002.03.01-23.00.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2002.02.26-09.31.49	-8.69	-15.70	65.46	65.94	59.61	48.61
3	2002.03.01-22.58.24	-46.67	-15.70	20.54	49.34	39.79	23.75
4	2002.03.01-23.00.43	-12.66	15.50	14.54	37.35	39.96	29.74
5	2002.03.01-23.01.06	-31.00	27.60	8.15	41.84	34.63	26.12
6	2002.03.01-23.12.18	-87.34	67.90	4.38	37.04	50.81	33.13

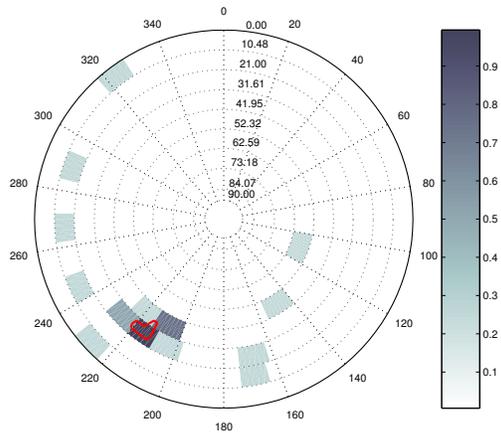
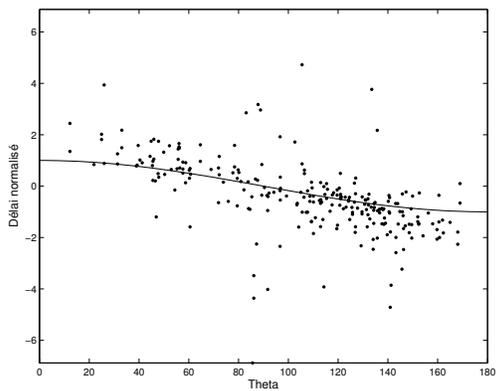
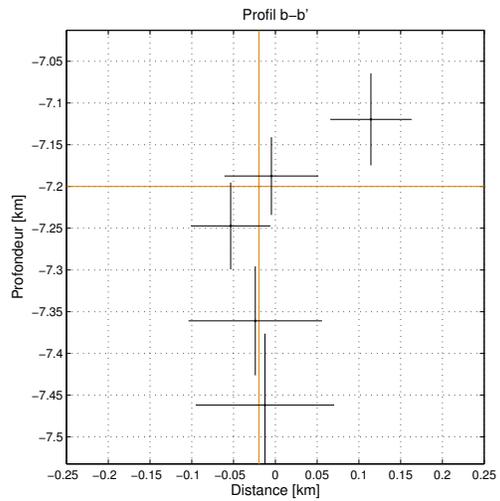
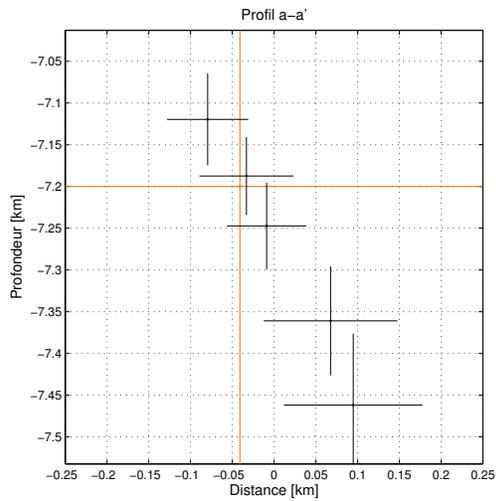
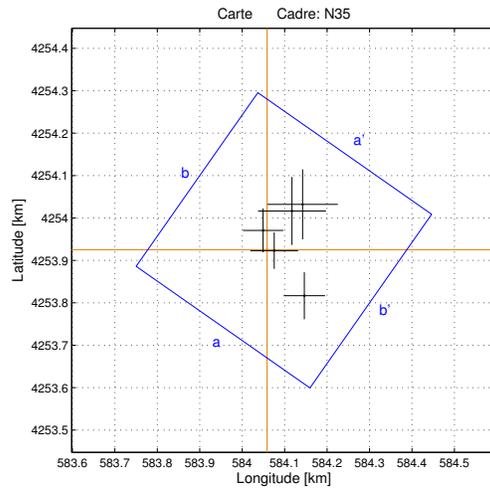
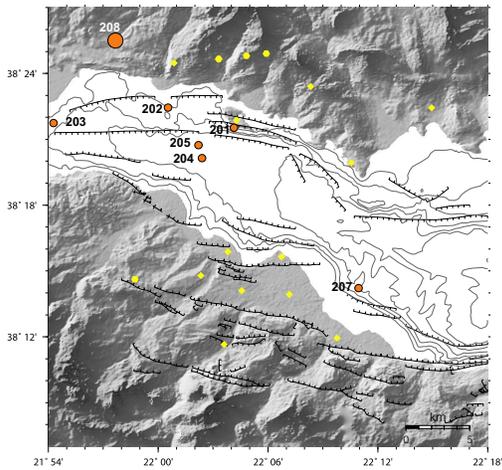
Multiplet 207



Tab. A.70: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 207. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.7. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	Ex	Ey	Ez
1	2002.03.07-15.39.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2002.03.04-16.04.39	85.57	1.70	43.93	42.76	59.09	38.82
3	2002.03.06-21.31.31	100.39	-12.90	-30.19	31.15	37.31	39.33
4	2002.03.07-16.31.57	-1.28	-21.40	4.17	25.66	31.13	28.67
5	2002.03.12-20.12.55	54.81	-13.90	18.97	27.99	35.42	34.87
6	2002.03.13-04.00.47	102.66	0.40	-38.43	30.77	42.09	38.00

Multiplet 208



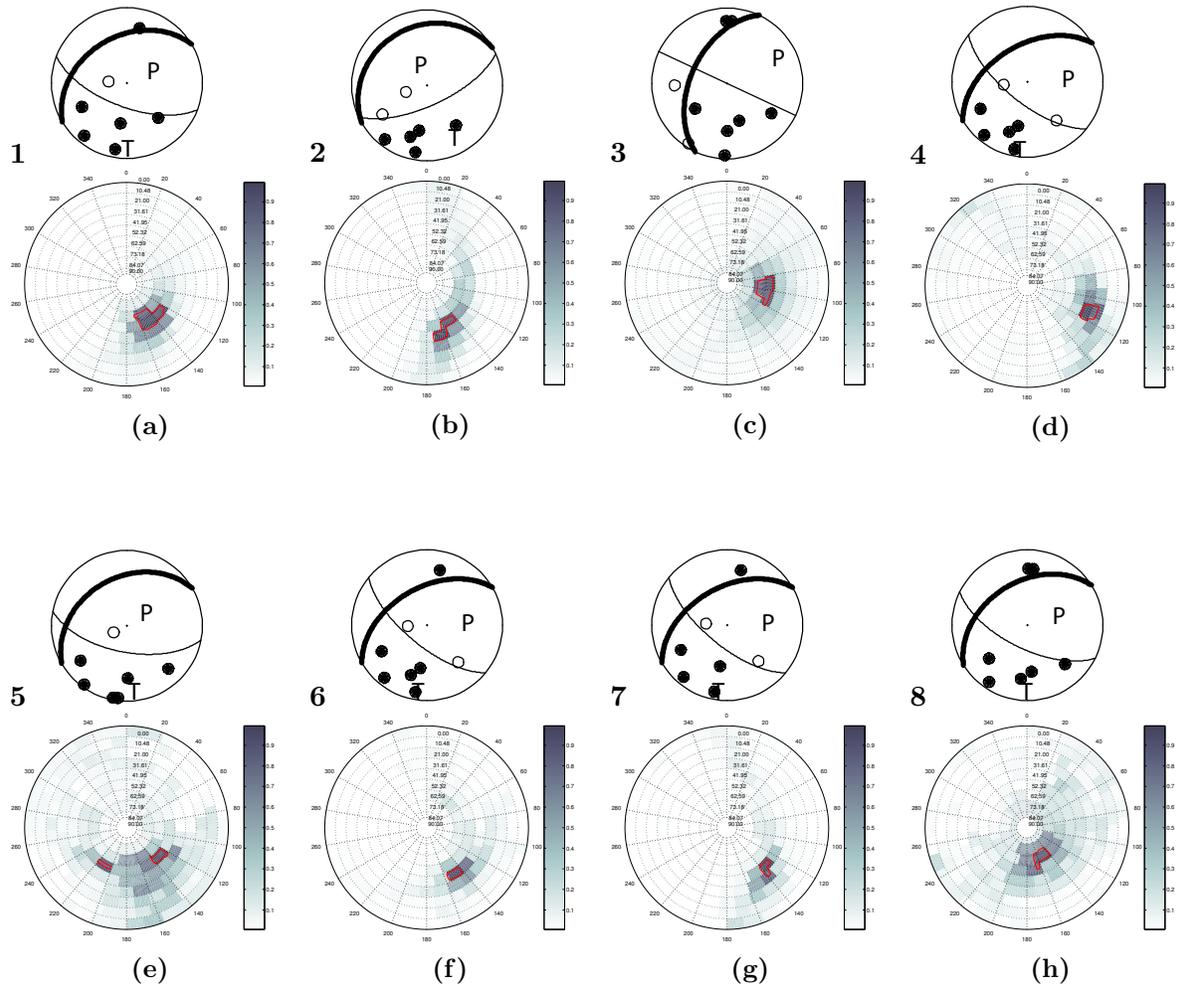
Tab. A.71: *Résultat de la relocalisation relative des séismes du multiplet 208. Les coordonnées sont en mètres par rapport au séisme de référence dont la localisation est donnée dans la table A.7. Les trois dernières colonnes donnent les erreurs sur les trois coordonnées, issues des simulations de Monte-Carlo.*

