HAL
open science

La chaîn de collision continentale du Zagros (Iran): Structure lithosphérique par analyse de données sismologique

Ayoub Kaviani

To cite this version:

Ayoub Kaviani. La chaîn de collision continentale du Zagros (Iran): Structure lithosphérique par analyse de données sismologique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2004. Français. NNT : . tel-00006897

HAL Id: tel-00006897

https://theses.hal.science/tel-00006897

Submitted on 15 Sep 2004

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

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

OBSERVATOIRE DES SCIENCES DE L'UNIVERS DE GRENOBLE

et

LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

Thèse

présentée par

Ayoub KAVIANI

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'Université Joseph Fourier - Grenoble I

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

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers – Terre Solide**

La chaîne de collision continentale du Zagros (Iran) : structure lithosphérique par analyse de données sismologiques

Date de soutenance : 26 juillet 2004

Composition du Jury :

M. P. H. Leloup	Examinateur	CR CNRS, Université Claude Bernard, Lyon
M. B. Meyer	Rapporteur	Professeur, Université Paris 6
M. M. Mokhtari	Examinateur	Assistant Professor, IIEES, Téhéran
Mme A. Paul	Directeur de thèse	DR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
M. G. Poupinet	Examinateur	DR CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble
M. G. Wittlinger	Rapporteur	Professeur, Université Louis Pasteur, Strasbourg

Résumé

La chaîne du Zagros située sur la marge septentrionale de la plaque Arabie, est l'une des plus jeunes chaînes de collision continentale. Elle a été structurée par la collision de la plaque Arabie avec le microcontinent d'Iran central. Une expérience sismologique, appelée « Zagros 2000-2001 », a été réalisée dans le cadre d'une collaboration entre le LGIT et l'IIEES pour étudier la structure lithosphérique sous cette chaîne de collision et une partie du bloc d'Iran central. Le jeu de données de cette expérience nous a permis de caractériser la structure de la croûte et du manteau lithosphérique sous le réseau de stations.

Les variations de l'épaisseur de croûte ont été mises en évidence par analyse en fonctions récepteur. Elles sont caractérisées par un sur-épaississement maximum de 20 km sur une largeur d'environ 100 km immédiatement au nord-est du MZT (« Main Zagros Thrust »). Une épaisseur moyenne de croûte de 45 km a été trouvée sous le Zagros et de 40 km sous l'Iran central. Nous avons ensuite proposé un modèle de croûte, contraint par la géométrie du Moho tirée de l'analyse en fonctions récepteur, qui est aussi compatible avec les données gravimétriques. Le sur-épaississement est interprété comme lié à un redoublement crustal avec chevauchement de la croûte d'Iran central sur celle du Zagros le long du MZT.

L'inversion de plus de 5000 temps d'arrivée P télésismiques nous a permis de caractériser la structure du manteau supérieur jusqu'à 350 km de profondeur. Les résultats de cette inversion montrent un manteau supérieur rapide sous le Zagros et lent sous l'Iran central. Ceci peut être lié à une augmentation de la température du manteau lithosphérique sous l'Iran central. La présence d'un manteau lent et léger sous l'Iran central peut expliquer la haute altitude moyenne du plateau iranien.

L'analyse de la biréfringence des ondes S télésismiques montre une différence majeure entre la lithosphère du Zagros et celle de l'Iran central en terme d'anisotropie sismique. Cette analyse met en évidence l'absence de biréfringence des ondes S télésismiques sous le Zagros par opposition à l'Iran central. D'autre part, aucun lien n'est observé entre la direction de l'axe rapide de la biréfringence observée en Iran central et le déplacement actuel relatif ou absolu des plaques. La biréfringence observée doit donc avoir son origine dans une anisotropie gelée dans la lithosphère du bloc d'Iran central liée à un épisode tectonique plus ancien que la collision continentale entre les deux plaques.

Abstract

The Zagros mountain belt situated on the northern margin of the Arabian plate, is one of the youngest continental collision belts. This belt was built by the collision of the Arabian plate with the central Iranian micro-continent. A seismological experiment, named "Zagros 2000-2001", was realized in a collaboration between LGIT and IIEES to study the lithospheric structure beneath this collision belt and some part of the central Iranian block. We used the data obtained during this experiment to characterise the structure of the crust and the lithospheric mantle under the station network.

The analysis of receiver functions was used to investigate the variations of the crustal thickness under the network. By this analysis, we have found a thickening of 20 km over a region of about 100 km width located on the northeast side of the MZT ("Main Zagros Thrust"). Average crustal thicknesses of 45 and 40 km were found respectively for Zagros and central Iran. We proposed then a crustal model where the Moho was constrained using the results of the receiver functions analysis. This model is compatible with gravimetric data. The thickening of the crust on the NE side of the MZT is interpreted to be related to overthrusting of the central Iranian crust onto the Zagros crust.

We have also characterised the upper mantle structure to a depth of 350 km by inversion of more than 5000 arrival times of teleseismic P waves. The results of this inversion show a fast upper mantle beneath the Zagros and a slow one beneath central Iran. We may relate the presence of a slow upper mantle beneath central Iran to abnormal high temperature in the lithospheric mantle. The presence of a slow and light mantle beneath central Iran may explain the relatively high elevation of the Iranian plateau.

The analysis of splitting of teleseismic S-waves show that the lithospheres of Zagros and central Iran are different in terms of seismic anisotropy. This analysis underlines the absence of splitting beneath the Zagros as opposed to some regions in central Iran where we observe an average splitting of more than 1 sec. On the other hand, we didn't observe any relation between the direction of the fast axes of the observed splitting and the direction of absolute plate motions. The observed splitting could be produced by some "fossil anisotropy" in the lithospheric mantle of central Iran. This anisotropy may be related to a tectonic episode older than the continental collision between the two plates.

Table des matières

1 Introduction générale **1**

1.1 Expérience sismologique Zagros 2000-2001 2

1.1.1 Réseau de stations 2

1.1.2 Fonctionnement du Réseau 5

1.2 Objectifs et plan de la thèse 6

2 Évolution géodynamique du plateau Iranien **9**

2.1 Introduction 9

2.2 Histoire tectonique régionale avant la collision continentale 15

2.2.1 Protérozoïque et Paléozoïque 15

2.2.2 Mésozoïque 16

2.2.3 Fermeture de la Téthys, collision continentale 19

2.3 Tectonique post-collision 22

2.3.1 Cadre général du Tibet à la Turquie 22

2.3.2 Tectonique post-collision dans le Zagros et au SW de l'Iran central . 25

2.4 Données géophysiques sur la structure lithosphérique du Zagros 30

2.4.1 Epaisseur crustale sous le Zagros, de la plate-forme arabique à l'Iran central 30

2.4.2 Structure du manteau supérieur 34

2.5 Modèles de collision continentale 36

2.6 Conclusion : questions justifiant une expérience de sismologie structurale au travers du Zagros 38

3 Géométrie du Moho sous le Zagros 41

3.1 Imagerie du Moho par fonctions récepteur 42

3.1.1 Principe de l'analyse en fonctions récepteur 42

3.1.1.1 Déconvolution en domaine spectral 45

3.1.1.2 Déconvolution itérative en domaine temporel 46

3.1.1.3 Choix d'une méthode de déconvolution 48

3.1.2 Estimation de la structure crustale à partir des fonctions récepteur 50

3.1.2.1 Détermination du rapport V_P/V_S à partir des FR 50

3.1.2.2 Inversion des fonctions récepteur 54

3.1.2.3 Migration des fonctions récepteur 55

3.1.3 Calcul des fonctions récepteur de l'expérience Zagros 2000-2001 . . 65

3.1.3.1 Préparation des données 65

3.1.3.2 Calcul et tri des fonctions récepteur 66

3.1.4 Présentation des résultats 69

3.1.4.1 Formes d'onde des fonctions récepteur le long du profil . . 73

3.1.4.2 Migration des fonctions récepteur : choix des paramètres . 76

3.1.4.3 Migration des FR : résultats 78

3.1.5 Conclusion de l'analyse en fonctions récepteur 95

3.2 Comparaison avec les données gravimétriques 95

3.3 Synthèse des résultats sur la croûte 102

4 Tomographie télésismique régionale 105

4.1 Introduction 105

4.1.1 Tomographie de temps d'arrivées : principe général 105

4.1.2 Principe de la tomographie télésismique régionale 108

4.2 Tomographie télésismique du Zagros 109

4.2.1 Préparation des données 109
4.2.2 Courbes de résidus 113
4.2.3 Inversion des résidus 115
4.2.3.1 Paramétrisation des modèles 116
4.2.3.2 Résultats des inversions 119
4.2.3.3 Validité des résultats 121
4.3 Discussion : interprétation des résultats 143

5 Anisotropie mantellique à partir de la biréfringence des ondes S 149
5.1 Anisotropie sismique dans la terre 150
5.1.1 Structure cristalline, anisotropie sismique et déformation 150
5.1.2 Localisation de l'anisotropie sismique : croûte, manteau lithosphérique, ou manteau asthénosphérique ? 152
5.1.3 Anisotropie mantellique et processus tectoniques 156
5.2 Biréfringence des phases S sortant du noyau (SKS, SKKS, PKS, ...) 157
5.2.1 Calcul du délai et de la direction de polarisation de l'axe rapide . . 158
5.2.2 Méthode de calcul de δt et ϕ 160
5.3 Mesure de l'anisotropie sous le Zagros et l'Iran central 162
5.3.1 Données et mesures de biréfringence 162
5.3.2 Présentation et interprétation des résultats 168

A Liste de stations 181

B Evénements télésismiques utilisés dans l'analyse des FR et l'étude de tomographie 183

C Fonctions Récepteur aux stations du profil Zagros 2000-2001 187

D Résultats de mesure de la biréfringence 203

Chapitre 1

Introduction générale

L'une des conséquences de la tectonique des plaques est la collision entre deux lithosphères continentales. L'étude des chaînes de montagnes résultant de cette collision permet de mieux connaître les processus impliqués dans la formation et le soutien en altitude de ces chaînes. Les similarités du système plateau iranien - Zagros avec le système plateau tibétain - Himalaya captivent l'attention des chercheurs en sciences de la terre et motivent des études du Zagros. De plus, le Zagros étant l'une des plus jeunes chaînes de collision continentale, on peut supposer que sa structure est restée relativement simple. C'est donc un endroit idéal pour étudier les premiers stades d'une collision. La comparaison des résultats de ce type d'étude avec ceux obtenus sur d'autres zones de collision continentale, notamment le Tibet-Himalaya, permettrait de reconstruire l'histoire passée d'une chaîne ancienne et l'histoire future d'une chaîne jeune. Mais, la structure profonde sous le Zagros et le plateau iranien est beaucoup plus mal connue que celle du système Tibet-Himalaya car très peu de données géophysiques sont disponibles sur la structure profonde sous l'Iran. C'est pour tenter de résoudre ce problème que l'expérience sismologique Zagros 2000-2001, qui est à la base de cette thèse, a été réalisée.

1.1 Expérience sismologique Zagros 2000-2001

Pour palier à ce manque de données sur l'Iran, des efforts importants ont été fournis dans le cadre d'une collaboration franco-iranienne débutée il y a quelques années. Le but de cette collaboration est de collecter des données sismologiques, géodésiques et géologiques afin de mieux connaître la structure lithosphérique et l'état de déformation du plateau iranien et de ses bordures. De nombreuses campagnes sismologiques ont été menées dans cette collaboration, dont l'expérience « Zagros 2000- 2001 ». Dans cette campagne, un profil de plus de 600 km de long, composé de 66 stations sismologiques, a été déployé pendant près de 5 mois de novembre 2000 jusqu'à avril 2001. L'installation de ce profil de stations temporaires a été décidée dans le cadre des coopérations entre le LGIT (Grenoble) et l'IIEES (International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Téhéran). L'objectif principal de la campagne a été de fournir des données sismologiques afin d'étudier la structure lithosphérique de la chaîne du Zagros et d'une partie de l'Iran central. Les données acquises lors de cette mission sont la base de cette thèse.

1.1.1 Réseau de stations

Pour faciliter la logistique, ce profil a suivi les routes reliant les villes, du sud au nord, de Buchehr, Kazerun, Chiraz, Abadeh, Abarqu, Yazd, et Pochte-é-Badam (figure 1.1-b). Première expérience sismologique d'une telle ampleur en Iran, ce profil a traversé toutes les différentes unités géologiques et tectoniques du Sud de l'Iran, depuis le Zagros au sud jusqu'à l'Iran central au nord. Il commence au Golfe Persique et traverse la chaîne de montagne du Zagros. En croisant la grande faille chevauchante du Zagros (MZT), il entre en Iran central. En Iran central, il traverse la zone métamorphique de Sanandaj-Sirjan puis la zone volcanique d'Urumieh-Dokhtar (UDMA).

Le réseau correspond donc globalement à un profil d'orientation N42°E. La localisation et le type de sismomètre installé à chacune des stations sont indiqués sur la figure 1.1. Les coordonnées exactes des stations sont précisées dans l'annexe A. A chaque station sont déployés un sismomètre, un dispositif d'acquisition et d'enregistrement, un récepteur

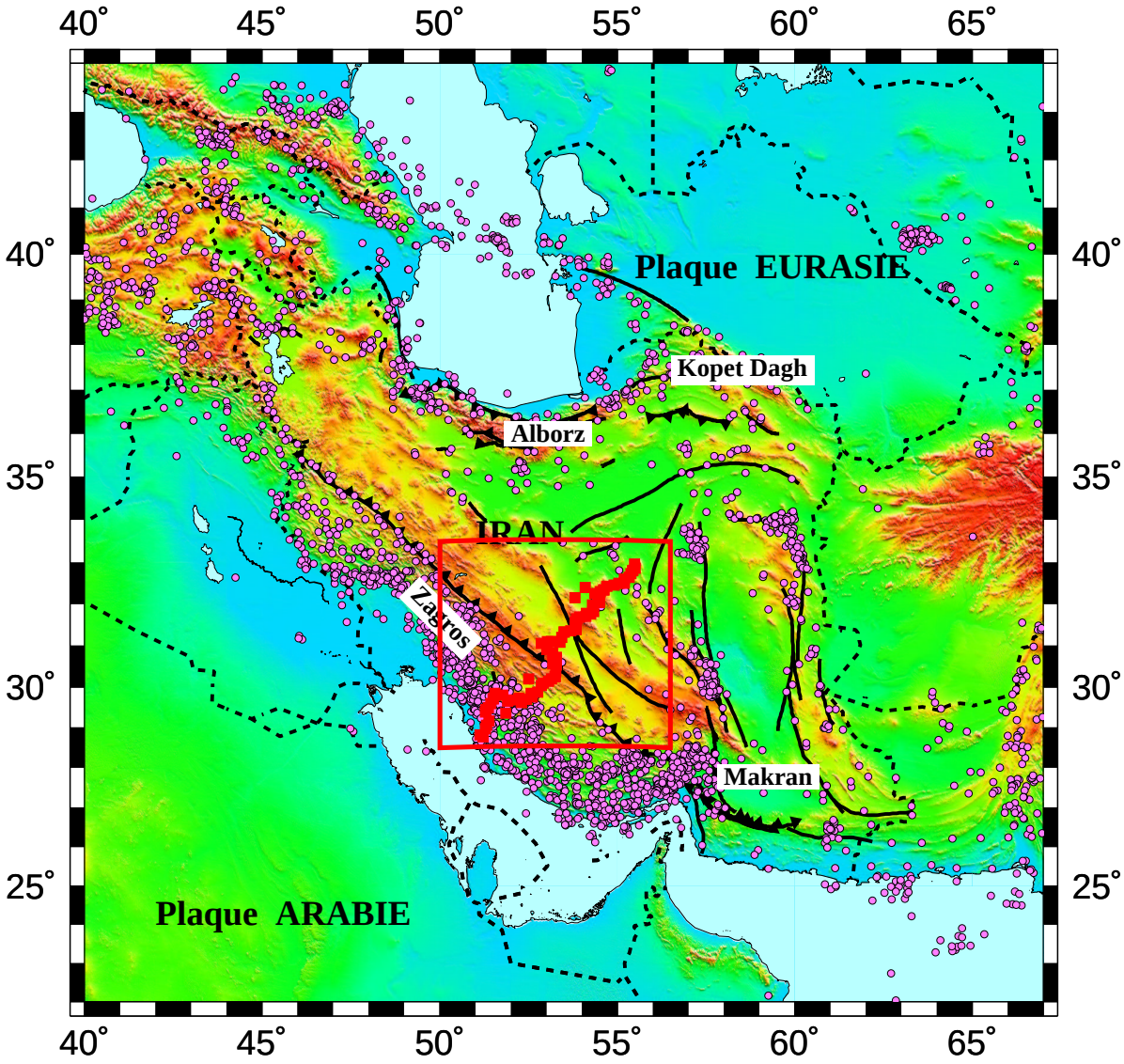


FIG. 1.1 – a) Situation du profil des stations de l'expérience Zagros 2000-2001 sur le plateau iranien. Ce profil, reliant le Zagros à l'Iran central, nous permetra de caractériser la croûte et le manteau supérieur sous ces deux zones. La partie de la carte indiquée par le cadre rouge est zoomée sur la carte montrée en (b).

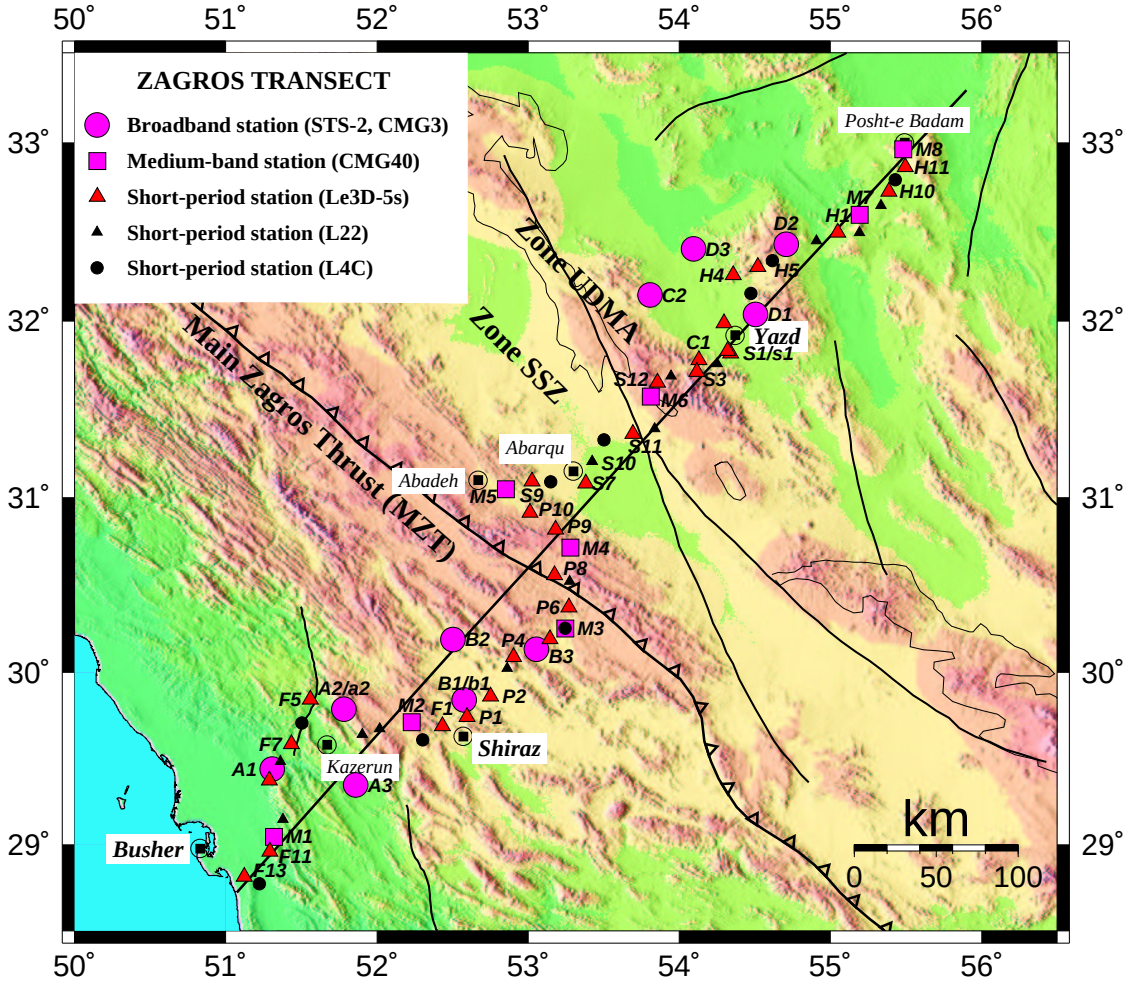


FIG. 1.1 – b) Localisation des stations déployées lors de l'expérience Zagros 2000-2001. Pour rendre la figure lisible, seuls les noms des stations trois composantes sont indiqués. Chaque station est marquée par un signe indiquant le type de sismomètre utilisé. Les différents types de sismomètre sont décrits dans le cadre en haut de la figure à gauche. Les principales villes croisées par le profil, et les grandes unités morphotectoniques de la région sont également indiquées. SSZ est la zone métamorphique de Sanandaj-Sirjan et UDMA désigne la zone magmatique d'Urumieh-Dokhtar. MZT est la grande faille chevauchante du Zagros (Main Zagros Thrust).

horaire GPS, une batterie et des panneaux solaires. Les dispositifs d'acquisition sont de type TITAN et MINITITAN. 10 stations ont été équipées des sismomètres 3-composantes (3-C) de type STS- 2 ou CMG-3 d'une bande passante de 0.01 à 50 Hz, sept de sismomètres 3-C de type CMG-40 (0.017-50 Hz), 27 de sismomètres 3-C de type Le3D-5s (0.2-100 Hz), et les autres de sismomètres 3-C de type L22 (ou chinois, 2 Hz) ou 1-composante L4C (1 Hz). Tous les sites des stations équipées avec les sismomètres STS2, CMG3, et CMG-40 avaient été sélectionnés lors d'une reconnaissance avant l'installation des stations.
Le réseau a été installé pendant trois semaines par quatre équipes, à partir du 16 novembre 2000. Après avoir installé le réseau, j'ai fait des visites régulières et sauvegardé les données. Chaque visite débutait à l'extrémité sud-ouest du profil et durait trois semaines. Toutes les stations ont fonctionné en enregistrement continu durant l'expérience. A chaque visite, nous remplaçions le disque dur plein par un disque vide. Les disques étaient transférés aux deux bases à Chiraz et Yazd pour sauvegarder les données sur PC puis sur bandes magnétiques. Après avoir installé le réseau, nous avons fait quatre visites et nous avons démonté le réseau entre le 1er et le 10 avril 2001.

1.1.2 Fonctionnement du Réseau

La première chose à noter quant au fonctionnement du réseau est qu'au début de l'expérience nous avions installé les sismomètres 3-C chinois à un certain nombre de stations. Mais, en raison du mauvais fonctionnement de ces sismomètres, nous les avons remplacés par des sismomètres 1-C de type L4C au cours des premières visites. De plus, nous n'avons pas pu installer le sismomètre prévu à certaines stations à cause de pannes du sismomètre. La station C1, par exemple, devait être équipée d'un sismomètre CMG-3 qui était en panne et a été remplacé par un sismomètre Le3D-5s. La station M3 équipée au début d'un sismomètre CMG-40 tombé en panne, a ensuite été équipée d'un L4C.
Les systèmes d'acquisition ont bien fonctionné durant l'expérience. Le problème le plus important était lié au déchargement des batteries à un certain nombre de stations à chaque visite. Quant aux sismomètres, nous avons noté qu'à certaines stations 3-C (surtout les

stations équipées par le sismomètre Le3D-5s), les composantes horizontales étaient défectueuses durant une partie ou toute l'expérience. Les enregistrements obtenus à ces stations ne sont donc pas utilisables ni pour l'analyse en fonctions récepteurs ni pour l'étude de la biréfringence. En plus de ces problèmes, il faut noter que nous avons eu beaucoup de problème avec les récepteurs horaires GPS qui n'ont pas bien fonctionné. Puisque les horloges internes des stations dérivent, nous avons besoin d'enregistrer l'heure exacte pour corriger cette dérive. Le récepteur GPS de chaque station mesurait toutes les 6 heures la différence entre l'heure de l'horloge interne et celle fournie par les satellites. Ces différences sont stockées en même temps que le signal sismologique. Lors du pré-traitement des données, ces différences de temps ont été traitées pour obtenir le temps absolu à chaque station. Pour les stations où le récepteur GPS n'a pas fonctionné correctement durant certaines périodes, les données ne sont pas utilisables pour les traitements qui nécessitent un temps absolu comme la tomographie télésismique.

A ces problèmes techniques il faut ajouter les dégâts produits par les personnes ou les animaux. A chaque visite, on notait que certaines stations avaient été touchées (câble de batterie, panneau solaire, ou GPS coupé, sismomètre touché, etc.). De plus, trois stations S7, C1 et H12 ont été volées dont deux n'ont pas été retrouvées.

En résumé, malgré ces quelques problèmes, on peut conclure que l'expérience Zagros 2000-2001 est une campagne réussie en ce qui concerne le fonctionnement des stations et la qualité des données. Pour donner quelques nombres représentatifs, la taille des données brutes enregistrées durant l'expérience (continu, 3-composantes, format Titan et compressé)) est d'environ 200 Go et la taille des données extraites (enregistrements des événements de la base EHDF de l'USGS, format Titan) est de 83 Go, comprenant 2273 événements (magnitude supérieure à 4.5) et environ 125000 enregistrements (nb séismes $\times$ nb stations).

1.2 Objectifs et plan de la thèse

Le traitement des données acquises lors de l'expérience a pour objectif d'apporter des éléments de réponse à un certain nombre de questions concernant l'état de déformation et

la structure lithosphérique du Zagros et de l'Iran central.
Pour caractériser la structure lithosphérique, nous avons utilisé l'analyse en fonctions récepteur et la tomographie télésismique. L'analyse en fonctions récepteur permet de mesurer l'épaisseur de la croûte sous le profil. C'est une méthode basée sur l'utilisation des phases converties au passage manteau supérieur - croûte. La tomographie télésismique permet d'obtenir, à partir des variations de temps de trajet des ondes télésismiques, les perturbations relatives de vitesse des ondes de volume à différentes profondeurs. Afin d'étudier l'état de déformation lithosphérique, nous avons aussi mesuré l'anisotropie sismique de la lithosphère en étudiant la biréfringence des ondes SKS.

Ce travail de thèse a débuté par environ six mois de terrain et plusieurs mois de travail de pré-traitement et de mise en forme des données.
Le manuscrit débutera par la description des caractéristiques majeures de l'histoire géodynamique du plateau iranien. Nous passerons aussi en revue les résultats des précédentes études géophysiques ainsi que les modèles géodynamiques proposés pour expliquer la formation d'une chaîne de montagne comme le Zagros.
Dans la deuxième partie, nous présenterons la méthode d'analyse en fonctions récepteur. Le but principal de cette étude sera la mise en évidence des variations d'épaisseur de la croûte sous le profil. Dans cette partie, nous testerons aussi la géométrie obtenue par les fonctions récepteur en recherchant un modèle de croûte compatible avec les données gravimétriques.
La troisième partie de la thèse sera consacrée à l'étude de la structure lithosphérique par tomographie télésismique. Le but principal de cette partie est de mettre en évidence d'éventuelles différences de vitesse d'onde P entre le manteau supérieur sous le Zagros et l'Iran central.
Dans la quatrième partie, nous étudierons l'anisotropie mantellique par la mesure de la biréfringence des ondes S. Cette étude est destinée à rechercher de possibles différences dans les régimes de déformation des deux plaques, l'Arabie sous le Zagros et l'Iran central.
Enfin, une synthèse de tous les résultats sera présentée dans le chapitre de conclusion.

Chapitre 2

Évolution géodynamique du plateau Iranien

2.1 Introduction

Le plateau Iranien, d'une altitude moyenne de plus de 1000 m, se trouve dans le système orogénique Alpino-Himalayen. Nous voyons sur la figure 2.1 que le plateau Iranien se situe dans une ceinture de forte sismicité qui s'étend des Alpes à l'Himalaya. Cette carte montre une concentration de la sismicité dans des bandes étroites qui correspondent aux contacts entre les microplaques qui se sont rencontrées après la collision de l'Afrique avec l'Eurasie (Jackson & McKenzie, 1984, 1988; Berberian, 1981).

Le plateau iranien se situant entre la plaque Arabie au SW et la plaque Eurasie au NE (figure 2.2) est en contact avec ces deux plaques par la chaîne du Zagros au sud-ouest et la zone de subduction du Makran au sud, et au nord et nord-est par les chaînes de l'Alborz et du Kopet Dagh. En Iran, la sismicité est concentrée dans les chaînes de montagnes de l'Alborz et du Kopet Dagh au nord et du Zagros au sud. La forte concentration de sismicité dans le Zagros se termine au sud-est par la ligne d'Oman qui marque aussi la limite SE de la chaîne du Zagros. La sismicité caractérise bien la différence de régime tectonique actuel entre la chaîne du Zagros et l'Iran central qui sont séparés par le grand chevauchement

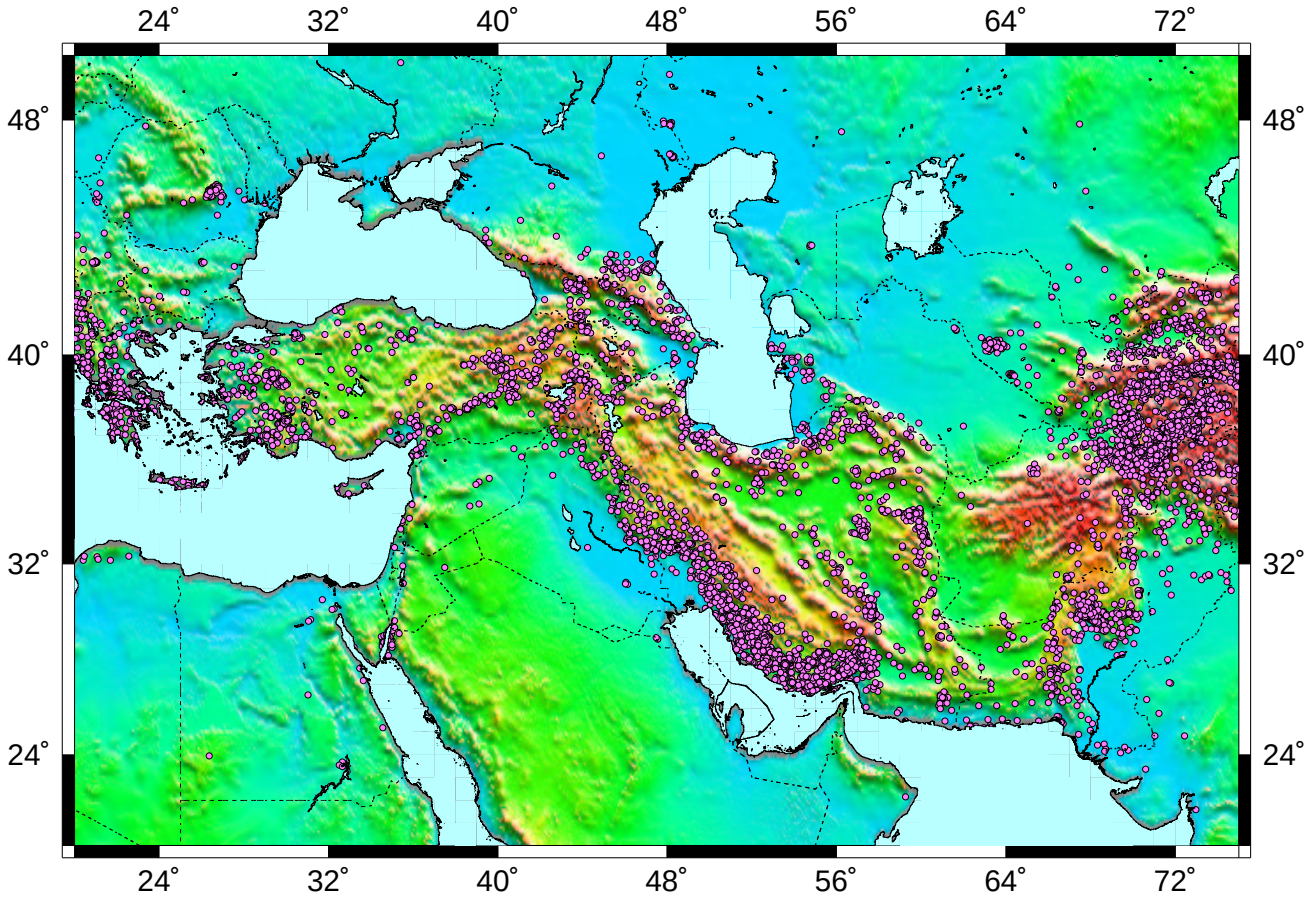


FIG. 2.1 – La chaîne de montagne Alpino-Himalayenne. Le plateau Iranien se trouvant dans cette chaîne est une région de forte sismicité.

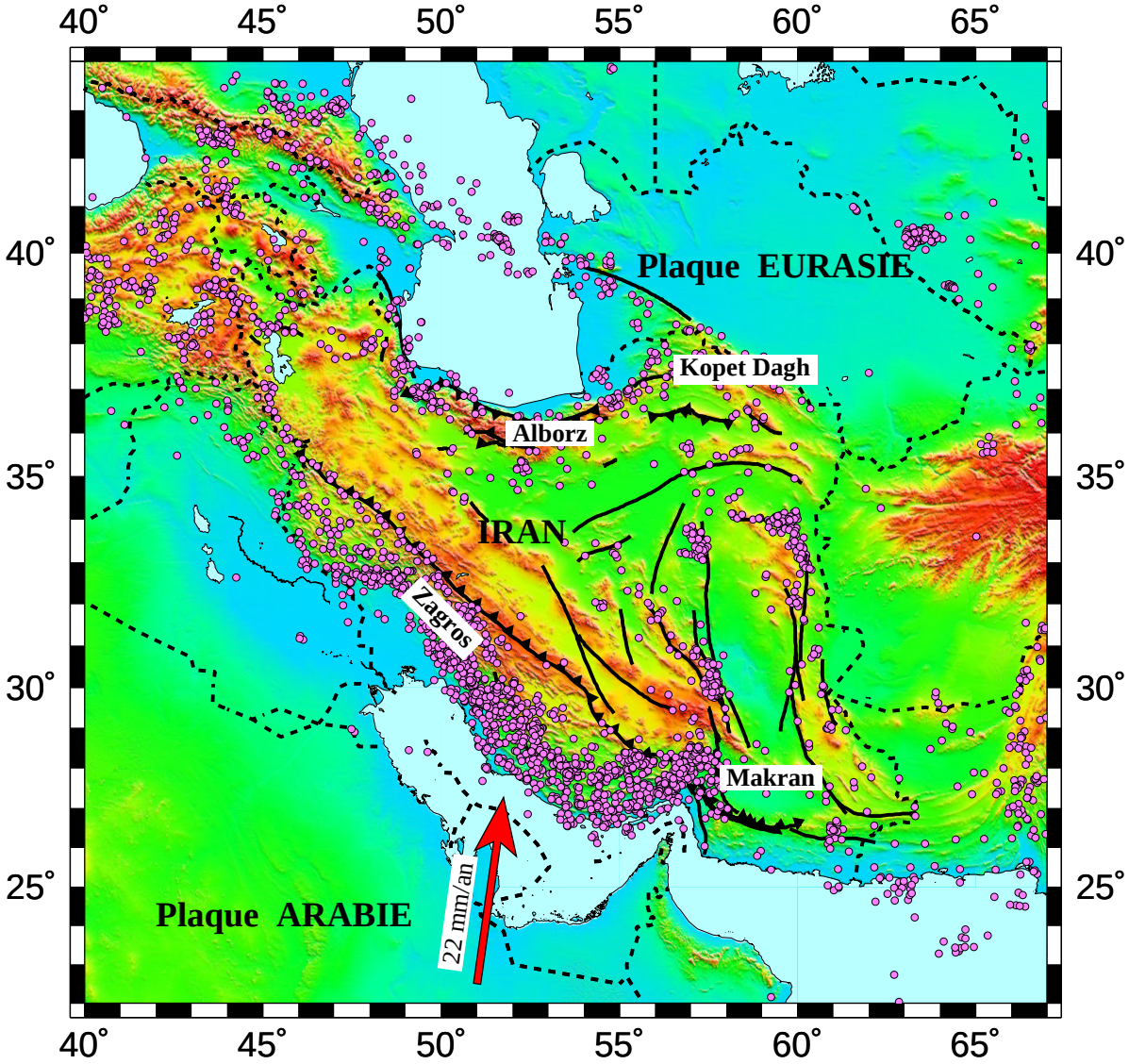


FIG. 2.2 – Le plateau iranien. Ce plateau est en contact avec la plaque Arabie au sud par la chaîne de montagne du Zagros et avec la plaque Eurasie au nord par les chaînes de montagne de l'Alborz et du Kopet Dagh. La sismicité de ce plateau est concentrée plutôt sur ces chaînes de montagne. La flèche montre la vitesse du déplacement de la plaque Arabie vers l'Eurasie mesurée par GPS (Vernant et al., 2004).

du Zagros (« Main Zagros Thrust (MZT) » de Gansser (1955) ou « Main Zagros Reverse Fault (MZRF) » de Berberian (1995)).

Unités structurales principales du plateau Iranien

Des différences fondamentales dans les caractéristiques de la croûte et dans l'âge de la formation du socle permettent de distinguer trois zones principales en Iran séparées l'une de l'autre par des sutures ophiolitiques (Stöcklin, 1977; Davoudzadeh et al., 1997). Ces trois unités sont : (1) Un domaine méridional, caractérisé par une croûte continentale avec un socle cristallisé pendant le Précambrien, recouvert par des niveaux d'age Paléozoïque de type plate-forme. Cette unité comprend la chaîne plissée du Zagros. (2) Un domaine central dont la croûte continentale est interprétée comme un assemblage de fragments marginaux du Gondwana, unis à celui-ci au Paléozoïque, puis détachés au Mésozoïque pour être rattachés à l'Eurasie, et finalement rejoints par les domaines Arabo- Africain du Gondwana au Tertiaire. Ce domaine comprend l'Iran central et l'Alborz. (3) Un domaine septentrional, nettement séparé de l'Iran central par la suture septentrionale de l'Iran, et caractérisé par une croûte continentale incluant des restes plus ou moins cratonisés d'une croûte océanique antérieure (Paléozoïque). Ce domaine représente un fragment marginal de l'Asie centrale dans lequel une déformation alpine récente s'est superposée aux structures hercyniennes ou cimmériennes précoces. Cette unité comprend la chaîne du Kopet Dagh séparant l'Iran central du bloc Turan, et la dépression de la Caspienne méridionale. Puisque nous allons étudier la structure lithosphérique de la chaîne du Zagros et de la bordure sud-ouest de l'Iran central, nous faisons ci-dessous une description plus détaillée des unités morphotectoniques de cette région.

Unités morphotectoniques du Zagros et du SW de l'Iran central

On y distingue trois domaines quasi-parallèles disposés dans la direction NW-SE, soit, du SW au NE respectivement, le domaine sédimentaire du Zagros, la zone métamorphique de Sanandaj- Sirjan (SS) et l'Arc Magmatique d'Urumieh-Dokhtar (UDMA) (Stöcklin, 1968; Ricou, 1977; Alavi, 1994) (figure 2.3).

Domaine sédimentaire du Zagros : Dans ce domaine, une séquence sédimentaire Paléozoïque à Pliocène, dont l'épaisseur varie de 8 à 15 km, couvre les roches métamorphiques

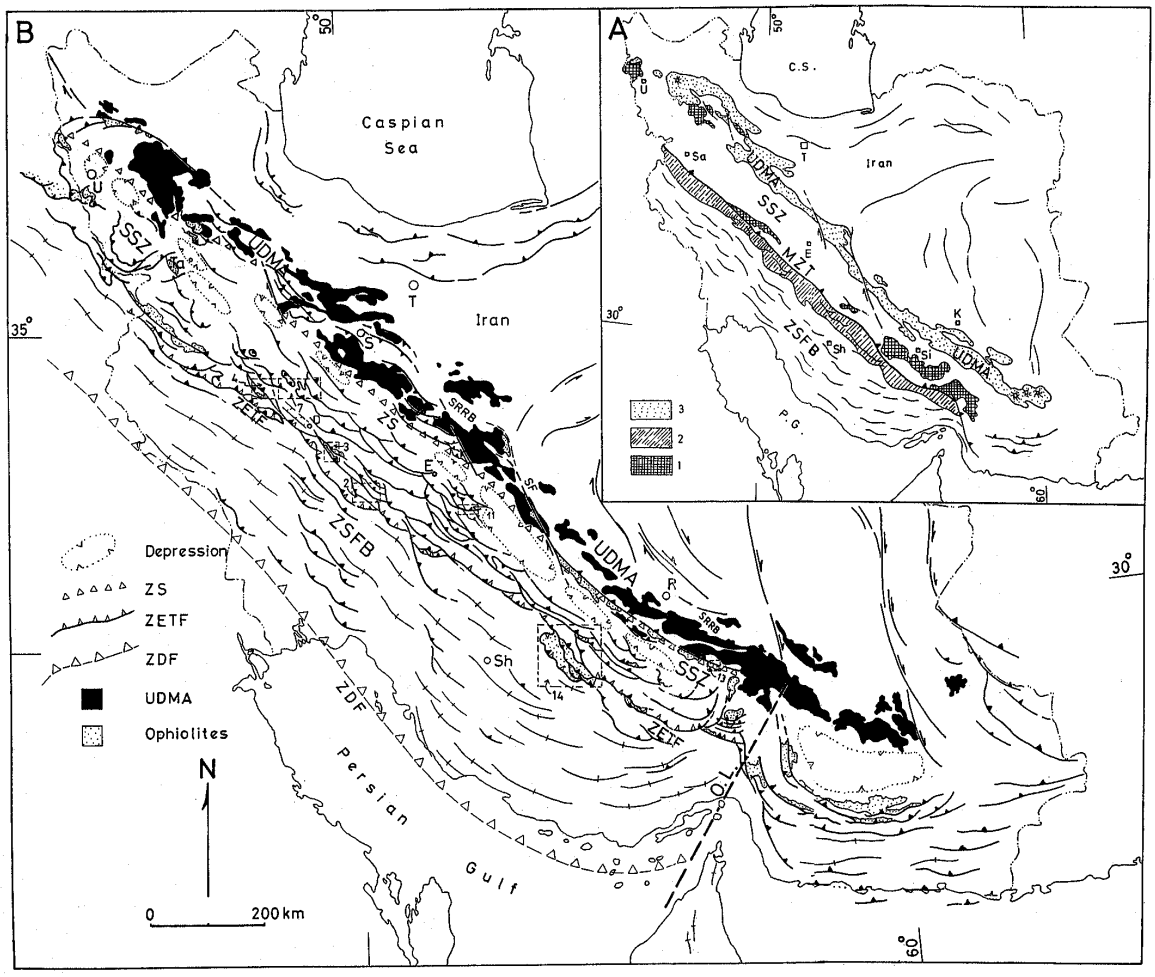


FIG. 2.3 – Unités morphotectoniques principales du Zagros et du SW de l'Iran central (d'après Alavi, 1994). ZSFB (Zagros Simply Folded Belt) : la chaîne d'avant-pays du Zagros ; MZT (Main Zagros Thrust) : le chevauchement principal du Zagros ; SSZ : la Zone Métamorphique de Sanandaj-Sirjan ; UDMA : l'Arc Magmatique d'Urumieh-Dokhtar.

du socle Précambrien. Cette séquence sédimentaire a subi une déformation du Miocène jusqu'à nos jours (Falcon, 1969; Berberian & King, 1981; Davoudzadeh et al., 1997). La série d'évaporites d'Hormuz joue le rôle d'un décollement entre les séries sédimentaires et le socle précambrien (Stöcklin, 1968; Falcon, 1974; Berberian, 1995). Le fort niveau de sismicité dans ce domaine montre bien que l'orogenèse continue actuellement. Ce domaine est limité vers le SW par la plate-forme stable Arabique, où les sédiments équivalents à ceux du Zagros ne sont pas déformés.

Au sud-ouest de ce domaine du Zagros à plis simples (« Zagros simply folded belt »), la séquence sédimentaire plissée forme des anticlinaux et synclinaux allongés. Au nord-est les plis sont déformés de façon plus intensive et viennent chevaucher vers le sud-ouest. C'est pour marquer cette différence de style tectonique que des auteurs (Stöcklin, 1968; Berberian, 1995; Davoudzadeh et al., 1997) définissent cette zone NE comme la région du Haut-Zagros (« high Zagros thrust belt »). La faille inverse principale du Zagros (« Main Zagros Reverse Fault (MZRF) » de Berberian (1995) et « Main Zagros Thrust (MZT) » de Gansser (1955) et Stöcklin (1968, 1974)) définit la frontière entre le Zagros et la zone métamorphique de Sanandaj-Sirjan (SSZ) (Ricou, 1977; Alavi, 1994; Berberian, 1995) (figure 2.3).

La zone métamorphique de Sanandaj-Sirjan (SSZ) : Cette zone, d'une largeur de 150-250 km, est constituée essentiellement de séries métamorphiques et de leur couverture sédimentaire (Ricou, 1977). Cette région a subi plusieurs phases de déformation, dont la dernière reflète la collision de l'Arabie avec le bloc d'Iran central. La partie nord-est de cette zone contient des dépressions allongées qui sont parallèles à la bordure NE de l'UDMA (Stöcklin, 1968; Alavi, 1994; Sheikholeslami, 2002; Mohajjel et al., 2003). Les roches métamorphisées les plus jeunes sont les calcaires fossilifères du Crétacé (Stöcklin, 1968; Alavi, 1994). Des auteurs placent cette zone dans le domaine du Zagros (ex. Alavi, 1994) ; cependant, sur la base de l'histoire structurale et du régime sédimentaire de la zone, elle semble plutôt appartenir au bloc d'Iran central (Stöcklin, 1968; Davoudzadeh et al., 1997; Sheikholeslami, 2002; Mohajjel et al., 2003).

Arc Magmatique d'Urumieh-Dokhtar (UDMA) : Cette zone qui contient des roches volca-

niques et plutoniques d'une épaisseur de plus de 4 km et datées du Jurassique supérieur au Quaternaire est interprétée comme un arc magmatique de type Andin (Berberian et al., 1982). l'âge de forte activité magmatique est l'Eocène (Berberian & King, 1981; Berberian & Berberian, 1981; Alavi, 1994).

2.2 Histoire tectonique régionale avant la collision continentale

Les études faites depuis longtemps amènent à l'élaboration d'un scénario du développement géodynamique de l'Iran. Ce scénario qui est élaboré sur la base de l'hypothèse de la tectonique de plaques peut expliquer l'histoire tectonique de la région en terme de mouvement de plaques.

2.2.1 Protérozoïque et Paléozoïque

Des données géologiques (Stöcklin, 1968) impliquent que, pendant le Protérozoïque, l'Iran était une partie du bouclier Arabique qui appartenait au supercontinent Gondwanien (Stöcklin, 1974; Berberian & King, 1981; Kazmin et al., 1986a; Boulin, 1991). Le sel d'Hormuz s'est déposé dans un bassin sur le bouclier Arabique pendant le Précambrien tardif et le Cambrien précoce (Berberian & King, 1981).

Les sédiments paléozoïques du domaine sédimentaire du Zagros et de l'Iran central, de l'Alborz, de la Turquie du SE, et d'une partie de l'Afghanistan et du Pakistan, ainsi que de l'Arabie suggèrent que tous ces domaines appartenaient à une plate-forme Gondwanienne couverte par une mer peu profonde. Cette plate-forme n'a été touchée ni par l'orogenèse Calédonienne ni par l'Hercynienne (Stöcklin, 1968, 1974; Ricou, 1977; Berberian & King, 1981; Kazmin et al., 1986a). A cette époque, l'océan Paléo-Téthys séparait les supercontinents Gondwana et Laurasia.

La reconstruction du mouvement des plaques par analyse des données paléomagnétiques (Ricou, 1994) ainsi que les données géologiques et paléogéographiques (Stöcklin, 1968, 1974;

Berberian & King, 1981) impliquent un rifting initié au Paléozoïque tardif. Ce rifting a conduit à la séparation de plusieurs microcontinents (dont le plus grand est l'Iran) de la plate-forme Arabo-Africaine. Il a donné naissance à un nouvel océan entre les microcontinents et la marge septentrionale du Gondwana, appelé « Néo-Téthys » . Cette ouverture est donc survenue alors que la Paléo-Téthys n'était pas encore fermée.

2.2.2 Mésozoïque

Mouvement de la microplaque iranienne et fermeture de la Paléo-Téthys

Pendant le Mésozoïque, deux environnements différents existaient dans le Zagros attaché à la plate-forme Arabique, et en Iran central attaché à la Laurasia. Le Zagros formant une marge passive subit une subsidence progressive et un dépôt de sédiments marins peu profonds. Au nord, au contraire, l'environnement sédimentaire est plus complexe avec des changements rapides de faciès et des conditions moins stables (Stöcklin, 1968; Berberian & King, 1981).

Après l'ouverture de la Néo-Téthys, on a deux plaques océaniques, les Paléo- et Néo-Téthys, entre Gondwana au sud et Laurasia au nord avec lesquelles les microcontinents se déplacent (figure 2.4). La microplaque d'Iran central se déplace, avec une vitesse moyenne d'environ 100 km/Ma par rapport au Gondwana (Besse et al., 1998) vers la Laurasia. Les deux marges septentrionale et méridionale de la microplaque d'Iran central restent passives jusqu'à sa collision avec la Laurasia au nord et le début de la subduction de la Néo-Téthys sous l'Iran central au sud. Des traces d'activité volcanique dans le Kopet Dag attestent que, lors du mouvement de la microplaque iranienne vers la Laurasia, la Paléo-Téthys a été subductée sous la microplaque du Turan (attachée à la plaque Laurasia) au nord (Kazmin et al., 1986a,b). La collision de la microplaque iranienne avec la Laurasia, et la fermeture de la Paléo-Téthys au nord de l'Iran, ont eu lieu entre le Trias tardif et le Jurassique précoce (Dercourt et al., 1986; Boulin, 1991; Ricou, 1994; Besse et al., 1998). Cette collision est responsable des événements orogéniques éo-Cimmériens au nord de l'Iran (Kazmin, 1991).