N	Date - Heure	X	Y	Z	E _x	E _y	E _z
1	2002.03.13-16.53.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2002.03.13-15.00.22	-9.35	45.60	-47.29	47.51	51.71	51.95
3	2002.03.13-16.57.24	87.76	-108.50	80.39	48.61	55.36	55.09
4	2002.03.13-17.04.46	58.72	91.40	-160.95	79.98	80.14	65.23
5	2002.03.13-17.58.23	16.78	-2.20	12.50	56.27	42.93	46.59
6	2002.03.13-18.44.52	83.75	107.00	-261.89	82.88	82.50	85.51

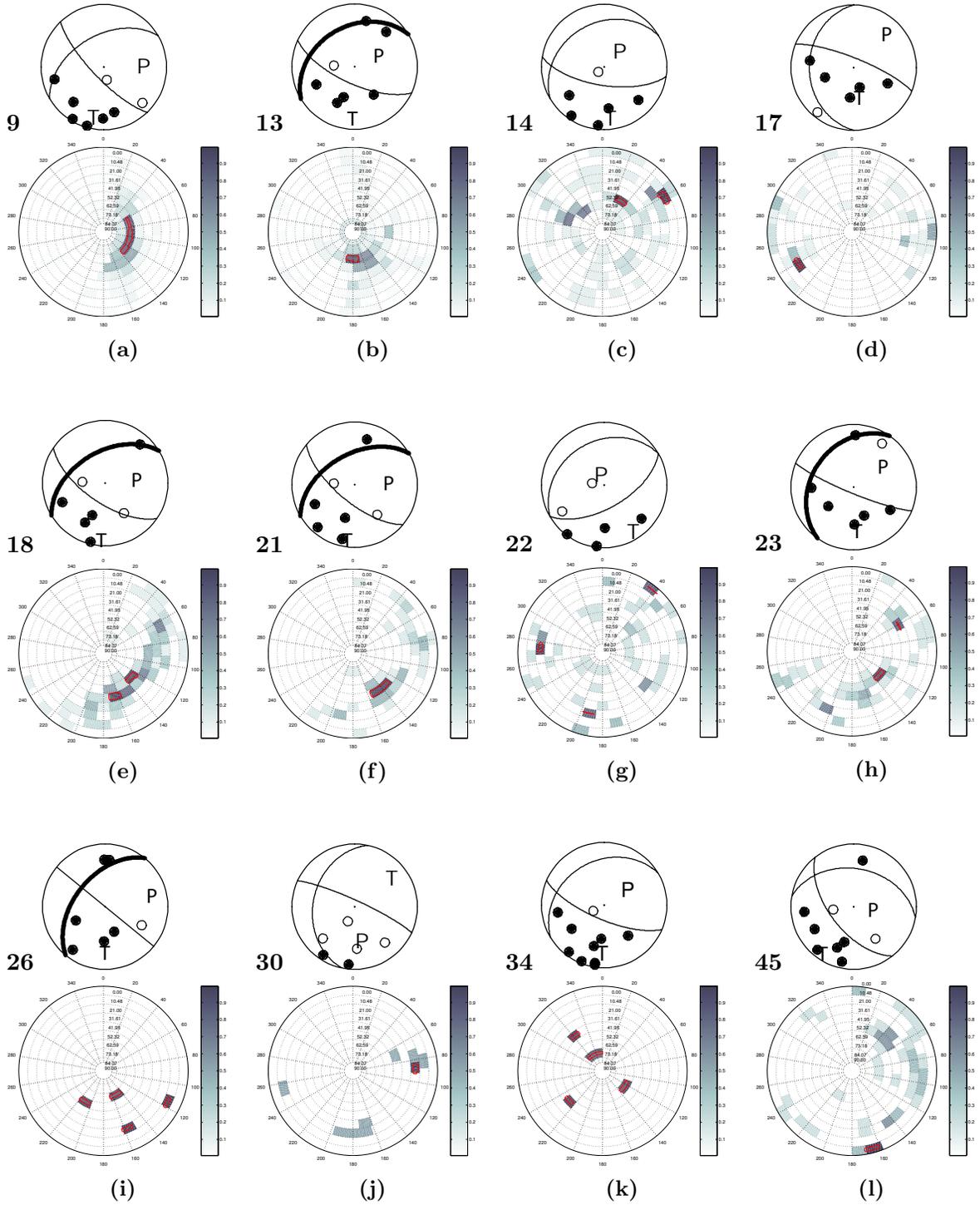
Annexe B

Mécanismes au foyer et densité de pôles

B.1 Multiplets de la crise sismique

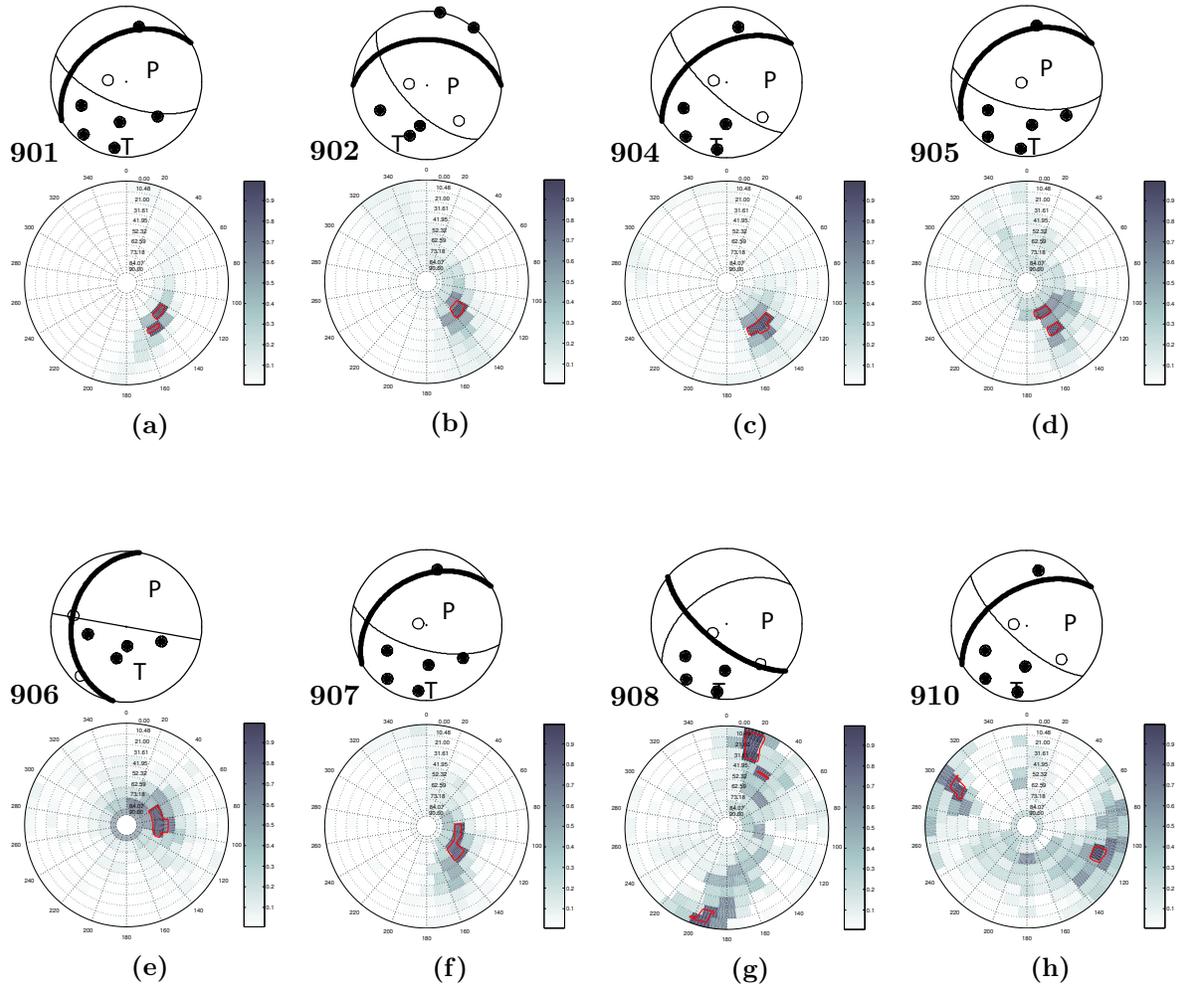


Mécanismes au foyer représentatifs comparés à la densité de pôles pour chaque multiplet. (a) Multiplet 1c. (b) Multiplet 2. (c) Multiplet 3. (d) Multiplet 4. (e) Multiplet 5. (f) Multiplet 6. (g) Multiplet 7. (h) Multiplet 8.

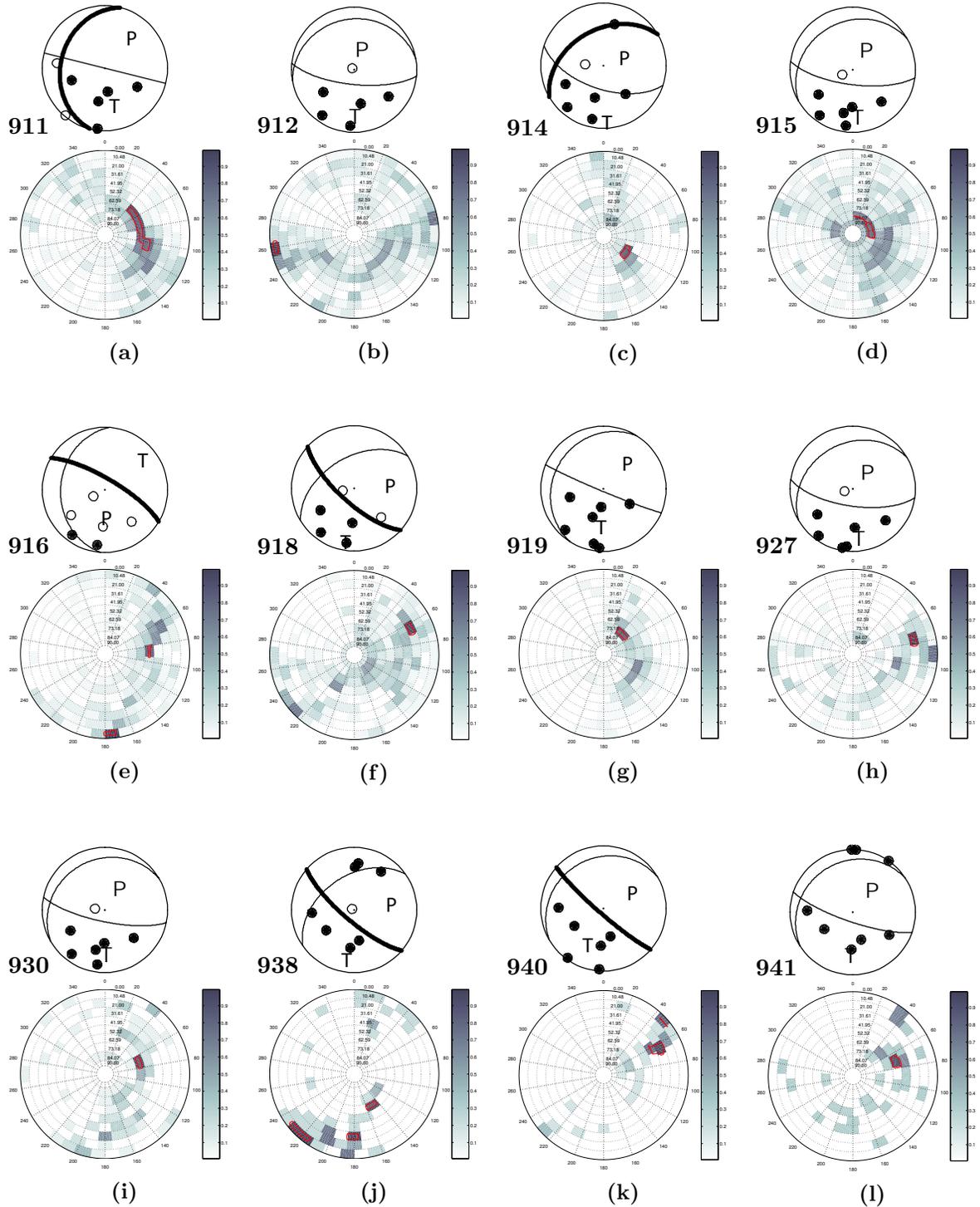


Mécanismes au foyer représentatifs comparés à la densité de pôles pour chaque multiplet. (a) Multiplet 9. (b) Multiplet 13. (c) Multiplet 14. (d) Multiplet 17. (e) Multiplet 18. (f) Multiplet 21. (g) Multiplet 22. (h) Multiplet 23. (i) Multiplet 26. (j) Multiplet 30. (k) Multiplet 34. (l) Multiplet 45.

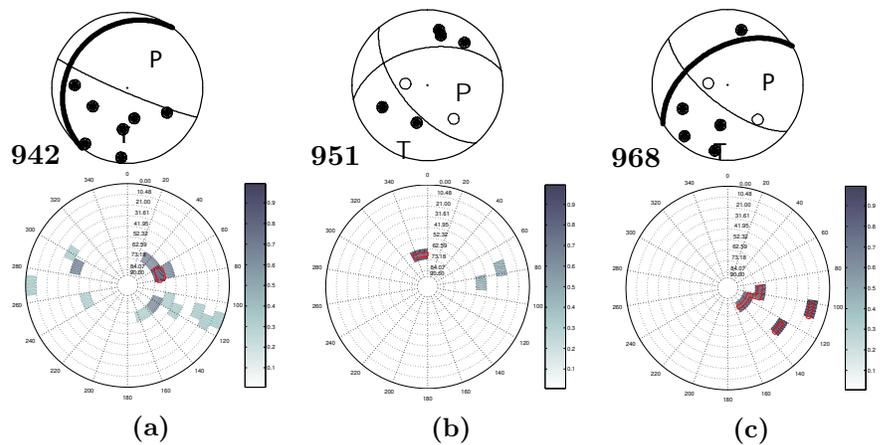
B.2 Sous-multiplets du multiplet 1



Mécanismes au foyer représentatifs comparés à la densité de pôles pour chaque multiplet. (a) Multiplet 901. (b) Multiplet 902. (c) Multiplet 904. (d) Multiplet 905. (e) Multiplet 906. (f) Multiplet 907. (g) Multiplet 908. (h) Multiplet 910.