Subduction de la Téthys

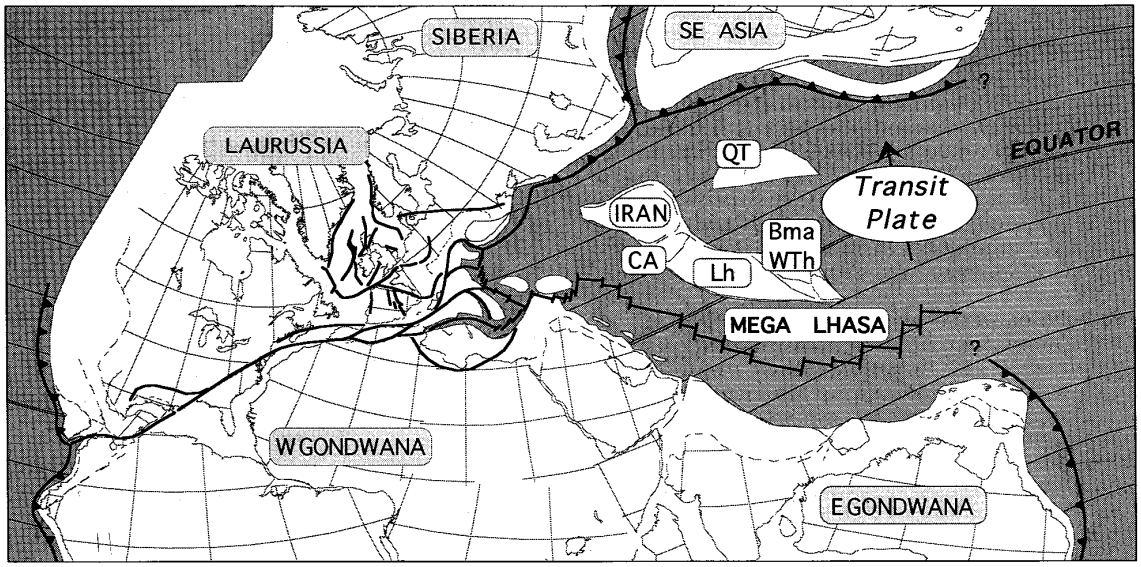


FIG. 2.4 – Carte tectonique de base pour l'Anisien (235 Ma). Le décrochement dextre permotriassique entre Laurassia et Gondwana a causé un premier morcellement en blocs continentaux dans l'aire méditerranéenne (d'après Ricou, 1994)

La marge méridionale de la microplaque d'Iran central est restée passive jusqu'à l'initiation de la subduction de la Néo-Téthys (qu'on appelle désormais Téthys). La reconstruction du mouvement des plaques (Ricou, 1994) montre une histoire compliquée de résorption de la Téthys. Selon Boulin (1991), la résorption de la Téthys s'est faite par une subduction principale sous la Laurasia et par des subductions intra-océaniques sous des arcs insulaires. La reconstruction faite par Ricou (1994) confirme aussi cette idée (figure 2.5). La présence des ophiolites en Iran central (Knipper et al., 1986) et la reconstruction géodynamique de Ricou (1994) montrent également que la marge méridionale du bloc d'Iran central a subi une rupture en plusieurs segments qui se sont rattachés ultérieurement. Une partie de la résorption de la Téthys s'est faite sous ces microblocs. Selon la reconstruction de Ricou (1994), la subduction principale au nord a débuté au Trias supérieur (figure 2.5). La mise en place d'une grande quantité de roches volcaniques d'ages très différents depuis le Trias supérieur jusqu'au Crétacé dans la zone du Sanandaj-Sirjan (SSZ) prouve la complexité de cette subduction (Berberian & King, 1981; Berberian et al., 1982; Kazmin et al., 1986b;

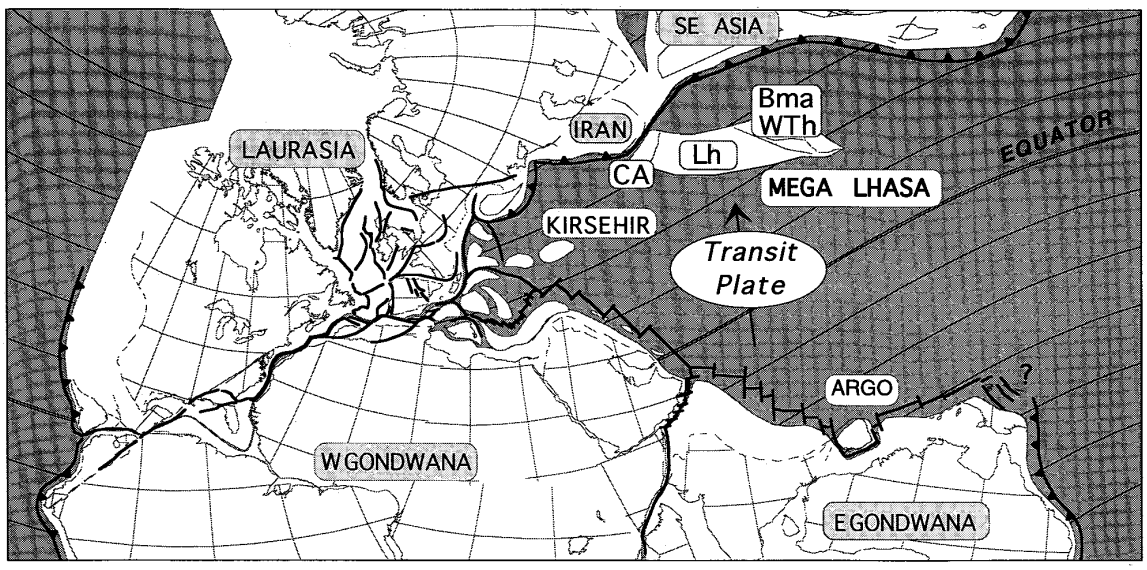


FIG. 2.5 – Carte tectonique pour le Norien (210 Ma). L'Iran est accrété à la Laurasia et la subduction de la Téthys a commencé sous la Laurasia (d'après Ricou, 1994)

Mohajjel et al., 2003). Les mouvements au Trias moyen et supérieur, qui sont associés au métamorphisme régional et au magmatisme le long de la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ), est aussi interprétée comme le signe du début de la subduction de la croûte océanique sous l'Iran central (Berberian & King, 1981; Berberian & Berberian, 1981). Selon la reconstruction cinématique de Dercourt et al. (1986), on a, du Lias (Jurassique inférieur) au Crétacé supérieur (il y a environ 80 Ma), subduction de la Téthys sous la Laurasia. Ensuite, entre le Campanien (il y a 80 Ma, au Crétacé supérieur) et le Priabonien (il y a 35 Ma, à l'Eocène tardif) c'est la plaque Africaine qui subducte sous la plaque Eurasie (Dercourt et al., 1986). A partir du Campanien (il y a 80 Ma), l'Inde commence à se rapprocher de l'Eurasie suivant une trajectoire parallèle à celle de l'Afrique mais à une vitesse beaucoup plus grande (Patriat et al., 1982). L'analyse des roches plutoniques en Iran central et au Makran soutien l'argument qu'on a une chaîne magmatique de type Andean (Berberian et al., 1982). Selon cette analyse, les activités volcaniques étaient en cours pendant le Mésozoique. Cette analyse montre également que la dernière activité magmatique de type andin a eu lieu pendant l'Oligocène-Miocène.

Crétacé Supérieur - Paléocène, mise en place des ophiolites

Des ophiolites ont pris naissance entre 80 et 95 Ma dans la Téthys. Elles sont attribuées à une dorsale médio-océanique obductée sur une marge continentale passive (ex. Dercourt et al., 1986; Knipper et al., 1986; Hacker et al., 1996; Mohajjel et al., 2003). Dans le Zagros, l'obduction des ophiolites peut être provoquée par la collision d'un arc insulaire avec la marge passive de l'Arabie (Knipper et al., 1986; Mohajjel et al., 2003). En considérant la distribution de la chaîne ophiolitique, ces auteurs concluent qu'après la création de la Téthys au Trias, une dorsale médio-océanique persistait pendant le Jurassique qui a sauté vers le sud pendant le Crétacé. Cette dorsale est enfin entrée en collision avec la marge active septentrionale au Crétacé inférieur. Ils supposent que cette collision est responsable de la tectonique crétacée dans la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ). On a actuellement le même processus d'accrétion de la croûte océanique dans le Makran (Stoneley, 1975; Knipper et al., 1986). Les ophiolites du Samail en Oman, au contraire ont été charriées par un processus d'obduction sur la plate-forme Arabique pendant le Crétacé (Stoneley, 1975; Hacker et al., 1996). En bref, des ophiolites, quelque soit leur type de mise en place, sont des héritières d'une ancienne croûte océanique. La mise en place des grandes masses d'ophiolites à la limite du Crétacé supérieur et Paléocène précoce signale le début d'une accélération de la convergence et leur accrétion sur les marges continentales n'indique pas forcément une collision continentale (Berberian et al., 1982). L'évolution géodynamique de la Téthys au cours du Mésozoïque implique que, pendant cette période, une marge passive s'est développée au nord de la plaque Afro-Arabique avec formation d'un bassin sédimentaire peu profond dans lequel les sédiments du Zagros se sont déposés. La marge méridionale du block d'Iran central est passée d'une marge passive à une marge active lors de la subduction de la Téthys sous ce bloc dans la zone de SS. La subduction a conduit au métamorphisme de la zone de SS, et a provoqué l'activité volcanique de la zone d'Uromieh-Dokhtar (UDMA) (Stöcklin, 1974; Ricou, 1977; Mohajjel et al., 2003).

2.2.3 Fermeture de la Téthys, collision continentale

La fermeture de la Téthys s'est faite à différentes époques dans les différentes régions, en fonction de la géométrie des marges actives. La reconstruction de Ricou (1994) montre que la plaque Indienne a touché l'Eurasie pendant l'Eocène précoce (50 Ma) tandis que la Téthys existait toujours entre la plaque Africaine et l'Eurasie (figure 2.6). A l'Eocène tardif (35 Ma), la plaque Arabie a rencontré la plaque Eurasiatique à l'est de la Turquie pendant qu'une croûte océanique s'interposait entre la marge septentrionale de la plaque

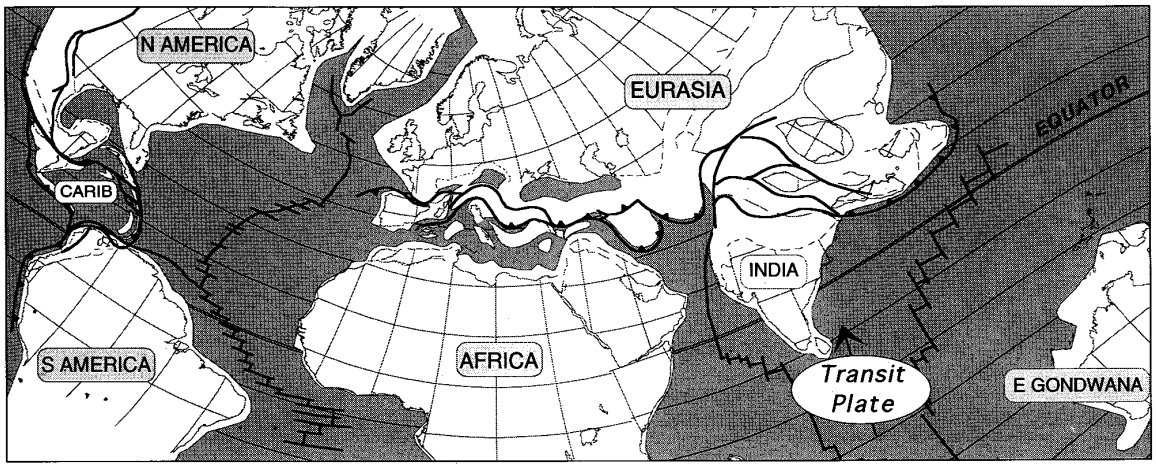


FIG. 2.6 – Carte tectonique pour le Lutétian (45 Ma). Tandis que la Téthys reste ouverte à l'ouest, l'Inde a touché l'Eurasie (d'après Ricou, 1994)

Arabique (position actuelle du Zagros) et le bloc d'Iran central (figure 2.7) (Dercourt et al., 1986; Hempton, 1987; Kazmin, 1991; Ricou, 1994; McQuarrie et al., 2003).

Il existe différentes opinions dans la littérature sur la date de fermeture de la Téthys le long de la suture du Zagros. Certains auteurs proposent une date à la limite du Crétacé supérieur et du Paléocène pour la collision continentale (Berberian & King, 1981; Alavi, 1994). Une autre hypothèse est que la collision continentale le long de la suture du Zagros a eu lieu au Miocène (ex. Sengör & Kidd, 1979; Berberian et al., 1982). Dercourt et al. (1986), par la reconstruction du mouvement de la plaque Arabique, trouvent une date de 20 Ma (le Miocène précoce) pour la collision. Actuellement, dans la Mer d'Oman, le dernier vestige de la Téthys est encore en cours de subduction sous le Makran (Stöcklin,

1968; Farhoudi & Karig, 1977; Byrne & Sykes, 1992; Regard et al., 2004).

McQuarrie et al. (2003), en considérant les localisations des anomalies magnétiques sur le plancher océanique en Atlantique septentrional et central ainsi la reconstruction de l'ouverture de la Mer Rouge (Joffe & Garfunkel, 1987), proposent un nouveau scénario pour la fermeture de la Téthys et la collision de la plaque Arabique avec l'Iran central au Cénozoïque. Cette reconstruction montre que le mouvement de la plaque Arabique vers l'Eurasie a subi un changement de direction à environ 25 Ma du nord-est au nord. Ce changement a rendu oblique la convergence des deux marges de la Téthys. Cette reconstruction montre que la rencontre des marges est survenue il y a 10 Ma. Selon cette reconstruction, le taux de convergence de deux marges est presque constant à une valeur de 2 à 3 cm/an depuis 59 Ma.

Par l'analyse des données géologiques et géophysiques, Hempton (1987) propose un scénario pour l'évolution de l'ouverture de la Mer Rouge et sa relation avec la collision entre la plaque Arabique et l'Eurasie. Selon cette proposition, l'ouverture de la Mer Rouge a eu lieu en deux phases : une première phase d'extension a débuté, il y 45-36 Ma. Cette extension a été provoquée par la réorientation de la dorsale médio-océanique Indienne. Ce mouvement a conduit à la première rencontre entre l'Arabie et l'Eurasie, mais plutôt à Bitlis en Turquie qu'en Iran (figure 2.7). Cette extension a conduit à l'ouverture de la Mer Rouge de l'Oligocène tardif au Miocène précoce, il y a 24-22 Ma. Au milieu du Miocène, il y a 14.5 Ma, la collision continentale entre l'Arabie et l'Eurasie est survenue, en impliquant cette fois aussi le Zagros (figure 2.8). A cette époque, l'Arabie a cessé de se déplacer vers le nord indépendamment de l'Afrique et l'extension de la Mer Rouge s'est arrêtée. C'est au Pliocène, il y a 4.5 Ma, où l'expulsion vers l'ouest des blocs continentaux situés au sud de la suture en Turquie par décrochement sur les failles Anatoliennes a provoqué la remobilisation de l'Arabie et la deuxième phase de l'ouverture de la Mer Rouge. En dépit de cette hypothèse, McQuarrie (2004) pense qu'il n'y aucune relation de cause à effet entre la collision dans le Zagros et le rifting de la Mer Rouge.

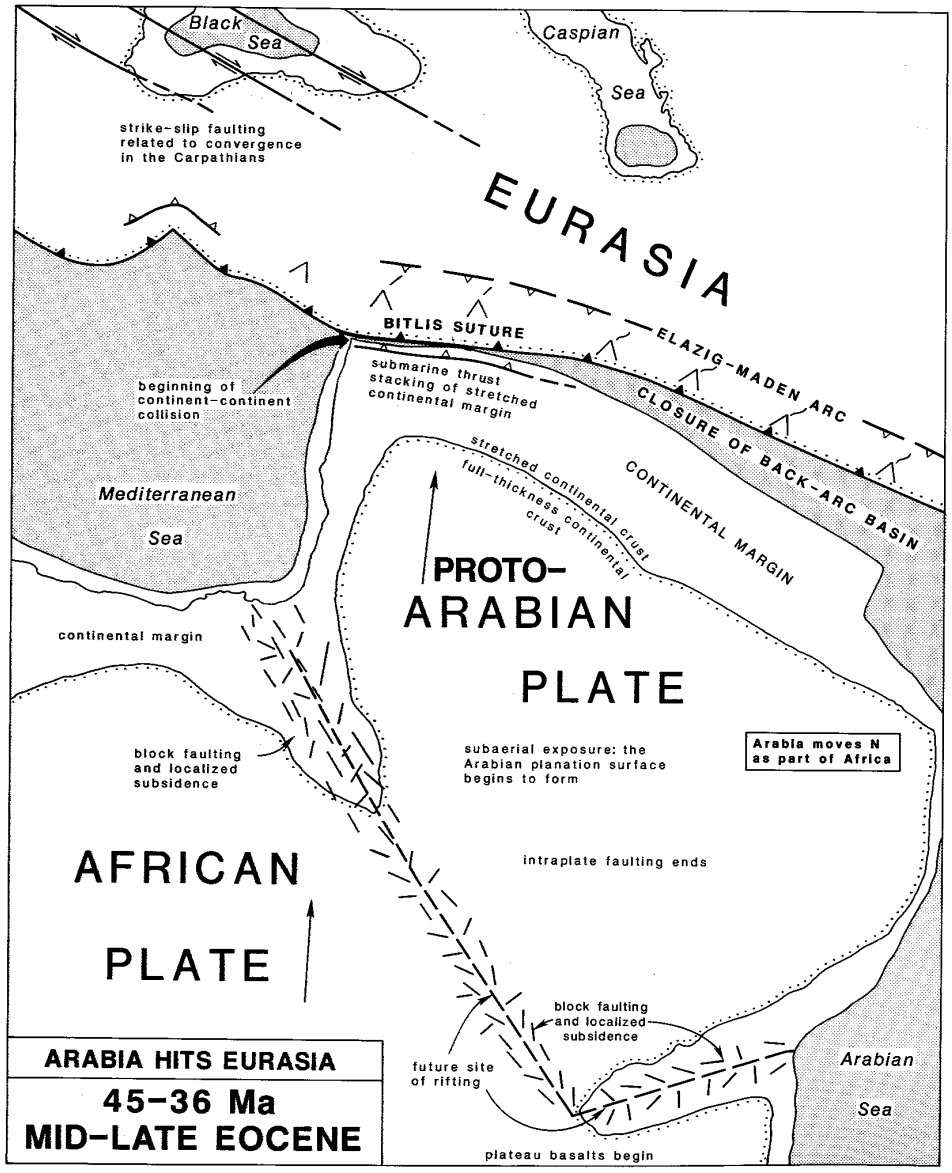


FIG. 2.7 – Reconstruction tectonique à l'Eocène montrant la suture initiale entre l'Arabie et l'Eurasie. (d'après Hempton, 1987)

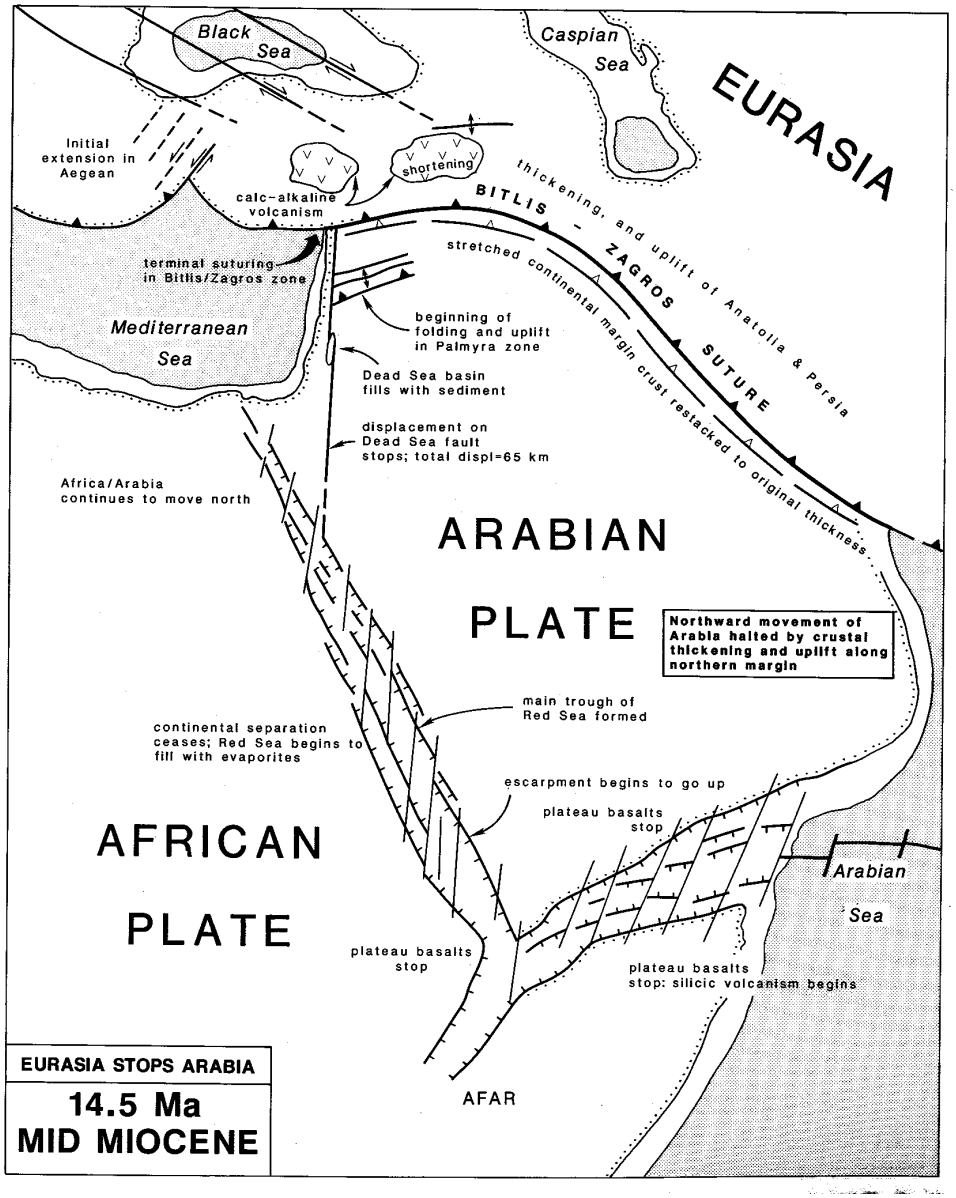


FIG. 2.8 – Reconstruction tectonique pour le milieu du Miocène montrant la suture finale entre l'Arabie et l'Eurasie. (d'après Hempton, 1987)

2.3 Tectonique post-collision

2.3.1 Cadre général du Tibet à la Turquie

D'est en ouest, du Tibet à la Turquie, la collision continentale de l'Inde et l'Arabie avec l'Eurasie a débuté à des ages différents, s'est faite à des vitesses différentes et a affecté des blocs lithosphérique différents.

A l'est, au Tibet, avant la collision de la plaque Indienne avec l'Eurasie, un prisme d'accrétion formait la marge méridionale de l'Eurasie au-dessus de la croûte océanique de la Téthys en subduction vers le nord (Beck et al., 1995). La collision a eu lieu pendant l'Eocène (Patriat et al., 1982; Ricou, 1994). Cette rencontre entraîne un décroissement de la vitesse de convergence entre les deux continents d'environ 20 cm/an à environ 5 cm/an (Klootwijk et al., 1992). Les observations géologiques montrent que depuis la collision de l'Inde avec l'Eurasie, au moins 1400 km de la convergence entre les deux plaques a été absorbée par l'orogène Himalayo-Tibétaine (Yin & Harrison, 2000). Plusieurs modèles ont été supposés pour expliquer comment cette orogenèse a conduit à la formation de ce plateau. Pour certains auteurs (Powell & Conaghan, 1973; Barazangi & Ni, 1982; Ni & Barazangi, 1984; Zhao & Morgan, 1985; Vergne, 2002), la lithosphère crustale indienne subducte de manière quasi-horizontale sous le plateau, entraînant un doublement de l'épaisseur de la croûte. D'après ce modèle, certains auteurs (Barazangi & Ni, 1982; Ni & Barazangi, 1984; Toksöz & Bird, 1977) postulent que le Zagros poursuit la même carrière après la collision de l'Arabie avec l'Eurasie et qu'il montre actuellement une phase ancienne de l'Himalaya. Certains auteurs proposent des modèles d'épaississement homogène de la lithosphère tibétaine (Dewey et al., 1988; Molnar, 1988). Pour ces auteurs, cet épaississement homogène a entraîné un état métastable et la lithosphère tibétaine, dense, s'est enfoncée dans une asthénosphère moins dense. La racine lithosphérique tibétaine se serait alors détachée, il y a 5 à 10 Ma, entraînant un rebond du plateau, ainsi que la remontée d'un panache asthénosphérique. Selon ce modèle, la lithosphère tibétaine se compose aujourd'hui d'une croûte de forte épaisseur et un manteau lithosphérique très mince. La troisième catégorie des au-

teurs (ex. Peltzer & Tapponnier, 1988; Tapponnier et al., 1990), proposent un couplage des extrusions latérales de la lithosphère vers l'est le long des grandes failles de décrochement avec un ensemble de subductions continentales pour expliquer la topographie et l'extension du plateau tibétain.

Les dernières mesures GPS (Sella et al., 2002; Kreemer et al., 2003) et paléomagnétiques (DeMets et al., 1990, 1994) sur le mouvement relatif des plaques montrent une vitesse de convergence entre l'Inde et l'Asie de 34 à 45 mm/an, qui est largement plus grande que celle de l'Arabie avec l'Eurasie estimée à 22 ± 2 mm/an dans le Golfe d'Oman (Kreemer et al., 2003; Vernant et al., 2004). Les mesures GPS effectuées par Bilham et al. (1997) sur la chaîne de l'Himalaya montrent une vitesse de raccourcissement de 2 cm/an dans l'Himalaya confirmant que la plupart de la convergence l'Inde vers l'Asie est accommodée actuellement par le raccourcissement, le soulèvement et la sismicité dans l'Himalaya. Les récentes mesures de Chen et al. (2000) au SW de la Chine confirment qu'une partie importante du mouvement du plateau tibétain est transférée vers la Chine, supportant ainsi les modèles d'extrusion du plateau (King et al., 1997).

La collision de la plaque Arabique avec l'Eurasie a eu lieu par l'entremise du bloc d'Iran central à l'est et du bloc Anatolien à l'ouest. Après la collision, la convergence entre les deux plaques a continué jusqu'à nos jours, comme le prouvent les plissements et chevauchements de la séquence sédimentaire sur la marge de la plate-forme Arabique dans le Zagros (Ricou, 1977), les plis dans la suture Bitlis au SE de la Turquie et la sismicité actuelle du plateau Turco-Iranien (Jackson & McKenzie, 1984, 1988; Berberian, 1981). En Turquie, cette convergence est accommodée surtout par les grands accidents le long des failles décrochantes de l'Anatolie septentrionale et orientale, et dans une moindre mesure par les chevauchements dans la suture du Bitlis (McKenzie, 1972; Sengör & Kidd, 1979; Jackson & McKenzie, 1984, 1988; Jackson, 1992; Cianetti et al., 2001). Dans le plateau Iranien, au contraire de la Turquie, se sont des chevauchements et des plissements qui accommodent la majeure partie de la convergence plutôt que des mouvements latéraux. C'est peut-être parce que (1) l'Iran a moins d'espace pour s'échapper latéralement de la zone de collision que la Turquie et (2) sa plus faible altitude fait qu'un soulèvement requiert moins d'énergie

qu'un mouvement latéral (Sengör & Kidd, 1979).
La microplaque d'Iran central est attachée à l'Eurasie par le microcontinent Turan à l'est, la microplaque océanique de la Caspienne méridionale, un vestige probable de la Paléo-Téthys (Dercourt et al., 1986) au centre, et le Caucase à l'ouest (Stöcklin, 1974). Les chaînes des montages du Kopet Dagh, s'insérant entre les microcontinents du Turan et d'Iran central, de l'Alborz et du Talish, se situant entre l'Iran central et la Caspienne, et du Caucase à l'ouest, ont accommodé la convergence de la microplaque d'Iran central avec l'Eurasie depuis la fermeture de la Paléo-Téthys. Après la fermeture de la Néo-Téthys et suite à la collision de l'Arabie avec l'Iran central, une partie de la déformation est toujours accommodée dans ces régions (Jackson, 1992; Lyberis & Manby, 1999; Allen et al., 2003). Dans le Zagros, la suture initiale apparue suite à la fermeture de la Téthys a été produite par une convergence entre (1) la marge septentrionale, étirée et amincie, de la plaque Arabique et (2) la marge méridionale de la plaque composite Iranienne/Eurasienne (Dercourt et al., 1986; Savostin et al., 1986). Suite à la collision, la croûte étirée et amincie de la marge septentrionale de l'Arabie, a commencé à se déformer sous forme de chevauchements et décrochements dans le socle et de plissements dans les séries sédimentaires. Cette déformation a conduit à la chaîne du Zagros, qui est souvent décrite comme l'une des plus jeunes chaînes de collision continentale du monde (Bird, 1978). Nous allons, dans notre étude, étudier la structure lithosphérique du Zagros, jusqu'à l'Iran central. Par la suite nous nous concentrons plus en détail sur la tectonique du Zagros et les zones métamorphiques et magmatiques au nord-est du Zagros.

2.3.2 Tectonique post-collision dans le Zagros et au SW de l'Iran central

Pour décrire la tectonique post-collision dans le Zagros il faut considérer l'influence de la collision sur les deux marges continentales : (1) la bordure SW de l'Iran central comprenant la zone métamorphique de SS, front de la marge active, et la zone magmatique de l'UDMA, indice d'un arc magmatique de type andin, (2) le domaine sédimentaire du

Zagros sur la marge NE de l'Arabie.

La dernière activité volcanique de type andin dans la zone de l'UDMA a eu lieu pendant l'Oligocène-Miocène (Berberian et al., 1982) quoique la partie SE de cette zone soit encore active actuellement en association avec la subduction océanique sous le Makran (Farhoudi & Karig, 1977; Berberian & Berberian, 1981). La poursuite de l'activité magmatique dans la zone de l'UDMA après la collision (Sengör & Kidd, 1979; Berberian & King, 1981; Berberian & Berberian, 1981) amène à poser la question de la relation entre cette activité pendant le Quaternaire au NE du Zagros et la subduction d'un slab attaché à la lithosphère Arabique sous la lithosphère d'Iran central après la collision (Alavi, 1994). Cette idée de non-détachement du slab sous le Zagros avait été renforcée par l'observation d'un séisme localisé à une profondeur de plus de 100 km sous cette zone (Kadinsky-Cade & Barazangi, 1982). Jackson & Fitch (1979), au contraire, en examinant la profondeur de quelques séismes montrent qu'il n'y a aucune évidence pour une subduction continentale active dans le Zagros. Ni & Barazangi (1986) ne trouvent pas, non plus, de tendance de la sismicité à plonger vers le NE. Une nouvelle réévaluation des distributions des séismes au SW de l'Iran (Maggi et al., 2000b) montre aussi qu'aucun séisme profond n'est survenu au NE du Zagros pour confirmer l'existence d'un slab descendant vers le NE. Cette même étude montre que le séisme profond sur lequel Kadinsky-Cade & Barazangi (1982) avait basé leur hypothèse d'un slab attaché à la plaque Arabie au NE du Zagros est en fait mal localisé et se situe en réalité dans la zone du Makran où une subduction océanique est en cours.

Des modèles thermo-mécaniques (Toksöz & Bird, 1977; Bird, 1978) montrent également qu'il n'est pas nécessaire qu'un slab soit encore attaché à la lithosphère Arabique pour que la convergence continentale se poursuivre le long de la suture du Zagros.

L'activité magmatique post-collision dans la zone UDMA peut être attribuée à la fusion partielle de la croûte inférieure due à l'épaississement et au raccourcissement de la croûte (Sengör & Kidd, 1979; Berberian & Berberian, 1981).

On peut dire, en résumé, que les structures principales dans la zone de SS se sont formées lors de trois événements (1) la subduction le long de la marge active de l'Iran central (2)

l'obduction des ophiolites le long de la marge NE de la Téthys et (3) la collision continentale de l'Arabie et l'Iran central. Les structures associées à la subduction sont caractérisées par un plissement assez intense dans le métamorphisme schiste vert (Ricou, 1977; Alavi, 1994). Des ophiolites indiquent l'obduction de fragments océaniques le long de la suture du Zagros (Alavi, 1994; Sheikholeslami, 2002; Mohajjel et al., 2003). C'est au cours de la tectonique post-collisionnelle que le domaine métamorphique vient chevaucher depuis le nord-est les ophiolites téthysiennes et, plus loin, le domaine sédimentaire (Ricou, 1977; Alavi, 1994; Sheikholeslami, 2002).

La marge septentrionale de la plaque Arabique qui formait une dépression en subsidence (la dépression du Zagros) depuis le Trias, a subi sa première phase de déformation au Crétacé supérieur lors de la mise en place des ophiolites (Stöcklin, 1968, 1974; Stoneley, 1975). Cependant, c'est la tectonique post-collision qui est effectivement responsable des grandes structures plissées et décrochantes qui donnent à la chaîne du Zagros son architecture actuelle (Stöcklin, 1968; Ricou, 1977). McQuarrie et al. (2003), en considérant les événements tectoniques pendant les derniers 5 Ma, tels que l'érosion dans l'Alborz, la subsidence de la Caspienne méridionale, le début de l'expansion du fond océanique dans la Mer Rouge, et l'initiation probable de la tectonique extrusionnelle de part et d'autre de la zone de collision, suggèrent que la convergence a été accommodée au début par un raccourcissement rapide concentré dans le Zagros vers 10 Ma, suivi par un raccourcissement plus général incluant la marge sud de la plaque Eurasiatique initié il y a environ 5 Ma. L'estimation précise du taux et de la direction de la convergence après la collision n'est pas facile. Cependant, Falcon (1974) estime un raccourcissement total d'environ 50 km dans le Zagros depuis le pliocène, ce qui donne un taux de 10 mm/an. Des résultats plus récents (McQuarrie, 2004) donnent un raccourcissement de 70 ± 20 km dans le Zagros, ce qui correspond à environ 20% du raccourcissement par-rapport à la largeur moyenne de 350 km proposée pour la chaîne au début de la collision. Ils constatent aussi que ce faible pourcentage du raccourcissement dans le Zagros limite l'implication du socle cristallin dans le système des plis et chevauchements. Jackson & Holt (1995), par modélisation de l'accommodation de la convergence des plaques Arabique et Eurasiatique, concluent que

les séismes peuvent rendre compte de seulement 10-20% de la déformation totale et que la plupart de la déformation se fait de manière asismique, ce que justifient aussi les résultats obtenus par Jackson & McKenzie (1988). Ils montrent aussi que le style, l'orientation, et la distribution de la déformation asismique ont les mêmes caractéristiques que celle due aux séismes. Par ailleurs, des modèles thermo-mécaniques montrent que la convergence des plaques Arabique et d'Iran central est accommodée par déformation de la croûte et que la lithosphère subcrustale n'est pas raccourcie, mais joue le rôle d'une fondation pour stabiliser la déformation de la plaque (Bird, 1978).

Pour estimer le montant, le style, la forme, et le taux de la déformation post-collision, on peut extrapoler les données sur la déformation actuelle et le mouvement actuel des plaques jusqu'à la date de début de la collision. Des exemples de ces mesures sont : les mesure GPS locales et régionales (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; Tatar et al., 2002; Vernant et al., 2004) ; les modèles du mouvement actuel des plaques basées sur les données géodésiques (Sella et al., 2002; Kreemer et al., 2003) et la reconstruction du mouvement des plaques basée sur les données paléomagnétiques (DeMets et al., 1990, 1994). En dépit de la divergence entre les résultats obtenus par ces méthodes, les résultats les plus récents obtenues par Vernant et al. (2004) estiment un taux de 20-30 mm/an pour le mouvement de la plaque Arabique vers l'Eurasie dans une direction $N8° \pm 5°E$. Une partie de cette convergence est accommodée dans le Zagros. Tatar et al. (2002) trouvent 10 ± 4 mm/an pour la convergence dans le Zagros, ce qui montre qu'environ 50% de la convergence actuelle entre l'Arabie et l'Eurasie est accommodée dans la chaîne du Zagros. Ce résultat est en bon accord avec l'estimation de Stöcklin (1968) pour le taux moyen de raccourcissement dans le Zagros au cours du Cénozoïque impliquant un taux de convergence presque constant depuis la collision. Puisque la convergence est oblique par-rapport aux structures dans le Zagros, elle doit être partitionée entre une composante NE-SW (perpendiculaire à l'orientation générale des plis du Zagros et aussi au MZT, et responsable des structures chevauchantes) et une composante NW-SE (responsable des accidents décrochants). La composante en décrochement est accommodée sur la faille prolongeant le MZT vers le NW qui est appelée « Main Recent Fault (MRF) » par Berberian (1995). Talebian & Jackson

(2002) trouvent un déplacement dextre d'environ 50 km sur cette faille depuis 3-5 Ma, qui est comparable au raccourcissement estimé dans le sens NE-SW (50-70 km). La résultante de ces deux composantes attribue au Zagros une contribution de 70-80 km dans la convergence totale de l'Arabie et l'Eurasie qui en accord avec les résultats obtenus par McQuarrie (2004). Au contraire de la prolongation du MZT vers le NW (le MRF) qui est active, aucune activité sismique significative n'a été observée pour le MZT. Les observations GPS (Tatar et al., 2002) prouvent également que cette partie du MZT est actuellement inactive. La composante NE-SW de la convergence dans le Zagros est donc distribuée dans la croûte, et se manifeste sous forme de plis en surface (Stöcklin, 1968; Berberian, 1981; Jackson & McKenzie, 1984, 1988). Au SE du Zagros, où la convergence est perpendiculaire à la chaîne, la composante est nulle et on n'observe que des déformations compressives. La transition d'un système purement compressif au SE à un système chevauchant et décrochant au NW requiert l'existence d'une zone de décrochements transversaux dans le Zagros central (Talebian & Jackson, 2004) dont le plus connu est la faille de Kazerun (KZF) (Baker et al., 1993; Berberian, 1995). Cette série de failles, de plus de 300 km de longueur, traverse le Zagros dans la direction N-S. Les axes des plis ne traversent pas ces failles, et subissent un décalage dextre (Berberian, 1995). Les failles de Kazerun semblent avoir influencé le dépôt de sédiments dans le Zagros depuis au moins le milieu du Jurassique (Koop & Stoneley, 1982). Une partie de ces failles est visible en surface et forme la faille de Kazerun-Borazjan (Berberian, 1995). Cette faille est à l'origine d'un grand nombre des séismes de forte magnitude (Baker et al., 1993).

A partir de mesures GPS, Vernant et al. (2004) trouvent 9 ± 2 mm/an de raccourcissement dans le SE du Zagros qui diminue à 4.5 ± 2 mm/an au NW. Ils trouvent un raccourcissement de 6.5 ± 2 mm/an dans le Zagros central. Ces valeurs sont en accord avec les résultats de Tatar et al. (2002) de 10 ± 2 mm/an pour la convergence N-S totale actuelle dans le Zagros. L'unité des évaporites d'Hormuz joue un rôle important, en tant que zone de décollement majeure, dans le style de la déformation de la croûte supérieure « cristalline » et des séries sédimentaires (Falcon, 1974). Malgré la forte sismicité du Zagros, l'observation de ruptures de surface est rare. Les études de séismicité montrent que presque tous les séismes sont

localisés dans la croûte supérieure sous la couverture sédimentaire (Berberian, 1981; Jackson & McKenzie, 1984; Maggi et al., 2000b; Tatar, 2001; Talebian & Jackson, 2004; Tatar et al., 2004). Les mécanismes au foyer indiquent que la plupart des séismes ont lieu sur des failles inverses à fort pendage et orientés dans la direction régionale des plis du Zagros (Berberian, 1981; Jackson & Fitch, 1981; Ni & Barazangi, 1986; Tatar, 2001; Talebian & Jackson, 2004). C'est pourquoi Berberian (1995) fait l'hypothèse que la plupart des séismes du Zagros surviennent sur des "failles décrochantes masquées" qui n'atteignent jamais la surface. Les études sismologiques révèlent en plus que les séismes ont lieu sur des petites failles inverses distribuées et pas forcément sur les failles individuelles majeures (Talebian & Jackson, 2004; Tatar et al., 2004). D'ailleurs, le dernier résultat sur la structure crustale du Zagros central (Hatzfeld et al., 2003) montre que la croûte cristalline sous la série sédimentaire est peu épaisse par-rapport à la croûte de la plate-forme Arabique, ce qui est en accord avec le faible raccourcissement mesuré dans la série sédimentaire (50 km, Falcon, 1974).

2.4 Données géophysiques sur la structure lithosphérique du Zagros

On dispose de peu de données géophysiques sur l'Iran globalement et encore moins sur le Zagros à part la géophysique pétrolière dans les régions concernées. La première donnée sur la géométrie du Moho sous le Zagros vient des mesures gravimétriques (Dehghani & Makris, 1984; Snyder & Barazangi, 1986). La figure 2.9 montre la carte de la variation de profondeur du Moho sous l'Iran obtenue par Dehghani & Makris (1984) avec les données gravimétriques. Cette carte montre bien la variation de la profondeur du Moho sous les différentes zones tectoniques d'Iran. On remarque que le Moho le plus profond se trouve sous une zone orientée NW-SE au NE du Zagros. En comparant cette carte avec la carte géologique (fig. 2.3), on constate que la zone la plus profonde du Moho coïncide avec la trace du MZT en surface. La profondeur du Moho sous le Zagros croît d'environ 40 km

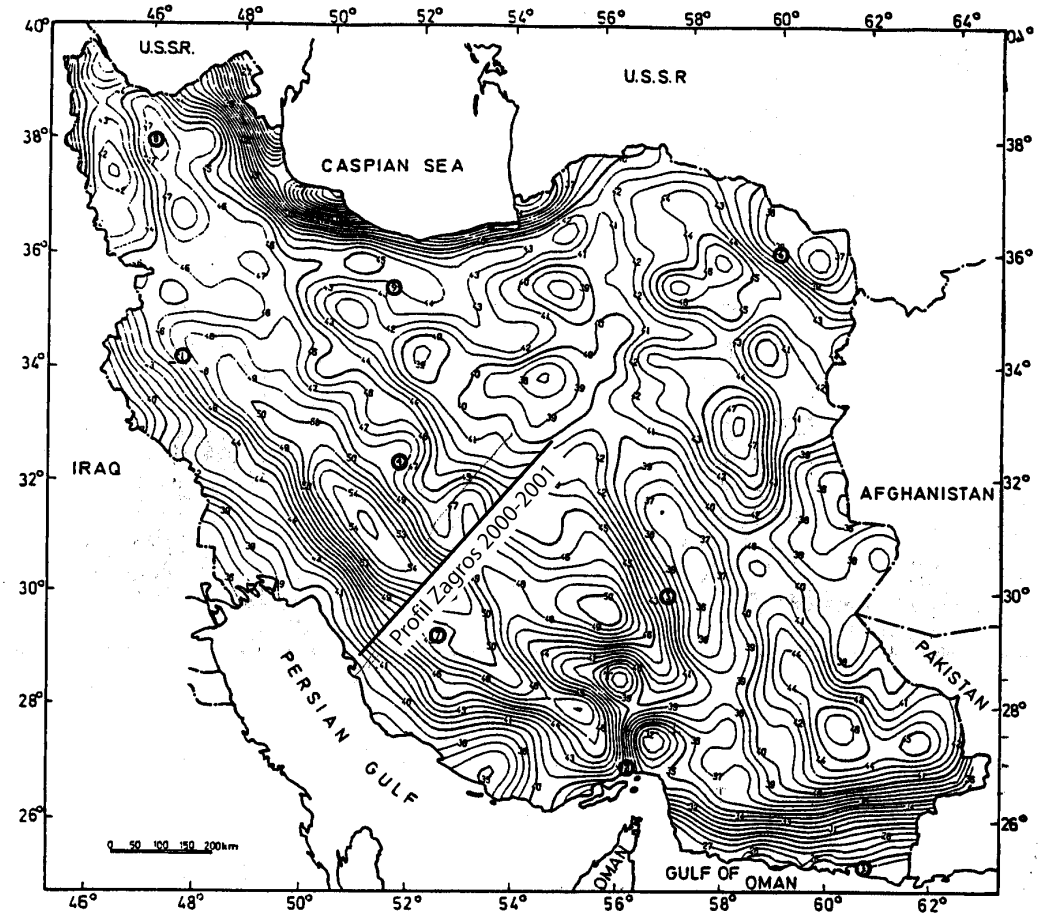


FIG. 2.9 – Carte de variation de profondeur du Moho sous le plateau Iranien obtenue par les données gravimétriques (Dehghani & Makris, 1984).

au golfe Persique à plus de 50 km sous le MZT. Le Moho en Iran central sous notre profil est déterminé à une profondeur moyenne de 45 km. La première tentative pour obtenir la profondeur du Moho avec les données sismologiques a été faite par Asudeh (1982a,b). Les valeurs obtenues par cet auteur pour l'épaisseur de la croûte, bien que dispersées et peu précises, sont toutefois les premières mesures obtenues par la sismologie pour l'Iran. Aucune mesure détaillée de sismique à l'explosif n'a été faite pour étudier la structure crustale sous l'Iran. Le seul rapport de ce type de mesure (Giese et al., 1984) n'est pas fiable car il est basé sur des données obtenues par sismique réfraction sans que le profil ait été inversé. Les données sismologiques obtenues ces dernières années sur la structure lithosphérique de l'Iran, en général, et sur le Zagros, en particulier, à part des données obtenues par la collaboration franco-iranienne sur le Zagros et l'Alborz, sont surtout des études régionales.

2.4.1 Epaisseur crustale sous le Zagros, de la plate-forme arabique à l'Iran central

Les mesures gravimétriques (Dehghani & Makris, 1984; Snyder & Barazangi, 1986) montrent l'existence d'une anomalie de Bouguer minimale de l'ordre de -200 mgals parallèle à la direction NW-SE du Zagros, qui coïncide avec la trace du MZT. La modélisation de cette anomalie (Snyder & Barazangi, 1986) donne la géométrie du Moho sous le Zagros. La figure 2.10 montre le modèle proposé par Snyder & Barazangi (1986) le long d'une coupe proche de notre profil. Dans ce modèle, un Moho situé à une profondeur d'environ 40 km sous le golfe Persique plonge avec un pendage de 1-2° vers le NE sous le Zagros. A l'approche de la zone de suture, le Moho plonge avec un pendage d'environ 5° pour atteindre 58-65 km de profondeur sous le MZT. Ce modèle est le premier modèle de structure crustale dans la zone de collision continentale entre l'Arabie et l'Iran central basé sur des mesures géophysiques. Snyder & Barazangi (1986), en considérant que puisque la topographie du Zagros ne permet pas d'apporter le supplément de poids nécessaire pour fléchir élastiquement la plaque Arabie, au contraire des chaînes tibétaine et andine, proposent

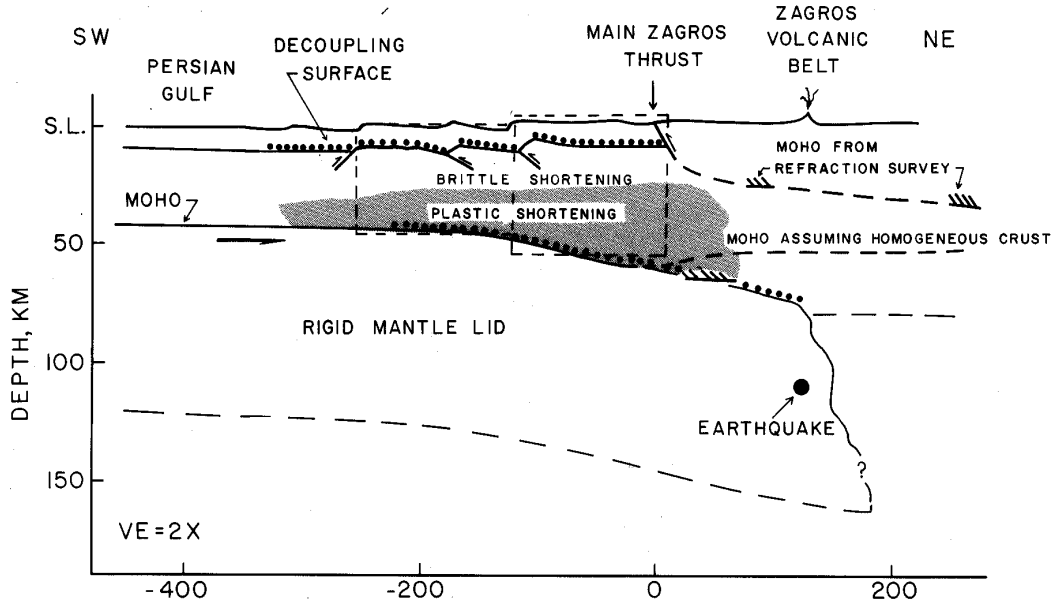


FIG. 2.10 – Coupe schématique interprétative à travers du Zagros déduite de la modélisation des données gravimétriques combinées avec les résultats de sismique (Snyder & Barazangi, 1986). Les lignes pointillées présentent les surfaces du détachement. Le mécanisme de déformation de la croûte dans ce modèle est expliqué dans le texte.

une combinaison de compensation isostatique, flexure élastique, et forces de compression horizontales pour aboutir au modèle montré sur la figure 2.10. Ces auteurs proposent deux surfaces de décollement sous le Zagros. Dans la croûte supérieure, c'est le sel d'Hormuz qui permet aux séries sédimentaires de se déformer par plissement au contraire de la déformation du socle cristallin par failles inverses. Le deuxième décollement proposé est au Moho qui permettrait au manteau lithosphérique rigide de la plaque Arabique de glisser à la fois sous la croûte Arabique et sous la lithosphère du bloc d'Iran central. Pour ces auteurs, la croûte inférieure se conduit comme un fluide hydraulique comprimé confiné entre la croûte supérieure, plus rigide, et le manteau supérieur, encore plus rigide. Cependant de nouvelles études (Maggi et al., 2000a,b) remettent en question l'idée que, dans les régions continentales, le manteau lithosphérique est considérablement plus rigide que la croûte inférieure. L'hypothèse que la partie mantellique de la lithosphère Arabique glisse horizontalement sous la partie crustale vers le NE, ne serait donc peut-être pas valable.