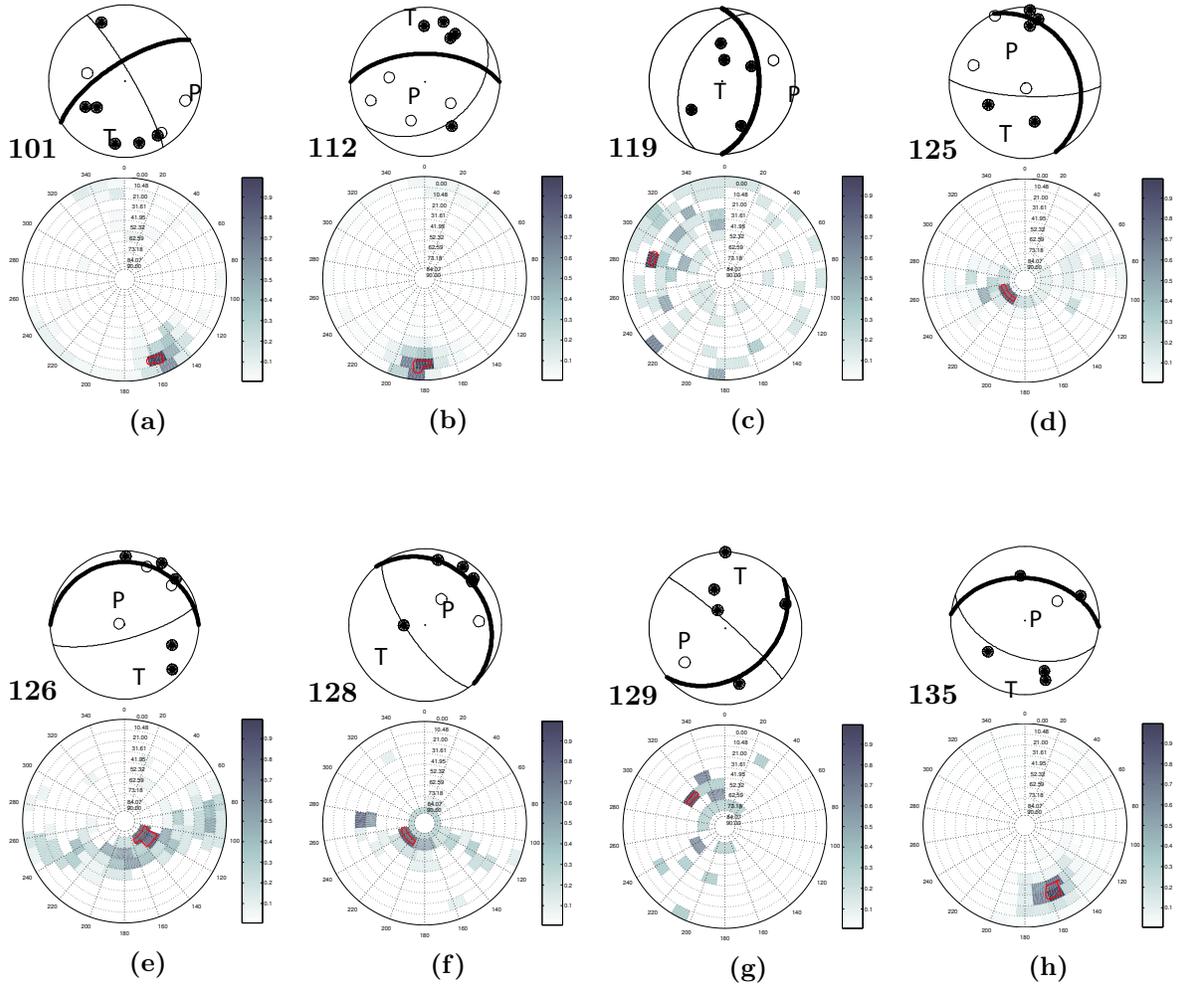


Mécanismes au foyer représentatifs comparés à la densité de pôles pour chaque multiplet. (a) Multiplet 911. (b) Multiplet 912. (c) Multiplet 914. (d) Multiplet 915. (e) Multiplet 916. (f) Multiplet 918. (g) Multiplet 919. (h) Multiplet 927. (i) Multiplet 930. (j) Multiplet 938. (k) Multiplet 940. (l) Multiplet 941.

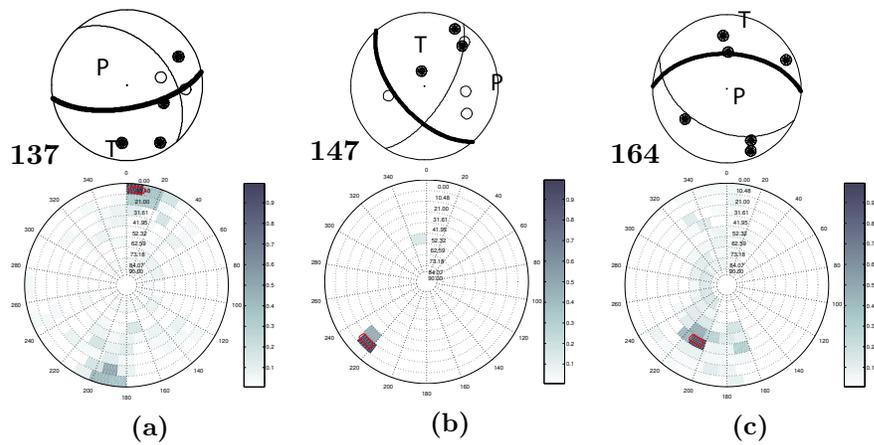


Mécanismes au foyer représentatifs comparés à la densité de pôles pour chaque multiplet. (a) Multiplet 942. (b) Multiplet 951. (c) Multiplet 968.

B.3 Multiplets sous le Golfe de Corinthe



Mécanismes au foyer représentatifs comparés à la densité de pôles pour chaque multiplet. (a) Multiplet 101. (b) Multiplet 112. (b) Multiplet 119. (d) Multiplet 125. (e) Multiplet 126. (f) Multiplet 128. (g) Multiplet 129. (h) Multiplet 135.



Mécanismes au foyer représentatifs comparés à la densité de pôles pour chaque multiplet. (a) Multiplet 137. (b) Multiplet 147. (c) Multiplet 164.

Annexe C

MOMAG

MOMAG est un lot de programmes conçus et développés pour automatiser le calcul du moment sismique, M_0 , et de la magnitude de moment, M_w , associée, pour des tremblements de terre localisés par des procédures standard. Ce chapitre est principalement la traduction du rapport écrit dans le cadre du projet européen AEGIS (Deliverable 5.4) qui décrit la théorie et sa mise en œuvre.

C.1 Magnitude de moment

La magnitude est la grandeur la plus importante d'un séisme après les coordonnées hypocentrales. Il existe plusieurs magnitudes, mais la plus intéressante du point de vue de la physique est la magnitude de moment, car elle est directement proportionnelle au logarithme du moment sismique [Kanamori, 1977], qui est proportionnel à l'énergie de rayonnement d'un séisme. Ce dernier s'estime à partir du spectre du sismogramme d'onde P ou S [Brune, 1970], dont le calcul est fondamental pour les études de la source sismique, car il est relié aux paramètres physiques qui caractérisent la source.