De nouvelles études sur la structure sous le Zagros ont été faites dans le cadre d'une collaboration Franco-Iranienne. Tatar (2001) a étudié dans sa thèse la sismotectonique du Zagros central en utilisant les données obtenues par un réseau temporaire local dans la région de Ghir au SE du Zagros. Hatzfeld et al. (2003), avec les mêmes données, ont obtenu une structure crustale 1D sous le réseau. Ils ont estimé le modèle de vitesse de la croûte par inversion du temps d'arrivée des ondes P et S des séismes locaux enregistrés par le réseau. Ils ont aussi déterminé la profondeur du Moho par analyse de fonctions récepteur. Ils estiment que la croûte supérieure consiste en une couche sédimentaire de 11 km d'épaisseur et de Vp d'environ 4.7 km/s sur un socle cristallin d'environ 8 km d'épaisseur et de Vp de 5.85 km/s. Ils ont trouvé une croûte inférieure lente (Vp de 6.5 km/s) épaisse d'environ 27 km. Selon ces résultats, l'épaisseur moyenne de la croûte cristalline sous cette région du Zagros est donc environ 35 km. Cette stratification positionne le Moho à 46 ± 2 km de profondeur. Ces résultats, bien que très locaux (une seule station), sont les seuls résultats sismologiques précis et détaillés sur la structure de la croûte et la profondeur du Moho dans le Zagros. Yamini Fard (2003) a obtenu, avec l'analyse en fonction récepteur, un Moho à environ 60 km de profondeur sous une région se situant dans le Zagros au NW

de notre profil.

La chaîne du Zagros se situant sur la marge septentrionale de la plate-forme arabique, une comparaison de la structure crustale sous le Zagros avec celle sous la bordure NE de l'Arabie serait utile pour mieux connaître l'influence de la collision sur la structure crustale. Des données de sismique réfraction profonde (Gettings et al., 1986), analyse de fonctions de transfert (Al-Amri, 1998, 1999), et modélisation des formes d'onde et mesure de la vitesse de groupe des ondes de surface (Rodgers et al., 1999) indiquent que la partie cristalline de la croûte sous la plate-forme arabique en Arabie a une épaisseur moyenne d'environ 40 km. Si on compare cette épaisseur avec celle obtenue pour la partie cristalline de la croûte sous le Zagros par Hatzfeld et al. (2003), on constate que la croûte cristalline sous le Zagros est toujours moins épaisse que celle sous l'Arabie. C'est pourquoi Hatzfeld et al. (2003) suggèrent que la croûte sous le Zagros, amincie pendant les épisodes d'extension avant la collision, n'a pas encore atteint l'épaisseur normale de la plate-forme.

2.4.2 Structure du manteau supérieur

Des études de tomographie à partir des phases régionales Pn et Sn (Hearn & Ni, 1994; Rodgers et al., 1997; Mellors et al., 1999; Sandvol et al., 2001; Al-Lazki et al., 2003), de tomographie télésismique régionale en ondes de volume (Mohan & Rai, 1995; Koulakov et al., 2002) et de tomographie régionale en ondes de surface (Ritzwoller et al., 1998; Curtis et al., 1998; Pasyanos et al., 2001; Maggi & Priestley, 2004) révèlent un manteau supérieur lent sous le plateau iranien et un manteau supérieur rapide sous l'Arabie.

On remarque sur la figure 2.11 que les ondes Sn ne se propagent quasiment pas sous le plateau Turco-Iranien où, en plus, la vitesse des ondes Pn est basse. La figure 2.12 montre des cartes de la vitesse d'onde S à différentes profondeurs. La carte à 100 km de profondeur illustre bien la faible vitesse sous le plateau Turco-Iranien. Mais la faible résolution horizontale des images ne permet pas de bien discriminer la frontière entre la plaque Arabique rapide et le bloc d'Iran central plus lent.

L'observation d'un manteau supérieur lent sous l'Iran au contraire d'un manteau rapide

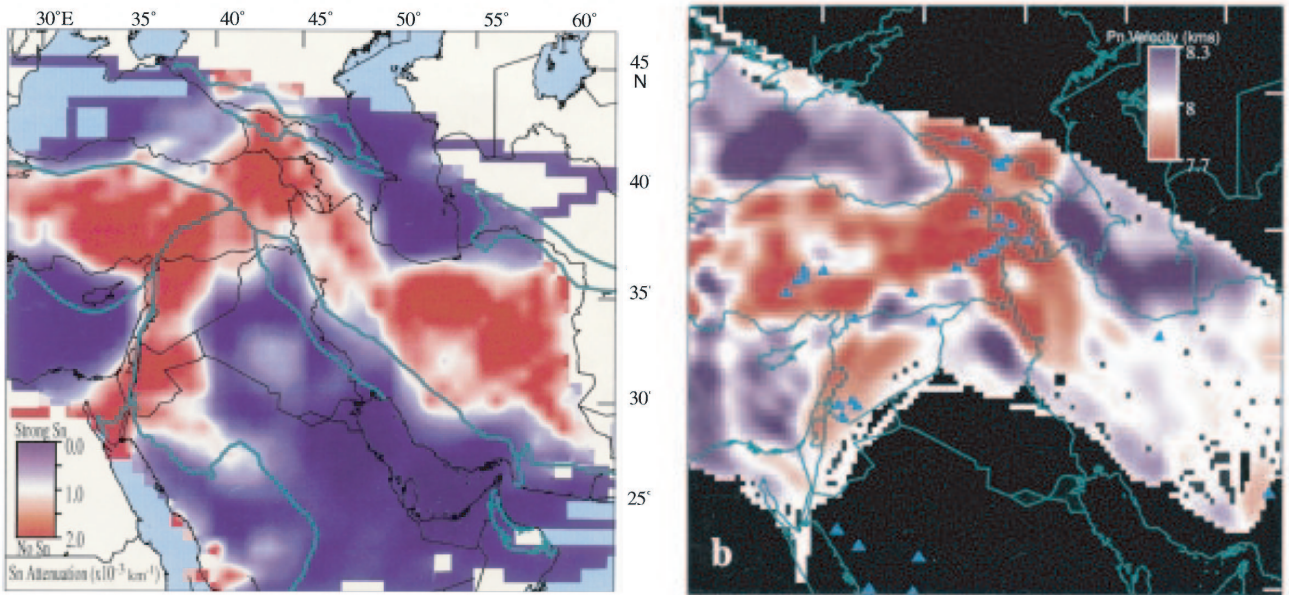


FIG. 2.11 – Gauche : Modèle tomographique de l'efficacité de propagation d'ondes Sn sous la région du Proche Orient. Le bleu indique une propagation efficace tandis que le rouge indique les régions sans propagation de Sn. La couleur blanche correspond aux régions de faible propagation de Sn. Les courbes grises marquent les limites tectoniques majeures au Proche Orient (d'après Sandvol et al., 2001). Droite : Vitesse Pn dans la partie la plus haute du manteau. Des vitesses importantes sont trouvées sous les régions de croûte océanique telles que la Mer Noire et la Mer Caspienne, alors que de faibles vitesses sont trouvées sous le plateau Turco-Iranien (d'après Hearn & Ni, 1994).

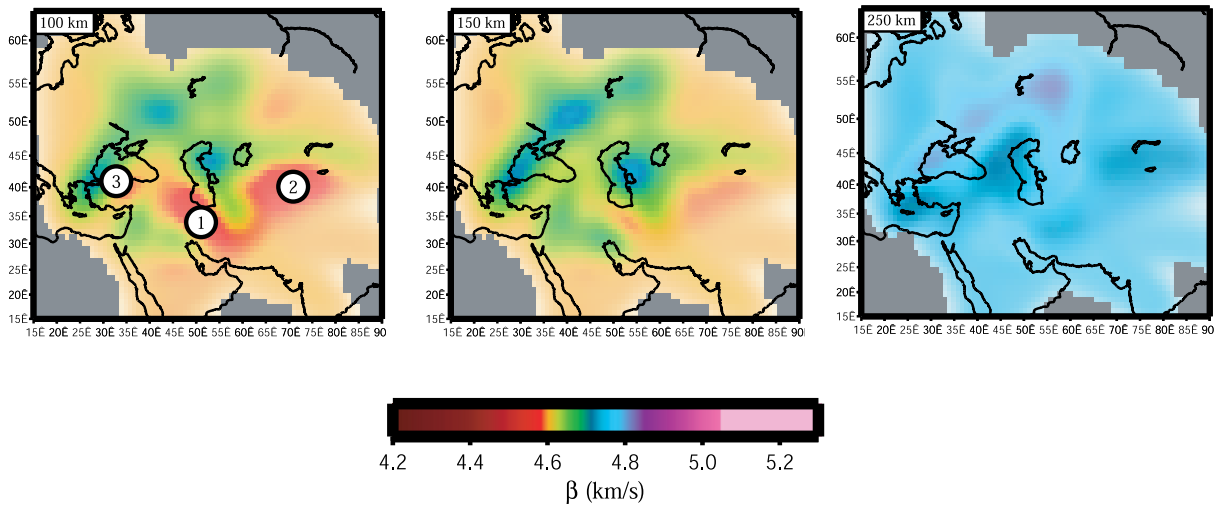


FIG. 2.12 – Sections horizontales du modèle tomographique d'ondes de surface à 100, 150, et 250 km de profondeur. La section à 100 km montre bien l'anomalie de faible vitesse sous le plateau Turco-Iranien. Plus on descend dans le manteau, plus on a une vitesse homogène à travers toute la région (d'après Maggi & Priestley, 2004).

sous l'Arabie indique un manteau lithosphérique relativement froid et épais sous l'Arabie au contraire d'un manteau supérieur chaud et la présence d'une éventuelle fusion partielle sous le plateau iranien (Kampfmann & Berckhemer, 1985; Sato & Fukuyama, 1989).

La coïncidence des régions de faible vitesse et forte atténuation avec les zones d'activité volcanique récente et à anomalie gravimétrique légère a amené Sandvol et al. (2001) et Maggi & Priestley (2004) à penser que la présence d'une lithosphère amincie et d'un manteau supérieur assez chaud peut être à l'origine de ces observations. Pour Maggi & Priestley (2004), toutes ces observations montrent que le manteau supérieur sous le plateau iranien est très proche du solidus, soit à cause d'une augmentation de température, soit par un accroissement du contenu en volatils, ou bien par combinaison des deux. Pour ces auteurs, la lithosphère amincie sous le plateau serait la conséquence d'une délamination de la lithosphère inférieure. Cette délamination entraîne le remplacement de matériaux froids et lourds du manteau lithosphérique, qui se détache et plonge, par des matériaux plus chauds remontant depuis le manteau inférieur. La remontée de matériaux chauds amène le reste de la lithosphère à proximité du point de fusion (Pearce et al., 1990; Keskin et al., 1998).

2.5 Modèles de collision continentale

Des modèles analogiques (Chemenda et al., 1995, 1996, 2000; Regard et al., 2003) et numériques (Molnar & Gray, 1979; Sobouti & Arkani-Hamed, 2002) prouvent qu'un slab océanique en subduction peut entraîner avec lui la lithosphère continentale qui lui est attachée. Une lithosphère océanique en subduction exerce une force considérable qui tire la lithosphère continentale dans la subduction (Conrad & Lithgow-Bertelloni, 2002). Cette force peut dépasser la flottabilité des matériaux légers de la croûte lorsque le slab est attaché à la lithosphère continentale. Si le slab se détache de la lithosphère continentale, la flottabilité de la croûte interrompt la subduction continentale, et la poursuite de la convergence entraîne un raccourcissement et épaississement de la croûte. C'est à ce stade qu'on peut dire que la collision continentale débute. Donc, selon ces études, on aurait toujours un stade de subduction continentale avant que la collision continentale ne débute. Selon les modèles analogiques (Chemenda et al., 1995, 1996, 2000; Regard et al., 2003), si la convergence de deux plaques continue même après détachement du slab, la partie crustale de la lithosphère continentale se déforme, mais la partie mantellique continue de subducter. Pour cela, un décollement mécanique entre la croûte et la lithosphère mantellique est indispensable. La figure 2.13 illustre schématiquement le processus de la subduction continentale, détachement du slab, et remontée de la croûte et le début de la collision continentale.

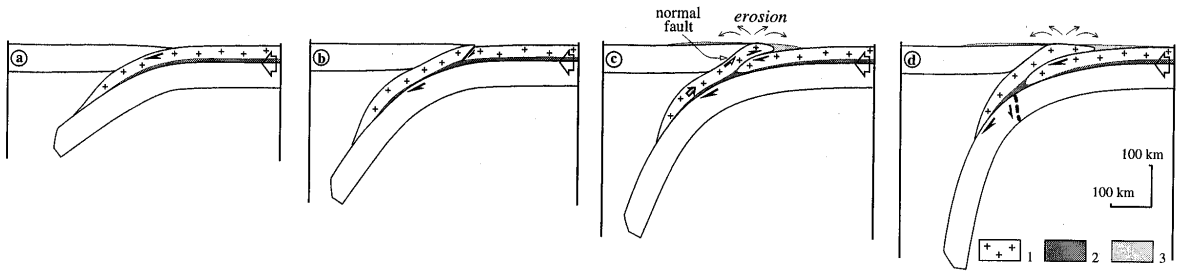


FIG. 2.13 – Schéma d'un modèle de subduction continentale (d'après Chemenda et al., 1996). a) Subduction de la lithosphère continentale entraînée par la subduction de la lithosphère océanique. b) Cassure de la croûte au front de la zone de subduction. c) Chevauchement et épaississement de la croûte produisant la chaîne de montagne. d) Erosion en surface et déchargement provoquant le soulèvement de la tranche subductée de la croûte vers le haut. 1 = croûte supérieure, 2 = croûte inférieure 3 = matériaux érodés.

D'autre part, les premiers modèles thermo-mécaniques (Bird et al., 1975; Toksöz & Bird, 1977; Bird, 1978) construits pour expliquer le mécanisme de la déformation dans le Zagros proposent que la lithosphère océanique Téthysienne qui subductait sous l'Iran central s'est détachée de la plaque Arabique au premier stade de la rencontre des deux plaques. Après détachement du slab océanique, l'ouverture de la mer Rouge est devenue le moteur qui aurait permis, et permettrait toujours, la convergence des deux plaques. Selon le modèle en éléments finis de Bird (1978), le détachement du slab océanique de la plaque arabique a entraîné une lacune entre les manteaux lithosphériques des plaques Arabique et d'Iran central sous la zone de suture du Zagros. Cela a concentré dans la croûte continentale toute la contrainte due à la collision. Cette croûte a commencé à se raccourcir horizontalement et à s'épaissir verticalement lorsque les plaques ont continué à converger. La lithosphère mantellique ne s'est pas déformée. Elle a empêché la déformation dans la zone de collision de se propager vers le bouclier arabique. Pour cela, la lithosphère mantellique de la plaque arabique doit subducter sous l'Iran central sans subduction de la croûte. Ceci produit un découplage mécanique entre la croûte sur le manteau lithosphérique. Cependant, ce modèle propose que le slab océanique a charrié avec lui sous l'Iran central quelques sédiments déposés sur la marge de la plate-forme Arabique au cours du dernier stade de subduction océanique.

Certains auteurs (Houseman & Molnar, 1997; Conrad & Molnar, 1997; Molnar et al., 1998) proposent un modèle de délamination comme mécanisme de remontée de l'asthénosphère. Selon ce modèle, l'épaississement de la lithosphère dans la zone de collision provoque une instabilité thermodynamique dans le manteau lithosphérique. Une partie dense de la lithosphère se détache et descend dans le manteau asthénosphérique. Les matériaux asthénosphériques chauds remontent et remplacent la partie détachée. Nous avons donc une lithosphère amincie sous laquelle se trouve une asthénosphère chaude.

Un autre modèle de remontée de l'asthénosphère est expliqué par le détachement du slab océanique (Davies & von Blanckenburg, 1995). Selon ce modèle, un slab océanique en subduction se détache de la lithosphère après la collision continentale. Au cours du détachement du slab, les matériaux asthénosphériques remontent dans l'ouverture entre le slab

détaché et le reste de la lithosphère. Suite au détachement, les matériaux asthénosphériques chauds commencent l'érosion thermique de la lithosphère.

2.6 Conclusion : questions justifiant une expérience de sismologie structurale au travers du Zagros

En considérant les données géophysiques disponibles et les résultats des modèles proposés sur la structure lithosphérique de la zone de collision du Zagros, on arrive à une liste de questions importantes pour lesquelles on ne dispose pas de réponses précises et détaillées malgré les études déjà faites et qui justifient l'expérience sismologique Zagros 2000-2001.
La première question principale concerne la position de la suture entre la plaque arabique et le bloc d'Iran central. L'objectif est, en étudiant la structure de la croûte et du manteau lithosphérique, de trouver le contact entre les deux plaques lithosphériques en profondeur. En plus, l'étude de la géométrie de l'épaississement crustal nous permettra de savoir combien de raccourcissement dû à la collision a été accommodé par épaississement dans le Zagros. Cela nous donnera aussi les indices de subduction continentale éventuelle dans le Zagros.
Nous espérons aussi trouver une réponse pour la question essentielle de la présence éventuelle d'un slab océanique sous l'Iran central attaché à la lithosphère continental d'Arabie.
Un autre point à considérer est le « soutien » des hauts plateaux d'Iran central à des altitudes relativement hautes. Il s'agit de l'équilibre isostatique sous ce plateau. A quel niveau (croûte ou manteau supérieur) se fait la compensation isostatique ? En considérant l'épaisseur de la croûte, quel modèle de compensation isostatique (modèle d'Airy ou de Pratt) peut expliquer le « soutien » de ce haut plateau ?
La différence significative entre la vitesse des ondes dans le manteau lithosphérique sous ces deux plaques (le Zagros et l'Iran central) peut être d'origine thermique, ce qui nous permet de penser que la délamination lithosphérique du manteau sous l'Iran central pourrait expliquer les hautes altitudes, comme pour le Tibet (Molnar, 1988).

Chapitre 3

Géométrie du Moho sous le Zagros

Pour comprendre les processus tectoniques intervenant dans la formation et le développement de la chaîne du Zagros, il est essentiel de connaître d'abord les variations d'épaisseur de la croûte au travers de la chaîne. Or, cette épaisseur est très mal connue. Giese et al. (1984), en utilisant des données de sismique réfraction, ont trouvé une épaisseur d'environ 40 km pour le bloc de Lut en Iran central. Ils ont aussi estimé que le Moho se trouve à une profondeur d'environ 60 km sous la zone métamorphique au nord-est de la chaîne du Zagros. Ces données, qui sont les seules données de sismique profonde de cette région, ne sont pas fiables car les profils de réfraction n'ont pas été inversés et car leur qualité est faible. Dehghani & Makris (1984) ont trouvé, par modélisation des anomalies gravimétriques, une épaisseur crustale maximum d'environ 55 km sous la zone du « Main Zagros Thrust » (MZT). Selon cette étude, l'épaisseur de la croûte sous notre profil diminue peu à peu vers le sud, de son maximum à environ 55 km au MZT à moins de 40 km sous le Golfe Persique. Ils ont aussi trouvé une croûte d'épaisseur de moins de 40 km pour l'Iran central. Snyder & Barazangi (1986), par modélisation des anomalies de Bouguer, proposent un Moho à 40 km de profondeur sous le Golfe Persique avec un plongement d'environ 1° vers le nord-est sous le Zagros. En approchant du MZT, le pendage du Moho augmente jusqu'à environ 5° et la profondeur du Moho atteint son maximum à 65 km exactement sous le MZT. Aucune mesure géophysique complémentaire pour étudier la structure profonde n'a été effectuée

depuis les années 80. Les connaissances sont donc très peu nombreuses.

3.1 Imagerie du Moho par fonctions récepteur

La lithosphère se compose de deux domaines distincts, la croûte et le manteau, qui ont des caractéristiques chimiques, pétrologiques et sismiques assez différentes (Rudnick & Fountain, 1995). De ce fait, le Moho est une discontinuité sismique majeure. L'utilisation des ondes sismiques est donc la meilleure méthode pour étudier les variations de profondeur du Moho. Parmi ces méthodes, la sismique réflexion profonde permet de déterminer la structure très précisément, mais elle est difficile à mettre en œuvre car elle nécessite l'utilisation de sources énergétiques assez destructives. Parmi les méthodes basées sur l'utilisation de séismes, les techniques tomographiques (inversion de temps d'arrivée) permettent de déterminer les variations de vitesse mais restent peu sensibles aux variations de profondeur du Moho. La méthode des fonctions récepteur, basée sur l'étude des ondes P converties en S et leurs réverbérations aux différentes discontinuités sismiques, nous permet d'accéder à la profondeur de chaque interface. Cette méthode est particulièrement bien adaptée à l'étude des variations de profondeur du Moho où les contrastes de vitesse sont bien marqués.

3.1.1 Principe de l'analyse en fonctions récepteur

Un enregistrement 3-composantes d'un événement télésismique porte des informations sur la source, la structure au voisinage de la source et du capteur, et la propagation dans le manteau. Le principe de l'analyse en fonctions récepteur est d'extraire les phases converties P-S aux interfaces sous le capteur, en déconvoluant les traces horizontales par la trace verticale des enregistrements 3-composantes de téléséismes. Le processus de déconvolution nous permet d'isoler la réponse du milieu sous le capteur des effets du parcours et de la source. Lorsqu'une onde P incidente rencontre une interface plane séparant deux milieux d'impédances différentes, quatre types d'ondes se produisent (Aki & Richards, 2002) : deux

ondes P et S transmises et deux ondes P et S réfléchies. Si l'interface est horizontale et les milieux sont isotropes, les ondes S transmises et réfléchies sont de type Sv, c'est-à-dire qu'elles sont polarisées dans le plan de propagation des ondes. L'amplitude, le temps d'arri-

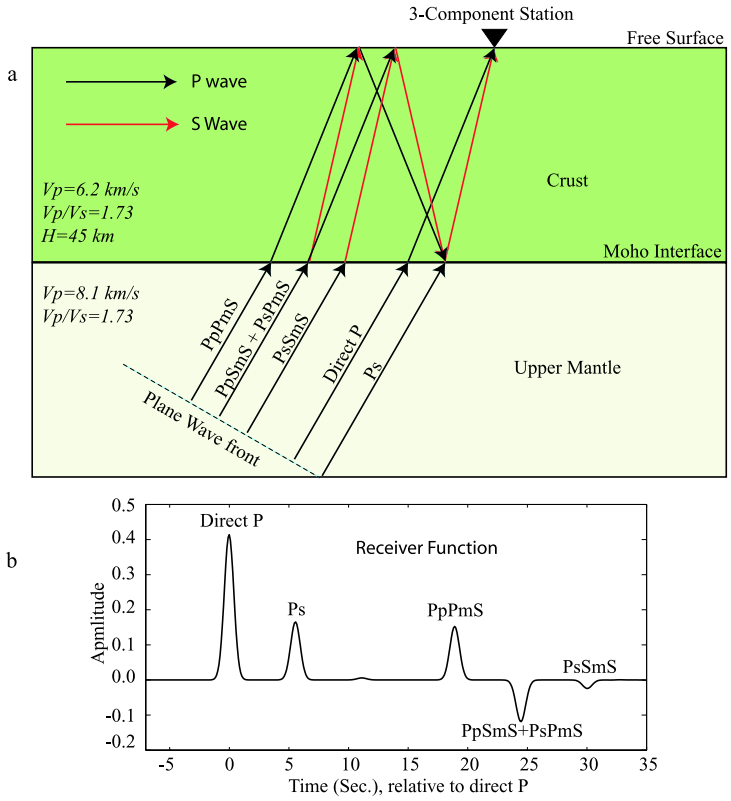


FIG. 3.1 – a) Diagramme simplifié indiquant les phases majeures converties P-S et leurs multiples dans un modèle simple croûte sur demi-espace. b) Fonction récepteur synthétique calculée à partir de ce modèle.

vée et la polarité des phases P converties en Sv sont sensibles à la structure en onde S sous le capteur. A distance télésismique (>25°) l'incidence des rais P aux stations d'un réseau régional est proche de la verticale (vitesse horizontale apparente très grande). A l'échelle du réseau, l'approximation de l'onde plane est justifiée et les ondes P sont essentiellement polarisées verticalement, alors que les ondes Sv sont polarisées horizontalement. Aux ondes P directe et P convertie en Sv au Moho (notée désormais Ps), il faut ajouter les réflexions/ conversions multiples se produisant à l'intérieur de chaque couche ainsi qu'à la surface libre (Figure 3.1) (Langston, 1979, 1981, 1989; Owens et al., 1984; Cassidy, 1992; Vergne, 2002).

Langston (1979) a présenté une procédure efficace pour extraire les fonctions récepteur à partir d'un enregistrement télésismique. Dans le domaine du temps, le déplacement du sol pour une onde P ayant traversé des interfaces horizontales ou pentées peut s'écrire de façon approchée sous forme d'un produit de convolution :

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \tag{3.1}$$

où, $S(t)$ désigne la fonction source, $I(t)$ est la réponse instrumentale de la station sismologique, et les $E_V(t)$, $E_R(t)$, et $E_T(t)$ sont les réponses impulsionnelles du sol sous le capteur pour chaque composante. Pour extraire la réponse du sous-sol $E(t)$ d'un sismogramme $D(t)$, on doit connaître la fonction source $S(t)$. Cette fonction peut être assez compliquée si l'on considère l'histoire de la dislocation à la source. Cependant, pour les sismogrammes enregistrés à distance télésismique, la composante verticale se compose d'une arrivée P directe assez énergétique suivie d'arrivées secondaires mineures dues à des conversions et des réverbérations crustales (Langston, 1979; Owens et al., 1984). Nous pouvons donc utiliser comme approximation de la fonction source $S(t)$ la composante verticale du signal sismique en écrivant :

$$\begin{aligned} E_V(t) &\cong \delta(t) \\ D_V(t) &\cong I(t) * S(t) \\ D_R(t) &\cong D_V(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &\cong D_V(t) * E_T(t) \end{aligned} \tag{3.2}$$

En supposant une réponse instrumentale identique pour toutes les composantes du sismogramme, $E_R(t)$ et $E_T(t)$, composantes radiale et transverse de la FR (fonction récepteur), peuvent être calculées en déconvoluant $D_R(t)$ et $D_T(t)$, composantes radiale et transverse du sismogramme, par $D_V(t)$, composante verticale du sismogramme. Toutes les phases se

terminant en P, hormis la phase P directe, possèdent une amplitude très faible sur les composantes verticale et horizontale et seront donc éliminées lors de l'étape de déconvolution. Une analyse en FR se fait donc en trois étapes : 1) sélectionner le signal contenant la phase P directe et sa coda à partir d'un sismogramme, 2) faire la rotation des composantes horizontales du système de cordonnées géographiques Nord-Est au système radial-transverse (calculé selon la valeur théorique du back-azimut), 3) déconvoluer les composantes radiale et transverse par la composante verticale.

Plusieurs approches existent pour faire la déconvolution dans une analyse de FR. L'approche la plus connue est la déconvolution dans le domaine spectral (Langston, 1979; Owens et al., 1984; Guilbert, 1995). Quelques auteurs ont essayé une approche de déconvolution simultanée d'un ensemble des sismogrammes dans le domaine temporel (Gurrola et al., 1995; Sheehan et al., 1995). Ligorría & Ammon (1999) ont présenté une nouvelle méthode de calcul d'une fonction récepteur avec une approche itérative en domaine temporel sur la base mathématique décrite par Kikuchi & Kanamori (1982). Nous allons présenter ci-dessous les deux méthodes les plus utilisées : déconvolution en domaine spectral et déconvolution itérative en domaine temporel.

3.1.1.1 Déconvolution en domaine spectral

Cette méthode est basée sur le principe qu'une convolution dans le domaine temporel est équivalente à une multiplication dans le domaine fréquentiel, et donc une déconvolution sera une division dans le domaine fréquentiel. Elle a été proposée par Langston (1979) dans la première présentation de la méthode des FR et a subi quelques modifications (Owens et al., 1984; Ammon, 1991). En notant, $D_V(\omega)$, $D_R(\omega)$ et $D_T(\omega)$ les transformées de Fourier de $D_V(t)$, $D_R(t)$ et $D_T(t)$ où ω est la pulsation, on obtient :

$$\begin{aligned} E_R(\omega) &= \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \\ E_T(\omega) &= \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} \end{aligned} \tag{3.3}$$

$E_R(\omega)$ et $E_T(\omega)$ subissent ensuite une transformée de Fourier inverse pour revenir au domaine temporel. En pratique la procédure de déconvolution 3.3 est instable puisque les signaux sont bruités et leur bande passante est restreinte. Pour éliminer les valeurs trop petites de $D_V(\omega)$ qui causent les instabilités, on estime les FRs par la méthode du « water level » de Clayton et Wiggins (1976). Les déconvolutions 3.3 s'écrivent donc :

$$\begin{aligned} E_R(\omega) &= \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} A(\omega) \\ E_T(\omega) &= \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} A(\omega) \end{aligned} \tag{3.4}$$

où $A(\omega) = \frac{D_V(\omega) D_V^*(\omega) G(\omega)}{\phi(\omega)}$ et $G(\omega) = exp\left(\frac{-w^2}{4a^2}\right)$, ($a$ étant la largeur de la gaussienne) et $\phi(\omega) = max\left\{D_V(\omega) D_V^*(\omega), c.max\left[D_V(\omega') D_V^*(\omega')\right]\right\}$, c étant le niveau du seuil, appelé en anglais "water level", qui détermine l'amplitude minimum autorisée pour le dénominateur de l'équation 3.4 ; $*$ indique le complexe conjugué.

3.1.1.2 Déconvolution itérative en domaine temporel

Dans cette méthode, on construit itérativement la fonction récepteur jusqu'à expliquer la plus grande partie du signal en utilisant la fonction d'intercorrélation entre la trace verticale et radiale (ou transverse) qui est une mesure de la ressemblance entre ces deux traces. Par définition d'une fonction récepteur, quand on la convolue avec la composante verticale du sismogramme on devrait obtenir la composante horizontale. Dans cette méthode, on calcule donc la fonction récepteur en minimisant par moindres carrés l'énergie de la différence entre la composante horizontale du sismogramme observé et un signal généré par convolution d'une suite des diracs correspondant à la FR, mise à jour itérativement, avec la composante verticale du sismogramme. Cette énergie peut être définie par :

$$\Delta_n = \int_{t=0}^{T} \left[r(t) - \sum_{i=1}^{n} \alpha_i z(t - t_i) \right]^2 dt \tag{3.5}$$

où $r(t)$ est la composante horizontale et $z(t)$ la composante verticale du sismogramme, t_i et α_i le décalage et l'amplitude de la suite des diracs pour l'itération i, et T est la durée du sismogramme traité. L'équation 3.5 peut s'écrire :

$$\Delta_n = \int_{t=0}^{T} \left[r(t) - \sum_{i=1}^{n-1} \alpha_i z(t - t_i) - \alpha_n z(t - t_n) \right]^2 dt \tag{3.6}$$

En posant, $r'(t) = r(t) - \sum_{i=1}^{n-1} \alpha_i z(t - t_i)$ on obtient la trace horizontale résiduelle à l'itération n, en soustrayant à $r(t)$ la trace verticale observée convoluée avec la suite des diracs obtenues pendant les itérations précédentes. L'équation 3.6 s'exprime donc sous la forme :

$$\Delta_n = \int_{t=0}^{T} \left[r'(t) - \alpha_n z(t - t_n) \right]^2 dt \tag{3.7}$$

A chaque itération on cherche les valeurs t_n et α_n qui minimisent la quantité Δ_n. En notant C_R l'autocorrélation de la trace résiduelle, C_Z celle de la trace verticale, C_{RZ} l'intercorrélation entre ces deux traces, Δ_n peut s'exprimer sous la forme :

$$\Delta_n = C_R(0) - 2\alpha_n C_{RZ}(t_n) + \alpha_n^2 C_Z(0) \tag{3.8}$$

Pour que Δ_n soit minimum, sa dérivée par rapport à α_n doit être nulle, ce qui, d'après l'équation 3.8, nous donnera :

$$\alpha_n = \frac{C_{RZ}(t_n)}{C_Z(0)} \tag{3.9}$$

La valeur de Δ_n avec α_n exprimé à l'équation 3.9 sera :

$$\Delta_n = C_R(0) - \frac{C_{RZ}^2(t_n)}{C_Z(0)} \tag{3.10}$$

La quantité Δ_n est donc minimale pour t_n tel que C_{RZ}, l'intercorrélation entre la trace verticale et la trace horizontale résiduelle, est maximale. A chaque itération, le maximum de l'intercorrélogramme entre ces deux traces nous indique le temps t_n. Selon l'équation

3.9, α_n sera l'amplitude du maximum de l'intercorrélogramme de la trace résiduelle et la trace verticale observée, normalisé par le maximum de l'autocorrélation de la trace verticale observée. Lors de la première itération, la trace résiduelle sera la trace horizontale observée, et le processus expliqué ci-dessus nous donne le premier dirac de la fonction récepteur. Pour les itérations suivantes, la trace horizontale résiduelle remplacera la trace horizontale observée. A chaque itération un nouveau dirac est ajouté à la suite des diracs obtenus par les itérations précédentes. La trace horizontale résiduelle est la mesure de ressemblance entre la trace horizontale observée et la trace générée par convolution de la fonction récepteur et la trace verticale observée. On espère donc qu'à chaque itération, l'énergie de cette trace résiduelle diminue ce qui, par conséquent, implique une diminution de l'amplitude de la suite des diracs sur la fonction récepteur. Nous avons décidé d'arrêter le processus itératif après 40 itérations, car ensuite, l'amplitude des diracs obtenus est négligeable pour nos données.

La suite de diracs obtenue après N itérations peut s'exprimer sous la forme :

$$\delta_R(t) = \sum_{i=1}^{N} \alpha_i \delta(t - t_i) \tag{3.11}$$

Pour obtenir une fonction récepteur sous la forme d'un signal, on convolue ensuite la suite des diracs de l'équation 3.11 par une gaussienne dont la largeur tient compte de la résolution espérée.

3.1.1.3 Choix d'une méthode de déconvolution

Lorsque les données possèdent une bande passante assez large avec un bon rapport signal sur bruit (S/B), la majorité des méthodes de déconvolution fonctionnent assez bien, et l'avantage d'une technique sur les autres n'est pas évident. Cependant, pour compléter la couverture azimutale généralement insuffisante pour les stations temporaires, on est obligé d'utiliser des événements de faible magnitude pour lesquels le rapport S/B n'est pas très bon. Dans ce cas, le choix d'une technique de déconvolution adaptée est important.

En appliquant les deux méthodes décrites plus haut sur nos données, on a remarqué que les fonctions récepteur calculées dans le domaine fréquentiel possèdent un pic négatif après la phase P directe dans la majorité des cas, même avec un enregistrement à rapport S/B correct. Ce pic est un artefact dont la présence n'a aucun rapport avec la structure sous le capteur. C'est l'hypothèse faite dans la méthode de division spectrale que le signal traité n'est pas causal, qui entraîne la présence de ce pic négatif. Ce pic étant systématique dans toutes les fonctions récepteur calculées pour une station, il persiste sur la trace sommée et intervient ensuite dans les étapes suivantes du traitement. Sur la figure 3.2 sont tracées les fonctions récepteur moyennes de trois stations M8 (capteur CMG40), B3 (capteur

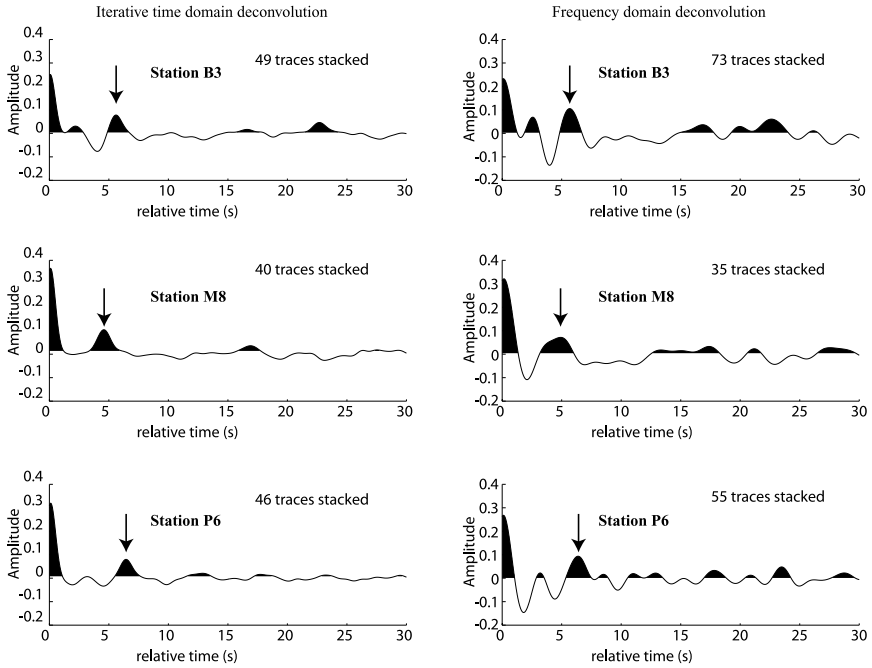


FIG. 3.2 – Fonctions récepteur moyennes calculées pour les stations B3, M8 et P6 avec deux méthodes différentes : déconvolution itérative en domaine temporel (gauche) et déconvolution en domaine spectral (droite). Les pics négatifs précédant la phase correspondant à la conversion au Moho (marquée d'une flèche) se manifestent sur les fonctions récepteur moyennes calculées en domaine spectral pour ces trois stations. Les formes d'onde de ces fonctions récepteur sont généralement plus compliquées que celles calculées itérativement en domaine temporel.

STS2), et P6 (capteur Le3D-5s), que nous avons choisies car elles présentent le meilleur

rapport S/B pour chaque catégorie de capteur. Pour chaque station, la fonction récepteur moyenne est calculée à partir de toutes les fonctions récepteur triées comme ayant une qualité raisonnable. L'amplitude du pic négatif après le premier pic positif peut masquer les phases intra-crustales qui arrivent en même temps. D'ailleurs, ce pic a tendance à atténuer l'amplitude de la phase convertie Ps provenant du Moho. La forme générale très compliquée des fonctions récepteur calculées par la division spectrale aboutit à un modèle de sous-sol forcément complexe. Après avoir considéré tous ces effets, nous avons décidé de calculer les fonctions récepteur par déconvolution itérative en domaine temporel.

3.1.2 Estimation de la structure crustale à partir des fonctions récepteur

Les fonctions récepteur sont les séries temporelles sur lesquelles on peut discriminer les phases converties PS engendrées par les interfaces situées sous les capteurs ainsi que les multiples qui en découlent. Pour accéder à la profondeur de chaque interface, nous devons passer du domaine temporel de la fonction récepteur au domaine des profondeurs.

3.1.2.1 Détermination du rapport V_P/V_S à partir des FR

Le temps de trajet de la phase convertie Ps et ses multiples sur un Moho (PpPmS et PpSmS+PsPmS) (figure 3.1) à une profondeur H est fonction de l'épaisseur de la croûte (H) et la vitesse moyenne des ondes P et S dans la croûte. La relation entre le temps de trajet pour ces phases et les paramètres inconnus (H, V_P, V_P/V_S) peut être exprimée en

utilisant la loi de Descartes par :

$$
\begin{aligned}
H &= \frac{V_p * T_{Ps}}{\sqrt{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - p^2} - \sqrt{1-p^2}} \\
H &= \frac{V_p * T_{PpPmS}}{\sqrt{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - p^2} + \sqrt{1-p^2}} \\
H &= \frac{V_p * T_{(PpSmS+PsPmS)}}{2 * \sqrt{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - p^2}}
\end{aligned}
\tag{3.12}
$$

oú p désigne le paramètre du rai. En considérant seulement la phase Ps (équation 3.12), on voit qu'il existe un couplage entre H et les vitesses dans la croûte. Cependant, puisque T_{Ps} représente le temps de trajet relatif de l'onde Ps par rapport à l'onde P, la dépendance de l'épaisseur H vis-à-vis de V_P est moins importante que vis-à-vis de V_P/V_S (noté k ci-dessous). Par exemple, pour une croûte de 45 km d'épaisseur, avec $V_P = 6.2$ km/s et $V_P/V_S = 1.73$, on obtient :

$$\Delta H = \frac{\partial H}{\partial V_p}.\Delta V_p = 7.2\Delta V_p(km)$$

c'est-à-dire que l'incertitude sur H est inférieure à 1 km pour une incertitude de 0.1 km/s en V_P. Par contre, l'épaisseur dépend de manière plus importante de V_P/V_S (k) :

$$\Delta H = \frac{\partial H}{\partial k}.\Delta k = -61.6\Delta k(km)$$

ce qui montre qu'une erreur de 0.1 en k peut se traduire par une indétermination de plus de 6 km en épaisseur. Cette ambiguïté peut être réduite en considérant aussi les multiples de la phase Ps. Sur des données réelles, l'identification des phases Ps et de leurs multiples sur les FR individuelles est un effort délicat et subjectif. Pour faciliter cette identification, Zhu & Kanamori (2000) proposent une sommation automatique des amplitudes de ces phases

dans le plan H-k. Cette sommation peut s'exprimer par :

$$s(H,k) = \sum_{n=1}^{N} \left[w_1 r_i\left(t_1\right) + w_2 r_i\left(t_2\right) + w_3 r_i\left(t_3\right) \right] \tag{3.13}$$

où $r_i\left(t\right)$ désigne la fonction récepteur, t_1, t_2, et t_3 les temps théoriques des phases Ps, PpPmS, et PpSmS+PsPmS. Les valeurs w_i sont les poids affectés aux trois phases tels que $\sum w_i = 1$. La position du maximum dans le plan H-k correspond aux valeurs de H et k qui nous donnent le maximum de cohérence sur l'ensemble des fonctions récepteur pour ces trois phases. Nous avons testé cette méthode pour des fonctions récepteur synthétiques

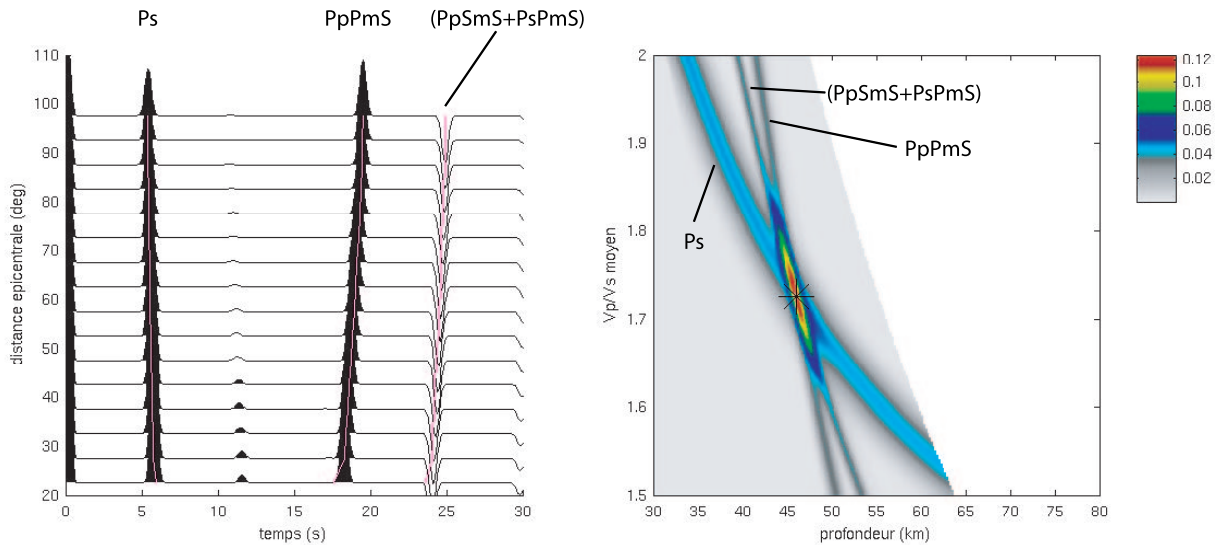


FIG. 3.3 – Méthode de sommation des FR pour obtenir le rapport V_P/V_S et l'épaisseur de la croûte. A gauche : fonctions récepteur synthétiques calculées pour le modèle de la figure 3.1. A droite : carte d'énergie dans le plan H-k obtenue par sommation des FR selon l'équation 3.13. La valeur de $s(H,k)$ atteint un maximum lorsque les valeurs correctes pour l'épaisseur et le rapport V_P/V_S sont utilisées pour la sommation.

calculées dans un modèle de croûte de 45 km d'épaisseur et de V_P=6.2 km/s et V_P/V_S=1.73 (figure 3.3). Le croisement des courbes associées à la phase Ps et ses multiples dans le plan H-k sur la figure nous donne les valeurs de H et V_P/V_S correspondant au modèle.

Cette méthode étant basée sur la présence des multiples assez forts de la phase Ps, elle ne fonctionne pas dans les cas où les multiples sont trop faibles. Sur des données réelles,

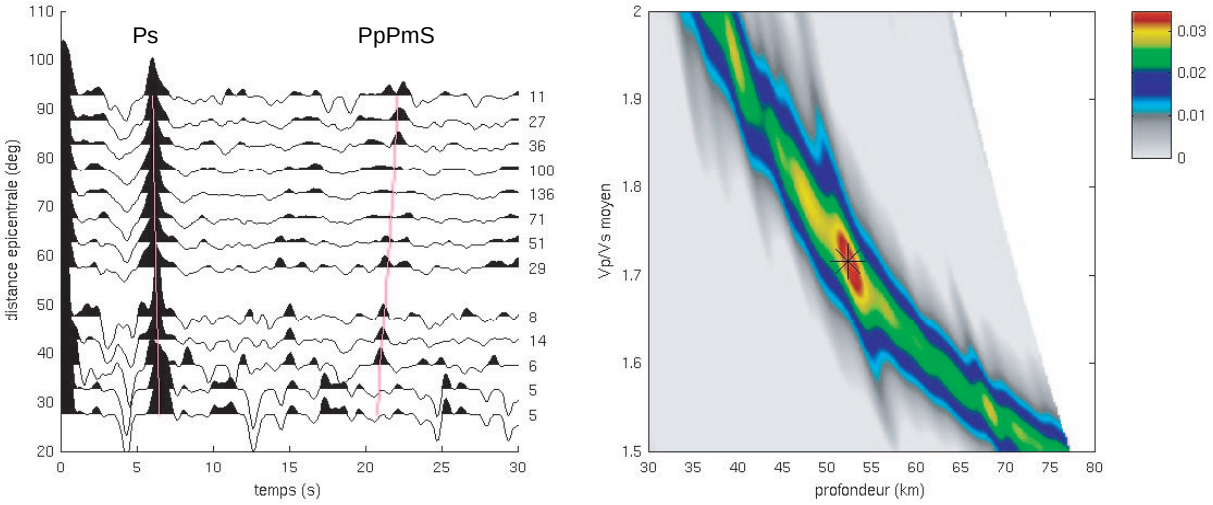


FIG. 3.4 – Résultats de la recherche de (H,k) pour les stations du Zagros central. A gauche : fonctions récepteur (sommées dans les tranches de distance épicentrale). Les nombres indiqués à droite de chaque fonction récepteur correspondent au nombre de FR sommées. A droite : carte d'énergie dans le plan H-k obtenu par la sommation des FR. Le trait fin rose marqué PpPmS sur la figure de gauche indique le temps d'arrivée théorique de la phase multiple correspondant aux valeurs de H et V_P/V_S du maximum de la carte de droite.

nous travaillons donc sur des sommes de FR dans l'espoir d'augmenter le rapport signal sur bruit (S/B). Cependant, le temps d'arrivée des multiples étant beaucoup plus sensible à l'angle d'incidence de l'onde P au Moho que celui de la phase Ps, nous avons effectué cette sommation par tranches de distance épicentrale. Pour avoir un nombre suffisant de FR dans chaque tranche, nous avons choisi des intervalles de 5° en distance avec un pas de recouvrement de 5°. La figure 3.4 montre le résultat de la recherche du rapport V_P/V_S par cette méthode pour les FR calculées pour l'ensemble des stations de la région Zagros central (A2 à B3). Notons sur cette figure que bien que la phase Ps ait une amplitude forte, son multiple n'est pas bien visible sur les FR. Dans le plan H-k, nous obtenons un maximum pour les valeurs H=52.5 et V_P/V_S=1.72. Néanmoins, la faible amplitude du multiple ne permet pas de faire apparaître un maximum au croisement de deux zones de fortes amplitudes comme sur la figure 3.3. La mesure de H et V_P/V_S n'est donc pas fiable. La figure 3.5 présente le résultat de la même analyse pour l'ensemble des stations de la région du Zagros sud (F13 à A3). On remarque sur cette figure l'incapacité de cette analyse

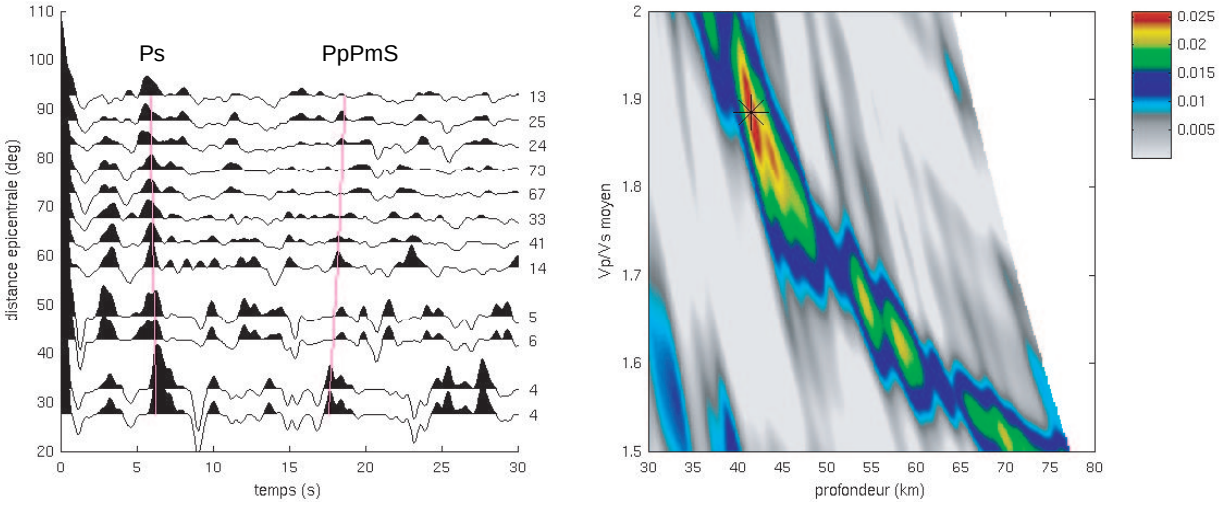


FIG. 3.5 – Même légende que figure 3.4 pour les stations du Zagros sud.

à estimer le rapport V_P/V_S dans les cas où les FR sont trop compliquées et les phases multiples ne sont pas bien visibles. Nous voyons donc sur ces deux exemples extrêmes, le meilleur (fig.3.4) et le moins bon (fig. 3.5), que nous ne pouvons pas mesurer de variation éventuelle du rapport V_P/V_S le long du profil car les multiples PpPmS ne sont jamais assez clairs. Nous n'allons donc par la suite considérer que des modèles 1D sans variation latérale de V_P/V_S.

3.1.2.2 Inversion des fonctions récepteur

L'inversion consiste à estimer le modèle de sous-sol pour lequel la fonction récepteur calculée donne le meilleur accord avec la fonction récepteur observée. Comme dans toutes les techniques d'inversion, on suppose qu'il existe un opérateur F liant l'espace des modèles m à celui des observations R^{obs} : $R^{obs} = F.m$. L'opérateur F (qui traduit une procédure de tracé de rai dans le cas des fonctions récepteur) n'est pas linéaire et ne peut être inversé directement. Plusieurs techniques ont été proposées pour résoudre ce problème classique : linéarisation (Owens et al., 1984; Ammon et al., 1990; Ammon, 1991; Mangino et al., 1993), recuit simulé (Ingber, 1989; Vergne, 2002) ou algorithme génétique (Shibutani et al., 1996; Vergne et al., 2002).

L'inversion des fonctions récepteur par la procédure de linéarisation souffre de plusieurs problèmes dont le plus grave est sa dépendance au modèle de départ. Cette dépendance pose des problèmes notamment dans les régions où l'on ne dispose pas d'informations à priori fiables sur la structure du sous-sol.
En plus, l'inversion d'une FR requiert l'existence des multiples de la phase Ps pour mieux contraindre le problème. Avec notre jeu de données, comme expliqué dans la section précédante, nous ne disposons pas de FR avec des multiples clairs. Pour cette raison, nous avons décidé que l'inversion des FR ne serait pas correctement contrainte. Nous étudions donc la structure crustale par migration des FR comme expliqué dans la section suivante.

3.1.2.3 Migration des fonctions récepteur

Principe

L'objectif final de l'analyse en fonctions récepteur est de localiser en profondeur des discontinuités d'impédance acoustique engendrant des phases converties sur les fonctions récepteur. Lorsque la densité spatiale de stations est faible, on détermine les profondeurs des interfaces séparément station par station. Si au contraire, les stations sont peu espacées comme c'est le cas dans notre étude, on peut profiter de la grande densité spatiale d'information contenue dans les FR pour étudier en détail la continuité des interfaces sous le réseau. L'opération de migration, empruntée à la sismique réflexion, peut replacer les interfaces visibles sur les fonctions récepteur à leurs justes profondeurs. Alors qu'en sismique réflexion, on cherche les interfaces réfléchissant les ondes descendantes, en analyse de fonctions récepteur, nous cherchons des interfaces engendrant des conversions P-S sur les ondes montantes. Zhu (2000) a proposé une technique de migration des FR dite « Common Conversion Point (CCP) » reposant sur des principes simples et efficaces. Dans cette technique, nous déterminons d'abord les trajets des rais dans un modèle de vitesse fixé. Ce modèle est généralement construit par combinaison d'un modèle global de type IASP91 (Kennett & Engdahl, 1991) avec les informations sur la structure locale notamment la profondeur moyenne du Moho. On a utilisé ici le modèle de croûte obtenu par Hatzfeld

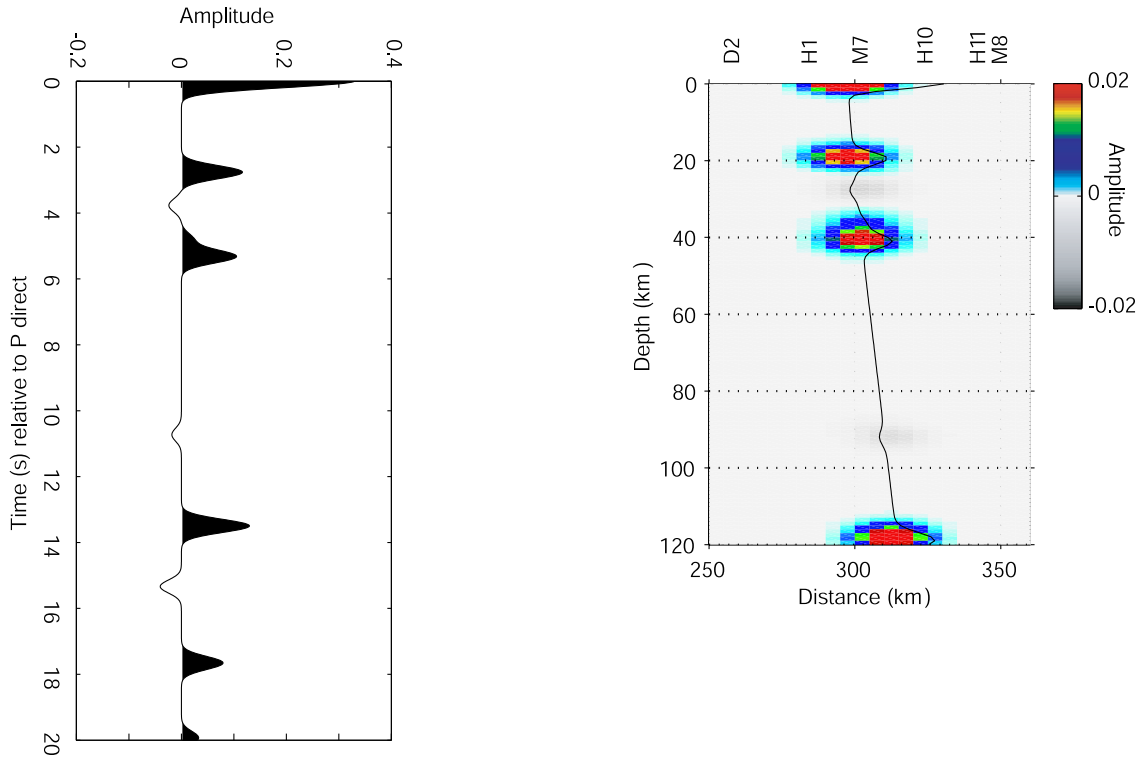


FIG. 3.6 – Procédure de migration des fonctions récepteur. A gauche : L'une des fonctions récepteur obtenues à la station M8. A droite : rétropropagation du rai correspondant à la fonction récepteur dans le modèle 1D selon le paramètre du rai et le back-azimut de l'événement ; projection de l'amplitude de chaque échantillon de la fonction récepteur le long du rai et lissage par une gaussienne.

et al. (2003) pour la région de Ghir au sud-est du Zagros central. Ces informations bien que locales, sont les seules informations sur la structure de la croûte pour le Zagros.

Nous utilisons la version de la migration CCP de Vergne (2002) et Vergne et al. (2002). Nous avons modifié cette version pour l'adapter à notre jeu de données.

Lorsque nous avons trouvé les trajets des rais correspondant aux fonctions récepteur calculées, nous « déposons » chacune d'elles le long du rai associé. Chaque échantillon de la fonction récepteur est ainsi positionné dans l'espace (x, z) (abscisse le long du profil, profondeur) et son amplitude est attribuée à la position considérée. L'espace (x, z) est ensuite découpé en une grille et à chaque cellule de la grille est attribuée la moyenne d'amplitude des échantillons positionnés dans la cellule considérée. Les étapes de la migration explicitées ci-dessus sont illustrées par la figure 3.6.

L'espacement horizontal de la grille est fonction de l'échantillonnage spatial des données dépendant de l'espacement inter-stations. L'espacement moyen entre les stations 3-C (courtes-périodes exclues) dans l'expérience Zagros est de 15 km. En considérant que les rais provenant d'événements avec différents back-azimuts peuvent couvrir l'espace entre les stations adjacentes, nous avons choisi pour étudier la géométrie du Moho, 10 km comme dimension horizontale d'une maille.

L'espacement vertical de la grille est fonction du contenu fréquentiel des signaux traités, qui dépend à la fois du filtre appliqué aux données lors du calcul des fonctions récepteur et de la largeur de la gaussienne utilisée pour calculer les FR par la méthode de déconvolution itérative en domaine temporel. Pour les fonctions récepteur calculées par la déconvolution itérative en domaine temporel, c'est la largeur de la gaussienne convoluée avec la série de Diracs obtenue lors la déconvolution qui détermine la période minimale de la fonction récepteur et donc la dimension optimale de la taille des blocs selon la verticale.

La figure 3.7 montre des exemples de FR calculées pour la station M8 et le séisme du 13/02/2001 à 19 :28 (en Indonésie, Sumatra). Sur cette figure on note évidemment l'influence de la largeur de gaussienne sur la fréquence maximale de la FR. On constate que pour les trois gaussiennes de demi-largeur 0.1, 0.2 et 0.3 sec, la fréquence maximale de la FR est à peu près de 3, 1.5 et 1 Hz. En considérant une vitesse moyenne d'onde S dans

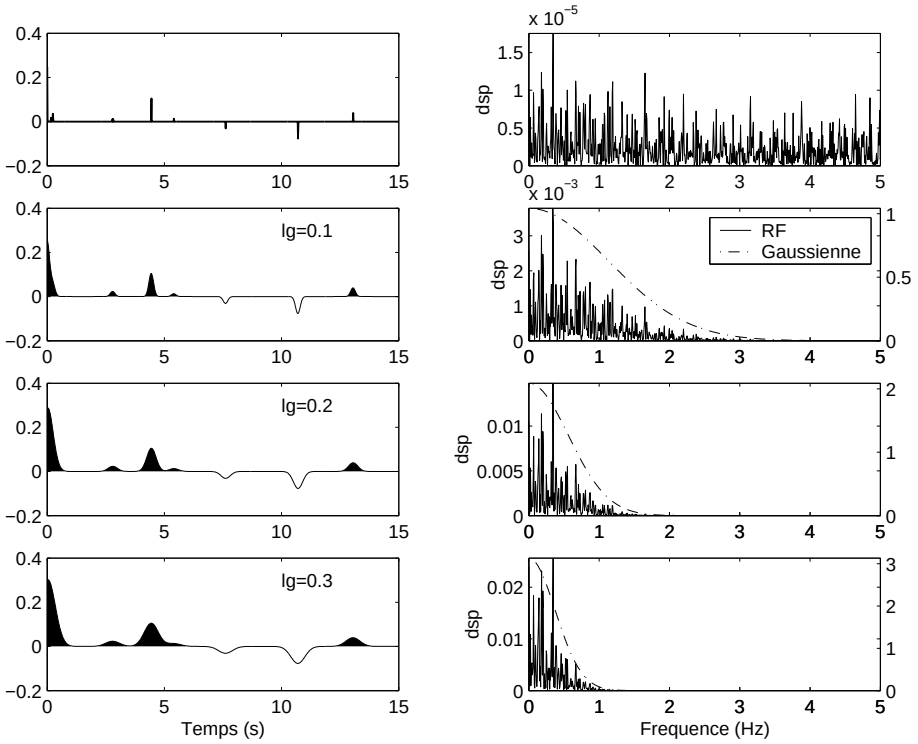


FIG. 3.7 – Influence de la largeur de la gaussienne convoluée avec une FR issue de la déconvolution itérative en domaine temporel (série de diracs) sur le spectre de la FR. La densité spectrale de puissance de la FR (gauche) montre que c'est la largeur de la gaussienne qui détermine le maximum de la bande passante de la FR. lg (indiqué dans les figures de gauche) est la demi-largeur de la gaussienne en secondes.

la croûte de 3.6 km/s, les longueurs d'onde correspondant aux fréquences maximales des FR sont environ 1.2, 2.4, et 3.6 km respectivement. Ces valeurs nous indiquent le pouvoir maximal de résolution verticale des FR. Si nous choisissons une demi-largeur de gaussienne de 0.2s pour calculer les FR, nous fixons la dimension verticale de la grille à 1 km pour être en accord avec la résolution des FR.

Puisque nos stations sont disposées quasiment en ligne, nous ne pouvons imager la structure sous le réseau qu'en deux dimensions. L'image issue de la migration sera donc une coupe 2-D sur laquelle on espère voir la signature des interfaces engendrant les phases visibles sur les fonctions récepteur. Nous présenterons donc par la suite des coupes verticales orientées selon l'azimut moyen du réseau de stations. Chaque cellule de ces coupes correspond à la moyenne de l'ensemble des cellules projetées perpendiculairement à l'axe du profil.

Pour améliorer la qualité de l'image et mettre correctement en évidence les interfaces, nous la lissons en utilisant un filtre gaussien 2-D en domaine spatial. Les paramètres de la gaussienne ont été choisis de façon à optimiser la qualité de l'image en obtenant le meilleur compromis entre lissage (pour faire « ressortir » les interfaces) et résolution verticale et horizontale. L'amplitude attribuée à chaque cellule de la coupe migrée étant la moyenne des amplitudes des fonctions récepteur calculées à différentes stations pour des rais provenant de différents back-azimuts, la procédure de migration nous permet d'atténuer les effets compliquant les fonctions récepteur comme l'anisotropie et la diffraction. Ainsi, en utilisant des événements couvrant une large gamme de distances épicentrales, la signature des multiples est atténuée sur la coupe migrée par rapport aux phases converties primaires. Cet effet s'explique par le fait que les temps d'arrivée des phases converties et de leurs multiples varient différemment avec la distance épicentrale. Sur la figure 3.8, nous voyons, avec des fonctions récepteur synthétiques, comment la migration focalise l'énergie des phases converties primaires alors qu'elle défocalise celle des multiples. La migration nous permet donc de mettre en évidence d'une manière efficace et fiable les interfaces engendrant les phases converties.

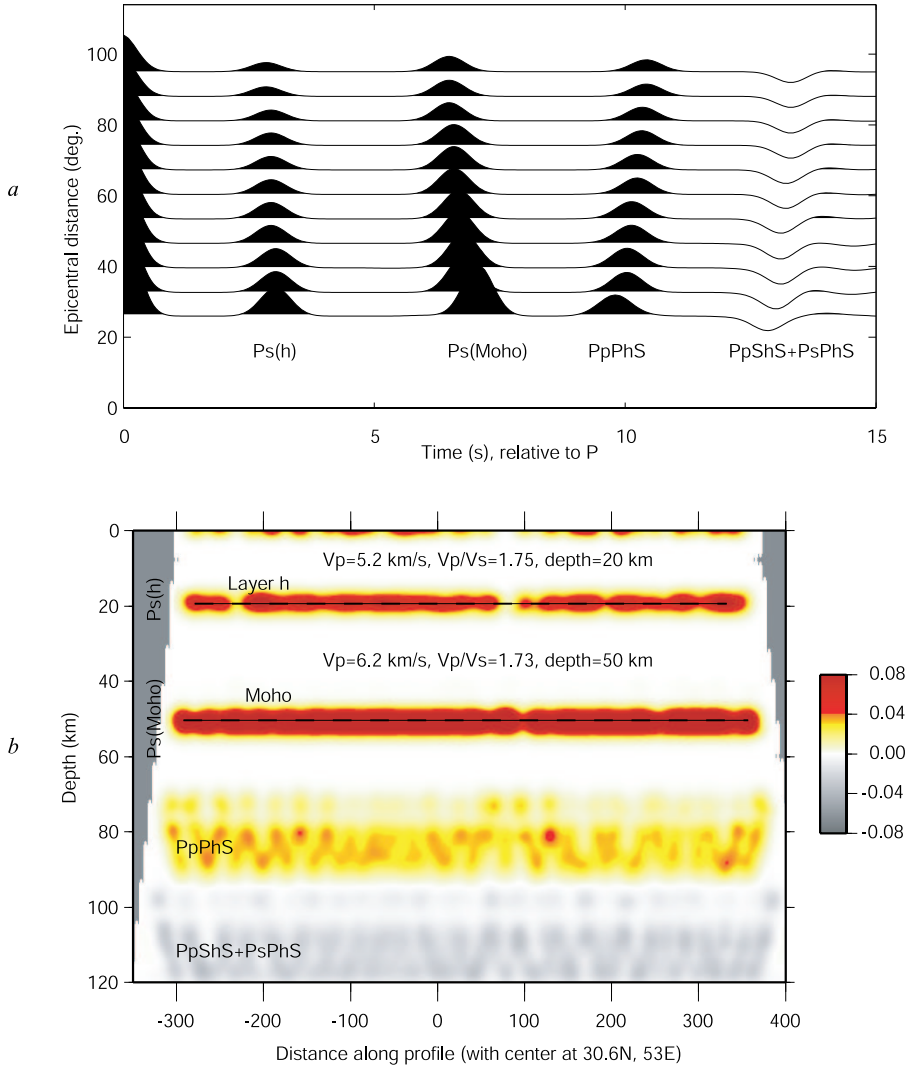


FIG. 3.8 – Focalisation de l'énergie des phases converties et défocalisation de celle des phases multiples lors de la migration. Dans cet exemple, les fonctions récepteur synthétiques ont été calculées à toutes les stations de notre étude pour différentes valeurs de distance épicentrale et de back-azimut à partir du modèle de croûte indiqué sur la coupe migrée. a) Fonctions récepteur synthétiques à une station. Les temps d'arrivée des phases converties sont décroissants lorsque la distance épicentrale augmente alors que ceux des multiples sont croissants. b) Coupe migrée. Les discontinuités introduites dans le modèle à 20 et 50 km de profondeur sont bien reconstruites sur la coupe avec une précision convenable. L'énergie des phases multiples au contraire, est défocalisée.

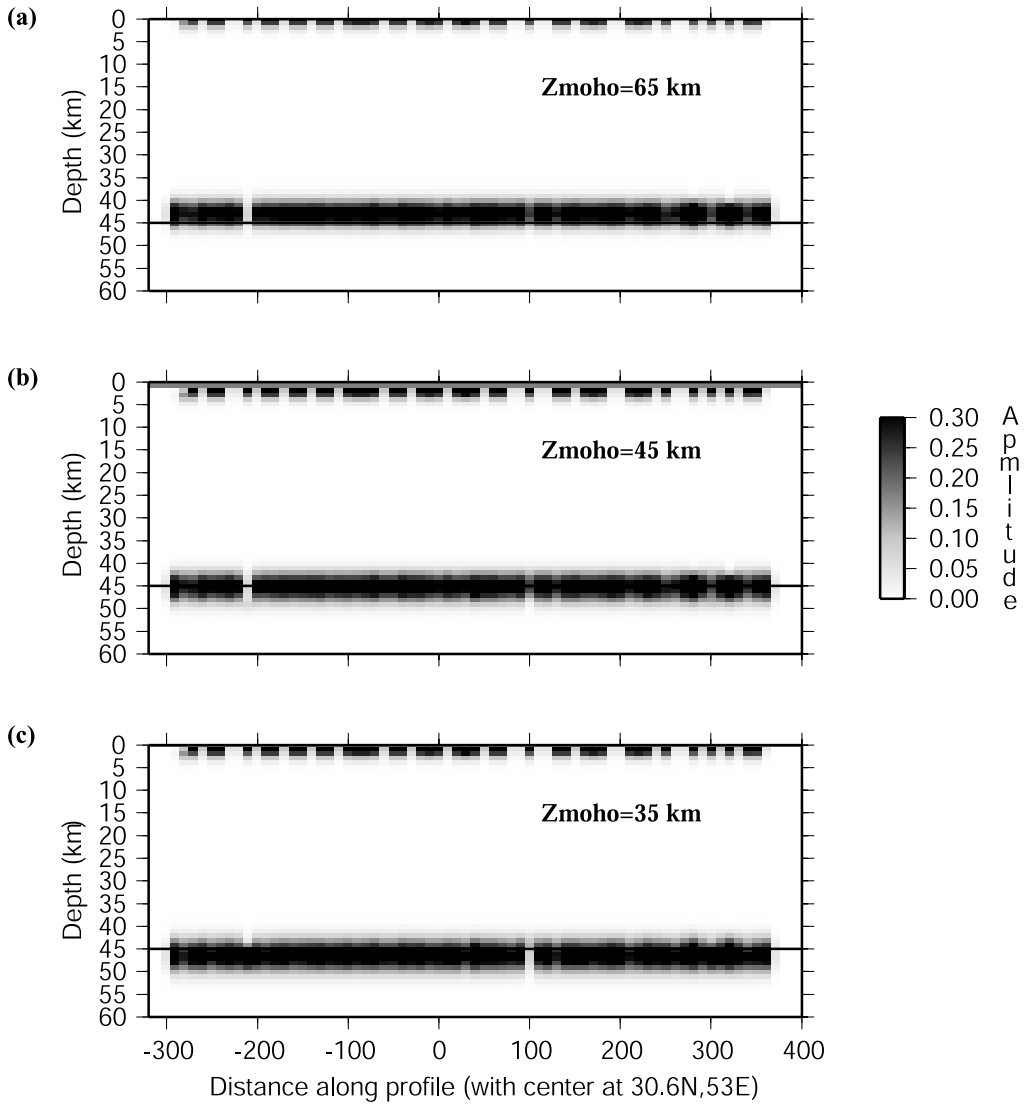


FIG. 3.9 – Influence sur la coupe migrée de la profondeur du Moho dans le modèle utilisé dans le tracé des rais lors de la migration. Les fonctions récepteur synthétiques ont été calculées pour toutes les stations le long du profil à partir d'un modèle formé d'une croûte de 45 km d'épaisseur. Nous les avons ensuite migrées en utilisant trois profondeurs différentes du Moho à 65 km (a), 45 km (b) et 35 km (c). Nous voyons que la migration trouve le Moho autour de 45 km de profondeur quelque soit le modèle utilisé.

Influence du modèle utilisé pour la migration

La structure crustale moyenne sous la région à étudier étant mal connue, nous ne disposons d'aucune information sur des variations éventuelles de V_P et V_P/V_S le long du profil. Or, les temps d'arrivée de la phase Ps et de ses multiples étant sensibles à ces variations (Langston, 1979; Owens et al., 1984, 1988; Zhu & Kanamori, 2000; Vergne, 2002), la position en profondeur des interfaces lors de la migration serait affectée si ces variations existaient. D'autre part, nous verrons dans la suite que les résultats de la migration des FR obtenues le long du profil mettent en évidence des variations latérales d'épaisseur crustale. Il est donc nécessaire de vérifier l'influence du modèle utilisé pour le tracé de rais lors de la migration.

Pour cela, nous avons testé l'influence de trois paramètres définissant le modèle : l'épaisseur de la croûte, la vitesse d'onde P et le rapport V_P/V_S dans la croûte. Nous avons d'abord testé la migration des fonctions récepteur synthétiques calculées à partir d'un modèle formé d'une croûte de 45 km d'épaisseur (V_P=6.2 km/s et V_P/V_S=1.73) sur un manteau de vitesse d'ondes P de 8.1 km/s et de même rapport V_P/V_S. La figure 3.9 montre les coupes migrées de ces fonctions récepteur synthétiques, calculées en utilisant trois modèles avec des épaisseurs différentes de croûte et les mêmes valeurs de V_P et V_P/V_S pour le tracé de rais. Nous voyons que le Moho issu de la migration est toujours localisé autour de sa profondeur théorique à 45 km. L'influence de la profondeur du Moho dans le modèle de vitesse utilisé pour le tracé de rais lors la migration n'est donc pas très importante lorsque les valeurs choisies ne s'éloignent pas trop de la valeur moyenne pour la croûte de la région.

Pour vérifier l'influence de possibles variations latérales de V_P et/ou de V_P/V_S, nous avons calculé les FR synthétiques à partir d'un modèle simple formé d'une croûte de 45 km d'épaisseur sur un manteau de V_P=8.1 km/s et de V_P/V_S=1.73, en considérant des variations latérales de V_P et V_P/V_S dans la croûte. Pour cela, nous avons calculé les FR en prenant plusieurs valeurs de V_P et V_P/V_S pour le centre du profil et les valeurs constantes de V_P=6.2 km/s et V_P/V_S=1.73 pour le reste du profil. Nous avons ensuite migré les FR synthétiques en utilisant un modèle simple formé d'une croûte de 45 km d'épaisseur avec

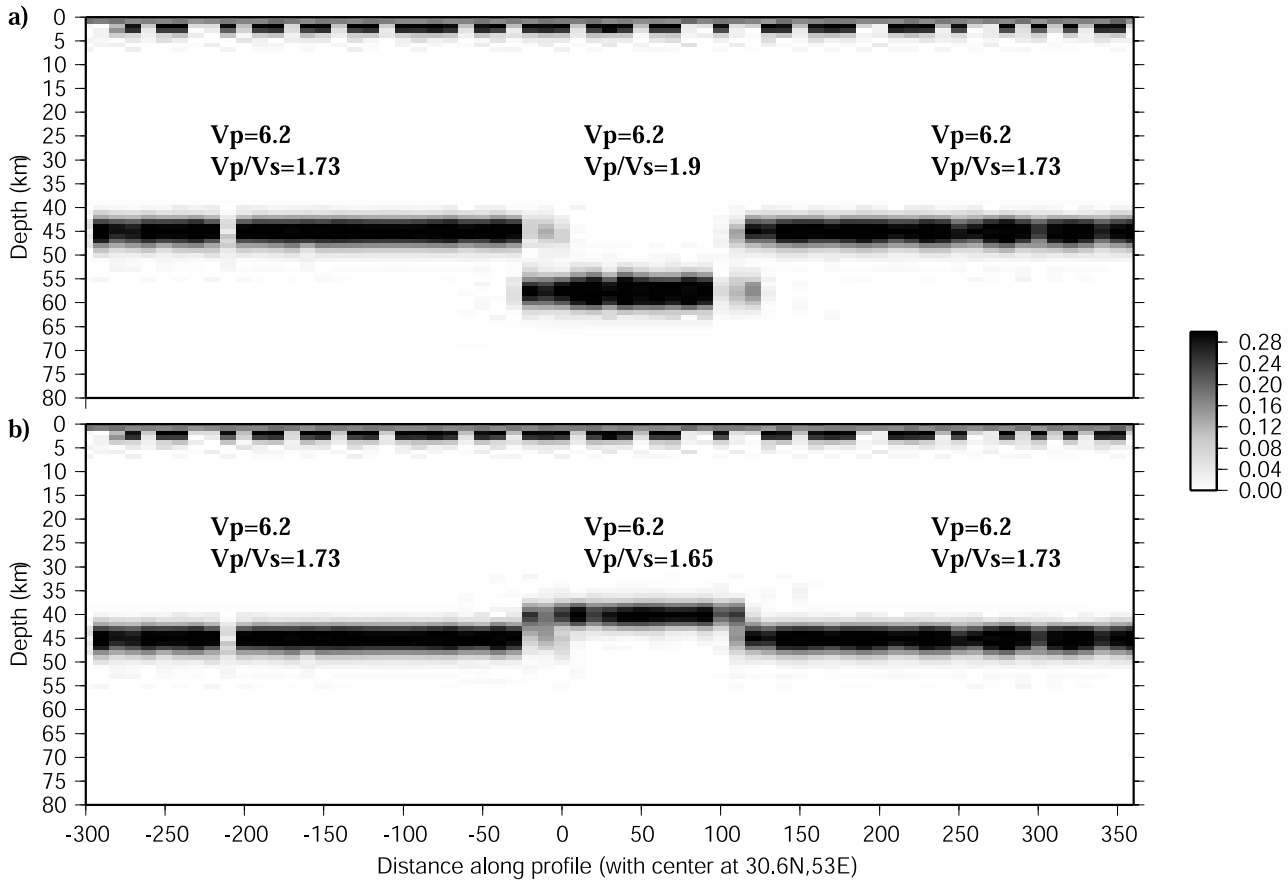


FIG. 3.10 – Influence d'une variation latérale de V_P/V_S sur le résultat de la migration de fonctions récepteur avec V_P/V_S constant. a) effet d'une sous-estimation ; b) effet d'une surestimation.

V_P=6.2 km/s et V_P/V_S=1.73 sans prise en compte des variations latérales de V_P et V_P/V_S. Nous vérifions d'abord l'influence du rapport V_P/V_S dans la croûte et montrons les résultats obtenus pour deux cas extrêmes. La figure 3.10(a) présente la coupe migrée obtenue

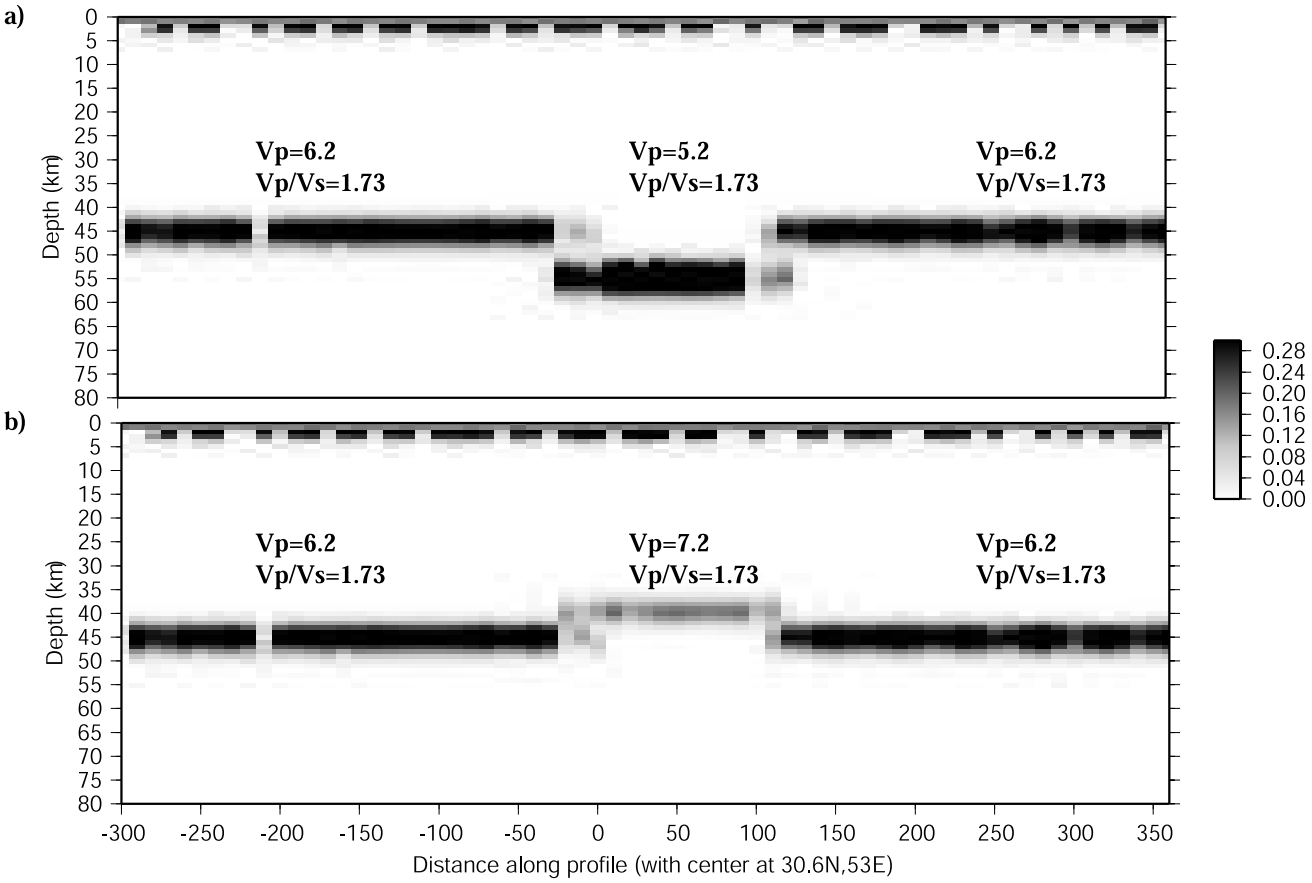


FIG. 3.11 – Influence d'une variation latérale de V_P dans la croûte sur le résultat de la migration de fonctions récepteur à V_P constant. a) effet d'une surestimation ; b) effet d'une sous-estimation.

à partir des FR synthétiques calculées en supposant V_P/V_S=1.9 au milieu du profil. Nous voyons qu'une sous-estimation du rapport V_P/V_S lors de la migration conduit à faire apparaître le Moho à une profondeur supérieure de plus de 10 km par rapport à la profondeur réelle. Au contraire, nous voyons sur la figure 3.10(b) que pour décaler artificiellement le Moho d'environ 5 km vers le haut, nous devons surestimer le rapport V_P/V_S réel de 1.65 en utilisant 1.73 dans la migration. En résumé, nous observons qu'une surestimation de V_P/V_S lors la migration a pour effet de décaler le Moho vers le haut et une sous-estimation,

au contraire fait apparaître le Moho à une profondeur supérieure à celle de la réalité.

Pour vérifier l'effet d'une possible variation latérale de V_P, nous avons, de la même façon, migré les FR synthétiques calculées dans le modèle décrit ci-dessus. Nous voyons sur la figure 3.11(a) qu'en migrant avec une V_P constante de 6.2 km/s les FR calculées avec V_P=5.2 km/s au centre du profil, on obtient un approfondissement d'environ 10 km de l'interface. Par contre, la figure 3.11(b) montre que sous-estimer la V_P théorique de 7.2 km/s au centre du profil en utilisant 6.2 km/s lors la migration, a pour effet de placer le Moho à une profondeur environ 5 km moins grande que dans la réalité.

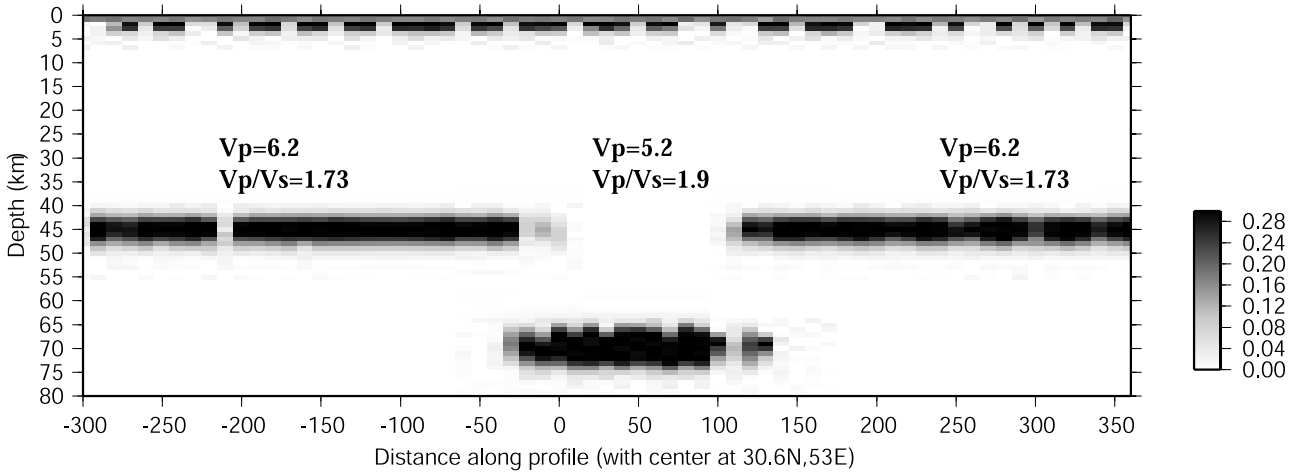


FIG. 3.12 – Influence d'une sous-estimation de V_P/V_S combinée à une surestimation de V_P lors de la migration de fonctions récepteur.

En considérant ces résultats, on constate qu'une surestimation de V_P et une sous-estimation de V_P/V_S dans la croûte peuvent conduire à un approfondissement artificiel du Moho lors de la migration. Nous voyons sur la figure 3.12 que pour un approfondissement artificiel du Moho d'environ 25 km, il faudrait à la fois surestimer un V_P réel de 5.2 km/s et sous-estimer un V_P/V_S réel de 1.9 un migrant les FR avec les valeurs constantes de V_P=6.2 km/s et V_P/V_S=1.73. On voit aussi que les valeurs utilisées pour le calcul des FR au centre du modèle (5.2 km/s et 1.9) sont extrêmes pour une croûte continentale (Rudnick & Fountain, 1995; Christensen & Mooney, 1995; Christensen, 1996). Nous concluons qu'il faudrait des variations latérales de V_P et/ou V_P/V_S très importantes et peu vraisemblables dans une

croûte continentale pour expliquer une erreur de 25 km sur l'estimation de la profondeur du Moho par migration des FR.

3.1.3 Calcul des fonctions récepteur de l'expérience Zagros 2000-2001

3.1.3.1 Préparation des données

Afin de faire l'analyse en fonctions récepteur sur le jeu de données de l'expérience Zagros 2000-2001, nous avons extrait les événements de magnitude ≥ 5.5 et de distance épicentrale comprise entre 15° et 97°. Nous avons ensuite extrait les sismogrammes enregistrés par les 42 stations 3-composantes à bande passante élargie parmi les 66 stations installées durant l'expérience. Nous avons vérifié tous les sismogrammes individuellement pour s'assurer qu'il n'y avait aucun problème de mauvais fonctionnement des stations. Les signaux qui souffraient de problèmes d'enregistrement ont été enlevés.
Nous avons ensuite classé les sismogrammes selon leur rapport S/B sur les composantes verticale et radiale. Le rapport S/B a été calculé après filtrage dans la bande 0.05-2 Hz en considérant les densités spectrales de chaque trace. Nous n'avons conservé pour le calcul des fonctions récepteur que les enregistrements classés dans les catégories de qualité moyenne et bonne (voir figure 3.13) dont le rapport S/B est strictement supérieur à 1.5 pour la composante verticale et à 1 pour la composante radiale.

3.1.3.2 Calcul et tri des fonctions récepteur

Nous cherchons à mesurer, par analyse en fonctions récepteur, la structure interne de la croûte et la géométrie du Moho. Plus l'interface cherchée est profonde, plus les signaux doivent être basse fréquence. Après avoir appliqué plusieurs filtres aux traces avant l'étape de déconvolution, nous avons finalement calculé les FR dans deux bandes de fréquence : 0.05-0.33 Hz et 0.05-2 Hz, car nous espérions qu'une analyse à plus hautes fréquences nous permettrait d'étudier la structure interne de la croûte. Or, nous avons constaté que la

densité de stations n'était probablement pas suffisante, et que l'image à hautes fréquences n'apportait pas d'informations supplémentaires par rapport à l'image à basses fréquences. La figure 3.14, montre des exemples de comparaison de fonctions récepteur moyennes calculées aux stations B3, M8 et P6 pour deux filtres de bande passante différente : 0.05-0.33

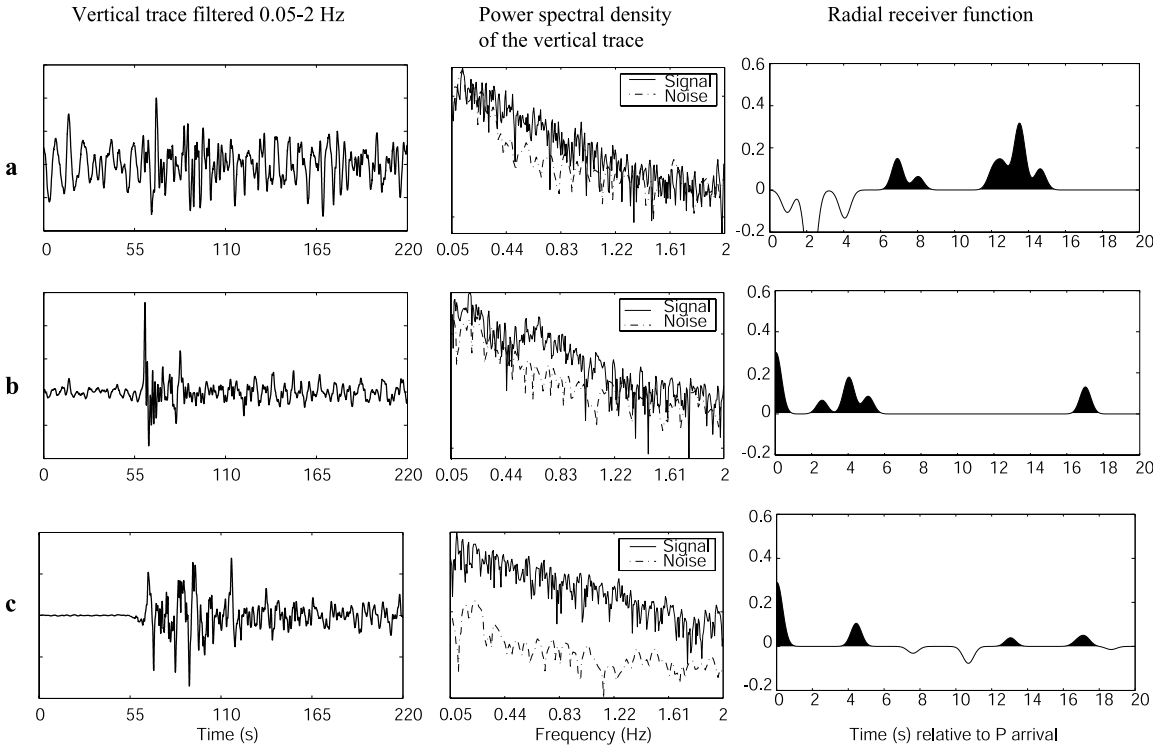


FIG. 3.13 – Influence du rapport S/B sur la qualité des fonctions récepteur. A gauche : composantes verticales de trois enregistrements à la station M8 classés selon leur qualité, mauvaise (a), moyenne (b) ou bonne (c) ; Au centre : densité spectrale du signal et du bruit sur la composante verticale ; A droite : fonctions récepteur calculées pour ces enregistrements. Noter l'influence du rapport S/B sur la qualité des FR.

Hz et 0.05-2 Hz. Nous voyons l'existence de phases associées à des structures superficielles dans les fonctions récepteur calculées avec les traces filtrées à plus hautes fréquences. Mais on voit aussi qu'en filtrant à plus hautes fréquences, la phase Ps au Moho n'est pas aussi bien identifiée que sur les FR obtenues en filtrant à plus basses fréquences. De plus, la phase Ps au Moho risque d'être masquée par des réverbérations des phases précédentes. Puisque l'objectif principal de notre étude est la géométrie du Moho, nous avons essayé

d'enlever l'effet des structures intracrustales en choisissant un filtre de bande passante 0.05-0.33 Hz. Après avoir filtré les trois composantes du sismogramme avec ce filtre, nous en avons extrait une fenêtre de 75s commençant 5s avant le temps d'arrivée théorique de l'onde P directe. Nous avons ensuite appliqué la rotation de composantes pour passer au repère radial-transverse. Les fonctions récepteur radiales et transverses ont été calculées en déconvoluant les traces radiale et transverse par la trace verticale du sismogramme par la méthode itérative en domaine temporel.

Après avoir calculé les fonctions récepteur de chaque station, nous les avons triées. Pour cela, nous avons d'abord examiné l'ensemble des fonctions récepteur radiales (et transverses) de chaque station pour vérifier la cohérence globale entre elles. Celles qui ne présentaient pas une forme cohérente avec la majorité des fonctions récepteur de la station ont été enlevées. Les fonctions récepteur qui ont passé ce premier tri ont ensuite été examinées une par une, en considérant leurs formes d'onde plus en détail. Dans un milieu tabulaire, l'onde P directe étant généralement la plus énergétique, le pic correspondant est visible autour du temps 0 avec la plus grande amplitude entre 0.3 et 0.5. La phase Ps du Moho se caractérise par un pic généralement plus faible que celui de la P directe. Les phases multiples ont des amplitudes encore plus faibles que les phases précédentes. Cependant, les complexités du milieu sous le capteur, telles que le pendage des couches, l'anisotropie crustale, la diffraction, et la présence de couches à faible vitesse ou d'un bassin sédimentaire superficiel, peuvent engendrer des phases secondaires et amplifier plus ou moins les phases principales. De ce fait, par exemple, la phase P directe n'est pas toujours la plus forte et n'apparaît pas toujours au temps 0. Mais elle doit quand même être distinguable dans la première seconde sur la fonction récepteur radiale. De plus, on doit normalement pouvoir distinguer la Ps convertie au Moho et ses multiples principaux sur chaque fonction récepteur autour du temps prévu pour chaque phase. Par exemple, en considérant que le Moho sous le profil est situé entre 30 et 70 km de profondeur, la phase Ps du Moho doit être visible dans les 10 premières secondes des fonctions récepteur radiales. Nous avons donc supprimé les fonctions récepteur sans phase claire dans les 10s suivant la P directe. Celles qui présentent des pics de grande amplitude au-delà du temps d'arrivée prévu pour

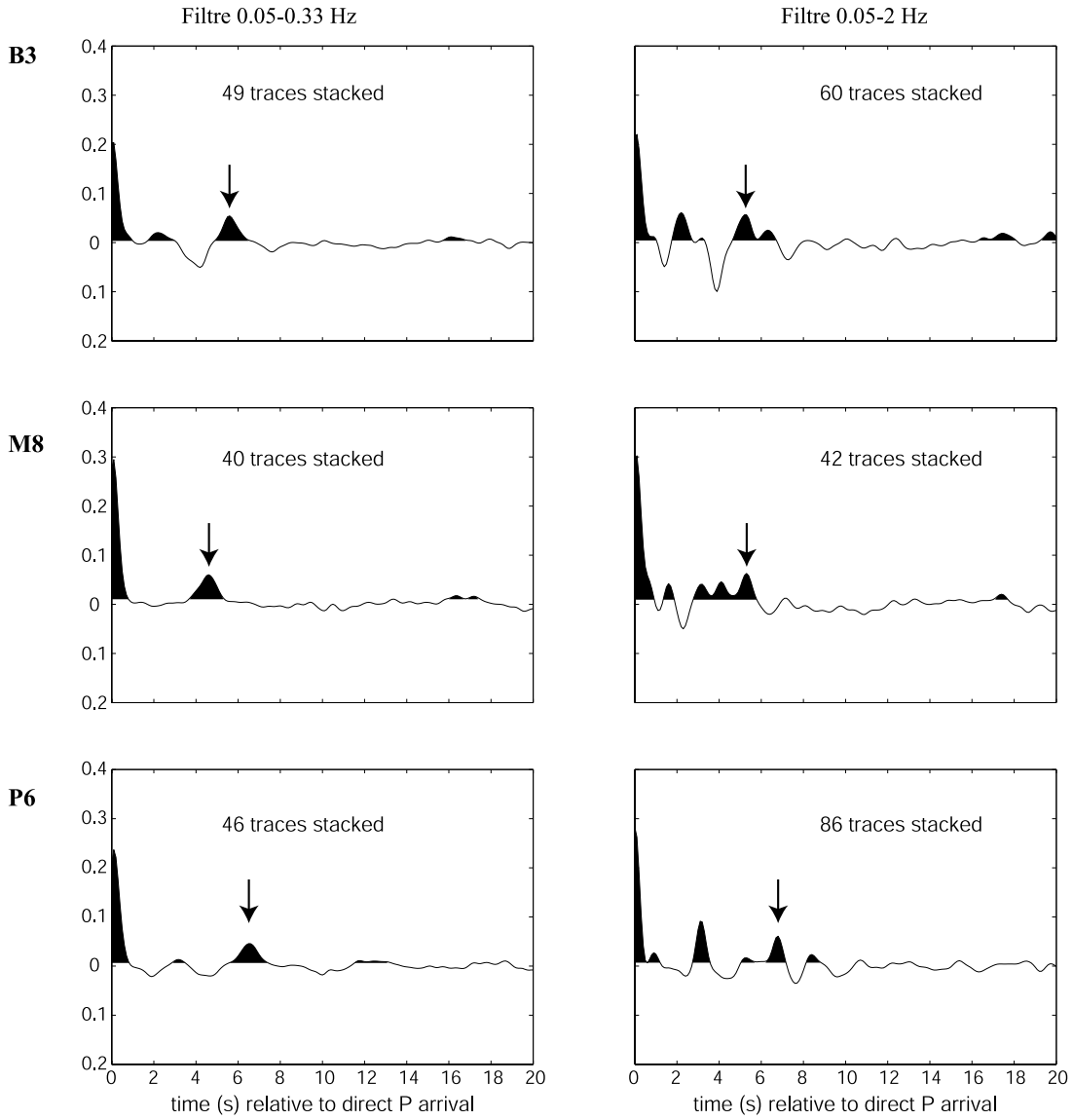


FIG. 3.14 – Fonctions récepteur moyennes calculées pour les stations B3, M8 et P6 par la méthode de déconvolution itérative en domaine temporel en filtrant les signaux avant déconvolution avec deux filtres différents : à basses fréquences 0.05-0.33 Hz (gauche) et à hautes fréquences 0.05-2 Hz (droite). La flèche indique la convertie Ps au Moho.

les phases multiples PpPmS, PpSmS+PsPmS et PsSmS sont aussi considérées comme inutilisables. Nous n'avons pas fixé de critère sur l'énergie absolue des fonctions récepteur transverses car beaucoup de stations montrent de l'énergie sur ces FR transverses.