Nous allons d'abord définir brièvement les notions théoriques qui sont utilisées dans le calcul du moment sismique, M_0 et de la magnitude de moment, M_w . Puis nous présenterons la méthode utilisée et l'algorithme développé: MOMAG.

C.1.1 Moment sismique

Une source sismique est définie comme un glissement sur un plan de faille et peut être considérée comme une source ponctuelle si les observations sont faites en champ lointain, c'est-à-dire à une distance plus grande que la longueur de la source et pour des périodes d'ondes sismiques irradiées plus grandes que la durée de rupture. C'est la situation prédominante en sismologie, en effet les stations sont rarement assez proches d'une source pour pouvoir considérer le cas du champ proche. Pour une microsismicité enregistrée par un réseau local, le cas du champ lointain se vérifie systématiquement, car les dimensions des sources sont de l'ordre de $0.03 - 1 \text{ km}$, ce qui correspond à des séismes de magnitude $1 - 4$, et la distance source-stations est dans la plupart des cas d'au moins $4 - 5 \text{ km}$.

Pour la suite nous nous plaçons dans le cas d'une approximation en champ lointain, dans lequel un séisme est décrit par une source ponctuelle, représentée par un double couple de forces, figure C.1.

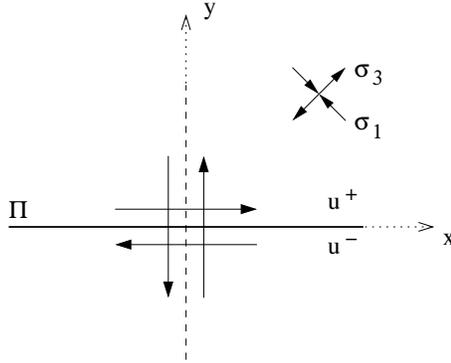


Fig. C.1: Double couple de forces appliqué sur un plan de faille Π , se trouvant dans le plan (x, z) . Un pulse de contrainte initie le déplacement u , de direction opposée de part et d'autre de la faille, ce qui provoque un cisaillement. La représentation équivalente d'une source, exprimée par les contraintes principales, σ_1 et σ_3 , est illustrée dans le coin en haut à droite.

Le champ de déplacement du sol généré par une telle source s'écrit [e.g. Lay and Wallace, 1995]:

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{F\mu A}{4\pi\rho c^3 r} \dot{u}(t - r/c) \hat{\mathbf{n}}, \quad (\text{C.1})$$

où $u_i(\mathbf{x}, t)$ est le déplacement dans la direction i causé par l'onde se trouvant en \mathbf{x} au temps t , F le diagramme de radiation et μ le module de cisaillement, A est la surface de faille qui a glissé, ρ la densité de la roche et c la vitesse des ondes, r est la distance entre la source et la station, $\dot{u}(t - r/c)$ la vitesse moyenne de déplacement sur la surface A au temps $(t - r/c)$ et $\hat{\mathbf{n}}$ la direction de déplacement de la particule. En intégrant et en réorganisant, on obtient l'expression du moment sismique scalaire, M_0 , dans un demi-espace homogène,

$$M_0 = \frac{4\pi\rho c^3 r}{F} \int_0^\infty u_i(\mathbf{x}, t) dt = \mu \bar{u} A. \quad (\text{C.2})$$

Le moment sismique est donc proportionnel à l'intégrale du déplacement du sol et mesure le moment du double couple du séisme provoqué par du glissement sur la faille. A son tour l'intégrale du déplacement est égal au coefficient de Fourier à la fréquence zéro de la transformée de Fourier d'un signal causal,

$$U(\omega = 0) = \int_0^\infty u(t) e^{-i0t} dt = \int_0^\infty u(t) dt = \Omega_0, \quad (\text{C.3})$$

Considérant l'équation C.2, en remplaçant l'intégrale par ce dernier résultat, on obtient l'équation du moment sismique en fonction de l'amplitude spectrale du déplacement à la fréquence zéro, Ω_0 , [Brune, 1970],

$$M_0 = \frac{4\pi\rho c^3 r}{F} \Omega_0 \quad (\text{C.4})$$

Par conséquent, en calculant le spectre du déplacement, il est possible d'estimer le moment sismique d'un séisme.

Comme les séismes ont une durée limitée et les sismogrammes sont une représentation discrète du déplacement du sol, la valeur d'amplitude à la fréquence zéro n'est pas disponible.

Cependant, une estimation de la valeur de Ω_0 est obtenue par l'extrapolation du spectre vers la fréquence zéro. Les modèles théoriques de la source [e.g. Haskell, 1964; Brune, 1970; Madariaga, 1976], tout comme les observations, montrent que le spectre du déplacement d'une source sismique est constitué d'un plateau aux basses fréquences et d'une décroissance généralement proportionnelle à ω^{-2} aux hautes fréquences (Fig. C.2). La fréquence à laquelle le comportement du spectre change est appelée la fréquence coin, f_c , qui correspond à la durée de rupture de la source sismique. A partir du graphe (Fig. C.2a), on remarque que l'extrapolation du spectre vers les basses fréquences permet d'obtenir une estimation de Ω_0 .

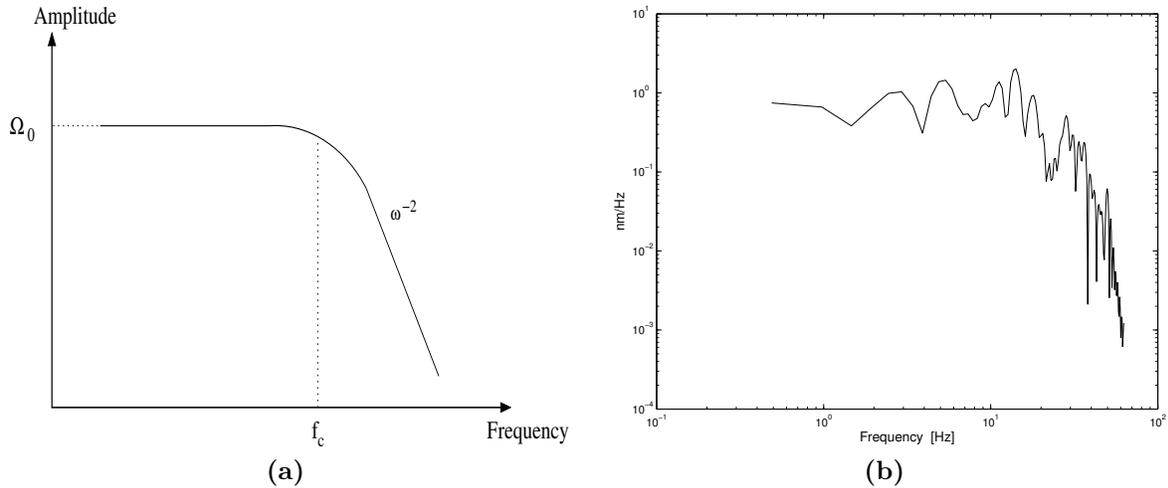


Fig. C.2: (a) Schéma illustrant un spectre en déplacement théorique. Ω_0 est la valeur limite de l'amplitude du spectre en déplacement, quand la fréquence tend vers zéro, et f_c la fréquence coin. (b) Spectre en déplacement du séisme enregistré par la composante verticale de la station TEM (CRLNET) le 2001.04.13 à 08h00m50s.