3.1.4 Présentation des résultats

Comme expliqué ci-dessus, nous ne présentons ici que les résultats obtenus en filtrant les signaux entre 0.05 et 0.33 Hz. Nous avons finalement 111 événements pour lesquels au moins une fonction récepteur de bonne qualité a été conservée. La figure 3.15 présente la localisation de ces événements. Nous voyons sur cette figure que la plupart des événements se situent dans des back-azimuts E et NE. Cette configuration ne nous permet pas d'étudier les variations de forme des FR en fonction du back-azimut car la couverture est trop étroite.

La figure 3.16 montre le nombre de FR calculées pour des signaux filtrés entre 0.05 et 0.33 Hz et utilisées pour les analyses suivantes. Les sismogrammes étant triés avant de calculer les FR, le nombre total des FR calculées pour chaque station est donc une mesure du fonctionnement de la station pendant l'expérience ainsi que de la qualité du site où la station a été installée. De ce point de vue, on note que pour les stations situées à l'éxtrémité sud du profil (F13, F11, M1, A1, F7, et A3) on dispose de peu de données pour calculer les FR. Ceci est dû à plusieurs facteurs : les stations F13, F11 ont été installées dans une plaine sans affleurement rocheux et sont proches de la mer ; aucune de ces stations n'a fonctionné pendant l'intégralité de l'expérience ; et l'une des stations de cette région (F9) était équipée d'un capteur dont une composante horizontale n'a jamais fonctionné. Pour compenser ce faible nombre de données dans cette région, on utilise les FR calculées pour deux stations courte-période (capteur L22 à 2 Hz), F10 et F8.

Pour certaines autres stations, le faible nombre des FR calculées est également lié au mauvais fonctionnement de la station durant la campagne. Les stations M4, M5, P9, S9, S3, H4 n'ont pas fonctionné pendant des périodes assez longues pour des problèmes de batterie trop faible. Les stations M3, S7, C1, et H11 n'ont pas marché jusqu'à la fin de la campagne

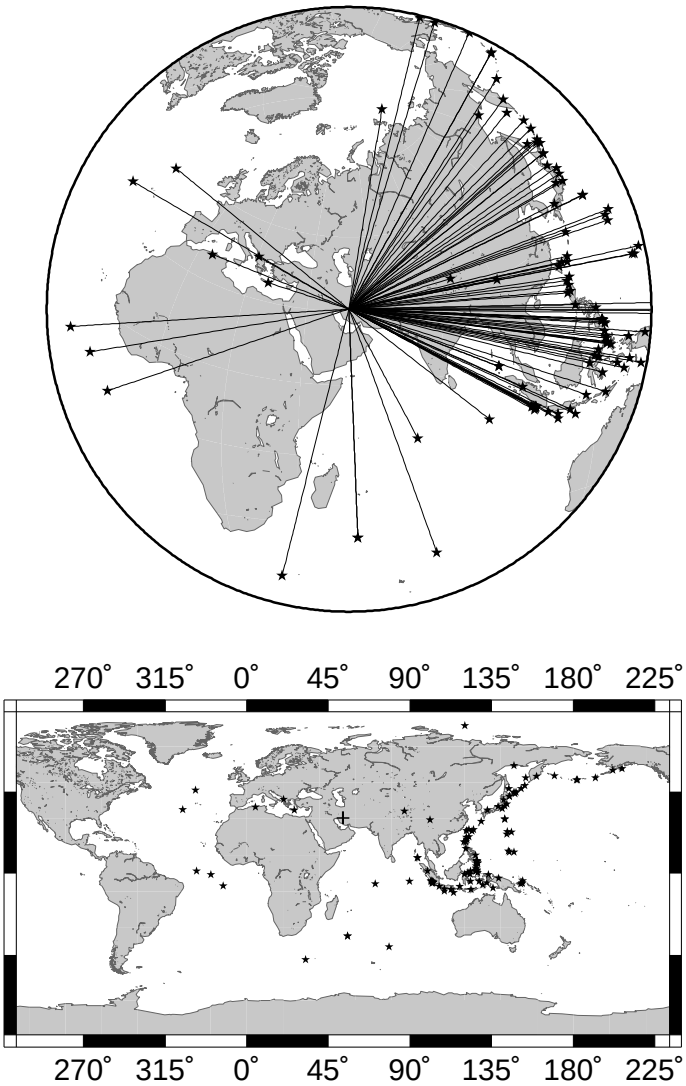


FIG. 3.15 – Localisations des événements pour lesquels au moins une fonction récepteur a été calculée et utilisée dans les analyses suivantes.

à cause d'autres problèmes techniques.

Le nombre de FR utilisées (en noir sur la figure 3.16) montre la qualité des FR. Pour les stations dont le nombre des FR utilisées est bas par rapport au nombre total, cette différence peut s'expliquer par la complexité du sous-sol (présence d'un bassin sédimentaire, structure crustale complexe), ou bien par un problème technique de la station (une composante du capteur atténuée par rapport aux autres (F7), mauvaise orientation éventuelle du capteur lors de l'installation). Au centre du profil, nous avons également décidé d'utiliser les FR calculées à la station courte-période S10 (capteur L22) afin de tenter de combler la

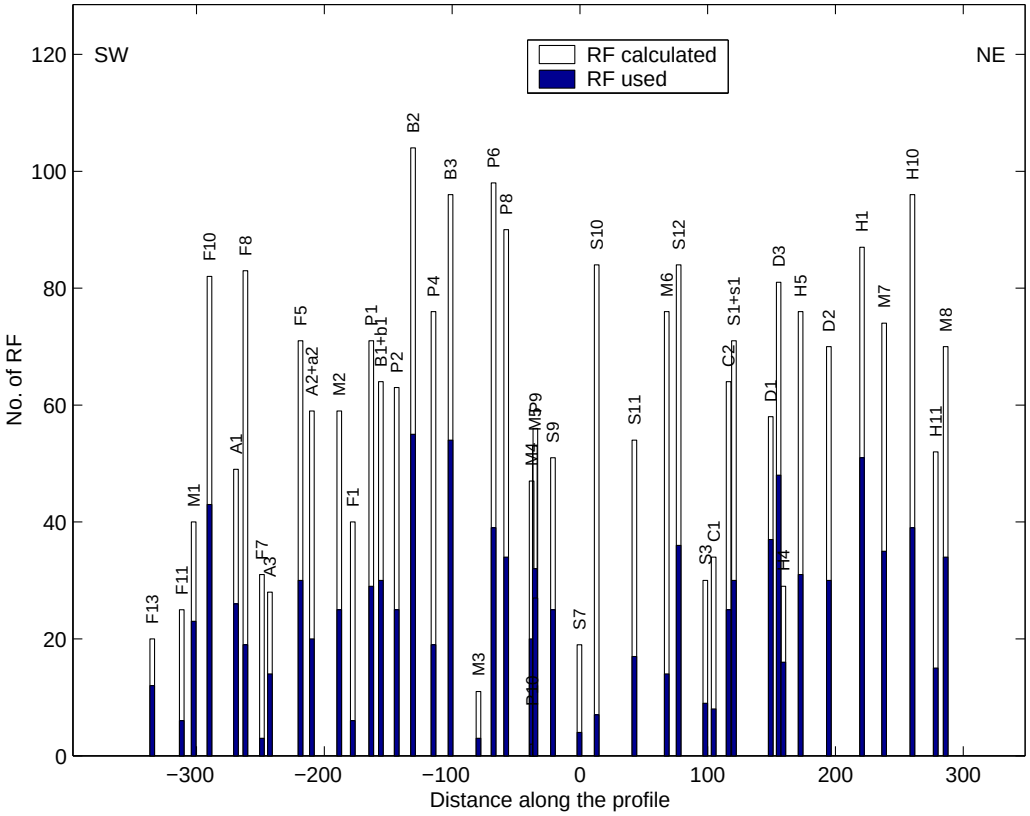


FIG. 3.16 – Nombre de fonctions récepteur utilisées pour chaque station. Les stations sont présentées en fonction de leur position le long du profil.

lacune de données observée entre les stations S7 et S11 dans la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ).

Par la suite, nous allons d'abord discuter rapidement des formes des fonctions récepteur

le long du profil. Puis nous faisons une analyse détaillée des données dans les différentes régions traversées par le profil pour évaluer la qualité de notre estimation de l'épaisseur crustale.

3.1.4.1 Formes d'onde des fonctions récepteur le long du profil

Le profil étant quasi-linéaire, nous obtenons la première image de la structure sous le profil en représentant les fonctions récepteur radiales (calculées pour des signaux filtrés entre 0.05 et 0.33 Hz) de la totalité des stations les unes à côté des autres sur un profil orienté N42°E. Pour cela, nous avons calculé la position horizontale du point d'impact théorique du rai associé à chaque trace sur un Moho à 45 km de profondeur dans un modèle simple de type IASP91. Nous avons ensuite projeté les coordonnées de chaque point sur le profil N42°E, centré au point de coordonnées (30.6°N,53°E), qui est le point d'intersection du profil avec le MZT (figure 3.17). La position de chaque trace est donc relative au MZT. La figure 3.18 présente 1107 FR radiales tracées comme expliqué ci-dessus. Puisque chaque trace est représentée à la position du point de conversion au Moho, cette image du sous-sol n'est valable qu'au voisinage du Moho et les conversions associées aux interfaces crustales ou mantelliques peuvent être décalées latéralement. En revanche, cette limitation n'existe pas pour l'image migrée où toutes les interfaces apparaissent à une position correcte.
Nous pouvons suivre la signature des conversions Ps au Moho sur la figure 3.18. Pour les stations à l'extrémité sud du profil (région A sur la figure 3.18), on voit deux groupes de converties autour de 3 et 5.5s. Les premières peuvent être attribuées à des interfaces crustales. Le deuxième groupe représente probablement une conversion au Moho.
L'ensemble des fonctions récepteur radiales des stations entre F5 et B3 (région B) se caractérise par des pics positifs importants à environ 6s. Ce pic est attribuable à la conversion Ps au Moho ce qui, en supposant une vitesse moyenne de l'onde P de 6.2 km/s et un rapport V_P/V_S de 1.73 dans la croûte, nous donne une épaisseur crustale moyenne d'environ 48 km. L'une des caractéristiques remarquables pour la plupart des stations de cette région est la présence de phases Ps presque aussi énergétiques que la phase P directe. L'une des

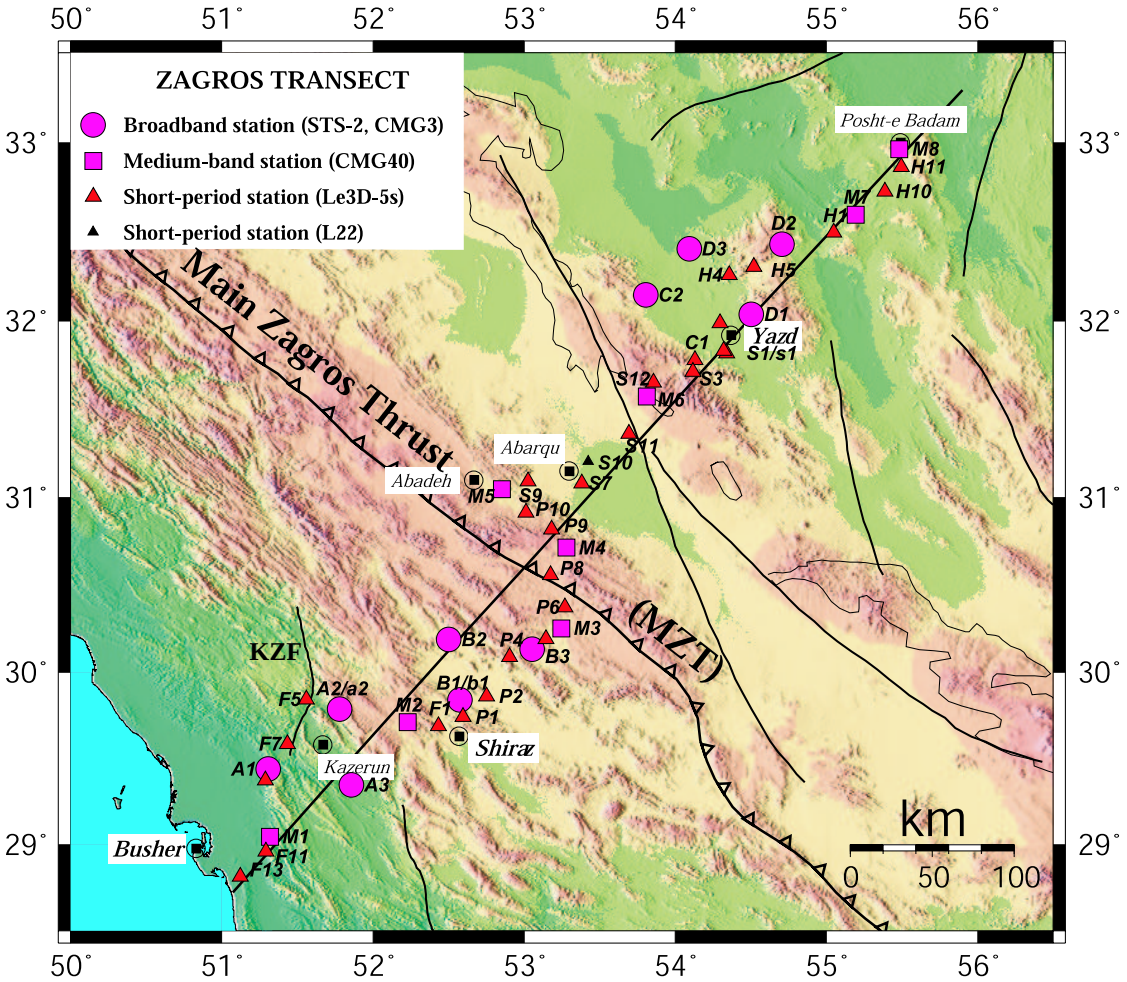


FIG. 3.17 – Carte topographique et tectonique simplifiée représentant les stations utilisées pour l'analyse en fonctions récepteur, le profil N42°E (centré au point d'intersection avec le MZT, 30.6°N, 53°E) et les principales failles de la région. Les zones entourées d'un trait fin sont les affleurements de roches volcaniques de l'UDMA. KZF est la faille de Kazerun.

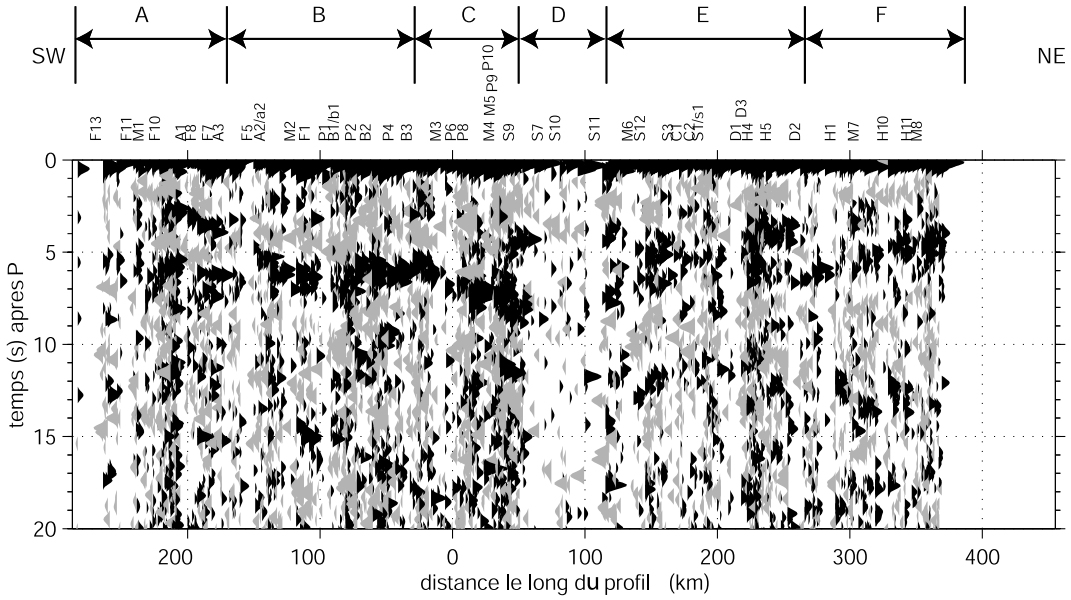


FIG. 3.18 – Présentation des fonctions récepteur projetées le long du profil N42°E en fonction des positions de leurs points d'impact sur le Moho (profondeur 45 km). Voir le texte pour plus d'explications.

explications possibles de ce phénomène est la présence d'une couche crustale qui crée une conversion dont le premier multiple arrive en même temps que la conversion Ps du Moho. De ce fait, l'amplitude du pic associé est amplifiée à tel point qu'il dépasse celle de la P directe.

Les fonctions récepteur de la totalité des stations entre M3 et S9 (région C) se caractérisent par des phases Ps significatives dont les temps d'arrivées augmentent vers le NE. Ces pics de forte énergie nous donnent un Moho plongeant vers le NE d'une profondeur voisine de 50 km sous la station B3 à environ 65 km sous S9, 42 km au NE du MZT.

Les fonctions récepteur des stations S7, S10, et S11 (région D) sont relativement compliquées avec de l'énergie vers 8s qui peut correspondre au Moho, mais également des pics entre 4 et 8s d'amplitudes assez fortes. On peut voir cela plus en détail sur les traces radiales représentées en fonction du back-azimut dans l'Annexe C. On peut en déduire qu'une discontinuité importante de l'impédance acoustique existe à une profondeur voisine de 65 km qui produit la conversion Ps autour de 8s. De plus, une interface dans la croûte peut

engendrer les conversions autour de 4s et leurs multiples rendent le signal très compliqué. D'ailleurs, nous voyons sur la figure 3.18 que l'échantillonnage spatial dans cette région, notamment entre les stations S7 et S11 est insuffisant. Ce problème est lié à l'absence de rocher à l'affleurement qui nous a empêchés d'installer des stations large bande.

La caractéristique commune de l'ensemble des fonctions récepteur obtenues pour les stations entre M6 et D2 (région E) est l'existence d'énergie entre 4s et 6s qui nous donne une interface dont la profondeur moyenne est environ 40km. Les FR calculées aux stations M6 et S12 montrent une décroissance du temps d'arrivée de la conversion profonde vers le NE, ce qui correspond à une diminution de 65 km à 40 km de la profondeur du Moho. Le fait que les pics d'amplitude positive soient distribués entre 4s et 6s semble indiquer que la structure crustale sous le profil dans cette région est compliquée. On peut voir cela en détail sur les FR représentées par station dans l'Annexe C. Pour la station H5 par exemple, on trouve des pics positifs cohérents sur les fonctions récepteur transverses à environ 2s entre les back-azimuts 0° et 180° qui restent assez forts, même lorsque le nombre de FR sommées est grand. Ce phénomène renforce l'hypothèse que la structure crustale est complexe dans cette région.

Les stations H1, M7, H10, H11, et M8 à l'extrémité NE du profil (région F) se caractérisent par d'assez fortes conversions quasiment continues le long du profil dont le temps d'arrivée diminue vers le NE de 6 à 4s. Ceci nous donne une interface dont la profondeur décroît vers le NE d'environ 45 km sous la station D2 à moins de 35 km sous la station M8.

3.1.4.2 Migration des fonctions récepteur : choix des paramètres

Nous avons suivi l'approche proposée par Zhu (2000) et expliquée dans la section 3.1.2.3, pour obtenir une image de la structure sous le profil à partir des fonctions récepteur. Le modèle utilisé (table 3.1) pour le tracé de rais est le modèle IASP91 modifié en considérant le modèle obtenu par Hatzfeld et al. (2003) pour la croûte dans la région de Ghir au SE du Zagros central. Ce modèle, bien que local et mesuré assez loin de notre profil, est la seule information disponible sur la structure de la croûte dans le Zagros. Ils obtiennent une

TAB. 3.1 – Modèle de vitesse utilisé pour le tracé de rais des fonctions récepteur. Dans le manteau, on utilise le modèle IASP91

Profondeur	V_P (km/s)	V_P/V_S
0-11	4.70	1.77
11-19	5.85	1.73
19-45	6.5	1.73
>45	IASP91	IASP91

croûte à 3 couches dont la première, formée de séries sédimentaires, s'étend de la surface jusqu'à 11 km de profondeur, avec $V_P = 4.70$ km/s et $V_P/V_S = 1.77$. La deuxième couche d'une épaisseur de 8 km et Vp=5.85 km/s correspond à la croûte cristalline supérieure. La dernière couche de 27 ± 2 km d'épaisseur et $V_P = 6.5$ km/s représente la croûte inférieure. Hatzfeld et al. (2003) n'ont pas déterminé la valeur de V_P/V_S pour les deux dernières couches. Nous prenons donc la valeur moyenne 1.73. En fait, le temps d'arrivée de la phase Ps étant plus sensible au rapport V_P/V_S qu'à V_P, comme expliqué dans la section 3.1.2.1, la profondeur des interfaces obtenues par la migration des fonctions récepteur dépend surtout des variations latérales de V_P/V_S le long du profil. Nous avons essayé la méthode proposée par Zhu & Kanamori (2000) dans l'espoir d'obtenir simultanément le rapport V_P/V_S et la profondeur de l'interface sous les stations en considérant la variation du temps d'arrivée de la phase Ps et de ses multiples (voir la section 3.1.2.1). Mais, en raison du manque de phases multiples clairement visibles dans nos données, on n'a pas abouti à des résultats fiables. C'est pourquoi nous avons dû utiliser un modèle simple 1D pour la migration (table 3.1), sans considérer d'éventuelles variations latérales de V_P ou V_P/V_S le long du profil.

La figure 3.19 montre les trajets des rais en onde S dans ce modèle pour l'ensemble des 1107 fonctions récepteur sélectionnées. Nous montrons les trajets des rais en onde S et non en onde P car la migration est basée sur la rétropropagation des rais en S à partir des stations. Notons que les rais provenant d'événements de back-azimuts et distances épicentrales différents et arrivant à des stations voisines ne se croisent qu'à partir d'une profondeur de l'ordre de 40 km. Nous avons choisi un maillage de dimensions Δx=10 km,

Δz=1 km. La demi-largeur de la gaussienne utilisée pour calculer les FR est 0.2s. Pour la dimension horizontale, nous avons décidé, après avoir testé différentes valeurs, de choisir Δx=10 km, ce qui est en accord avec l'espacement moyen inter-stations de 15 km. La figure 3.20 montre le taux de couverture (nombre de rais traversant chaque maille) pour un maillage de dimensions Δx=10 km, Δz=1 km. On voit que le taux de couverture à la profondeur du Moho (40 à 60 km) varie beaucoup d'une région à l'autre à cause des

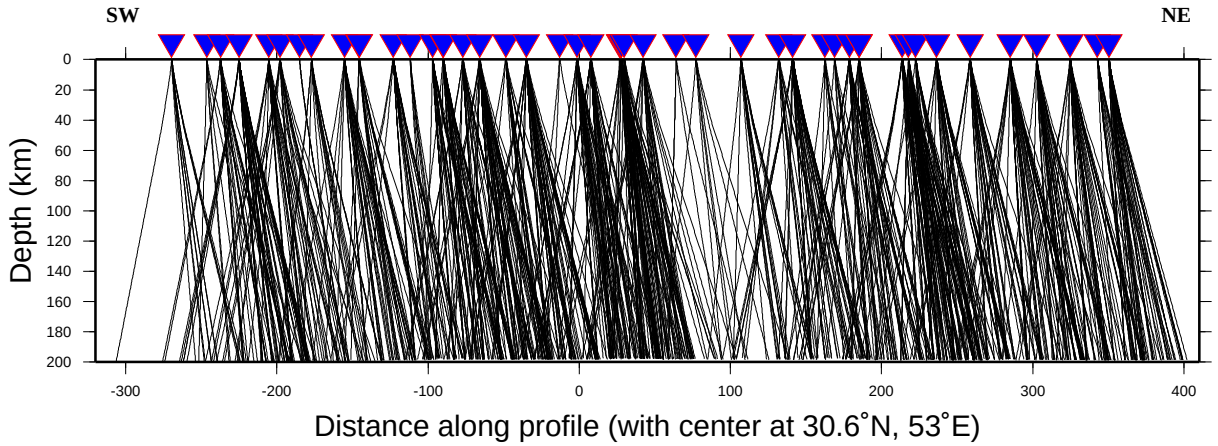


FIG. 3.19 – Trajets des rais en ondes S correspondant aux 1107 fonctions récepteur utilisées lors la migration pour obtenir la coupe présentée sur les figures 3.21 et 3.22. Plus l'espacement entre les stations est grand, plus la profondeur à partir de laquelle les rais se croisent est grande.

variations du nombre de FR enregistrées par station (voir figure 3.16). Cette couverture est relativement faible à l'extrémité SW du profil et encore plus faible (de l'ordre de 10) dans la zone de Sanandaj-Sirjan (stations S7, S10, et S11 entre 60 et 130 km). Cette figure illustre aussi le fait que la résolution de l'image migrée diminue avec la profondeur.

3.1.4.3 Migration des FR : résultats

Nous montrons, sur la figure 3.21, la coupe brute obtenue en migrant les 1107 fonctions récepteur. En comparant avec la figure 3.18, nous notons l'efficacité de la migration des FR pour obtenir une image des interfaces engendrant les phases converties. Sur la figure

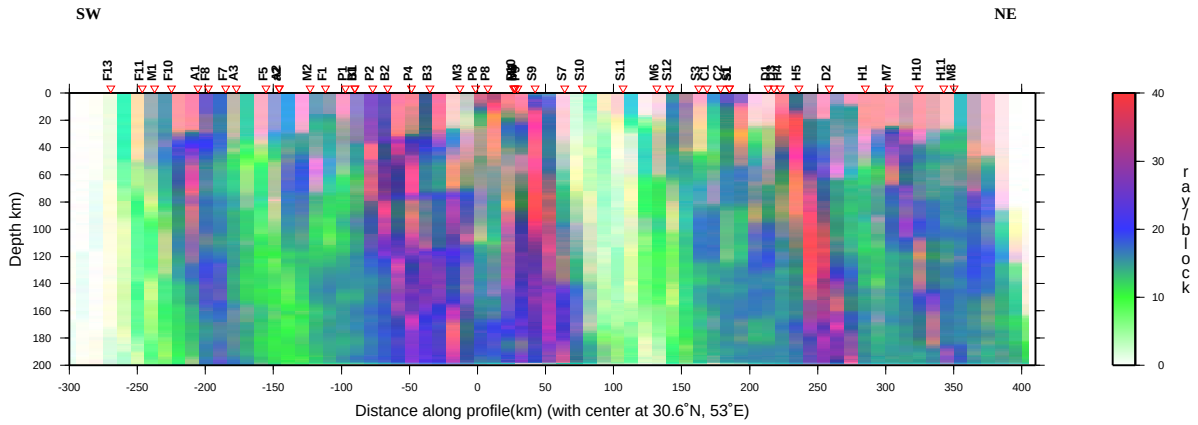


FIG. 3.20 – Taux de couverture de la coupe migrée calculé pour des mailles de dimension Δx=10 km, Δz=1 km.

3.21, on peut suivre dans le domaine distance-profondeur les interfaces générant de l'énergie visible sur les fonctions récepteur radiales puisqu'à chaque maille de cette coupe, est attribuée la moyenne de l'énergie des phases converties Ps des rais qui la traversent. Un niveau de forte énergie est visible entre 33 et 65 km de profondeur le long du profil, avec une intensité variable d'une région à l'autre. Une conversion Ps quasi-continue et de forte amplitude dans cette gamme de profondeur n'est attribuable qu'au Moho. A l'extrémité sud du profil (entre les stations F13 et A3), les conversions au Moho apparaissent dans des pixels séparés sous les stations. On ne peut pas suivre un Moho bien marqué dans cette région car, pour la plupart des stations, on ne dispose pas de suffisamment de données. En revanche, la conversion est beaucoup plus énergétique au nord-est de la station F5. Nous remarquons sur cette coupe brute un approfondissement du Moho sous la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ). Plus au NE, en dépit de la dispersion des points de conversion, on peut suivre une interface quasi-continue entre les stations S11 et M8 autour de 40 km de profondeur.

Le modèle 1D utilisé lors de la migration étant très simple (pas de variation latérale de V_P ni de V_P/V_S), un niveau d'incertitude est introduit sur la position exacte des points de

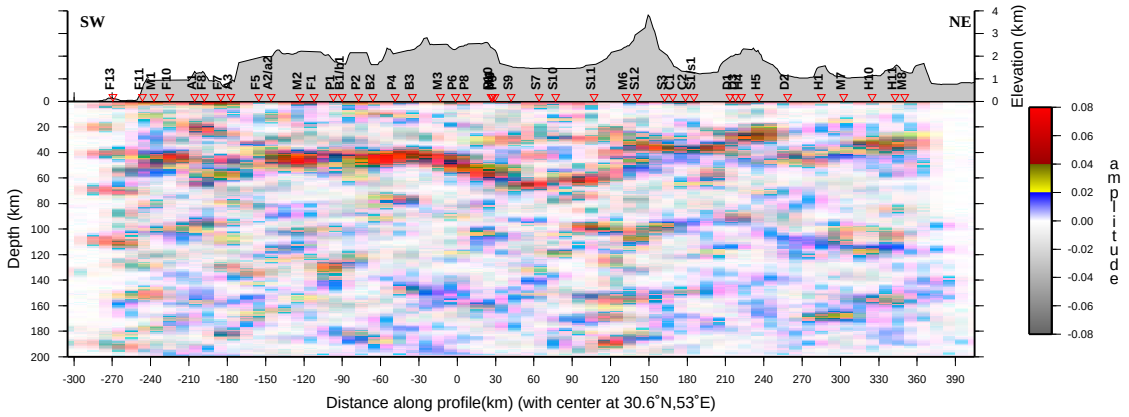


FIG. 3.21 – Coupe migrée brute obtenue par migration de 1107 fonctions récepteur. L'échelle de couleur indique l'énergie moyenne des conversions Ps pour la maille considérée. La topographie moyenne le long du profil (calculée à partir du MNT GTOPO30 de l'USGS) est représentée en haut de la coupe.

conversion ce qui justifie que nous appliquions un lissage aux coupes migrées de manière à obtenir des images plus facilement interprétables. Pour cela, nous divisons chaque maille du modèle en sous-mailles par interpolation linéaire, puis nous appliquons un filtrage gaussien 2-D sur les points interpolés afin d'obtenir une image plus lisse et renforcer la cohérence spatiale.

La coupe migrée lissée est présentée sur la figure 3.22. Cette coupe confirme de manière plus lisible les observations déjà faites à partir des fonctions récepteur (figure 3.18) et de la coupe migrée avant lissage (figure 3.21). Il est important de considérer simultanément les coupes brute et lissée lors de l'interprétation. A l'extrémité sud du profil, on voit un Moho qui, bien que peu continu, plonge doucement vers le NE depuis environ 40 km de profondeur sous la station F13. La trace de la faille de Kazerun (KZF) en surface longe le profil entre les stations F7 et F5 (voir fig. 3.17). C'est précisément dans cette zone que l'image du Moho change assez clairement. Notons aussi que la transition brutale d'un Moho peu visible à un Moho bien marqué correspond à une augmentation des altitudes en surface bien visible sur la coupe topographique présentée en haut de la figure 3.22. Plus

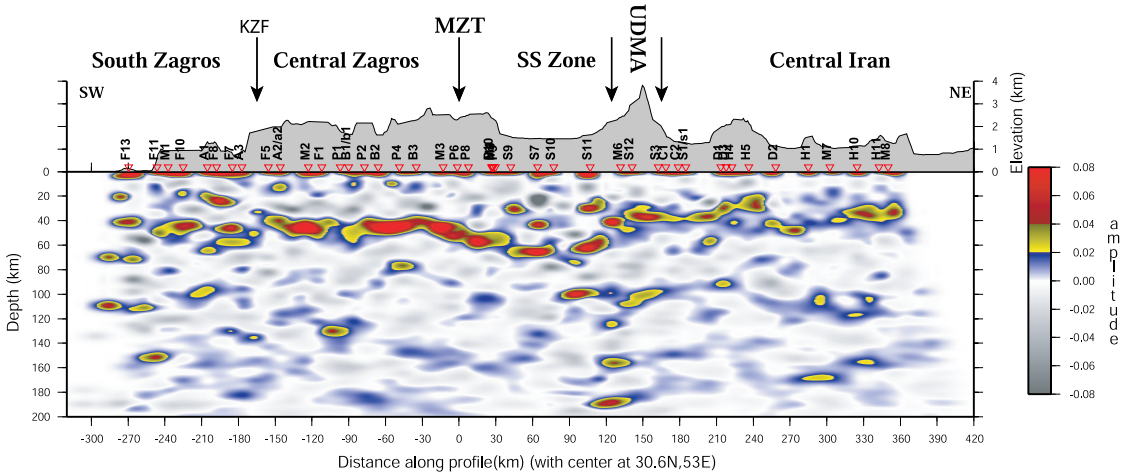


FIG. 3.22 – Coupe migrée de la figure 3.21, lissée par une gaussienne 2-D. Les paramètres du lissage sont expliqués dans le texte.

au NE, le Moho reste à la profondeur moyenne de 46 km entre les stations F5 et B3, où il se manifeste avec une énergie très importante. L'épaississement progressif de la croûte d'environ 45 km sous la station B3 à environ 65 km d'épaisseur entre les stations S9 et S10 (sous la SSZ) est visible sur cette figure. On note que le Moho remonte sous la station S11 en allant vers le NE pour atteindre une profondeur moyenne de 40 km sous l'ensemble des stations de la zone de l'UDMA et d'Iran central. La géométrie du Moho plus au NE entre les stations M6 et M8 est plus compliquée.

Par la suite, nous allons étudier plus en détail la géométrie du Moho le long du profil Zagros à travers quatre domaines en considérant les caractéristiques particulières observées sur les coupes migrées et les fonctions récepteur.

- **La région du Zagros sud :** cette région située entre la côte du Golfe Persique et la région de Kazerun est limitée par les stations F13 au sud-ouest et A3 au NE. Elle est caractérisée par un Moho peu continu latéralement.
- **La région du Zagros central :** cette région est échantillonnée par l'ensemble des stations comprises entre F5 au sud-ouest et B3 au NE. Elle est caractérisée par une très claire conversion au Moho.

- **La région du MZT et la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ) :** cette région, limitée par les stations M3 au sud-ouest et S11 au NE, est caractérisée par un épaississement de la croûte.
- **La région UDMA et Iran central :** cette région couvrant la zone magmatique d'Uromieh-Dokhtar (UDMA) et le sud du bloc d'Iran central s'étend de la station M6 au sud-ouest à la station M8 à l'extrémité NE du profil. Elle est caractérisée par des variations latérales importantes de l'énergie de la conversion au Moho.

La région du Zagros sud

La figure 3.23 montre un zoom sur la partie de la coupe migrée correspondant à cette région. Nous voyons que le Moho n'est pas bien continu. Ceci est lié d'abord au faible nombre de FR disponibles pour les stations F11, F7 et A3, que nous avons essayé de compenser en utilisant les stations courte-période F10 et F8 pour lesquelles on dispose d'assez de FR utiles (voir figure 3.16). Le faible nombre de FR obtenues pour les stations de cette région est dû à plusieurs raisons. La composante E du capteur L3D-5s de la station F9 n'a pas fonctionné pendant l'expérience. Les trois stations F11, F7 et A3 ont mal fonctionné. La station F13 a été installée sur un site de mauvaise qualité (proche du golfe et pas sur du rocher) et le rapport S/B des données de cette station est très bas. D'autre part, les deux stations M1 et A1 qui ont bien marché présentent des FR qui ne se ressemblent pas.
Pour les stations A1, F8, F10 et F13, la totalité des FR radiales présentent un pic assez énergétique autour de 3s qui correspond à une interface autour de 20 km de profondeur en supposant V_P=5.2 km/s et V_P/V_S=1.73 pour la couche située au-dessus de l'interface. A cause du trop grand espacement entre stations, le taux de couverture vers 20 km de profondeur est assez faible (figure 3.20). Nous ne pouvons donc pas suivre une interface continue dans la croûte sous ces stations sur la coupe migrée (fig 3.23).
Les FR calculées pour la station F13 présentent des pics à différents temps d'arrivée (Annexe C) qui apparaissent à différentes profondeurs, notamment 20, 40, 70, et 110 km, sur la coupe migrée. Le faible nombre de FR calculées et la faible qualité des données pour cette station ne nous permettent d'interpréter aucun des différents pics observés comme

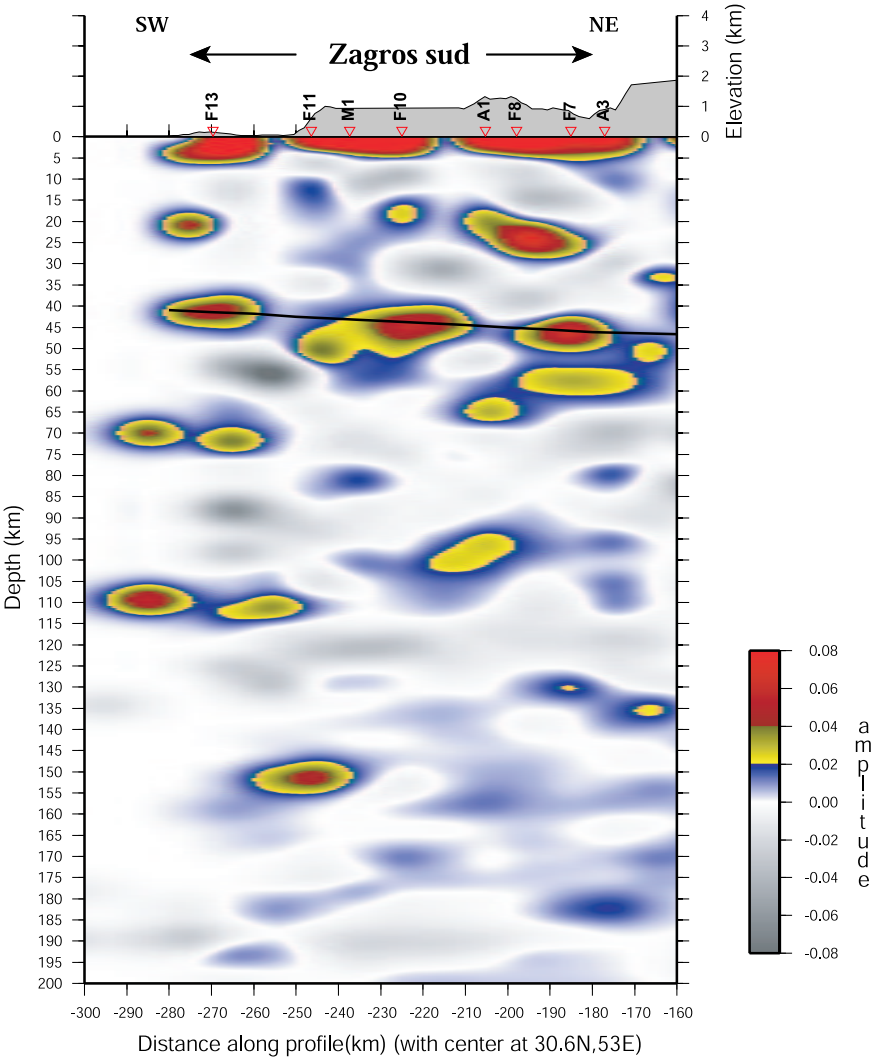


FIG. 3.23 – Coupe migrée obtenue à partir des fonctions récepteur de l'ensemble des stations de la région Zagros sud. La courbe noire montre les variations de profondeur du Moho tel que nous l'avons pointé (voir texte). Pas d'exagération verticale.

correspondant au Moho de façon certaine. Nous voyons cependant qu'un pic existe autour de 5s qui se manifeste à tous les back-azimuts (voir Annexe C). On le considère donc comme la conversion à un Moho autour de 40 km de profondeur.

En résumé, nous voyons, malgré ces problèmes de qualité des données, trois maxima d'énergie autour de 40 à 45 km de profondeur sous cette région : nous les interprétons comme dûs au Moho. En pointant ces trois zones de la station F13 vers le NE, on trouve un Moho qui plonge vers le NE d'une profondeur d'environ 41 km à l'aplomb de la station F13 pour atteindre environ 46 km sous la station A3.

La région du Zagros central : fortes conversions au Moho

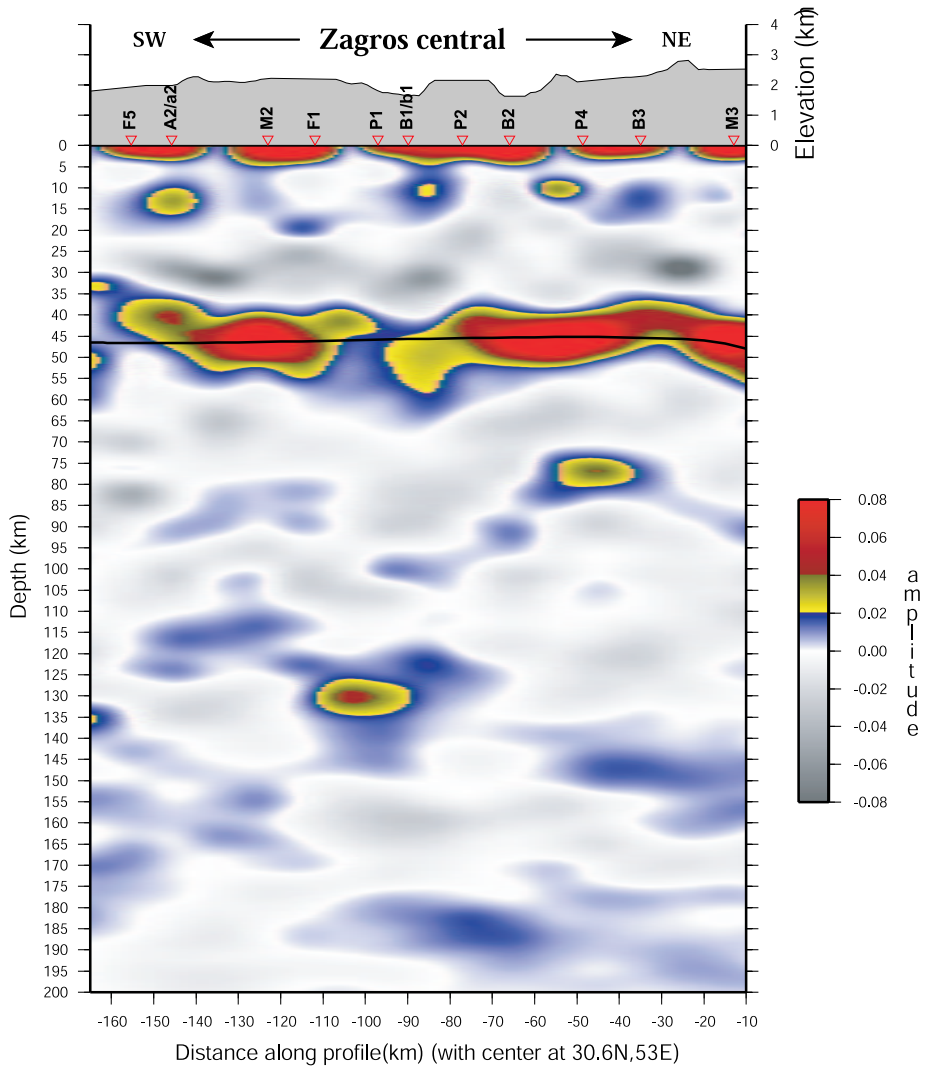


FIG. 3.24 – Même légende que 3.23 pour les stations de la région du Zagros central.

Cette zone est marquée par de très fortes conversions Ps sur les FR radiales et par un Moho bien identifiable sur la coupe migrée (figure 3.24). Les FR calculées pour l'ensemble des stations dans cette région présentent une phase Ps de très forte amplitude autour de 6s (figure 3.18 et Annexe C). Pour la station B2, l'amplitude de la phase Ps est même presque aussi forte que celle de la P. L'une des explications possibles de cette forte amplitude de Ps pourrait être l'existence d'une interface crustale dont le multiple arriverait en même temps que la Ps du Moho. Pour cela, il faudrait observer une phase Ps correspondant à cette interface crustale entre 1 et 2s, mais aucun pic n'est visible dans cet intervalle de

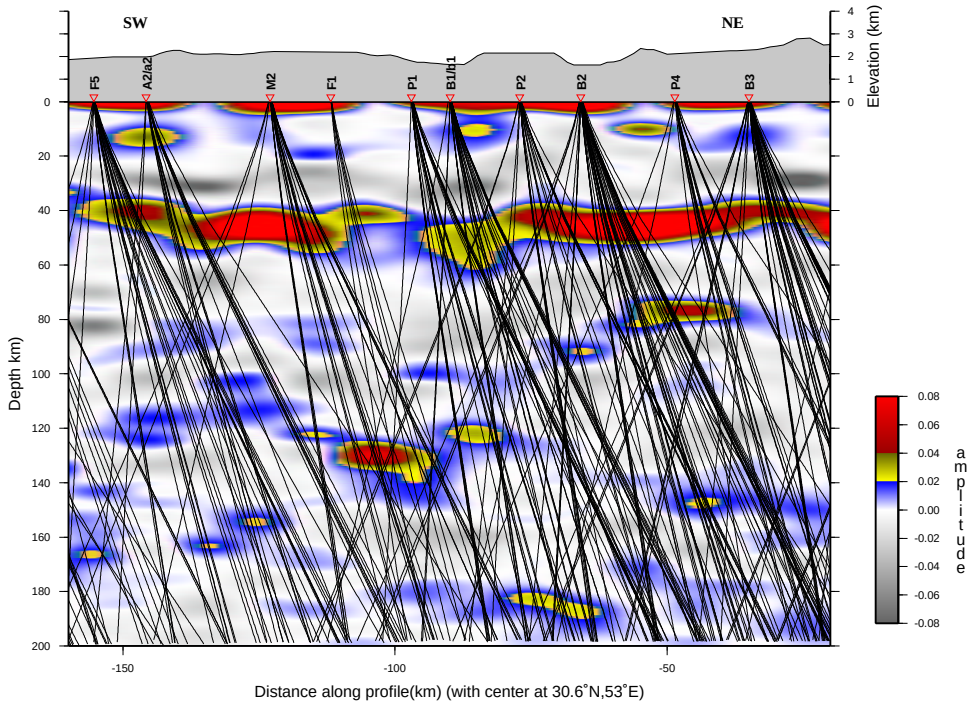


FIG. 3.25 – Même coupe que la figure 3.24 avec les rais S correspondant aux FR radiales utilisées.

temps sur les FR obtenues pour les stations de cette région. La seule explication est donc l'existence d'un contraste de vitesse au Moho très fort.

Par contre, le Moho ne donne pas de forte conversion à l'aplomb des stations B1 et P1.

Ceci est lié d'une part aux FR obtenues pour la station P1 qui ne présentent pas de Ps de forte amplitude (voir Annexe C) et d'autre part, on observe que le taux de couverture est très faible à la profondeur du Moho sous la zone entre les stations F1 et P1 (figure 3.25). En résumé, le Moho qui n'apparaît pas clairement sous le Zagros sud, est au contraire très net sous le Zagros central. C'est à partir de la station F5 qu'on commence à voir un Moho très net autour de 46 km de profondeur. Le Moho reste à cette profondeur jusque sous la station B3. A partir de la station B3, il commence à plonger franchement vers le NE. En considérant le Moho déduit sous ces deux zones dans le Zagros, nous pouvons conclure que le Moho sous le Zagros plonge, avec un pendage moyen de 4° , d'une profondeur d'environ 40 km de la côte du golfe Persique au sud à plus de 47 km sous la station F5, 160 km au SW du MZT.

La région du MZT et la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ) : 20 km d'épaississement crustal

La figure 3.26 montre la portion de coupe migrée obtenue pour cette région caractérisée par un épaississement de la croûte. Le Moho passe progressivement d'environ 45 km de profondeur sous la station B3 à environ 65 km de profondeur à l'aplomb de la station S7, 64 km au NE du MZT. L'accroissement de la profondeur du Moho d'environ 20 km sur une distance d'environ 90 km correspond à une pente de l'interface de l'ordre de 13°. Plus au nord, le taux de couverture des FR est très faible (voir figure 3.20) et la position du Moho n'est pas certaine. Mais en considerant la zone de forte conversion sous la station S11, nous supposons qu'il reste quasiment à la même profondeur vers 65 km jusque sous cette station. On suppose (malgré la complexité des FR sur la figure 3.18) que le Moho remonte ensuite pour atteindre environ 40 km de profondeur sous la station S12 où le profil entre dans la zone volcanique UDMA.

Nous n'avons pas considéré les possibles variations latérales de V_P et V_P/V_S lors la migration des FR puisque nous n'avons pas pu les mesurer à cause de l'absence de multiples (section 3.1.2.1). Il reste donc à nous assurer que l'épaississement crustal mesuré sur la section migrée n'est pas un artefact dû à une variation latérale importante du rapport

V_P/V_S et/ou de V_P que nous n'aurions pas prise en compte dans la migration. Dans la section 3.1.2.3 nous avons expliqué l'influence de possibles variations latérales de V_P et V_P/V_S sur la géométrie du Moho obtenue par la migration des FR. Nous avons montré que

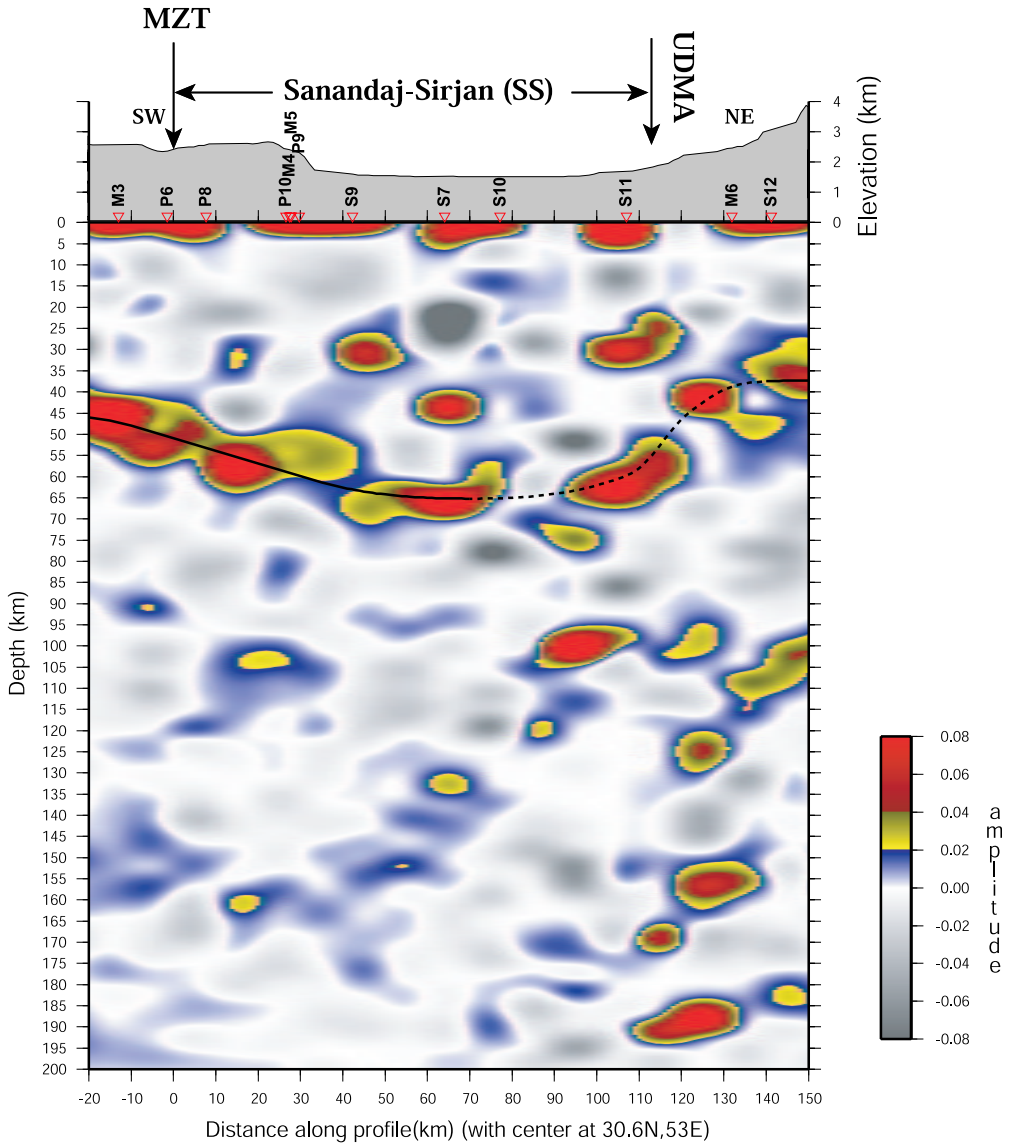


FIG. 3.26 – Même légende que 3.23 pour les stations de la région du MZT et de la zone de Sanandaj-Sirjan (SS).

pour faire apparaître un approfondissement artificiel (« pull-down») du Moho de l'ordre de 20 km, il faudrait avoir une croûte très lente en onde P (vitesse moyenne 5.2 km/s) et un rapport V_P/V_S très élevé (1.9). Les études pétrologiques de cette région du MZT et de la SSZ (Sheikholeslami, 2002 ; Agard et al. 2004) montrent qu'on y trouve des ophiolites et d'importantes intrusions de gabbros. Toutes ces roches ont des vitesses d'ondes P su-

périeures et des V_P/V_S inférieurs à ceux d'une croûte continentale moyenne (Rudnick & Fountain, 1995; Christensen & Mooney, 1995). La présence de ce type des roches devrait donc plutôt induire un effet de « pull-up » sur le Moho (amincissement artificiel de la croûte). On peut en déduire donc que l'approfondissement du Moho observé sous la zone de SSZ est probablement une réalité et il ne peut être entièrement dû à de possibles variations latérales de V_P et/ou V_P/V_S dans la croûte.

En examinant la topographie montrée en haut de la figure 3.26, nous voyons que l'altitude décroît lorsque le Moho s'approfondit. Cette observation contredit la théorie de compensation isostatique d'Airy selon laquelle l'augmentation de l'altitude doit être compensée par une racine crustale et une basse altitude doit être associée à une croûte amincie. Ces résultats montrent donc que s'il y a compensation isostatique locale, elle doit se faire soit en supposant du matériau lourd dans la croûte, soit par une compensation au-dessous du Moho dans le manteau.

La région UDMA et Iran central

La majorité des stations situées dans cette région est caractérisée par des variations importantes de forme d'onde des FR radiales en fonction du back-azimut et par une énergie importante sur les FR transverses. Pour comprendre l'origine exacte de ces phénomènes (hétérogénéité, pendage, anisotropie) nous avons besoin d'une couverture azimutale assez complète que nous n'avons pas ici (voir Annexe C). On ne peut donc conclure que la structure crustale dans cette région est probablement très compliquée.

On peut toutefois pointer le Moho comme étant l'interface quasiment continue autour de 40 km de profondeur sur la coupe migrée de la figure 3.27. En allant vers le NE, le Moho remonte sous les stations M6 et S12 de plus de 65 km de profondeur à une profondeur de l'ordre de 40 km. A l'aplomb des stations D1, D3, H4 et H5, on obtient deux interfaces. Si on prend l'interface la moins profonde comme étant le Moho on aura un saut de Moho sous ces stations. Mais, les données d'anomalie de Bouguer (courbe d'anomalie observée sur la figure 3.32) ne montrent aucune signature de ce saut. D'ailleurs, l'observation de beaucoup d'énergie sur les FR transverses à ces stations indique la présence de phénomènes

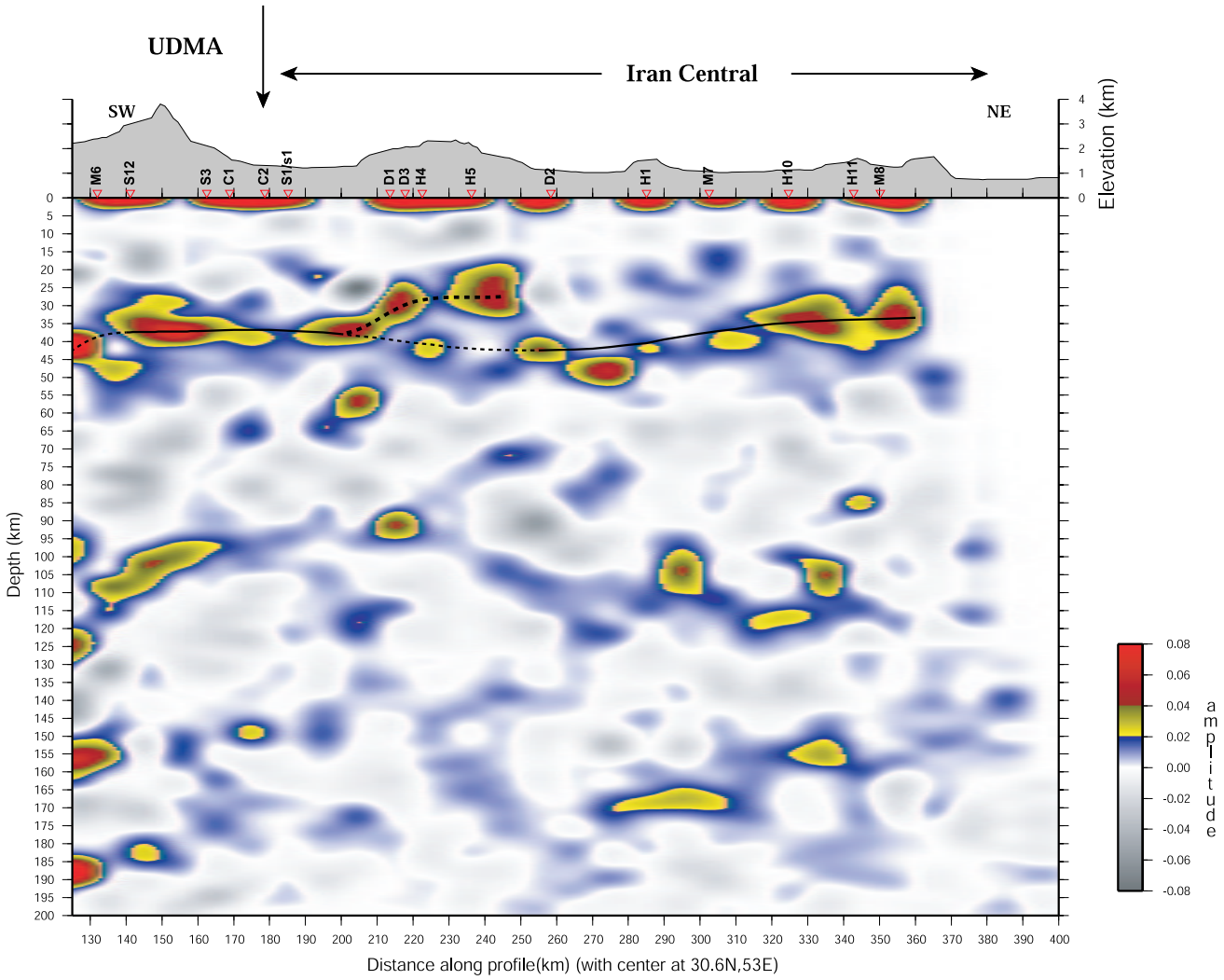


FIG. 3.27 – Même légende que 3.23 pour les stations de la région UDMA et Iran central.

tels que de l'anisotropie. Ces problèmes peuvent engendrer les phases énergétiques sur les FR radiales qui lors de la migration se trouveraient à des profondeurs non correctes. Nous privilégions donc la plus profonde comme étant le Moho pour assurer aussi la continuité géométrique avec les observations faites à la station D2 où on ne voit qu'une convertie vers 42 km. Au NE de D2, les FR sont moins compliquées et par conséquent le Moho retenu est plus clair. Il remonte doucement vers le NE de 42 km sous la station D2 jusqu'à 33 km à l'extrémité NE du profil.

Nous voyons aussi la signature d'une conversion P-S à une profondeur comprise entre 90 et 120 km sous cette région. Cette énergie sur la coupe migrée, bien que non continue, est liée à des pics présents entre 10 et 15s sur les FR de la majorité des stations de cette région, notamment M6, S12, H1, M7 et H10 (voir Annexe C). Ces pics ne peuvent être les multiples des phases Ps du Moho visible autour de 5s sur les FR. Ils pourraient donc être générés par des conversions dans le manteau. Ces « taches » d'énergie sont trop discontinues latéralement pour permettre de suivre une interface continue dans le manteau à cette profondeur. L'hypothèse qu'ils constituent la signature de l'ancien Moho de la lithosphère océanique de la Néo-Téthys subductée sous l'Iran central n'est pas facile, voire impossible, à vérifier avec les FR.

Coupe migrée obtenue à partir de la phase PpPmS

La trajectoire des multiples dans la croûte étant plus longue que celle de la Ps (figure 3.1), le temps de trajet de ces phases est très sensible à d'éventuelles variations latérales de V_P/V_S et V_P. La migration des FR calculée en considérant le temps de trajet et la position du point de conversion du multiple PpPmS pourrait donc révéler d'éventuelles erreurs sur la position du Moho obtenue par migration des FR pour la phase Ps en supposant V_P et V_P/V_S latéralement constants. L'autre intérêt est, comme nous l'avons constaté pour la phase Ps, le fait que la migration a pour effet d'augmenter la cohérence latérale des phases qu'on ne peut pas suivre sur les FR individuelles (comparer fig. 3.18 avec 3.22). Puisque le multiple PpPmS est franchement invisible sur les FR individuelles dans nos données, nous espérions le voir sur la coupe migrée. Nous avons donc essayé de mettre en évidence

le Moho en migrant les FR par recherche de la phase PpPmS. Le principe de migration des multiples est le même que pour la phase Ps (section 3.1.2.3). Pour les multiples, on positionne chaque échantillon de la fonction récepteur à la position spatiale, en distance et en profondeur, de la conversion, selon le trajet associé à la phase considérée.

La figure 3.28 montre la coupe migrée obtenue. En raison de la faible amplitude de la phase PpPmS pour l'ensemble des FR calculées le long du profil, on ne voit aucune interface à la profondeur estimée pour le Moho par migration de la phase Ps. L'interface observée à une profondeur inférieure à 20 km vient de la migration des phases Ps interprétées comme des phases PpPmS. Nous ne pouvons donc tirer aucune conclusion de la migration de la phase PpPmS quant à l'influence sur la géométrie du Moho de la variation latérale de V_P/V_S et V_P. Nous confirmons simplement la quasi-totale absence de multiples dans nos données.

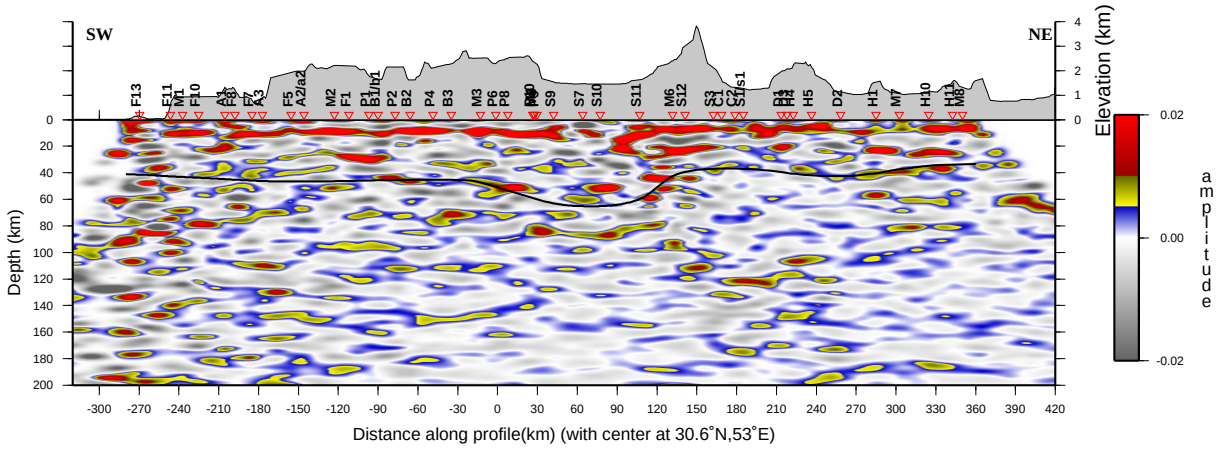


FIG. 3.28 – Coupe migrée obtenue par migration de la phase PpPmS. On ne voit aucune trace du Moho aux profondeur estimées par migration de la phase Ps (figure 3.22).

Recherche des discontinuités profondes du manteau

Nous avons aussi tenté de mettre en évidence les discontinuités majeures du manteau à 410 et 660 km de profondeur (Wittlinger et al., 2004). Pour cela, nous avons migré les 315

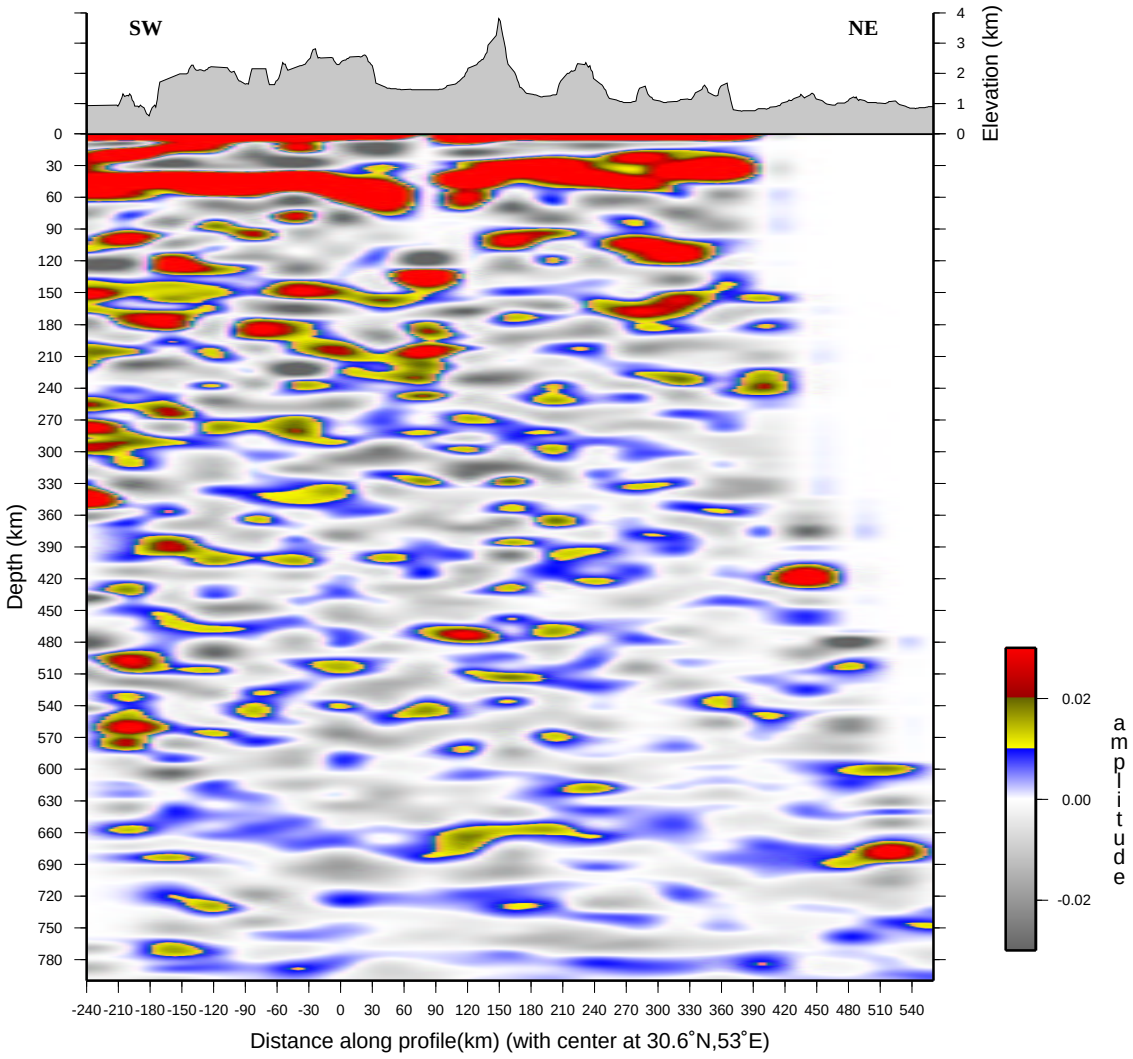


FIG. 3.29 – Coupe migrée obtenue par migration des FR jusqu'à 800 km de profondeur.

FR de meilleure qualité en utilisant une gaussienne de demi-largeur 0.4s, et un maillage de dimensions Δx=40 km, Δz=5 km lors la migration. La coupe migrée est présentée sur la figure 3.29. Cette coupe est lissée de la même manière que les autres coupes. Aucune interface n'est visible sur cette coupe à 410 km. Pour l'interface à 660 km, on peut suivre une trace qui apparaît entre 640 et 680 km le long du profil. Cette trace n'est toutefois pas assez claire pour qu'on puisse en tirer une conclusion certaine.

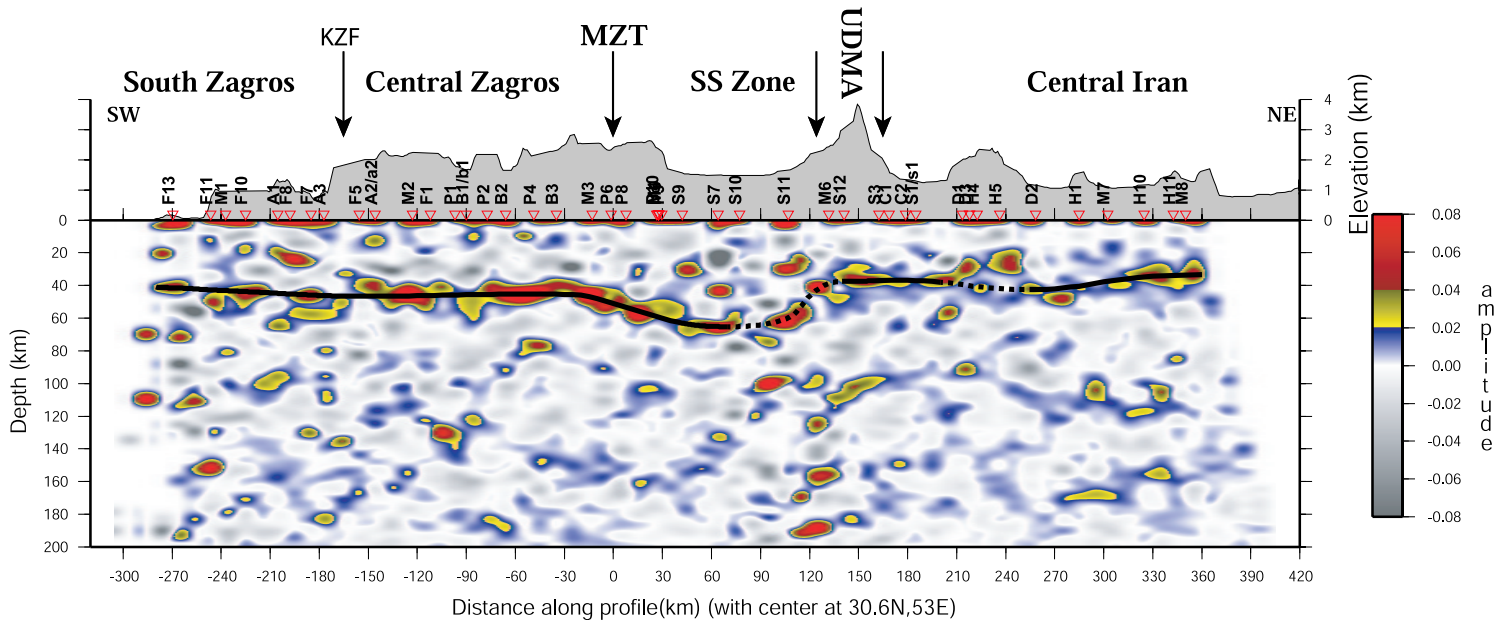


FIG. 3.30 – Coupe migrée le long du profil Zagros obtenue par migration de 1107 fonctions récepteur. L'échelle de couleur est fonction de l'amplitude moyenne des conversions Ps dans chaque maille de la coupe. Un profil topographique moyen le long du profil ainsi que la position des stations sont montrées un haut de la coupe. Le Moho (trait continu) est tracé sur la coupe.

3.1.5 Conclusion de l'analyse en fonctions récepteur

Nous montrons sur la figure 3.30 la coupe migrée complète avec le pointé du Moho. Cette coupe constitue la première mesure directe détaillée de la géométrie du Moho au travers du Zagros. Nous mettons en évidence des variations importantes d'épaisseur crustale le long du profil. Dans la partie sud-ouest du profil, entre la côte du golfe Persique et la faille de Kazerun (KZF), le Moho plonge légèrement vers le NE. Plus au NE, un Moho bien net est observé sous le Zagros central avec une profondeur moyenne de 46 km. On voit un épaississement de l'ordre de 20 km de la croûte au NE du MZT. La localisation de cet épaississement, 60 km au NE du MZT, est en désaccord avec les modèles issus des mesures gravimétriques (Snyder & Barazangi, 1986) puisque le minimum d'anomalie de Bouguer est situé sur le MZT. Pour réconcilier ces deux mesures, nous devrons faire intervenir des variations latérales de densité importantes dans la croûte lors la modélisation des données gravimétriques. Le Moho sous le sud de l'Iran central est relativement complexe avec une profondeur moyenne de l'ordre de 40 km. Nous reviendrons sur l'interprétation des résultats obtenus dans ce chapitre dans un chapitre de conclusion générale après avoir présenté les résultats des autres méthodes.

Cette expérience au travers du Zagros est la première campagne sismologique d'une telle ampleur faite dans cette région. Néanmoins, le calcul du taux de couverture des FR (figure 3.20) montre que la distance moyenne entre stations de l'ordre de 15 km est encore trop grande pour étudier en détail la géométrie d'un Moho se trouvant à une profondeur de moins de 70 km. De plus, pour étudier les interfaces dans la croûte par cette technique, nous avons besoin de stations encore plus proches les unes des autres. La couverture azimutale incomplète des événements utilisés nous suggère qu'une expérience plus longue que six mois donnerait aussi de meilleurs résultats.

3.2 Comparaison avec les données gravimétriques

Les mesures géophysiques étant indirectes, il est important de confronter les résultats obtenus par une méthode avec d'autres méthodes ou d'utiliser une combinaison de différentes méthodes et données. Dans notre cas, les seules données géophysiques existantes concernant l'épaisseur de la croûte sous le profil sont les données d'anomalie de Bouguer. Snyder & Barazangi (1986) ont essayé de trouver un modèle de la croûte satisfaisant les données gravimétriques. Ils n'avaient quasiment aucune contrainte sur la géométrie du Moho. En fait, l'objectif de leur modélisation était justement de trouver la géométrie du Moho par les données gravimétriques. En considérant la position du minimum de l'anomalie de Bouguer au MZT, ils ont évidemment trouvé un épaississement crustal maximal exactement sous le MZT.

Afin de comparer nos résultats obtenus par analyse en FR avec les mesures gravimétriques, nous avons tenté de trouver les modèles de croûte sous le profil qui expliquent à la fois les mesures gravimétriques et les résultats de l'analyse en FR. Connaissant la géométrie du Moho, nous allons donc tester différents modèles dans lesquels l'épaisseur de croûte est contrainte.

Pour cela, nous avons utilisé les données d'anomalie de Bouguer issues d'une compilation réalisée par le BGI (Bureau Gravimétrique International) à Toulouse. La figure 3.31 montre les variations d'anomalie de Bouguer dans le Zagros et les régions voisines. Sur cette carte, on constate que les contours minimums autour de -200 mgals sont étirés le long de la trace du MZT en surface. Nous avons extrait les données mesurées aux points les plus proches de notre profil de stations sismologiques (cercles sur la fig. 3.31) et calculé l'anomalie gravimétrique par la méthode de Talwani et al. (1959) pour différents modèles 2D crustaux.

Dans un premier test, nous avons calculé l'anomalie de Bouguer pour une croûte de densité constante 2.95 g/cm^3 sur une manteau homogène de densité 3.3 g/cm^3. La figure 3.32 illustre le modèle et l'anomalie gravimétrique calculée et observée le long du profil. La courbe des données observées montre une décroissance depuis des valeurs d'environ -100 mgals aux extrémités SW et NE jusqu'à son minimum à moins de -200 mgals au MZT.

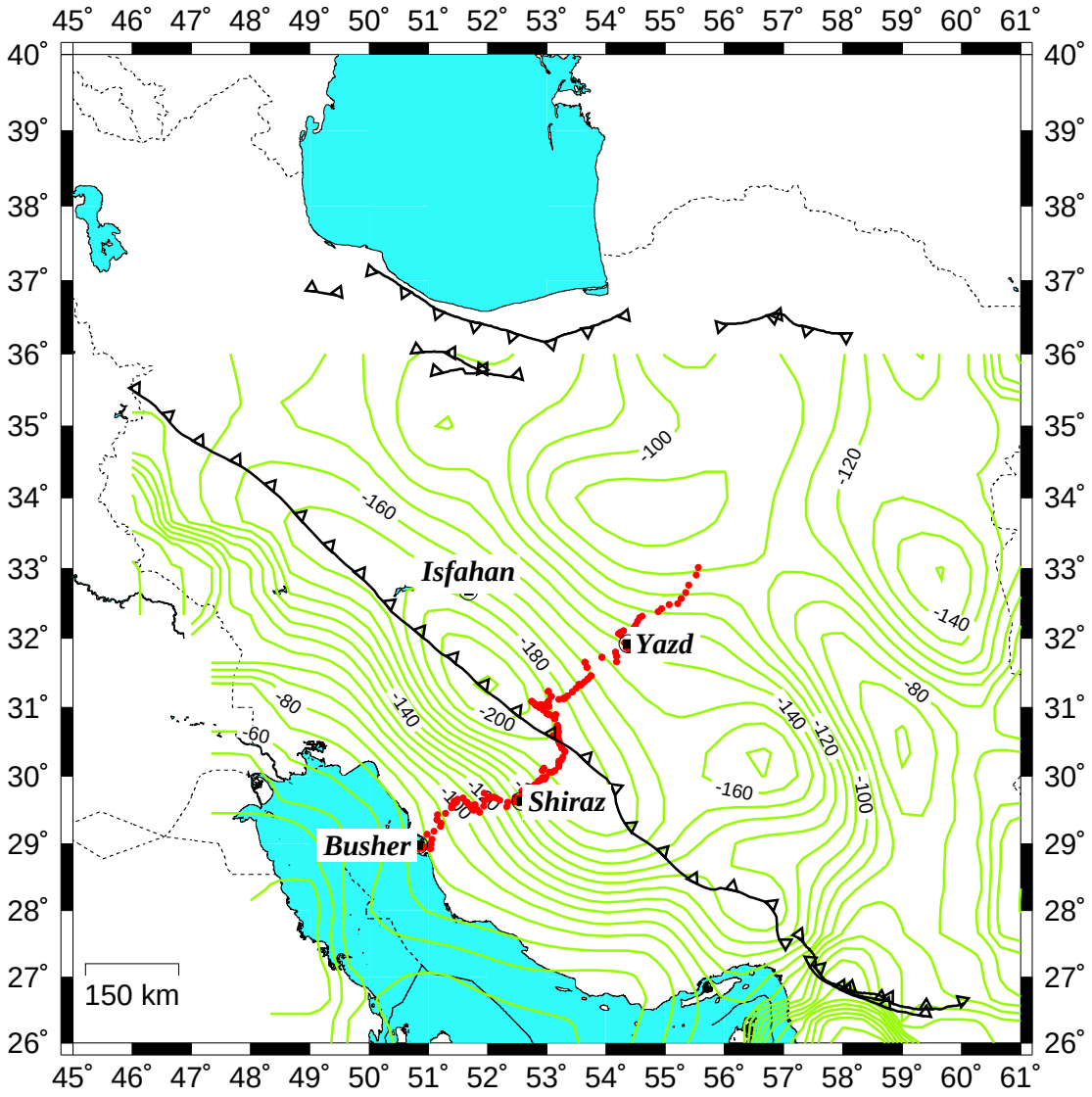


FIG. 3.31 – Anomalie de Bouguer mesurée autour du profil sismologique. On note que les contours des anomalies négatives sont étirés le long du MZT. Les cercles indiquent les points de mesure de l'anomalie de Bouguer utilisés pour la modélisation. La ligne droite est la direction générale du profil le long de laquelle nous avons construit les modèles de croûte.

L'anomalie calculée suit évidemment la géométrie du Moho sous le profil. Son minimum se trouve donc au nord du MZT dans la zone SSZ où la croûte s'épaissit. L'anomalie observée dans cette zone est au contraire supérieure de près de 80 mgals au minimum observé au MZT. On constate aussi que le minimum de la courbe observée est beaucoup plus étroit que celui de la courbe modélisée, beaucoup plus "lisse". On conclut que ce modèle simple n'est pas capable d'expliquer l'anomalie de Bouguer observée. Il est donc nécessaire de

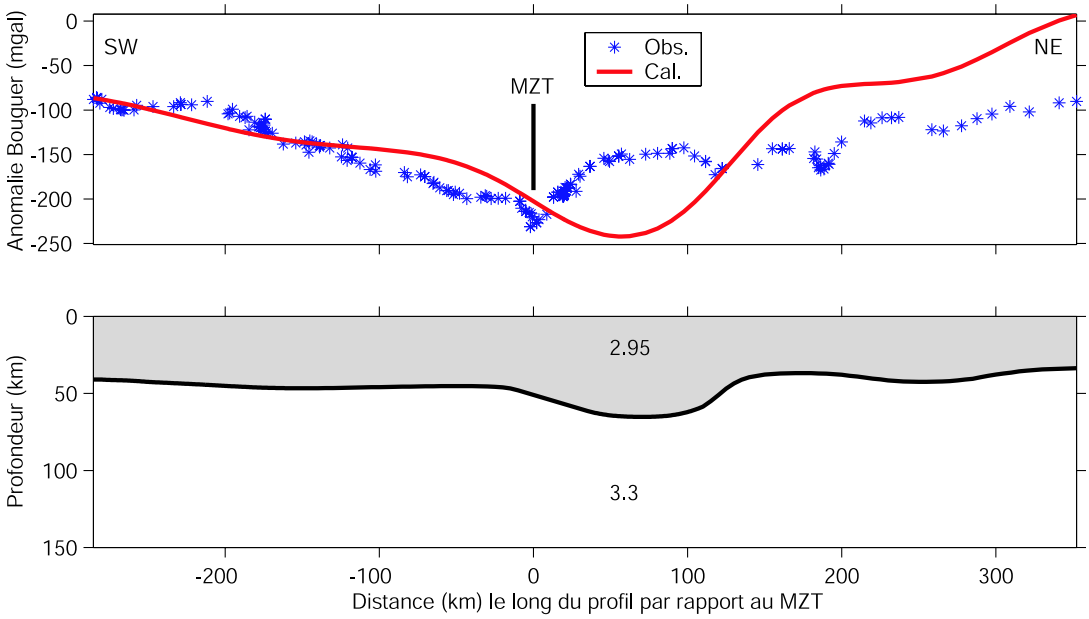


FIG. 3.32 – Modèle de croûte homogène sur manteau homogène. L'épaisseur de la croûte le long du profil est contrainte par l'analyse en FR. L'anomalie observée tracée en haut de la figure correspond aux points marqués par des cercles sur la figure 3.31. La position du minimum de l'anomalie calculée (trait continu) ne coïncide pas avec les observations. En Iran central, on voit que l'anomalie calculée est bien supérieure à l'anomalie observée.

prendre en compte des variations de densité dans la croûte, et éventuellement le manteau. Le premier point est de trouver une explication pour le décalage de 50 km vers le Sud du minimum de l'anomalie mesurée par-rapport au maximum d'épaississement crustal. Un chevauchement de la croûte d'Iran central sur celle du Zagros, avec charriage des sédiments et des matériaux de la croûte supérieure sous la croûte d'Iran central doit faire apparaître une zone de densité légère sous le MZT engendrant une anomalie négative importante.

En considérant le principe des coupes équilibrées (Dahlstrom, 1969) et en tenant compte des modèles du Zagros proposés par Blanc et al. (2003), McQuarrie (2004) et Agard et al. (2004), nous avons construit le modèle crustal illustré sur la figure 3.33. Le principe est de garder constante l'épaisseur des différents niveaux de croûte (sédiments, croûte supérieure et inférieure) lors de l'élaboration du modèle. L'épaisseur de sédiments dans le Zagros (11 km) est contrainte par les travaux de Hatzfeld et al. (2003). La profondeur du toit de la croûte inférieure sous le Zagros (20 km) a été obtenue par Hatzfeld et al. (2003) par modélisation de FR. Aucune donnée sur la structure au Nord du MZT n'étant disponible, nous avons fait l'hypothèse que croûtes inférieure et supérieure ont les mêmes épaisseurs qu'au Sud. Les valeurs de densité sont des valeurs moyennes pour la croûte continentale

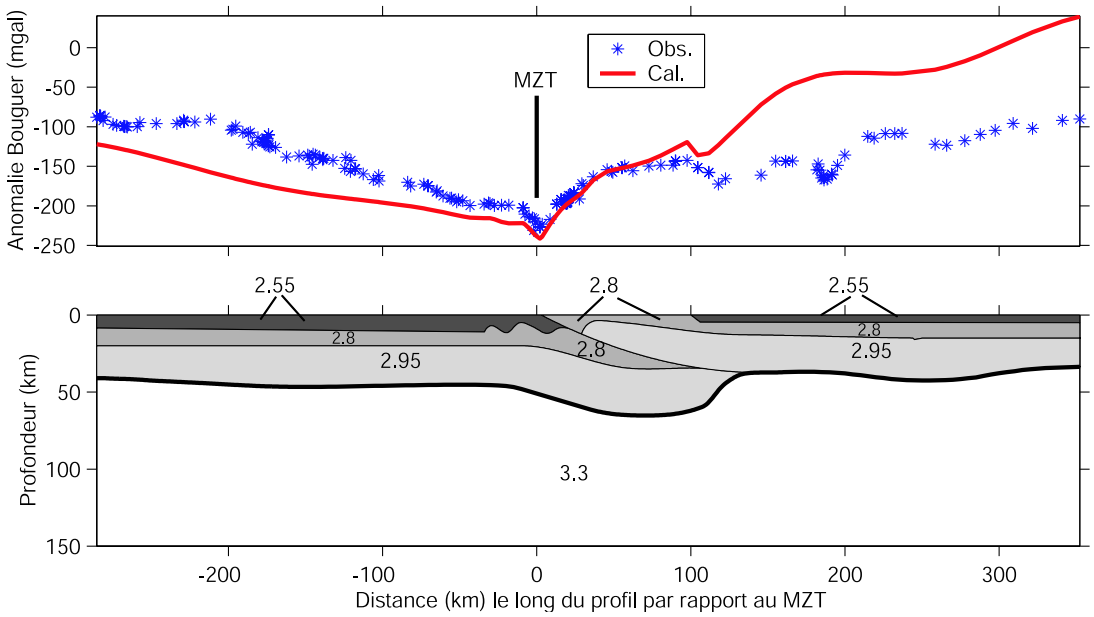


FIG. 3.33 – Modèle de la croûte avec redoublement crustal par chevauchement sur le MZT. On note que les positions des minima observé et calculé se superposent maintenant au MZT. On voit toutefois qu'on a encore besoin de masses lourdes en Iran central et plus légères dans le Zagros.

(Christensen & Mooney, 1995). En supposant un chevauchement de la croûte d'Iran central sur celle du Zagros, le principe d'équilibre des épaisseurs implique un redoublement crustal sous la zone SSZ. Nous avons donc proposé que le MZT se prolonge jusqu'au Moho

de façon à rendre possible le chevauchement et le redoublement crustal. Cette géométrie qui implique un chevauchement crustal d'environ 80 km correspond à peu près au raccourcissemnt mesuré par McQuarrie (2004) à partir de coupes équilibrées du Zagros. Pour les roches métamorphiques de la zone de SSZ, nous avons pris la densité de la croûte supérieure. On constate un bon accord entre anomalie mesurée et calculée sur la position et la forme du minimum. Par contre, l'anomalie calculée en Iran central est trop forte alors que c'est l'inverse dans le Zagros. Cette différence est liée à la différence d'épaisseur crustale moyenne qui est, en plus, compensée par un sur-épaississemnt des sédiments dans le Zagros. Nous avons essayé d'enlever ce déséquilibre en testant différents corps légers dans la croûte, mais ceci requiert des valeurs non raisonnables pour l'épaisseur et la densité des couches.

Les résultats de tomographie télésismique présentés dans le chapitre suivant mettent en évidence une différence de vitesse des ondes P dans le manteau supérieur entre le Zagros et l'Iran central. Ceci nous permet de supposer également une différence de densité dans le manteau sous ces deux régions. Dans le modèle présenté sur la figure 3.34 le modèle crustal est le même que sur la figure 3.33, mais nous avons affecté une densité plus légère au manteau de l'Iran central jusqu'à 150 km de profondeur. La frontière entre les deux manteaux est donnée par les résultats de la tomographie. On note qu'une faible hétérogénéité de densité de 0.043 g/cm^3 dans le manteau est suffisante pour compenser le déséquilibre observé dans la figure 3.33.

Il nous reste toujours des désaccords de courte longueur d'onde entre anomalies observée et calculée. Dans la zone volcanique UDMA, nous voyons, par exemple, que la courbe d'anomalie calculée dépasse l'anomalie observée. En considérant la présence de roches volcaniques de densité plus faible que celle du socle en surface dans la zone UDMA (denisté 2.5 et 2.6 g/cm^3), nous pouvons réconcilier les anomalies observée et calculée. Dans le Zagros sud, on observe une remontée des anomalies observées qui n'existe pas dans l'anomalie calculée. Ceci nécessite des matériaux lourds sous cette zone. Aucune donnée ne justifie d'augmenter la densité des sédiments dans cette région. En considérant l'influence des failles inverses à la limite socle-sédiments (Berberian, 1995), nous proposons donc une

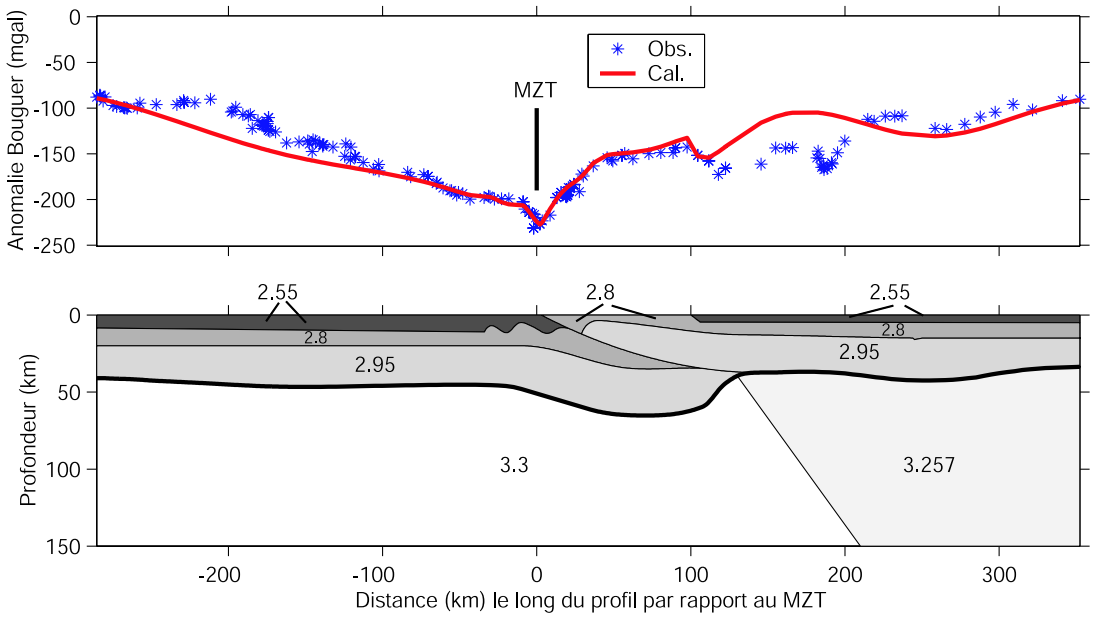


FIG. 3.34 – Même modèle que figure 3.33 mais avec une différence de densité dans le manteau (manteau plus léger sous l'Iran central par rapport au Zagros). On constate que, cette fois l'accord est globalement bon. Pourtant, il reste toujours des variations de courte longueur d'onde à modéliser.

remontée locale de socle comme source de ces anomalies lourdes. La figure 3.35 illustre le modèle final.

3.3 Synthèse des résultats sur la croûte

La figure 3.36 montre la coupe géologique de croûte interpretée à partir des modèles obtenus par modélisation des données d'anomalie de Bouguer. Les failles inverses dans la croûte inférieure ainsi que les plis dans les sédiments sous le Zagros sont schématiques. Le chevauchement de la croûte du bloc d'Iran Central sur celle du Zagros est présenté le long du MZT en profondeur.

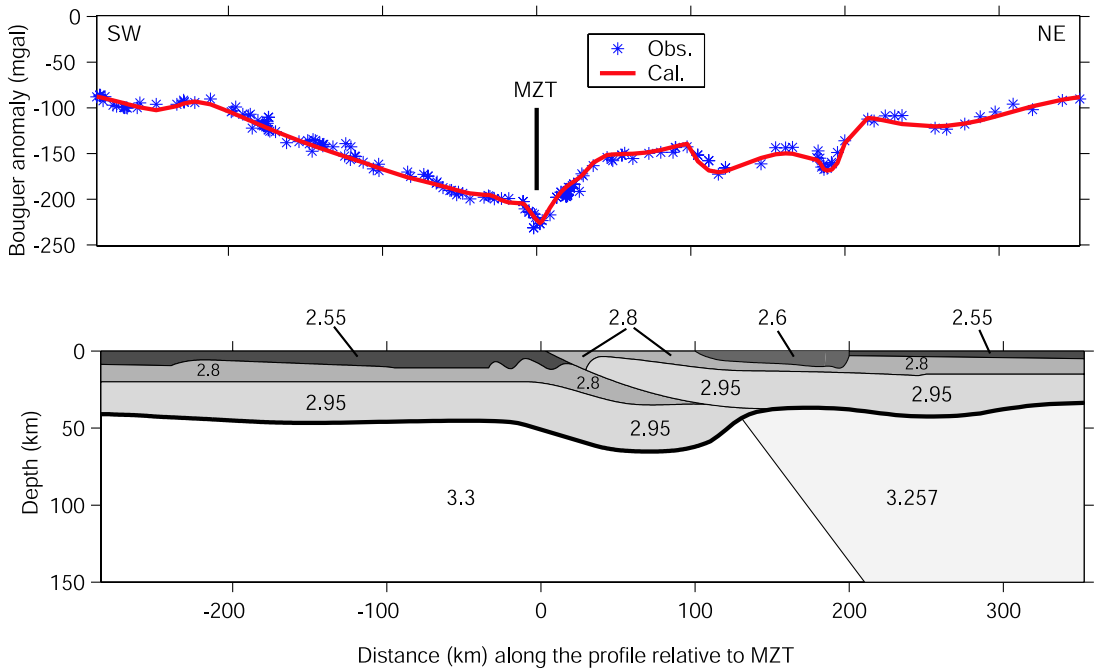


FIG. 3.35 – Modèle final : même modèle que figure 3.34 avec des roches volcaniques dans la zone UDMA. Une remontée du socle sous les sédiments dans le Zagros permet d'ajuster la courbe d'anomalie calculée avec l'anomalie observée.

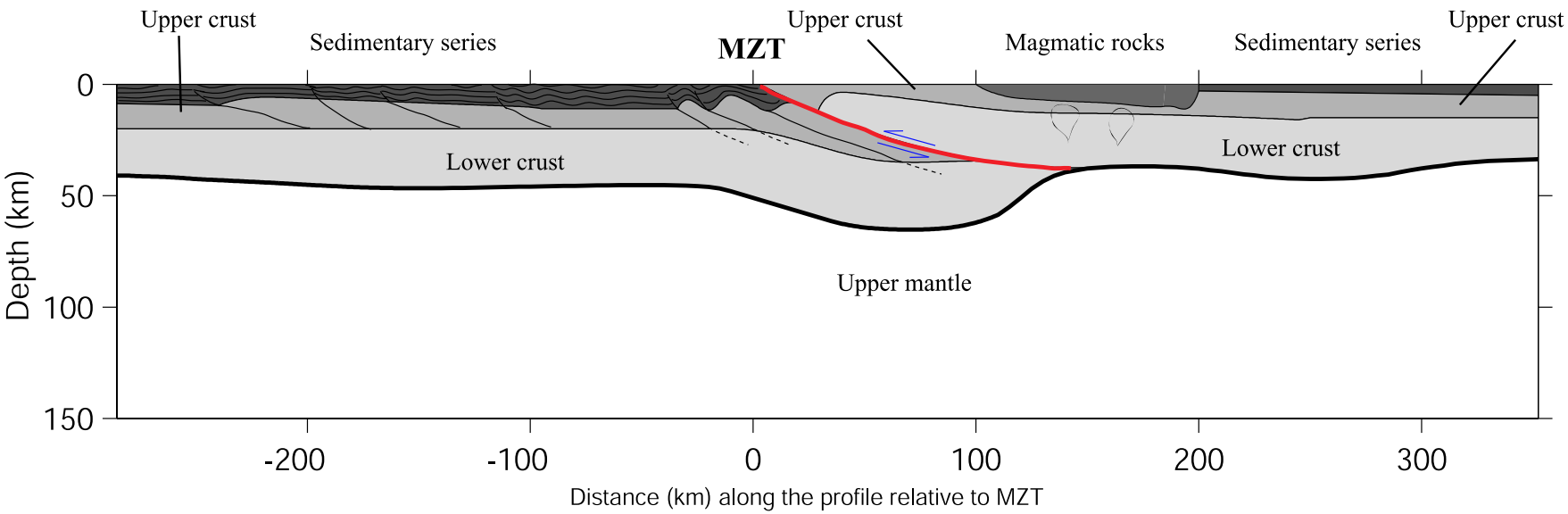


FIG. 3.36 – Coupe géologique schématique le long du profil Zagros obtenue par modélisation des données d'anomalie de Bouguer et contrainte par la géometrie du Moho obtenue par analyse des fonctions récepteur. Les failles inverses ainsi que les plis sous le Zagros sont tracés de manière schématique.

Nous pouvons maintenant résumer les résultats obtenus dans ce chapitre sur la structure de croûte.

- Géométrie du Moho sous le profil : Nous avons obtenu, par migration de FR, la géométrie du Moho sous le profil. Pour construire les coupes migrées, nous n'avons pas considéré d'éventuelles variations latérales de V_P et/ou V_P/V_S.

- Caractéristiques du modèle du Moho : Le Moho obtenu se caractérise par une profondeur moyenne de 45 km dans le Zagros et de 40 km en Iran central. Il montre aussi un surépaississement crustal avec un Moho à plus de 65 km de profondeur au nord du MZT sous la zone métamorphique de Sanandaj-Sirjan.