L'extrapolation du plateau implique la détection de la fréquence coin. Dans la pratique cela peut se révéler une tâche délicate, qui dépend de la fonction de transfert du sismogramme et de la taille de la source. Cela est particulièrement vrai pour le calcul de la magnitude des séismes de taille modérée à grande, à partir de sismogrammes de stations courte période. Ces instruments correspondent généralement à des filtres passe-haut avec des fréquences propres autour de $1 - 2 \text{ Hz}$ et ne conviennent pas à l'estimation de la magnitude des séismes importants. Par exemple, si l'on considère une vitesse de rupture ($V_r = 0.8V_\beta$) de 2.5 km/s et si la dimension de la source est $> 1.25 \text{ km}$, la fréquence coin est plus petite que la fréquence propre, 2 Hz , et, par conséquent, le plateau sera difficilement identifiable. Si, toutefois, dans ce cas une estimation de la magnitude est faite, celle-ci sera souvent sous-estimée, car la décroissance naturelle du spectre en déplacement sera faussement interprétée comme du bruit de basse fréquence, comme cela est prévu par la déconvolution de la réponse instrumentale.

Pour des sismomètres dont la fréquence propre est de 2 Hz , la magnitude la plus grande qui puisse être estimée est environ $M_w = 4$ et dépend de la taille et de la vitesse de rupture réelles. Afin d'éviter une estimation erronée, il est utile de faire une comparaison avec les résultats obtenus à partir de sismogrammes de stations large-bande, pour lesquels la limitation discutée est repoussée à des magnitudes qui dépassent celles observées sur la terre.

C.1.2 Relation entre le moment sismique et la magnitude de moment

Ayant défini le moment sismique, il est possible de définir la magnitude de moment. En effet, Kanamori [1977] a établi une loi empirique qui met en relation le moment sismique M_0 et une magnitude correspondante, appelée magnitude de moment, M_w , qui s'écrit,

$$M_w = 0.67 \log(M_0) - 6. \quad (\text{C.5})$$

Cette loi étend l'échelle de magnitude de Gutenberg et Richter, M_s , pour les séismes les plus grands, c'est-à-dire ceux dont la dimension de source est approximativement $> 100 \text{ km}$ [Kanamori, 1977].

C.2 Calcul de la magnitude de moment

En pratique, le calcul de la magnitude de moment dépend du type de sismomètre qui a enregistré les séismes, car la réponse instrumentale et le filtre passe-haut varient selon le sismomètre et ses caractéristiques. Le calcul de magnitude mis en œuvre pour cette étude a été développé pour être utilisé avec les données du réseau CRLNET, dont les stations sont composées de sismogrammes sensibles à la vitesse du sol et dont la fréquence propre est de 2 Hz , sont toutes les mêmes¹.

La méthode employée consiste à calculer les spectres en déplacement à partir des sismogrammes enregistrés par les composantes verticales et d'en retirer, par déconvolution, la réponse instrumentale [Brune, 1970]. Cette dernière est calculée en utilisant les pôles et zéros, suivant Scherbaum [1996],

$$T(i\omega) = C \frac{\prod_{k=1}^L (i\omega - z_k)}{\prod_{k=1}^M (i\omega - p_k)} \quad (\text{C.6})$$

où C est la constante du sismomètre, ω la fréquence, z_k les zéros et p_k les pôles. Ainsi pour un sismomètre sensible à la vitesse du sol avec deux zéros et deux pôles la réponse spectrale en vitesse s'écrit,

$$T(i\omega) = C \frac{(i\omega)^2}{(i\omega - p_1)(i\omega - p_2)} \quad (\text{C.7})$$

et en faisant usage de la paire de Fourier concernant la dérivée², on obtient l'expression pour une réponse spectrale en déplacement du sismomètre,

$$T(i\omega) = C \frac{(i\omega)^3}{(i\omega - p_1)(i\omega - p_2)} \quad (\text{C.8})$$

Les réponses spectrales en déplacement et en vitesse d'un sismomètre Mark Products L22 sont montrées sur la figure C.3.

La déconvolution de la réponse instrumentale est effectuée dans le domaine fréquentiel, afin de simplifier l'opération qui est ainsi réduite à une simple division du spectre du signal, par la

¹Une version de ce programme utilisable avec des données issues d'un réseau de stations différentes existe également.

² $ds(t)/dt \Leftrightarrow i\omega \cdot S(i\omega)$

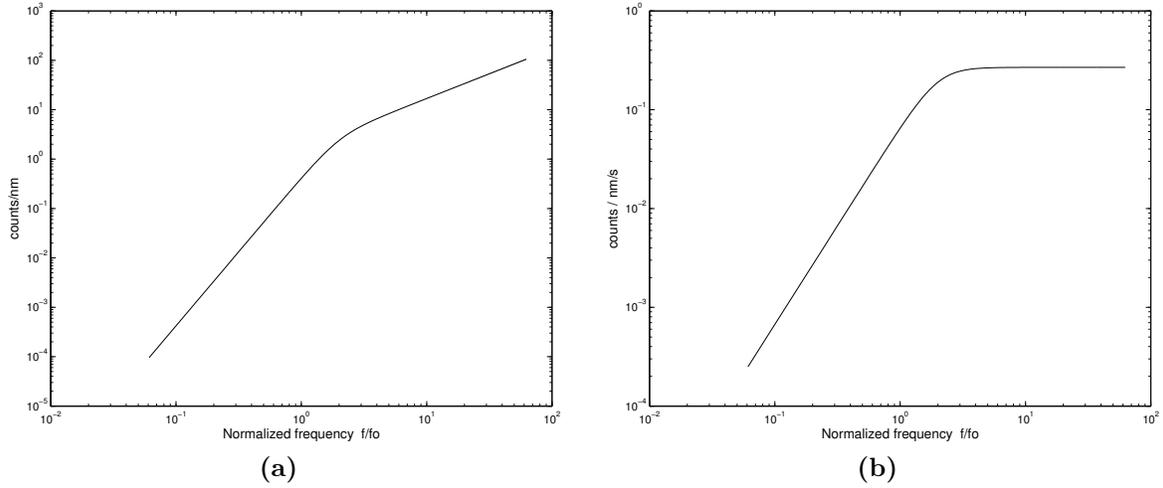


Fig. C.3: (a) Graphe log-log de la réponse spectrale en déplacement du sismomètre L22. (b) Graphe log-log de la réponse spectrale en vitesse du même sismomètre.

réponse spectrale de l'instrument. Le résultat de cette opération est cependant sérieusement affecté par du bruit aux basses fréquences causé par la sensibilité du sismomètre qui est limitée à une bande de fréquence finie. Par exemple, les sismomètres L22 restituent sans distorsion la vitesse du sol seulement à des fréquences plus grandes que la fréquence propre (Fig. C.3). C'est pourquoi, pour réduire le bruit, un filtre passe-haut doit être appliqué au spectre en déplacement après la déconvolution. A cet effet un filtre de type Butterworth de second ordre est utilisé,

$$B(i\omega) = \frac{(i\omega)^2}{(i\omega)^2 + \sqrt{2}i\omega\omega_0 + \omega_0^2} \quad (\text{C.9})$$

où ω_0 est la fréquence coin du filtre.

Le moment sismique est ensuite estimé avec l'équation (C.4)³, en faisant l'hypothèse que la moyenne des premiers coefficients de Fourier⁴ est égale à la limite de l'amplitude spectrale pour ω tendant vers zéro, Ω_0 . Les valeurs utilisées pour les autres paramètres sont résumées dans le tableau C.1. Enfin, M_w est estimé via la définition proposée par Kanamori [1977], équation (C.5)⁵.

C.2.1 Atténuation des ondes de volume

L'atténuation des ondes sismiques exprime la perte d'énergie de celles-ci lors de leur trajet entre la source et la station, due à l'inélasticité du milieu traversé, à la diffraction des ondes et à l'expansion géométrique du front d'onde. L'inélasticité est causée par des dislocations à petite échelle dans les cristaux ou bien par la friction interne ou encore par le mouvement de

³p. 364.

⁴En considérant un signal de 256 points au total, le premier coefficient de Fourier correspond à une fréquence de $f_1 = 0.488 \text{ Hz}$ par conséquent, pour l'estimation du moment sismique, les coefficients d'indice 4 à 10 sont considérés, ce qui correspond la bande de fréquence 1.952 – 4.88 Hz.