- Modèle de croûte : Les contraintes géométriques permettent de proposer une coupe crustale avec redoublement de croûte sous la zone de SS par chevauchement sur le MZT.

- Vérification du modèle crustal : Nous avons testé la compatibilité de ce modèle avec les données gravimétriques.

Chapitre 4

Tomographie télésismique régionale

4.1 Introduction

4.1.1 Tomographie de temps d'arrivées : principe général

Le terme tomographie, emprunté au domaine médical, désigne un ensemble de techniques d'imagerie de paramètres physiques internes de la terre à partir d'observations en surface. Dans le domaine de la sismologie, les mesures observables en surface sont les ondes sismiques enregistrées aux stations sismologiques. Une des informations aisément observable à partir de ces enregistrements est le temps de trajet des ondes sismiques. Puisque le temps de trajet dépend de la vitesse des ondes, la variation de cette vitesse affecte les temps observés. Par la tomographie de temps d'arrivées, on espère déterminer la variation de vitesse des ondes à l'intérieur de la terre en examinant le temps d'arrivée des ondes de volume enregistrées par un réseau de stations.

Le principe est de trouver un modèle de vitesse expliquant le temps d'arrivée observé par le réseau des stations. Le temps de trajet T d'une onde sismique est lié à la vitesse $V(\mathbf{r})$ par :

$$T = \int_{rai} \frac{dr}{V(\mathbf{r})} \tag{4.1}$$

où dr est le pas d'intégration le long du rai et $\mathbf{r}$ est la position d'un point du champ de

vitesse dans le modèle. Cette expression indique que la relation entre le temps de trajet et le champ de vitesse $V(\mathbf{r})$ est non-linéaire car l'intégrale est calculée le long de rai, qui dépend du champ inconnu de vitesse et de la localisation de la source. Une déviation δV de la vitesse par rapport à un modèle de base $V_0(\mathbf{r})$ peut provoquer une perturbation δt_i du temps de trajet du rai i qui peut s'exprimer au premier ordre par :

$$\delta t_i = -\int_{Rai_i} \frac{\delta V(\mathbf{r})}{V_0^2(\mathbf{r})} dr \tag{4.2}$$

Puisque, dans cette expression, le trajet du rai ne dépend que de V_0 et pas du modèle inconnu $V_0 + \delta V$, elle exprime la transformation d'un problème non-linéaire (éq. 4.1) en un problème linéaire. De plus, en introduisant la lenteur $S = 1/V$, et par conséquent $\delta S = -\delta V/V_0^2$, l'équation 4.2 va s'exprimer en fonction de la perturbation de lenteur δS par rapport au modèle de base :

$$\delta t_i = \int_{Rai_i} \delta S(\mathbf{r})\, dr \tag{4.3}$$

Dans l'équation 4.3, δt est linéaire par rapport à δS. La discrétisation de l'espace du modèle en blocs de vitesse constante réduit l'intégrale de l'équation 4.3 à une sommation :

$$\delta t_i = \sum_{b=1}^{M} G_{ib} m_b \tag{4.4}$$

où m_b est la perturbation de lenteur dans le bloc b, G_{ib} est la longueur parcourue par le rai i dans le bloc b du modèle discrétisé, et la sommation s'effectue sur tous les M blocs du modèle. Avec N données, l'équation 4.4 conduit à un système de $N \times M$ équations linéaires (Aki et al., 1977) qui, par notation matricielle, prend la forme suivante :

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} \tag{4.5}$$

où $\mathbf{G}$ est la matrice de taille de $N \times M$ contenant la distance parcourue par chaque rai dans chaque bloc du modèle, $\mathbf{m}$ est le vecteur des perturbations inconnues de lenteur et $\mathbf{d}$

est le vecteur des résidus de temps de trajet.

L'objet du problème inverse est alors d'estimer un vecteur des paramètres $\hat{\mathbf{m}}$ qui explique bien les données observées $\mathbf{d}$. De nombreuses méthodes existent pour estimer le modèle optimum, mais la plus couramment utilisée en tomographie régionale est la méthode des moindres carrés (Tarantola & Valette, 1982; Lines & Treitel, 1984; Menke, 1989). Selon cette méthode, l'estimation $\hat{\mathbf{m}}$ du modèle expliquant les données au sens des moindres carrés s'exprime par :

$$\hat{\mathbf{m}} = \left(\mathbf{G}^{\mathbf{T}}\mathbf{G}\right)^{-1}\mathbf{G}^{\mathbf{T}}\mathbf{d} \tag{4.6}$$

où $\mathbf{G}^{\mathbf{T}}$ est la transposée de $\mathbf{G}$. La majorité des problèmes inverses dans le domaine sismologique sont mal-conditionnés car la matrice $\mathbf{G}^{\mathbf{T}}\mathbf{G}$ n'est pas inversable (c'est-à-dire qu'elle est singulière). Ceci peut arriver si le modèle de départ n'est pas assez proche du modèle à trouver et si les données ne sont pas distribuées de façon homogène. Dans ce cas, on pourrait avoir des difficultés à résoudre l'équation 4.6 pour obtenir $\hat{\mathbf{m}}$. Pour éviter la singularité de $\mathbf{G}^{\mathbf{T}}\mathbf{G}$ on utilise un coefficient d'amortissement θ^2 (Levenberg, 1944 ; Marquardt, 1963), ce qui nous amène à une solution au sens des moindres carrés amortis :

$$\hat{\mathbf{m}} = \left(\mathbf{G}^{\mathbf{T}}\mathbf{G} + \theta^2\mathbf{I}\right)^{-1}\mathbf{G}^{\mathbf{T}}\mathbf{d} \tag{4.7}$$

où $\mathbf{I}$ est la matrice identité. En introduisant un coefficient d'amortissement, on obtient une solution stable au prix d'une perte de résolution du modèle estimé.

Suivant l'extension du réseau de stations, la position des sources, et les foyers des séismes, on distingue trois familles de tomographie de temps de trajet. Par la tomographie « locale » (ex. Zelt & Smith, 1992; Thurber, 1993), on détermine, en utilisant le temps de trajet des ondes de séismes proches enregistrés par un réseau dense, simultanément les valeurs absolues de vitesses sous le réseau et les coordonnées hypocentrales des séismes. On réalise une tomographie locale pour étudier la structure crustale sous un réseau dense de stations. En tomographie « globale » (ex. Bijwaard et al., 1996; Bijwaard & Spakman, 2000; Ritzwoller et al., 2002; Shapiro & Ritzwoller, 2002), on modélise les données de

stations à l'échelle globale pour étudier la structure mantellique. Dans les deux types de tomographie locale et globale, sources et stations sont à l'intérieur du domaine modélisé.

En tomographie télésismique régionale, qui est l'objet de notre étude dans ce chapitre, on utilise les temps d'arrivée de séismes à distances télésismiques (distance épicentrale entre 25° et 100°) enregistrés par un réseau dense de stations pour étudier la structure lithosphérique sous le réseau. Dans ce type de tomographie, les sources sont à l'extérieur de la zone modélisée. Dans la section suivante, nous expliquons plus en détail le principe de la tomographie télésismique régionale.

4.1.2 Principe de la tomographie télésismique régionale

En tomographie télésismique régionale l'anomalie de temps de trajet exprimée par l'équation 4.2 est la différence entre le temps d'arrivée observé et le temps calculé dans un modèle standard à symétrie radiale (par ex.: modèle IASP91, Kennett & Engdahl, 1991). L'anomalie de vitesse qu'on cherche est donc relative à ce modèle standard. La différence entre les temps d'arrivée observés et théoriques pour une source j et une station i, appelée résidu absolu de temps de trajet est :

$$r_{ij} = t_{Obs,ij} - t_{Cal,ij} \tag{4.8}$$

où $t_{Obs,ij}$ est le temps d'arrivée observé et $t_{Cal,ij}$ est le temps d'arrivée calculé. Cette relation indique que les anomalies négatives de vitesse donnent des résidus positifs et vice-versa.

Les résidus absolus sont la somme des effets de la source (erreurs sur la localisation et le temps d'origine de l'événement) et de la perturbation de vitesse le long du rai par rapport au modèle standard. L'hypothèse essentielle en tomographie télésismique est que l'effet de la source et d'une grande partie du trajet source-station sur les résidus observés à l'ensemble des stations du réseau pour un séisme donné sont identiques quelle que soit la station. En retranchant ces effets des résidus absolus (dans l'opération appelée « normalisation » des résidus), nous obtenons les résidus relatifs qui dépendent de l'anomalie de vitesse dans la

zone « cible » sous le réseau :

$$rr_{ij} = r_{ij} - r_{Ref,j} \tag{4.9}$$

où $r_{Ref,j}$ est un résidu de référence supposé représentatif du réseau pour une source donnée. Puisqu'avec les résidus relatifs, on ne considère que la zone cible, l'intégrale de l'équation 4.2 s'effectue sur la partie finale des rais dans la zone cible. Pour $r_{Ref,j}$ l'on peut utiliser soit le résidu à une station de référence (qui se trouverait hors de la zone des anomalies) ou bien un résidu moyen (Evans & Achauer, 1993). Nous avons utilisé la moyenne des résidus d'un séisme donné à l'ensemble de stations enregistrant ce séisme comme le résidu de référence pour ce séisme :

$$rr_{ij} = r_{ij} - \frac{\sum_{i=1}^{I_j} r_{ij}}{I_j} \tag{4.10}$$

où I_j est le nombre des stations enregistrant le séisme j.

En examinant les résidus relatifs avant de les inverser nous pouvons nous faire une idée de la localisation et de l'amplitude des anomalies de vitesse sous le réseau. L'observation de la variation éventuelle des résidus en fonction de la distance épicentrale et du back-azimut nous donne également une idée de la position des grandes anomalies de part et d'autre du réseau.

Pour discrétiser le modèle en tomographie régionale, on divise le modèle en couches et chaque couche en blocs (Aki et al., 1977; Evans & Achauer, 1993).

4.2 Tomographie télésismique du Zagros

Le jeu de données assez complet de la campagne sismologique du Zagros nous permet d'étudier la structure mantellique en réalisant une étude de tomographie télésismique de temps d'arrivées. La première étape de cette étude est bien sûr le pointé de temps d'arrivées à partir des sismogrammes.

4.2.1 Préparation des données

Pour pointer les temps d'arrivées des ondes P sur les sismogrammes, nous avons d'abord ramené l'ensemble des signaux à une même référence en les déconvoluant de la réponse de leur capteur et les reconvoluant par celle d'un capteur de référence. Cela nous permet d'avoir des signaux comparables les uns avec les autres lors du pointé. Nous avons choisi le capteur de type Le3D-5s comme référence. Nous avons ensuite filtré les signaux avec un passe-bande de type "Butterworth" d'ordre 4 entre 0.5 et 2 Hz.

Pour pointer les temps d'arrivées, pour un séisme donné, nous avons d'abord pointé un sismogramme de bonne qualité manuellement. Ensuite, nous avons retenu ce sismogramme comme référence pour le pointé les autres sismogrammes correspondant au même séisme. Nous avons utilisé la concordance visuelle entre le signal de référence et le sismogramme donné dans la fenêtre encadrant la phase P pour pointer les temps d'arrivées.

Les événements retenus ont une distance épicentrale entre 25° et 95°. Nous avons finalement obtenu **5132** temps d'arrivée à partir d'un ensemble de **120** événements retenus de magnitude supérieure à 5. La figure 4.1 montre la carte des événements utilisés. Cette carte montre que la majorité des événements utilisés sont dans des gammes de distance et back-azimut limitées. Les histogrammes des résidus mesurés en fonction du back-azimut et de la distance épicentrale sont présentés sur la figure 4.2. L'histogramme en fonction du back-azimut (fig. 4.2(a)) montre que, pour certaines gammes de back-azimut, nous ne disposons d'aucune donnée et qu'un grand nombre des événements proviennent d'une gamme de back-azimut entre 60° et 120°. La figure 4.2(b) indique également que la distance épicentrale de la majorité des résidus retenus est supérieure à 55°avec un nombre maximum entre 70°et 75°. La carte des événements et les histogrammes des résidus en fonction du back-azimut et de la distance épicentrale nous indiquent donc que la distribution de notre jeu de données est hétérogène en fonction de la distance épicentrale et du back-azimut.

La figure 4.3 présente un exemple de sismogrammes pointés. L'échelle de temps est relative au temps d'arrivée théorique de la phase P. Les temps pointés dessinent donc les résidus absolus du temps de trajet. Chaque trace étant représentée à la position de la

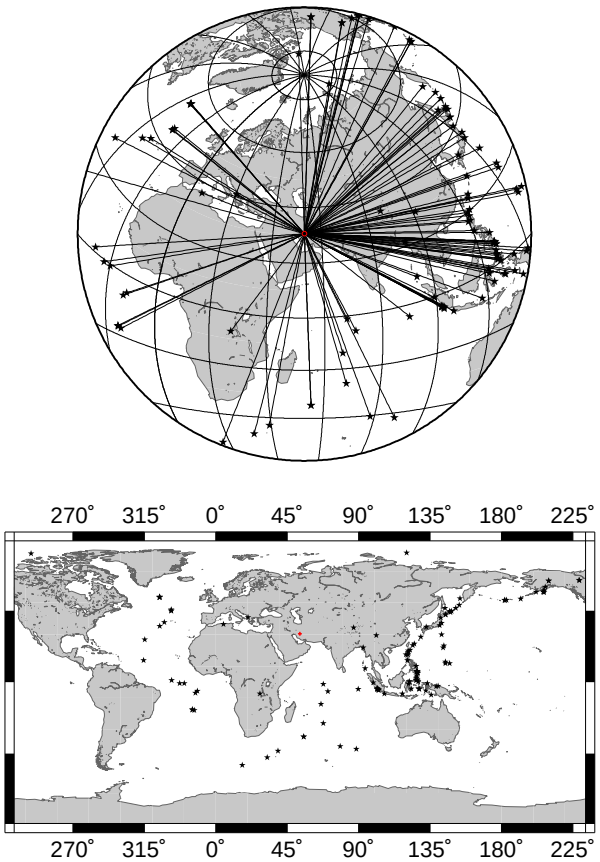
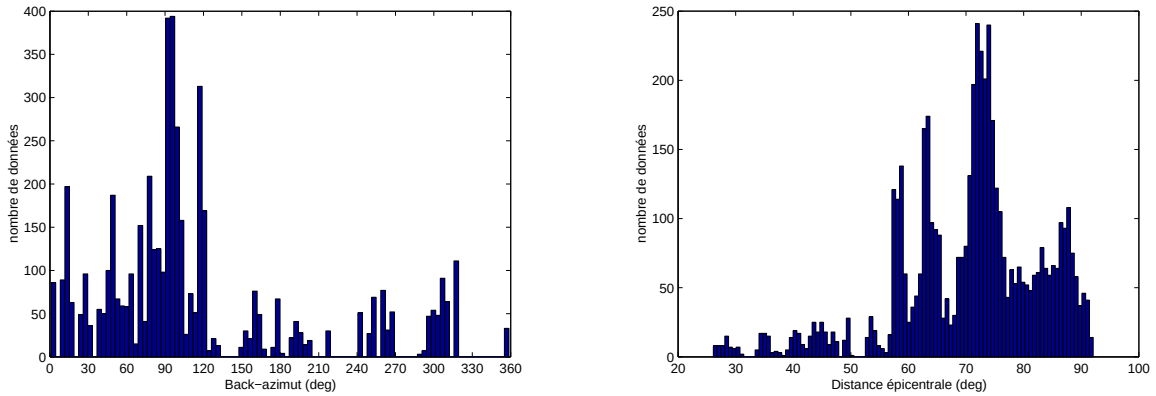


FIG. 4.1 – Localisation des événements utilisés pour la tomographie télésismique.



(a) (b)

FIG. 4.2 – Histogrammes des résidus utilisés en fonction du back-azimut (a) et de la distance épicentrale (b).

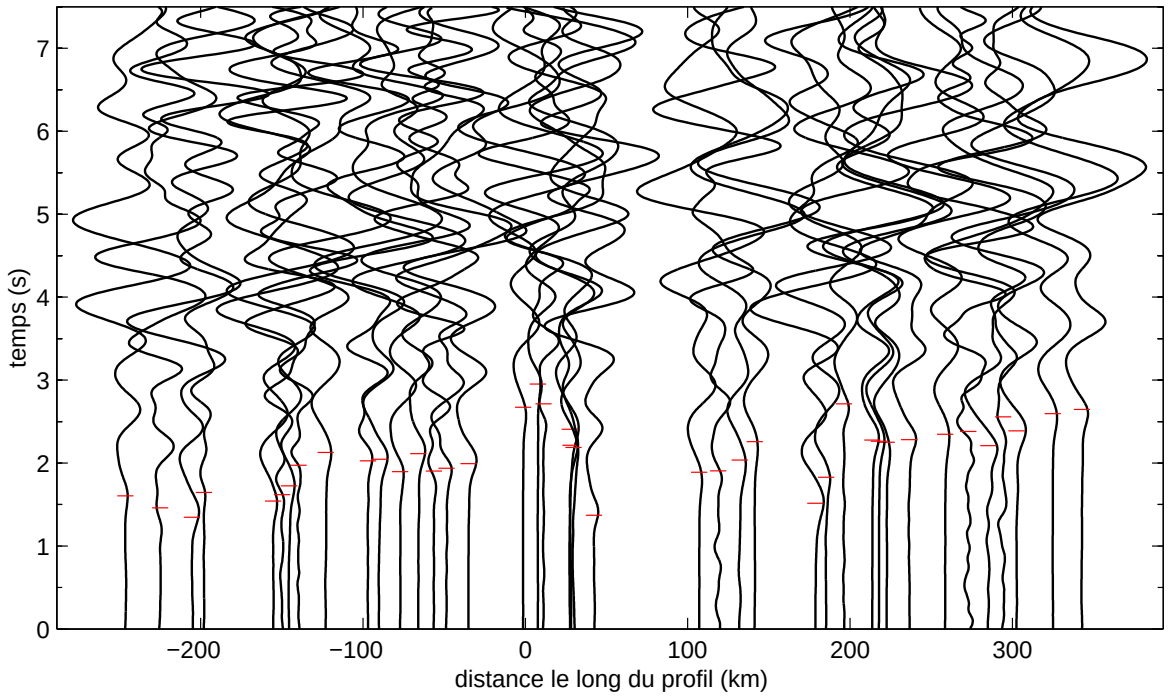


FIG. 4.3 – Composantes verticales des enregistrements du séisme du 24/02/2001 (7h23) (1.27°N, 126.25°E, Nord de la mer des Moluques), présentés en fonction de la position de la station projetée le long du profil. Le temps est relatif au temps d'arrivée théorique de la P. Les tirets sur les traces indiquent les temps pointés.

station correspondante, les temps pointés nous donnent la première image de la variation des résidus le long du profil.

4.2.2 Courbes de résidus

Pour calculer les résidus à partir des temps d'arrivée observés, on a besoin de connaître les temps d'arrivées théoriques qui sont liés au temps origine et aux coordonnées du foyer des séismes. Dans cette étude, nous avons utilisé la base de données hypocentrales de l'USGS. Nous avons calculé le temps de propagation théorique dans le modèle IASP91 (Kennett & Engdahl, 1991). Comme expliqué ci-dessus, les résidus relatifs sont obtenus en soustrayant de chaque résidu d'un séisme donné, la moyenne de l'ensemble des résidus associés à ce séisme.

Les stations étant situées le long d'un profil, l'étude des variations des résidus relatifs le long du profil nous laisserait présager, au premier ordre, la présence d'hétérogénéités de vitesse de propagation des ondes P sous le profil. Pour étudier la variation de forme des courbes de résidus en fonction du back-azimut, nous avons regroupé les séismes par gamme de back-azimut en veillant à avoir un assez grand nombre d'événements dans chaque gamme. Nous avons finalement retenu 6 courbes pour les intervalles de back-azimut de -45° (315°) à 45° (16 événements), de 45° à 90° (28 événements), de 90° à 135° (38 événements), de 135° à 200° (9 événements), de 200° à 270° (8 événements), et de 270° à 315° (8 événements). Nous n'avons pas pris en compte la distance épicentrale dans ce regroupement car nous ne disposons pas de données homogènes comme le montrent les figures 4.1 et 4.2. La figure 4.4 présente les courbes de variation du résidu relatif le long du profil. Pour chaque courbe, la valeur du résidu de chaque station est la moyenne des résidus des événements provenant de l'intervalle considéré. Chaque résidu est représenté à la position de la station correspondante projetée le long du profil moyen orienté N42°E. La distance horizontale est mesurée par rapport au point du croisement du profil avec le MZT (même profil que pour les études de fonctions récepteur présentées dans le chapitre précédent).

On voit que la différence maximale entre résidus dépasse 1s et est même supérieure

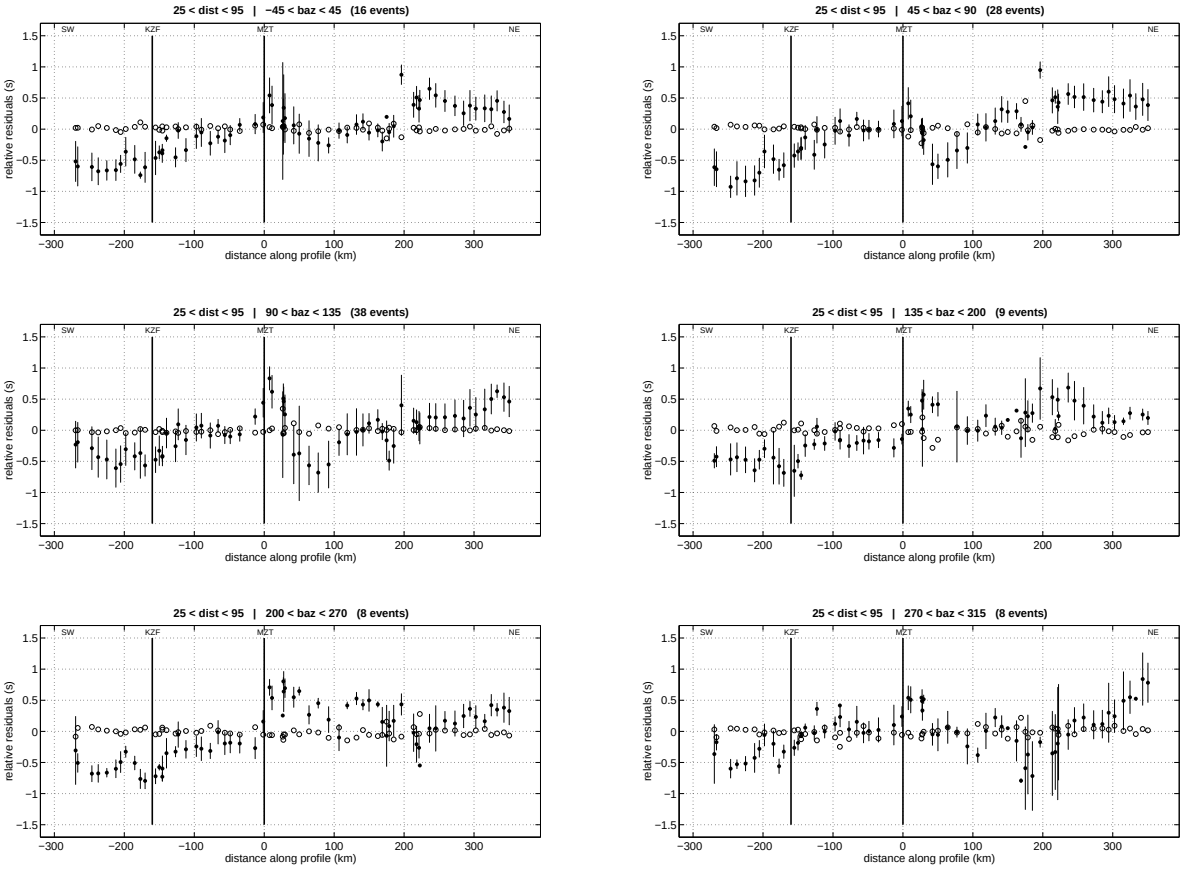


FIG. 4.4 – Courbes de résidus relatifs le long du profil dans différentes gammes de back-azimut. Les résidus moyens et barre d'erreur à chaque station sont présentés à la position de la station projetée le long du profil (orienté N42°E, centré au point du croisement du profil avec le MZT). Les cercles vides sont les résidus après inversion pour le modèle final présenté dans la section suivante. L'intervalle de back-azimut et de distance épicentrale ainsi que le nombre d'événements utilisés sont indiqués en haut de chaque courbe. MZT : Main Zagros Thrust, KZF : Faille de Kazerun.

à 1.5s dans la gamme de back-azimut 90°-135°où se concentrent le plus grand nombre d'événements. Un exemple de différence de temps d'arrivée de la P supérieure à 1s est d'ailleurs donné par la figure 4.3. On observe des résidus globalement négatifs au SW du MZT au contraire de résidus globalement positifs au NE sur toutes les courbes. Cette observation permet d'anticiper la présence d'anomalies rapides au SW et d'anomalies lentes au NE dans le manteau. Cette variation de grande longueur d'onde est superposée aux variations locales dues aux anomalies peu profondes. Toutes les courbes montrent aussi des délais fortement positifs au voisinage NE du MZT. Cette observation dans tous les azimuts ainsi que son étendue limitée le long du profil peuvent être associées à la présence d'une zone lente plutôt superficielle. On note aussi qu'au SW du profil dans tous les azimuts, les résidus varient d'une moyenne d'environ -0.5s dans le Zagros sud à une moyenne quasiment nulle dans le Zagros central. La transition correspond à la région de la faille de Kazerun. Cette variation de courte longueur d'onde est probablement associée à une anomalie crustale : vitesse rapide dans le Zagros Sud et plus lente dans le Zagros central.

Dans le détail, on observe des délais négatifs ou positifs dans certaines régions le long du profil qui existent pour certains back-azimuts et disparaissent pour d'autres. On note par exemple un délai négatif pour les stations se trouvant entre 20 et 100 km au NE du MZT pour les back-azimuts compris entre 45° et 135° . Ce délai doit être dû à la présence d'une zone d'anomalie rapide assez superficielle localisée à l'est du profil. Cependant, la variation des résidus en fonction du back-azimut ne peut pas toujours être simplement expliquée par la présence d'anomalies de V_P car l'anisotropie dans la croûte ou dans le manteau lithosphérique peut également introduire des délais variant en fonction du back-azimut (Sobolev et al., 1999). Pour séparer ces deux phénomènes il faut avoir des données distribuées de façon homogène en back-azimut et distance épicentrale (Grésillaud & Cara, 1996) ce qui n'est pas le cas pour notre jeu de données.

4.2.3 Inversion des résidus

Nous avons ensuite tenté d'inverser les résidus retenus par la technique d'inversion linéaire ACH (Aki et al., 1977), avec la modification proposée par Evans & Achauer (1993). C'est une approche non-itérative puisqu'on ne trace les rais que dans le modèle standard de départ pour calculer les temps de trajet théoriques. La procédure de normalisation des résidus est implémentée dans le processus de l'inversion. Le résultat de l'inversion est la solution au sens des moindres carrés amortis (éq. 4.7) du problème linéaire (éq. 4.5). Nous avons utilisé les programmes mis au point par S. Judenherc (Judenherc, 2000).

4.2.3.1 Paramétrisation des modèles

Pour paramétriser le problème, on discrétise la zone cible en couches horizontales constituées de blocs. En tomographie médicale, on peut accéder à l'objet d'étude en l'éclairant par tous les côtés. En tomographie télésismique, au contraire, on ne dispose que de rais qui viennent d'en bas avec un faible angle d'incidence. En conséquence, les rais ne se croisent plus à partir d'une certaine profondeur. Nous ne pouvons donc résoudre les paramètres du modèle qu'au-dessus de cette profondeur. Cette profondeur maximale dépend de l'ouverture du réseau de stations, de l'espacement entre stations, et de l'homogénéité des données en fonction du back-azimut et de la distance épicentrale. Nous avons fixé la profondeur maximum des modèles inversés à 460 km après avoir fait différents tests.

Nous avons inversé les données pour trois discrétisations du modèle avec des tailles de blocs et des épaisseurs de couches différentes. Pour diviser les couches en blocs, nous avons utilisé des parallélépipèdes rectangles dont les côtés sont orientés N-S et E-W. Les dimensions des blocs sont constantes dans chaque couche. La dimension horizontale des blocs pour les trois modèles testés est croissante avec la profondeur de manière à suivre la géométrie des rais. Puisque pour les profondeurs d'une dizaine de km sous les stations, les rais arrivant à des stations voisines ne se croisent plus mais forment des cônes sous chaque station, nous n'avons pas divisé en blocs la première couche de 10 km d'épaisseur. Par contre, un cône est associé à chaque station pour prendre en compte les corrections de

stations lors de l'inversion. Les trois modèles sont respectivement constitués de 6, 9, et 12 couches (hors la couche des cônes). Pour tous les modèles, seuls les blocs éclairés par au moins 5 rais ont été inclus dans l'inversion. Les paramètres de la discrétisation pour ces modèles sont présentés dans le tableau 4.1.

Pour lisser les modèles horizontalement et pour s'affranchir de l'inconvénient posé par la discrétisation arbitraire en blocs nous avons appliqué la technique de "décalage-moyennage" (« offset & average ») proposé par Evans & Achauer (1993). Dans cette technique, on décale chaque couche du modèle horizontalement, en gardant fixes les autres couches, dans les directions E-W et N-S d'une fraction $1/n$ de la taille des blocs. On fait une inversion pour chaque décalage et le modèle final est la moyenne des modèles obtenus pour chaque inversion. Pour chaque couche (hormis la première couche) nous faisons donc n^2 inversions. Le nombre total d'inversions pour un modèle à M couches est donc $n^2 \times M$. Nous avons utilisé une valeur de $n = 3$ pour tous les modèles dans toutes les couches.

Le choix du coefficient d'amortissement θ^2 est un compromis entre la stabilité de l'inversion et la résolution des résultats. Plus il est grand, plus l'inversion est stable, au prix d'un résultat moins résolu et vice versa. Nous avons examiné l'influence de différents coefficients d'amortissement sur la variance des données et du modèle après inversion. La figure 4.5 illustre cette influence pour la discrétisation N° 2. Nous choisissons un coefficient à partir de cette courbe de manière à ne pas trop amortir les anomalies (variance du modèle trop faible) ni donner trop de poids au bruit dans les données (variance des données trop faible). Cette condition s'obtient sur cette courbe pour les valeurs de θ^2 entre 40 et 120 où la réduction de variance change peu alors que la variance du modèle diminue d'un facteur supérieur à deux. Nous avons choisi une valeur intermédiaire $\theta^2 = 80$ pour ce modèle. Nous avons effectué le même test pour les autres modèles. Les valeurs de θ^2 choisies pour les modèles N° 1 et 3 sont respectivement 100 et 60.

Modèle N°1

Couche	Dimension des blocs (km)	Epaisseur (km)	Nombre de blocs inversés
1	cône	10	67
2	20×20	40	148
3	30×30	50	121
4	40×40	60	115
5	50×50	80	117
6	60×60	100	129
7	70×70	120	140

Modèle N°2

Couche	Dimension des blocs (km)	Epaisseur (km)	Nombre de blocs inversés
1	cône	10	67
2	20×20	20	100
3	20×20	20	148
4	30×30	50	121
5	40×40	50	90
6	40×40	50	118
7	50×50	60	126
8	50×50	60	162
9	60×60	60	145
10	60×60	60	179

Modèle N°3

Couche	Dimension des blocs (km)	Epaisseur (km)	Nombre de blocs inversés
1	cône	10	67
2	20×20	20	100
3	20×20	20	148
4	30×30	25	102
5	30×30	25	100
6	40×40	30	83
7	40×40	30	97
8	50×50	40	99
9	50×50	40	116
10	60×60	50	105
11	60×60	50	128
12	70×70	60	115
13	70×70	60	139

TAB. 4.1 – Géométrie des trois discrétisations utilisées pour l'inversion des données.

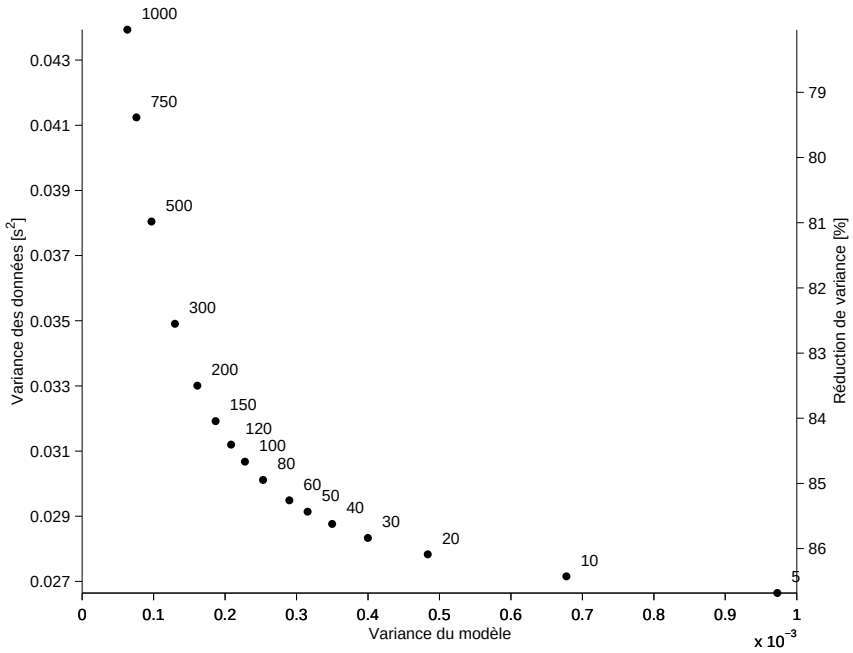


FIG. 4.5 – Influence du coefficient d'amortissement sur le couplage entre la variance des données et celle du modèle. Chaque point correspond à une valeur de θ^2 indiquée sur sa droite. L'axe de droite montre la réduction de variance des données après l'inversion.

4.2.3.2 Résultats des inversions

Le tableau 4.2 donne quelque résultats-clés des trois inversions. Les valeurs de perturbations maximales indiquées dans ce tableau sont en dehors de la couche des cônes. En fait, les plus fortes perturbations (entre -12 et +12%) sont bien dans cette couche, mais on ne la considère ni dans les coupes, ni sur les cartes de vitesse. Dans le tableau 4.2, on remarque les valeurs importantes de perturbations maximales nécessaires pour expliquer nos forts résidus. On obtient les valeurs maximales de perturbation positive entre 50 et 100 km de profondeur sous l'extrémité SW du profil à l'aplomb des stations F10, M1 et F11. La perturbation maximale négative est trouvée dans la croûte (entre 10 et 50 km de profondeur) à l'aplomb des stations P7, P8, et M4 (au voisinage NE du MZT). Nous montrons sur la figure 4.6 trois coupes verticales à travers les modèles obtenus par l'inversion des données. Les coupes sont prises le long du même profil que pour illustrer les variations de résidus (fig. 4.4). La première couche (des cônes) n'est pas représentée.

Dans la méthode ACH, on inverse des résidus relatifs et on utilise des rais quasi-verticaux. Par voie de conséquence, on n'obtient que les contrastes de vitesse relatifs à la vitesse moyenne de chaque couche (Aki et al., 1977; Evans & Achauer, 1993). C'est pour

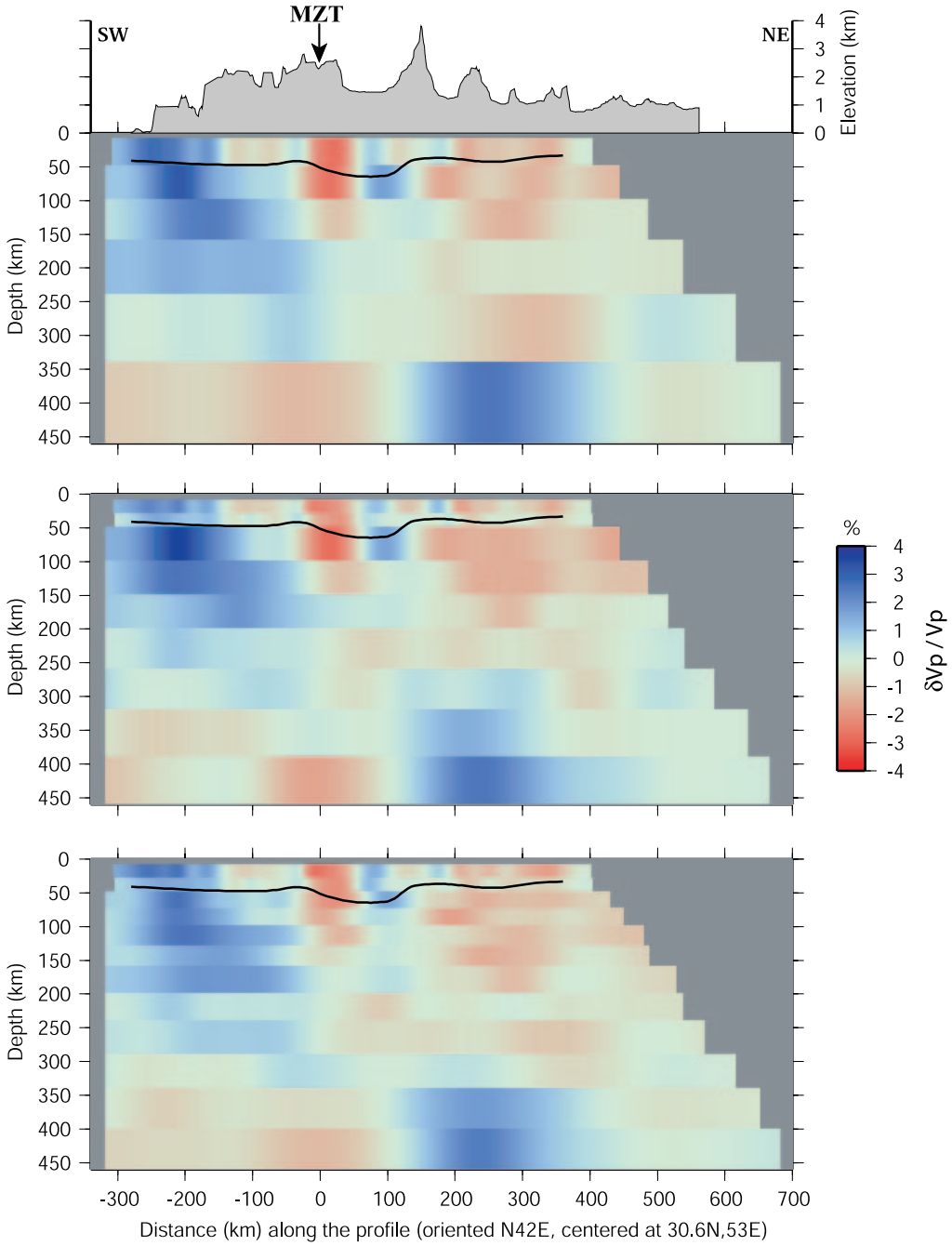


FIG. 4.6 – Coupes verticales à travers les modèles issus de l'inversion. Les perturbations négatives (en rouge) correspondent à des régions plus lentes que la vitesse moyenne dans chaque couche et les perturbations positives (en bleu) sont associées à des zones rapides. La coupe du haut correspond au modèle 1 (couches épaisses), la coupe du milieu au modèle 2 et celle du bas au modèle 3 (couches minces). Le trait plein sur chaque coupe indique la position du Moho obtenue à partir de l'analyse en fonctions récepteur. Noter que l'échelle de couleurs ne couvre que la gamme -4, +4% alors que les perturbations varient entre -6.6 et +6.1 (tab. 4.2). MZT : Main Zagros Thrust.

TAB. 4.2 – Quelques résultats-clés de l'inversion avec trois discrétisations différentes.

	Modèle 1	Modèle 2	Modèle 3
Coefficient d'amortissement	100	80	60
Nombre des blocs inversés	837	1256	1399
Réduction de variance (%)	83.2	84.7	84.6
Perturbation positive maximale observée (%)	+5.3	+6.1	+5.4
Perturbation négative maximale observée (%)	-5.2	-6.6	-6.4

cette raison que nous ne lissons pas les coupes verticalement.

La première caractéristique remarquable sur les trois coupes est la présence de zones rapides au SW du MZT et de zones lentes au NE. Ce contraste est mieux marqué aux profondeurs inférieures à 200 km. A partir d'une certaine profondeur qui dépend du modèle, on remarque une inversion de la disposition des anomalies rapides et lentes avec l'apparition d'anomalies rapides au NE et lentes au SW. Nous reviendrons plus loin sur ce point. On observe aussi sur les trois coupes une zone d'anomalie lente au voisinage NE du MZT et aux profondeurs inférieures à 100 km qui correspond aux délais positifs observés sur les courbes des résidus dans cette région.

Nous avons testé ces trois modèles car Evans & Achauer (1993) suggèrent de prendre les couches les plus fines supportables par les données. La figure 4.6 montre en effet que le pouvoir de résolution verticale de la méthode ACH n'est pas suffisant pour distinguer les couches trop fines. Nous voyons, par exemple, que la coupe N° 3 ne nous donne pas beaucoup plus d'informations que la coupe N° 2. Au contraire, les couches du modèle N° 1 sont trop épaisses pour déterminer, par exemple, la base de la zone rapide au SW et de la zone lente au NE. Nous avons finalement choisi la discrétisation N° 2 qui constitue le meilleur compromis.

Nous montrons sur la figure 4.7 les cartes de vitesse des ondes P pour différentes couches du modèle N° 2.

Pour interpréter ces résultats, nous avons d'abord besoin de quantifier leur qualité. Dans les paragraphes suivants, nous examinons donc en détail la matrice de résolution et effectuons

des tests synthétiques pour vérifier la validité des résultats. Nous discuterons des résultats de l'inversion dans la conclusion de ce chapitre, après discussion des tests de validité de ces résultats.

4.2.3.3 Validité des résultats

Tout d'abord, la réduction de variance des données (**85**%), d'une valeur de $0.2s^2$ avant inversion à $0.03s^2$ après inversion, montre que le modèle final explique bien les données. La figure 4.8 montre que les résidus distribués entre -1.5s et 1.5s avant inversion s'accumulent autour de zéro après inversion. Mais pour tester la validité de la solution d'un problème inverse, il est nécessaire de vérifier certains paramètres statistiques liés à la technique appliquée pour l'inversion. Dans la suite, nous allons d'abord vérifier la densité de données dans le modèle et la matrice de résolution du modèle. Ensuite, nous effectuerons quelques tests synthétiques pour vérifier la validité des caractéristiques observées dans les solutions obtenues. Ces tests peuvent également révèler la capacité de la technique appliquée et des données utilisées à déceler d'éventuelles anomalies de géométries particulières.
Dans tous les problèmes inverses, la densité de données dans le modèle est le premier critère déterminant pour indiquer la manière dont le modèle est contraint. Pour un problème de tomographie télésismique, c'est la géométrie des rais dans le modèle qui détermine la densité de données. La figure 4.9 illustre la densité des rais pour chaque couche. On voit apparaître une bande à forte densité de rais, subparallèle au profil, qui se décale progressivement vers le SE avec la profondeur. Ceci est lié à la distribution des épicentres en back-azimut et distance épicentrale (voir les figures 4.1 et 4.2). C'est la concentration des épicentres entre 60°et 120°de back-azimut et 55°et 90°de distance épicentrale qui fait apparaître cette zone de forte densité de rais. On note aussi que le nombre de rais diminue aux frontières du modèle. Le nombre de rais par bloc, bien qu'il soit un facteur déterminant dans la résolution du modèle obtenu, n'est toutefois pas un critère suffisant pour valider une solution. En fait, ce sont les croisements de rais dans un bloc qui contraignent le paramètre associé au bloc. La matrice de résolution est une meilleure mesure de ces croisements.

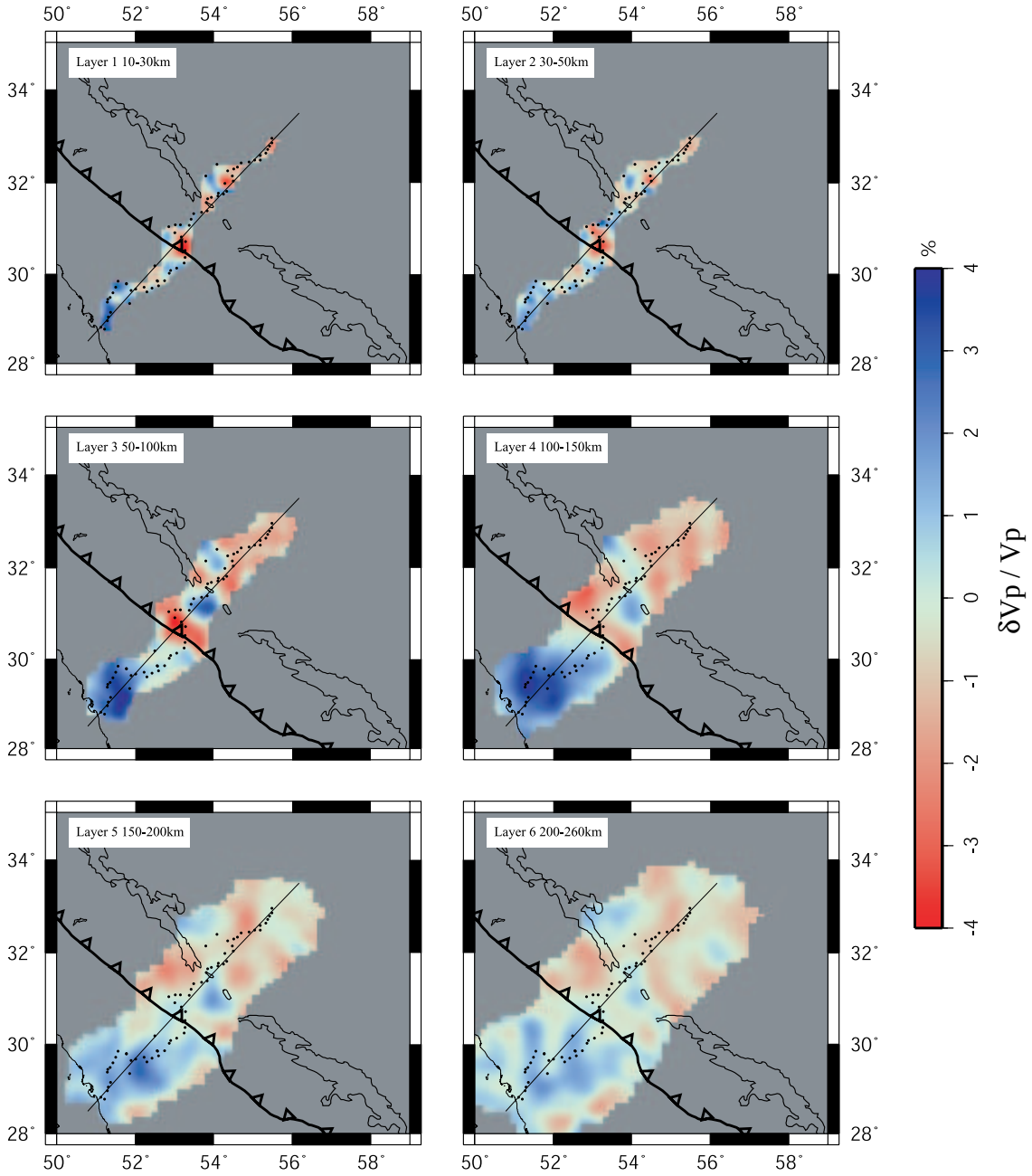


FIG. 4.7 – Perturbations de vitesse des ondes P (en %) résultant de l'inversion des données avec la discrétisation N° 2. Chaque carte correspond à une couche. L'échelle de couleur est la même que celle utilisée pour présenter les coupes sur la figure 4.6. Le trait épais avec les symboles triangulaires désigne la trace du MZT en surface, et les zones entourées avec le trait mince sont les affleurements de roches volcaniques de l'UDMA. La position des stations le long du profil (points) et la direction générale du profil le long duquel nous avons extrait les coupes de la figure 4.6 sont aussi indiquées sur les cartes.

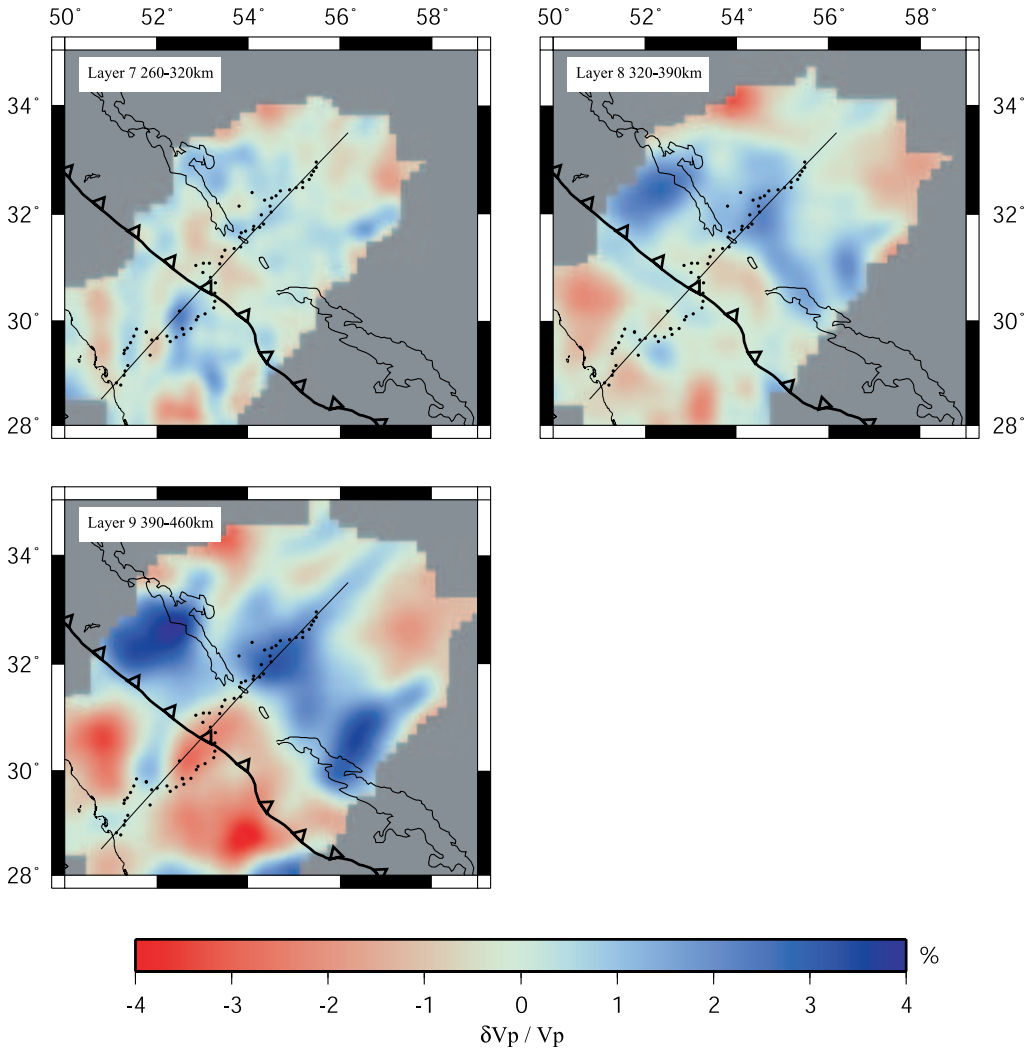

Layer 7 260-320km
Layer 8 320-390km
Layer 9 390-460km
50˚
52˚
54˚
56˚
58˚
34˚
32˚
30˚
28˚
%
-4
-3
-2
-1
0
1
2
3
4
δVp / Vp

FIG. 4.7 – suite.