⁵p. 366.

Tab. C.1: Paramètres pour l'estimation du moment sismique. ρ est la densité de la roche, c_P la vitesse des ondes P et F_P le diagramme de radiation des ondes P, R est le coefficient de réflexion des ondes à la surface et f_c la fréquence coin du filtre passe-haut.

Paramètre	Valeur
ρ [kg/m^3]	2730
c_P [m/s]	6000
F_P	0.52
R	1-2
f_c [Hz]	1.5

fluides interstitiels, alors que la diffraction induit une redistribution de l'énergie des ondes par des réflexions et réfractions sur les hétérogénéités du milieu [Lay and Wallace, 1995]. Quant à l'expansion géométrique des fronts d'onde, elle provoque une redistribution de l'énergie sur une surface plus grande en fonction du temps de parcours. La considération de tous ces phénomènes possibles est compliquée et n'est pas encore totalement comprise par conséquent, l'atténuation est généralement prise en compte de façon macroscopique et exprimée par le facteur de qualité, $Q(f, r)$, [Lay and Wallace, 1995]

$$Q(f, r) = \exp\left(\frac{-\pi f r}{Qc}\right), \quad (C.10)$$

où f est la fréquence, r la distance hypocentrale, Q le coefficient d'atténuation et c la vitesse des ondes. Ce facteur est fonction de la fréquence et dépend fortement de la composition ainsi que de la structure tridimensionnelle du milieu séparant la source et la station.

L'effet de l'atténuation sur le calcul de la magnitude de moment est de provoquer une sous-estimation de celle-ci, à cause de la baisse générale de l'amplitude spectrale qu'elle génère. Cette baisse est cependant plus importante aux hautes fréquences, ce qui cause une décroissance du spectre plus importante que celle prédite par la théorie. En outre, l'atténuation est 2 à 3 fois plus faible pour des ondes de compression que pour des ondes de cisaillement [*e.g.* Abercrombie, 1995]; elle dépend de la distance parcourue par les ondes, de sorte que pour les séismes dont les distances hypocentrales sont petites ($< 20 km$), les spectres sont peu, voire pas du tout, influencés par l'atténuation. Par conséquent, dans une étude locale de la microsismicité, l'utilisation des spectres de déplacement, calculés à partir des sismogrammes des composantes verticales des stations, réduit au maximum l'influence de l'atténuation sur l'estimation de la magnitude.

Bien que les effets de l'atténuation sur l'estimation de la magnitude soient reconnus, il est difficile de les quantifier précisément et cela requiert une étude à part entière. C'est pourquoi, en plus de l'aspect local de l'étude menée et le fait que la magnitude est calculée en utilisant les ondes de compression, l'atténuation des ondes irradiées n'est pas prise en compte dans le calcul de la magnitude de moment effectué.

C.3 Validation de l'algorithme

Pour valider la méthode et l'algorithme, nous les avons testés⁶ sur le séisme d'Agios Ioanis, $M_w = 4.2$, du 8 avril 2001, qui a eu lieu à 6 km au sud de la ville d'Aigion (*cf.* Fig. 3.3, p. 60). Une estimation de la magnitude a été faite en utilisant les stations du CRLNET ainsi que la station large bande SER. Cette dernière permet de vérifier les résultats obtenus avec les stations courte période du CRLNET qui sont à la limite de la résolution pour un séisme de la taille de celui étudié.

Les résultats sont présentés sur la figure 3.10, qui montre les spectres de déplacement estimés à partir des enregistrements de la station SER (3.10a) et des stations CRLNET (3.10b). En supposant une vitesse des ondes P égale à 6 km/s et une densité de 2500 kg/m³, les données large bande indiquent un moment sismique et une magnitude de moment de respectivement $M_0 = 1.084 \cdot 10^{15}$ Nm et de $M_w = 4.1$, alors que les sismogrammes des stations courte période indiquent un moment sismique $M_0 = 0.4 \cdot 10^{15} - 3.4 \cdot 10^{15}$ et une magnitude de moment entre $M_w = 3.8 - 4.4$ (Table 3.2, p. 65). La magnitude de moment exprimée en tant que moyenne des estimations individuelles, faites à partir des données de courte période (Fig. 3.10b et Tab. 3.2), est $M_w = 4.2$ et en très bon accord avec l'estimation faite à partir des données large bande et de la magnitude, $M_w = 4.3$, donnée par Zahradník et al. [2004] pour ce séisme.

Tab. C.2: Magnitudes des 13 séismes pour lesquels $M_w \geq 3.5$. La deuxième colonne donne la magnitude de moment, M_w , calculée avec MOMAG, la troisième donne la magnitude du catalogue NEIC et les deux dernières indiquent respectivement le type de magnitude et le laboratoire qui l'a calculée. M_L =Magnitude locale; M_D =Magnitude de durée; m_b =Magnitude calculée à partir des ondes de volume.

N° Séisme	MOMAG	NEIC	Magnitude	Labo
1	3.55	3.5	M_L	ATH
2	3.77	4.5	m_b	USGS
3	3.54	3.5	M_D	ATH
4	3.65	3.5	m_b	USGS
5	3.57	3.5	M_L	ATH
6	3.51	3.3	M_L	ATH
7	3.71	4.0	m_b	USGS
8	3.76	3.6	M_D	ATH
9	4.13	4.1	m_b	USGS
10	3.87	4.1	m_b	USGS
11	3.62	3.7	M_L	ATH
12	3.53	3.5	M_D	ATH
13	4.10	4.4	M_L	ATH

Pour treize séismes dont la magnitude de moment a été estimée $M_w \geq 3.5$ ⁷, une comparaison avec les estimations du catalogue NEIC est donnée dans la table C.2. Mis à part pour le séisme numéro deux (Agios Ioanis), les estimations de MOMAG ne diffèrent pas des valeurs

⁶Pour plus de détails voir section 3.3.2, p. 62

⁷*cf.* section 3.3.2, p. 62.

listées dans le catalogue NEIC de plus de 0.3 points et cela quelque soit la méthode de calcul adoptée.

A la lumière de ces exemples, bien que nous n'ayons pas pris en considération l'atténuation et que parfois la limite de la résolution soit atteinte, nous pouvons confirmer que le calcul du moment sismique et de la magnitude de moment pour la sismicité locale avec MOMAG est satisfaisant.

C.3.1 Comparaison avec le spectre de bruit

Nous avons vérifié que le niveau du bruit dans les sismogrammes soit assez bas, afin de ne pas influencer l'estimation de la magnitude. La figure C.4 montre que c'est effectivement le cas pour un séisme pris comme exemple. En effet, autour de la fréquence coin il y a une différence d'au moins deux ordres de grandeur en amplitude.

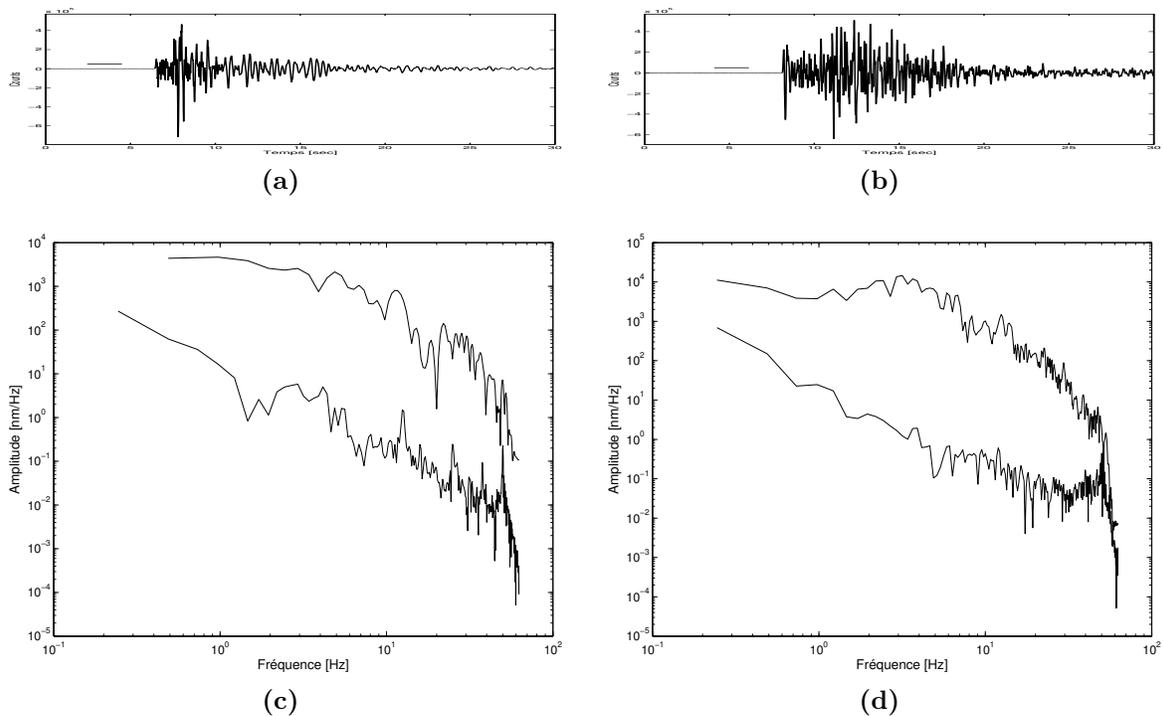


Fig. C.4: Séisme du 31.05.2001, 09:42:13 de magnitude $M_w = 4.1$. (a) Sismogramme de la composante verticale de la station TEM. Le trait noir indique l'intervalle de temps choisi pour estimer le spectre en déplacement du bruit. (b) Idem pour la station PSA. (c) Spectre en déplacement du sismogramme enregistré par TEM, calculé à partir des ondes P. En haut le spectre des ondes de compression et en bas celui du bruit. (d) Idem pour la station PSA.

C.4 Procédure et programmes

Cette section explique la procédure et les détails concernant les programmes développés. Les noms des exécutables sont écrits en *gras et italique*, les arguments aux fonctions sont

écrits en *italique* et les divers types de fichiers, s'ils ne sont pas nommés exhaustivement, ils sont exprimés par leur extension entre parenthèses, *e.g.* (*.SAC).

C.4.1 Procédure

La procédure générale du calcul est illustrée schématiquement sur la figure C.5. La première étape consiste à rassembler l'information nécessaire pour chaque rai sismique, qui ensuite est écrite dans deux fichiers. Le fichier (*.ami) contient, pour chaque rai, les coordonnées hypocentrales de la source, l'azimut et l'angle d'émergence du rai ainsi que les coordonnées de la station. Quant au fichier (*.aml), généré par le script *momagin.pl*, il contient le nom des fichiers des traces sismiques correspondant aux rais listés dans le fichier (*.ami). Ces fichiers sont utilisés en entrée par le programme *momag.m* (Matlab).

La deuxième étape consiste à calculer le moment sismique et la magnitude de moment avec le programme *momag.m*. C'est sur la base du fichier (*.aml) que les données brutes, composées des traces sismiques en format SAC, sont lues et traitées. C'est dans ce programme que les paramètres du calcul doivent être édités.

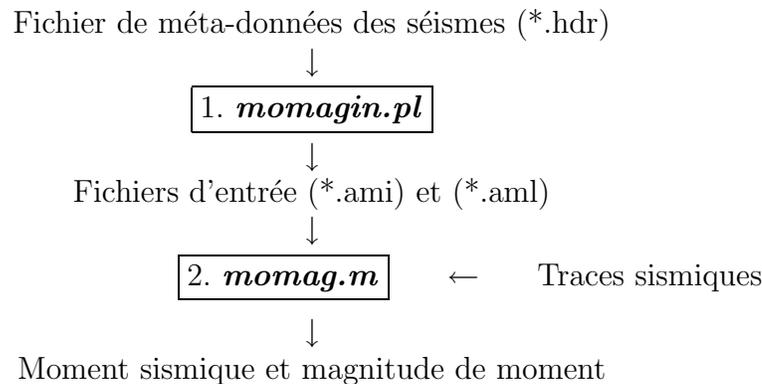


Fig. C.5: Procédure du calcul automatisé de la magnitude de moment.

C.4.2 Programmes

Dans cette section nous allons présenter les deux programmes et détailler leur utilisation pratique en termes d'arguments, de fichiers d'entrée et de sortie et de ligne de commande.

Programme *momagin.pl*

Ce programme est un script écrit en PERL et génère les deux fichiers d'entrée pour le code *momag.m*.

1. Commande: *momagin.pl* [*cha*] [*list*] [*station*] [*output*]

2. Entrée: liste des séismes et des stations
3. Sortie: catalogue des méta-données, (*.ami), et liste des sismogrammes, (*.aml)

Les *arguments* de la ligne de commande spécifient,

- *cha*: la composante du sismomètre qui va être employée. 0 = Z
- *list*: le fichier qui contient les noms (uid=unique identification) des séismes, qui doivent être égaux aux noms des fichiers (*.SAC).
- *station*: le fichier qui contient le nom des stations et leur coordonnées en kilomètres UTM. Il doit être formaté en colonnes comme suit: nom de la station, latitude [*km*], longitude [*km*], altitude [*m*].
- *output*: le nom du fichier de sortie, sans le suffixe.

Chaque ligne des deux fichiers de sortie correspond à un rai. Le premier (*.ami) contient les coordonnées hypocentrales du séisme qui à émis le rai ainsi que celles de la station et l’azimut et l’angle d’émergence du rai. Le deuxième fichier (*.aml) contient le nom du sismogramme qui correspond au rai.

Programme *momag.m*

C’est une fonction Matlab qui calcule le moment sismique et la magnitude de moment à partir de la liste des sismogrammes du fichier (*.ami).

1. Commande: $[Mo, Mw] = \mathbf{momag}$
2. Entrée: méta-données et noms des sismogrammes: fichiers (*.ami) and (*.aml).
3. Sortie: M_0 et M_w dans les variables Matlab, respectivement Mo et Mw.

Comme *momag.m* est une fonction Matlab, elle doit être lancée depuis la console Matlab. Cette fonction n’a pas besoin d’arguments d’entrée, par contre il y a deux variables, nommées “file” et “E”, qui doivent être éditées dans le code⁸ pour être en accord avec le système de fichiers.

Paramètres Il y a plusieurs paramètres qui doivent également être édités dans le programme *momag.m* en fonction des propriétés du signal, du sismomètre, du filtre et du trajet suivi par les rais. Une plus ample description est donnée dans la section C.1 (*p.* 363).

Caractéristique du signal

- w: Type d’onde
- scut: Début du signal; nbre de points avant l’arrivée du signal
- ecut: Nombre total de points du signal coupé
- p: Pourcentage de l’apodisation
- zp: Nombre de points utilisé pour le “zero-padding”
- dt: Pas d’échantillonnage
- N: Demi longueur du signal coupé

⁸*momag.m.*: lignes 43 et 44

Caractéristiques du sismomètre

- f_0 : Fréquence propre du sismomètre [Hz]
D: Facteur d'atténuation du sismomètre
np: Nombre de pôles
nz: Nombre de zéros
A: Constante de normalisation du sismomètre [$count/nm/s$]
opt: Type de réponse en fréquence: 0=déplacement; 1=vitesse; 2=accélération

Caractéristiques du filtre

- f_c : Fréquence coin [Hz]

Paramètres du calcul de la magnitude de moment

- vel: Vitesse de l'onde P ou S [m/s]
den: Densité [kg/m^3]
radpat: Diagramme de radiation de l'onde P ou S
cf: Coefficient de réflexion à la surface libre pour l'onde P ou S