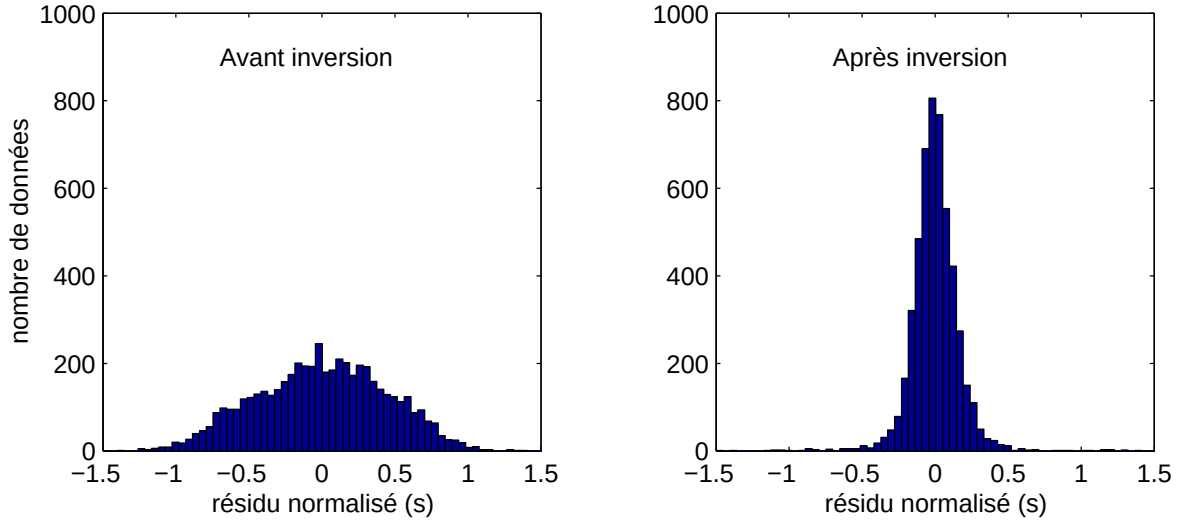


FIG. 4.8 – Histogramme des résidus avant et après inversion.

Matrice de résolution

La matrice de résolution indique le couplage entre les paramètres du modèle. Il s'agit d'une matrice symétrique dont la taille est égale au nombre de paramètres du modèle. Pour une inversion par moindres carrés amortis, la matrice de résolution est définie par :

$$\mathbf{R} = \left(\mathbf{G^T G} + \theta^2 \mathbf{I}\right)^{-1} \mathbf{G^T G} \tag{4.11}$$

Cette relation montre que la matrice de résolution du modèle dépend de la géométrie du modèle (via la matrice $\mathbf{G}$) et du coefficient d'amortissement θ^2. Pour un paramètre donné i, les éléments de la colonne (ou de la ligne) i de la matrice de résolution représentent les influences de tous les autres paramètres du modèle dans la détermination du paramètre i. Dans un problème résolu d'une manière parfaite, tous les paramètres du modèle sont indépendants les uns des autres. Alors, la matrice de résolution est la matrice identité. Mais puisque les problèmes de tomographie sismique sont non-linéaire et n'aboutissent pas forcément à des solutions uniques, la matrice de résolution n'est pas la matrice identité (Menke, 1989). En plus, l'introduction d'un coefficient d'amortissement a pour effet de diminuer la résolution du modèle.

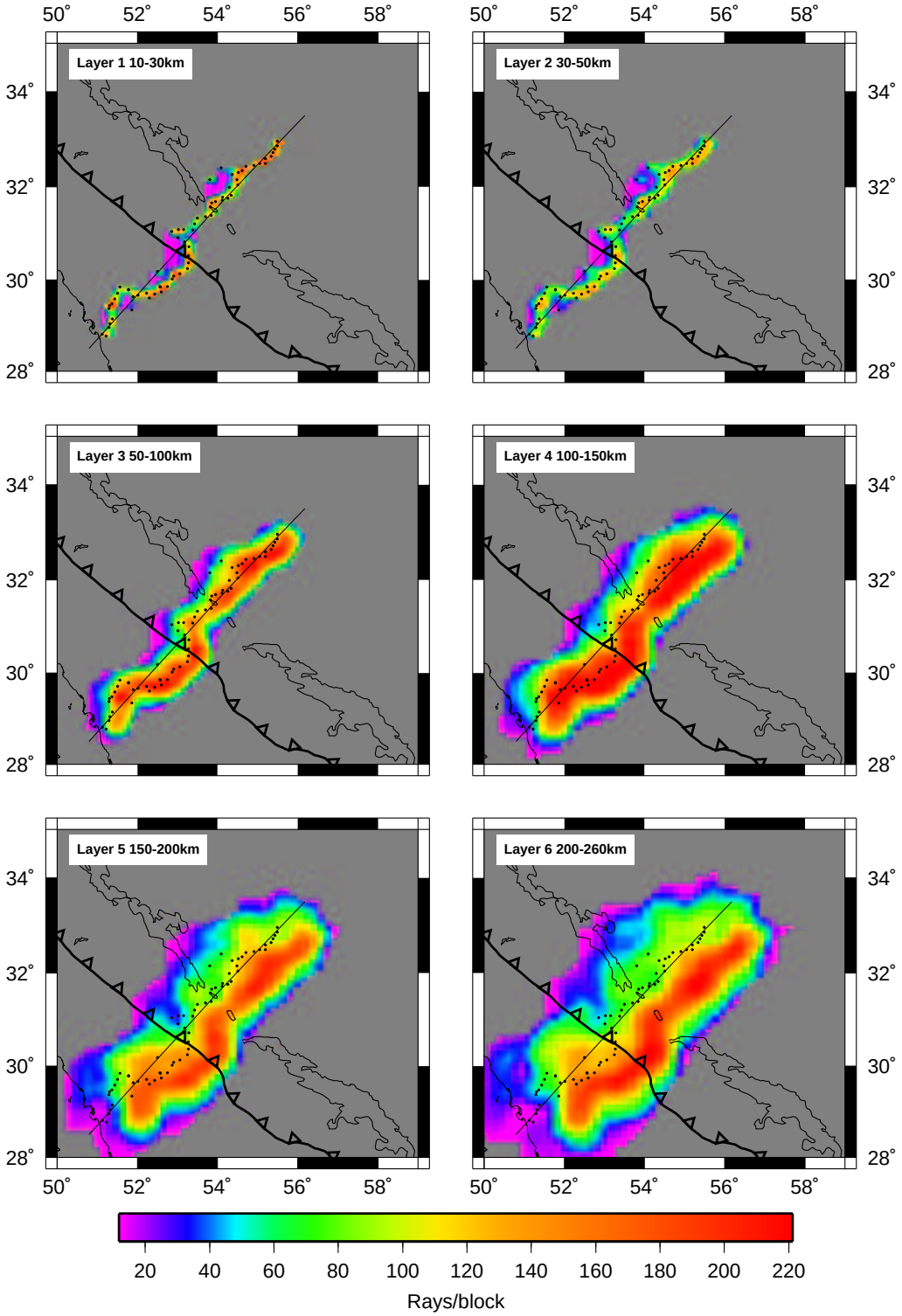


FIG. 4.9 – Cartes du nombre de rais par bloc dans le modèle N° 2. Les cartes de vitesse associées sont présentées sur la figure 4.7.

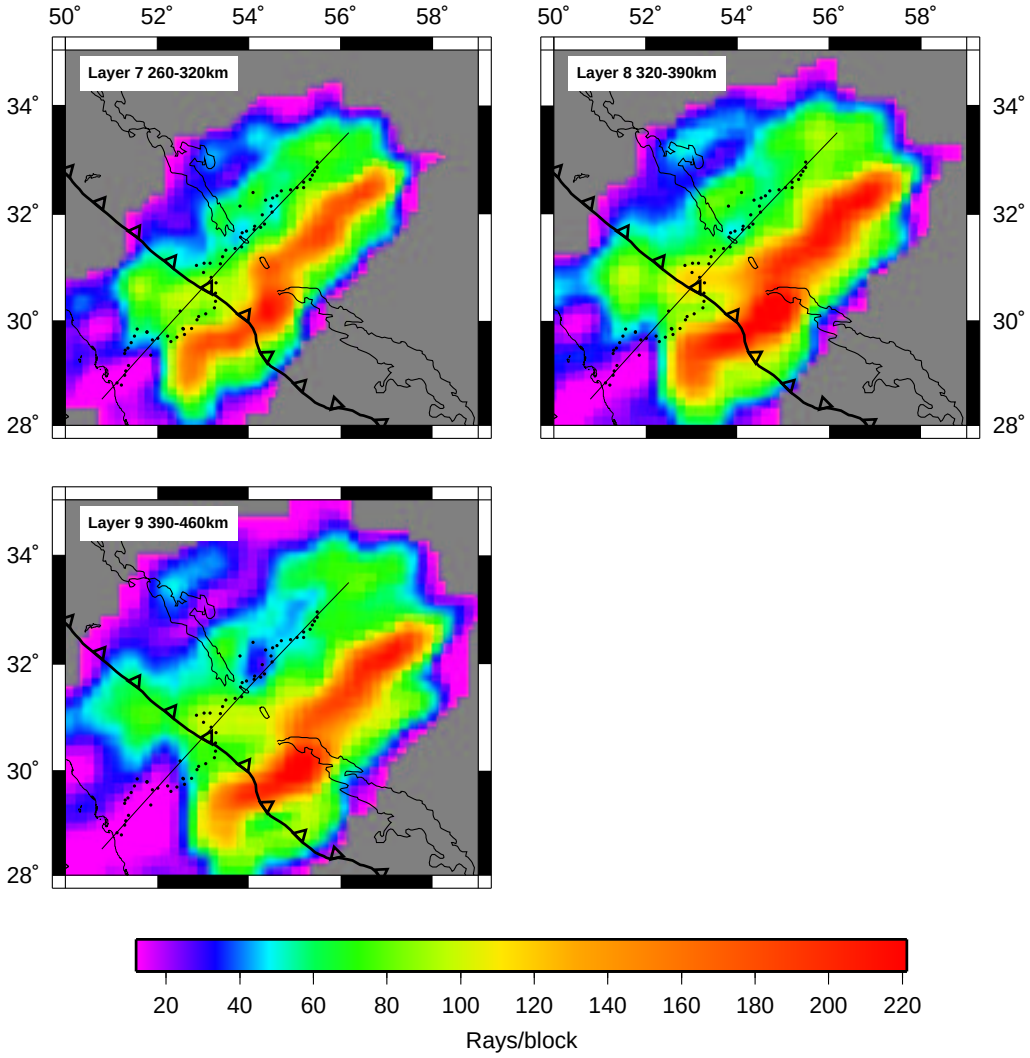

Layer 7 260-320km
Layer 8 320-390km
Layer 9 390-460km
50° 52° 54° 56° 58°
34° 32° 30° 28°
20 40 60 80 100 120 140 160 180 200 220
Rays/block

FIG. 4.9 – suite.

Dans le cas général, les termes diagonaux de la matrice de résolution indiquent dans quelle mesure chaque paramètre est résolu. Les termes non-diagonaux révèlent le couplage entre un paramètre donné et les autres paramètres. Si la plupart des termes diagonaux sont proches de 1, alors le modèle est bien résolu. Cependant, pour mieux connaître le couplage entre les paramètres du modèle, il est nécessaire d'examiner en détail les termes non-diagonaux de la matrice de résolution. Une valeur positive d'un élément R_{ij} de la matrice de résolution indique une corrélation proportionnelle entre les paramètres i et j. Inversement une valeur négative signifie que les paramètres i et j sont anticorrélés. Dans notre cas d'un modèle paramétrisé en blocs, les paramètres sont les valeurs de vitesse dans chaque bloc. La matrice de résolution est donc de taille égale au nombre de blocs inversés. La figure 4.10 illustre la totalité de la matrice de résolution pour le modèle N° 2. On constate que la diagonale principale est marquée par des valeurs proches de 1. On observe aussi des diagonales secondaires de faible amplitude parallèles à la diagonale principale. Ceci indique le couplage entre blocs des couches adjacentes. Sur la figure 4.11 nous montrons les cartes des termes diagonaux associés aux blocs du modèle dans chaque couche. La présentation des termes diagonaux de la matrice de résolution a au moins l'avantage d'associer la résolution aux cartes de vitesse (figure 4.7). On constate une cohérence entre les cartes de résolution et les cartes du nombre des rais par bloc présentées sur la figure 4.9. On remarque aussi que la valeur des termes diagonaux augmente avec la profondeur indiquant que le nombre de croisements de rais croît avec la profondeur. Les termes diagonaux sont proches de 1 pour une grande partie de la zone cible, excepté pour les couches crustales (couches 1 et 2). Ceci prouve que la zone cible est bien contrainte par les données sauf dans la croûte.

Pour examiner les termes non-diagonaux de la matrice de résolution, nous avons vérifié les colonnes (ou les lignes) de cette matrice couche par couche. Nous montrons ici, sans aller dans le détail, les vecteurs associés aux termes non-diagonaux de la matrice de résolution pour les couches 2 et 8. Sur la figure 4.12, les valeurs des vecteurs correspondant à tous les blocs de chaque couche sont tracés les uns sur les autres. Il y a deux points fondamentaux à noter : 1) Les termes non-diagonaux associés aux blocs de la même couche sont négatifs. Ceci prouve qu'une augmentation de vitesse dans un bloc entraîne une diminution de

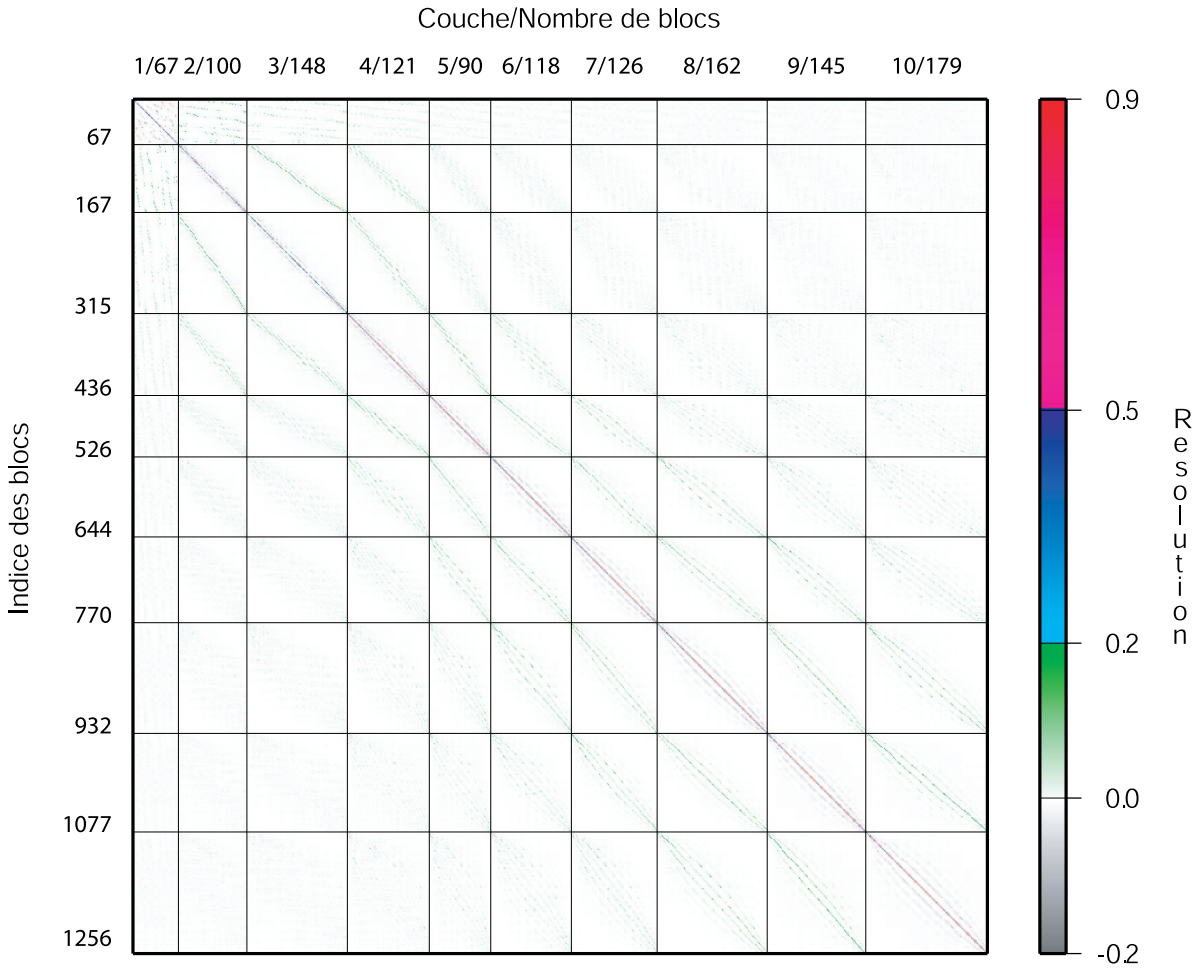


FIG. 4.10 – Matrice de résolution complète associée à l'inversion des résidus pour les résultats présentés sur la figure 4.7. Les axes sont gradués en indice de blocs. Les indices des couches et le nombre de blocs par couche sont indiqués sur l'axe supérieur. La couche 1 correspond aux cônes.

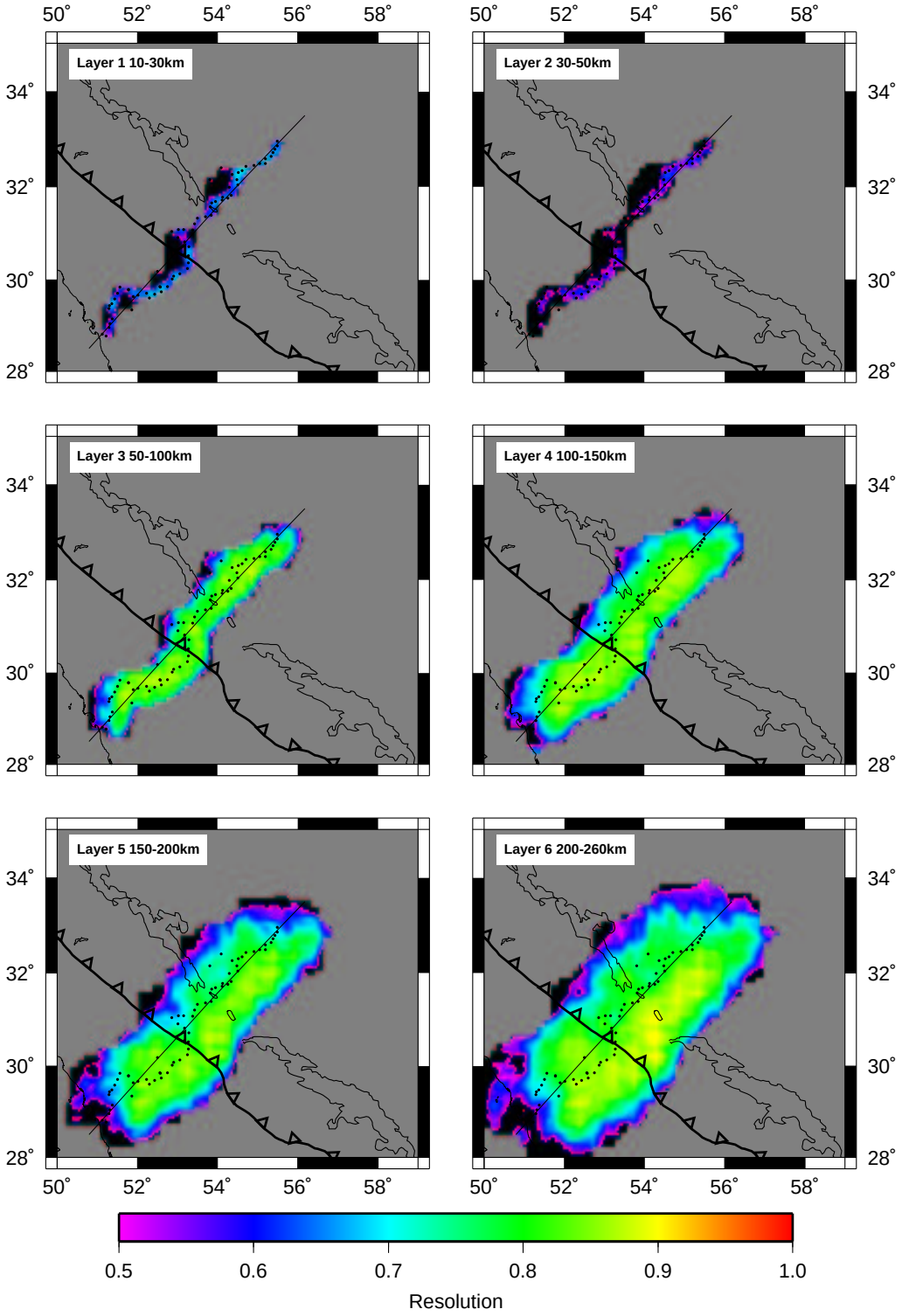


FIG. 4.11 – Cartes des termes diagonaux de la matrice de résolution associées aux cartes de vitesse présentées sur la figure 4.7.

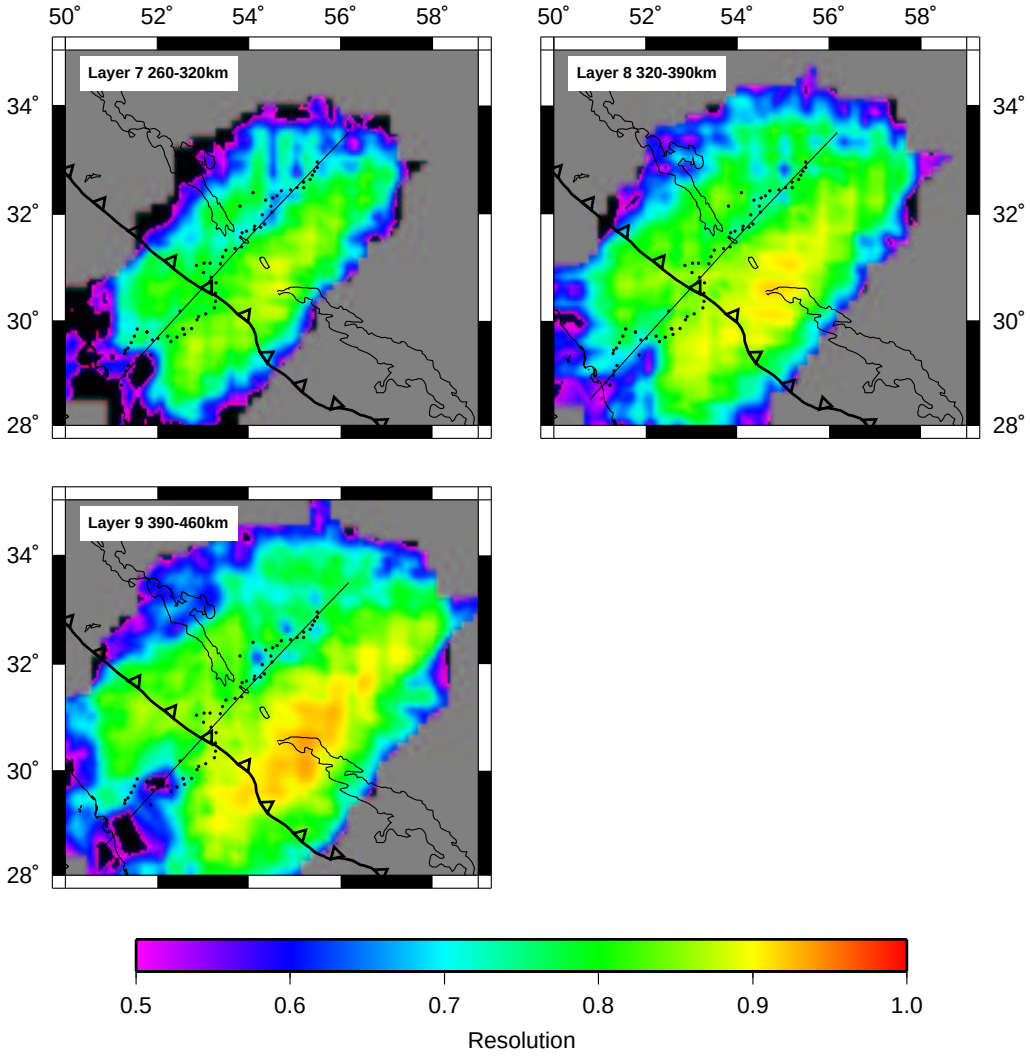
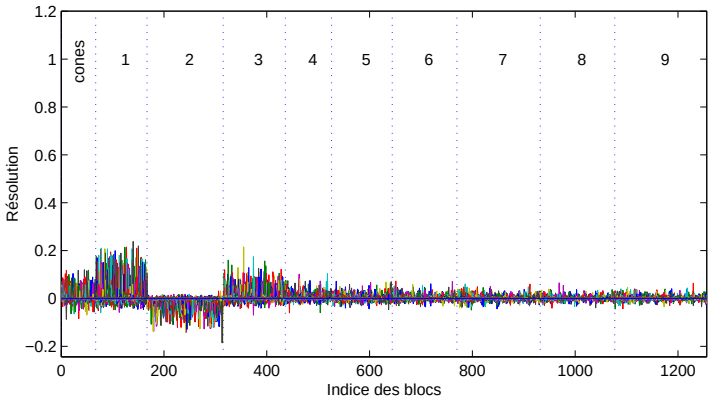
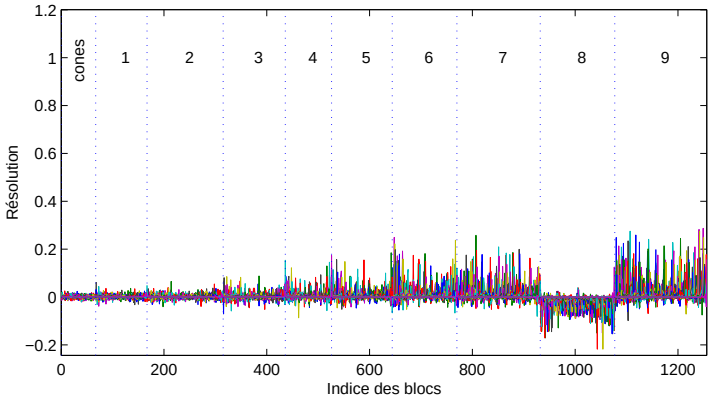


FIG. 4.11 – suite.

vitesse dans les blocs adjacents de la même couche et vice versa. Nous avons observé ce



(a) Couche 2.



(b) Couche 8.

FIG. 4.12 – Valeurs des colonnes (ou lignes) de la matrice de résolution associées aux couches 2 (a) et 8 (b) du modèle N° 2. Chaque trace correspond à un bloc de la couche. Voir le texte pour plus d'explications.

phénomène pour toutes les couches du modèle. 2) Plus une couche est profonde, plus les termes non-diagonaux sont forts dans les couches plus éloignées. On constate que, pour la couche 2, les termes non-diagonaux d'amplitude significative sont distribués plutôt dans les blocs de la couche des cônes et des couches 1 et 3. Par contre, pour la couche 8, ces termes sont étalés jusqu'aux blocs des couches superficielles. Il est donc important d'avoir

à l'esprit que, bien que les termes diagonaux de la matrice de résolution augmentent avec la profondeur, les termes non-diagonaux révèlent un couplage non négligeable entre les blocs profonds et tous les autres blocs du modèle.

Tests synthétiques

Nous avons utilisé des tests synthétiques comme autre moyen de vérifier la validité des solutions obtenues par inversion des données réelles. Pour cela, nous utilisons la configuration des données réelles (localisations des stations et épicentres) pour calculer des temps de trajet synthétiques dans différents modèles de vitesse fixés a priori. Nous utilisons ensuite la même procédure que pour les données réelles pour calculer les résidus synthétiques. Nous inversons finalement ces résidus synthétiques de la même manière que les résidus réels en espérant restituer le modèle initial de vitesse.

Nous avons testé des modèles de vitesse initiaux incluant des anomalies présentes dans les résultats de l'inversion des données réelles. De plus, nous avons testé des modèles comprenant des anomalies correspondant à des structures profondes potentiellement présentes sous le Zagros (comme un slab océanique en subduction) pour vérifier si notre jeu de données est capable de déceler ce type de structure. Dans tous les modèles, la dimension des anomalies dans la direction perpendiculaire à celle du profil est supposée infinie. De plus, aucune perturbation par rapport au modèle de référence n'est considérée en dehors des anomalies pré-définies. Pour tous les modèles, une anomalie rapide correspond à une perturbation de V_P de $+\mathbf{4}\%$ et une anomalie lente de $-\mathbf{4}\%$. Nous avons ajouté un bruit aléatoire d'une distribution gaussienne de 0.2s aux résidus synthétiques calculés dans les modèles suivants.

1) Anomalies superficielles (<100 km)

Nous testons d'abord, dans les deux premiers modèles, la résolution de l'inversion pour des anomalies situées dans la croûte et juste au dessous. C'est en effet dans la croûte que l'inversion des données réelles donne les plus fortes anomalies (fig. 4.7).

Le premier modèle consiste en un bloc rapide et un bloc lent tous deux dans la croûte (0-50 km). Le bloc rapide s'étend sous le Zagros Sud à la bordure SW du modèle. Le bloc lent est situé juste au NE du MZT sur 50 km de longueur. Ces deux anomalies sont les plus importantes entre 0 et 50 km de profondeur dans la figure 4.6. La figure 4.13(a) montre ce modèle synthétique et la figure 4.13(b) les résultats de l'inversion des résidus synthétiques calculés dans ce modèle. On remarque que l'image obtenue ressemble moyennement au

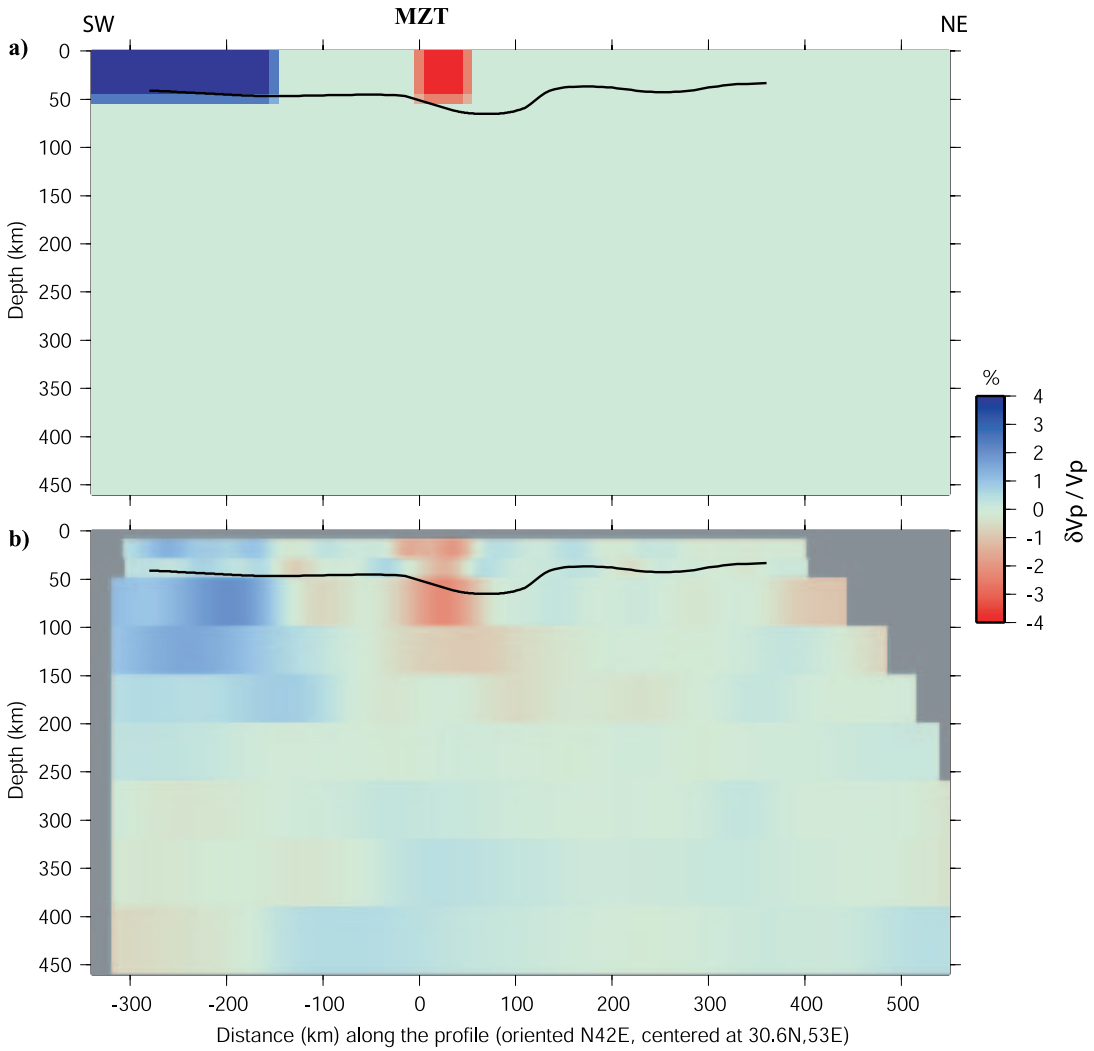


FIG. 4.13 – Modèle synthétique n°1 (a) et résultat de l'inversion des résidus calculés dans le modèle (b).

modèle initial. Les anomalies détectées sont d'amplitudes plus faibles que les anomalies

initiales et elles sont étalées de façon importante dans la direction verticale. L'anomalie lente au NE du MZT s'étend jusqu'à 100 km et l'anomalie rapide du SW jusqu'à près de 150 km.

Dans le deuxième modèle, on place les mêmes anomalies, mais cette fois sous la croûte à une profondeur comprise entre 50 et 100 km. La figure 4.14 présente le modèle initial et le modèle obtenu par inversion des données synthétiques. On note qu'il y a peu de différences entre l'image obtenue 4.14(b) et les résultats du modèle précédent 4.13(b). La

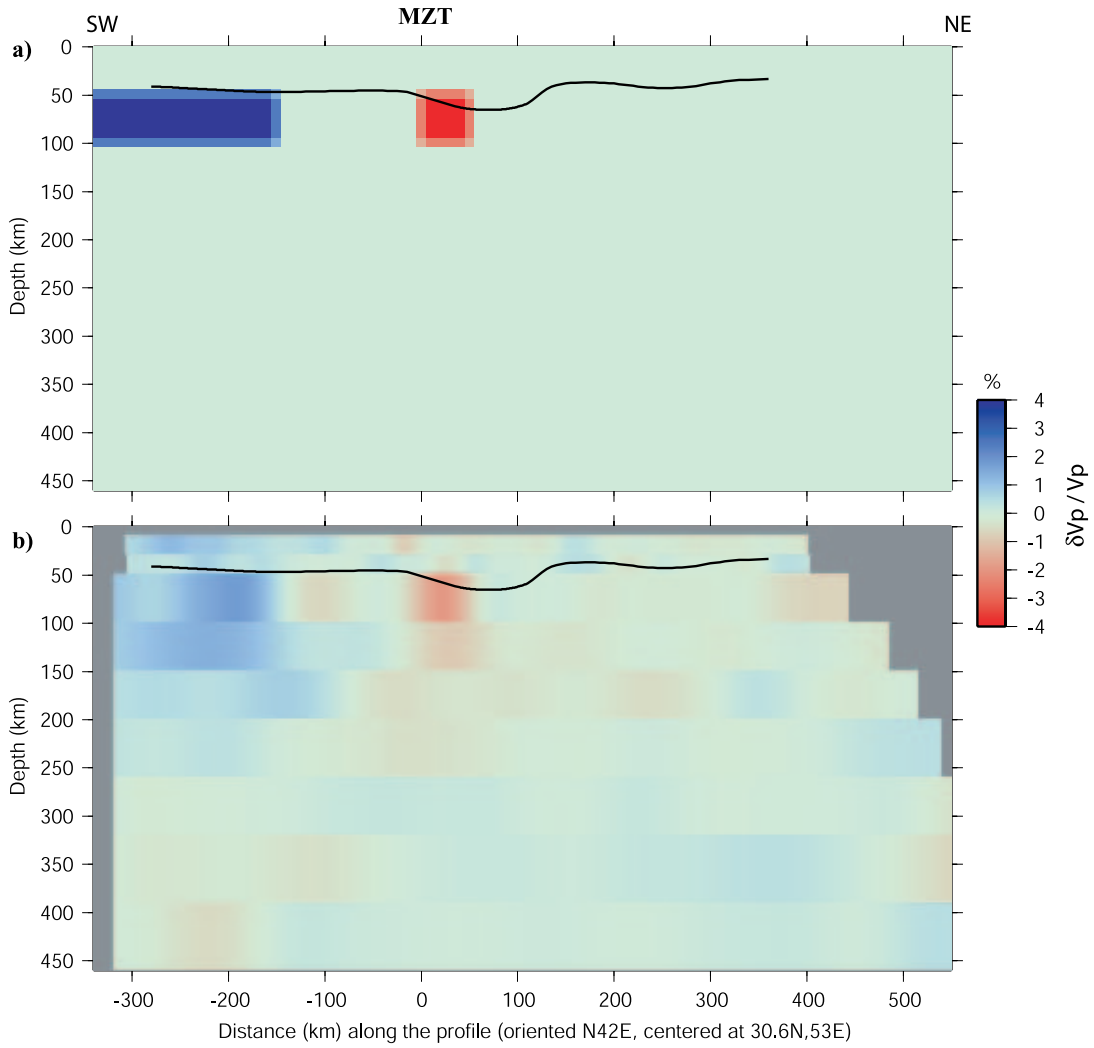


FIG. 4.14 – Même légende que la figure 4.13 pour le deuxième modèle synthétique.

seule différence notable est que l'anomalie lente n'est pas retrouvée dans la croûte. Nous

concluons, avec ces deux tests, que : 1) une anomalie crustale est étalée verticalement jusqu'à 100 ou 150 de profondeur ; 2) par contre, une anomalie située entre 100 et 150 km de profondeur ne s'étale pas vers le haut dans la croûte lors de l'inversion. Donc, pour obtenir des anomalies crustales après inversion, elles doivent exister nécessairement.

2) Anomalies mantelliques localisées

Pour le troisième modèle, nous considérons deux anomalies de section rectangulaire entre 100 et 250 km de profondeur (fig. 4.15). La figure 4.15(b) montre que, bien que les deux zones soient identifiables, elles sont largement étalées dans le sens vertical et atténuées en amplitude. Par ailleurs, en raison de la géométrie des blocs et de la procédure de "décalage-moyennage", les frontières verticales des anomalies ne sont pas clairement identifiables. Le point notable est toutefois que les anomalies ne sont pas fortement étalées horizontalement et qu'elles sont identifiables l'une par rapport à l'autre.

On peut penser que la distribution non-homogène des données en fonction du back-azimut et de la distance épicentrale peut nous empêcher d'imager correctement des anomalies comme celles de la figure 4.15(a). Dans un premier test, nous avons transformé le jeu de données réelles en supprimant un nombre significatif de résidus dans les classes de back-azimut et distance épicentrale trop représentées. L'objectif est d'homogénéiser la distribution de résidus. Le nombre de résidus restant est **2503** sur les **5132** initiaux. La figure 4.16 présente le modèle obtenu après inversion de ce jeu de données. On constate que les anomalies sont étalées encore plus qu'avec le jeu de données initial. Une explication probable est que nous avons fait l'inversion avec deux fois moins de données et que notre problème est donc moins contraint.

Dans un second test, nous avons tenté de créer un jeu de données avec le même nombre de résidus mais une distribution plus homogène. Nous avons réparti des séismes virtuels sur le globe pour obtenir des distributions homogènes en back-azimut et distance épicentrale. La figure 4.17 présente la distribution des ces événements virtuels et montre effectivement par comparaison avec la figure 4.2, une distribution homogène des résidus. Nous avons ensuite calculé les temps de trajet synthétiques dans le modèle illustré sur la figure 4.15(a)

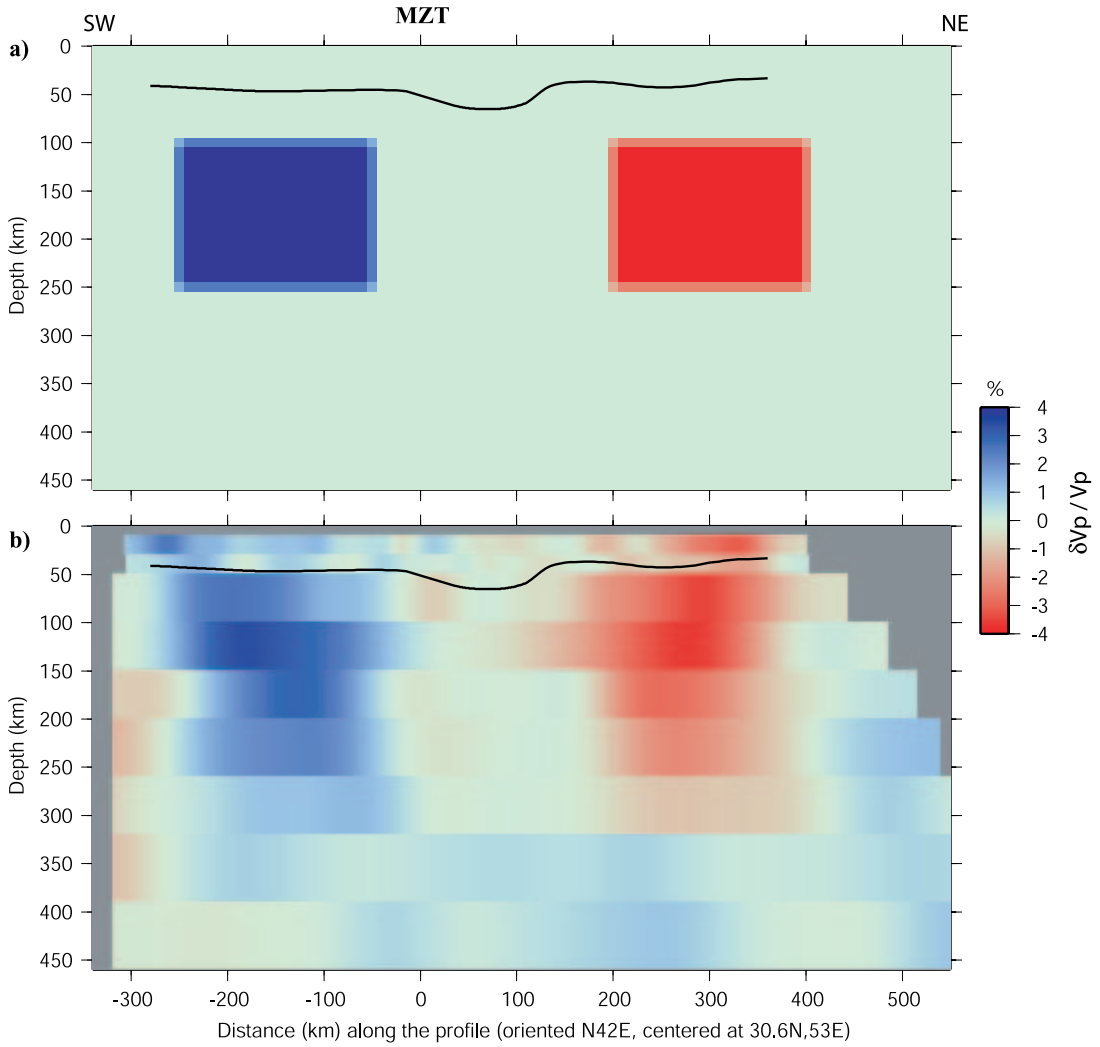


FIG. 4.15 – Même légende que la figure 4.13 pour le modèle synthétique comprenant des anomalies localisées dans le manteau.

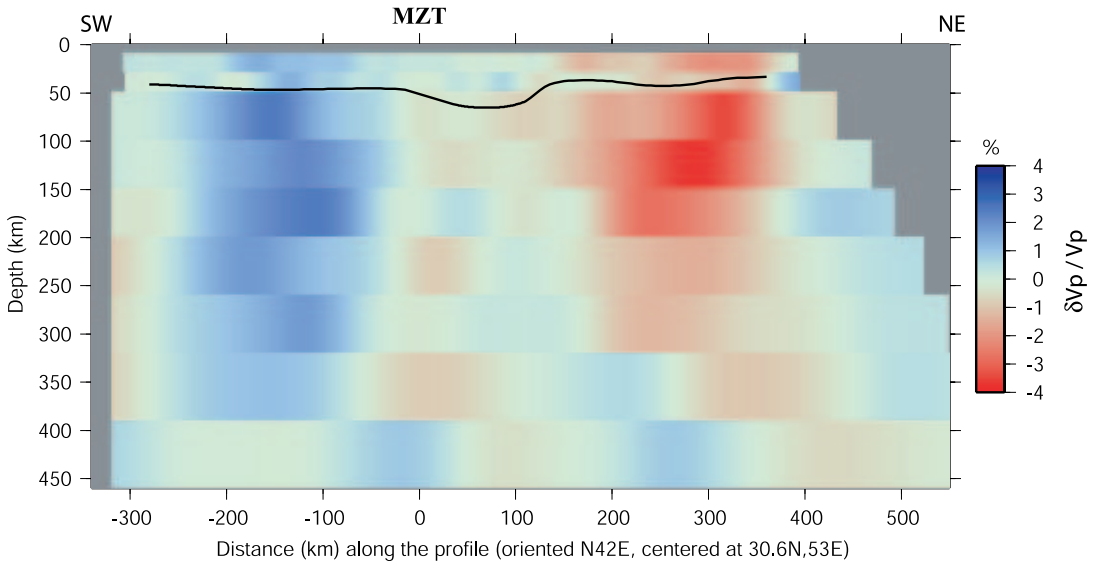
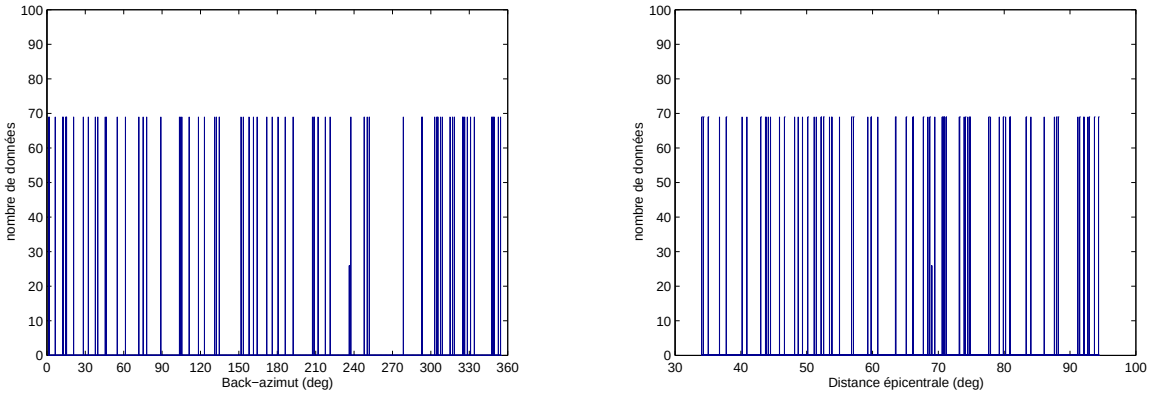


FIG. 4.16 – Résultats de l'inversion des résidus synthétiques calculés dans le modèle présenté sur la figure 4.15(a) et tronqués.



(a) (b)

FIG. 4.17 – Histogrammes des résidus synthétiques en fonction du back-azimut (a) et de la distance épicentrale (b) générés à partir des événements virtuels répartis sur le globe.

pour les positions des stations de notre profil. Le nombre de temps de trajet est le même que pour les données réelles (5132). Nous avons obtenu le modèle présenté sur la figure 4.18 en inversant ces données virtuelles. On ne remarque pas de différence importante entre ce modèle et celui obtenu avec les données réelles (figure 4.15(b)). Ces deux derniers tests montrent que les faiblesses de l'inversion dans la mise en évidence précise des frontières des anomalies et de leurs amplitudes ne sont pas liées à l'hétérogénéité de la distribution des observations en distance épicentrale et back-azimut, mais plutôt à un défaut intrinsèque de la technique ACH utilisée.

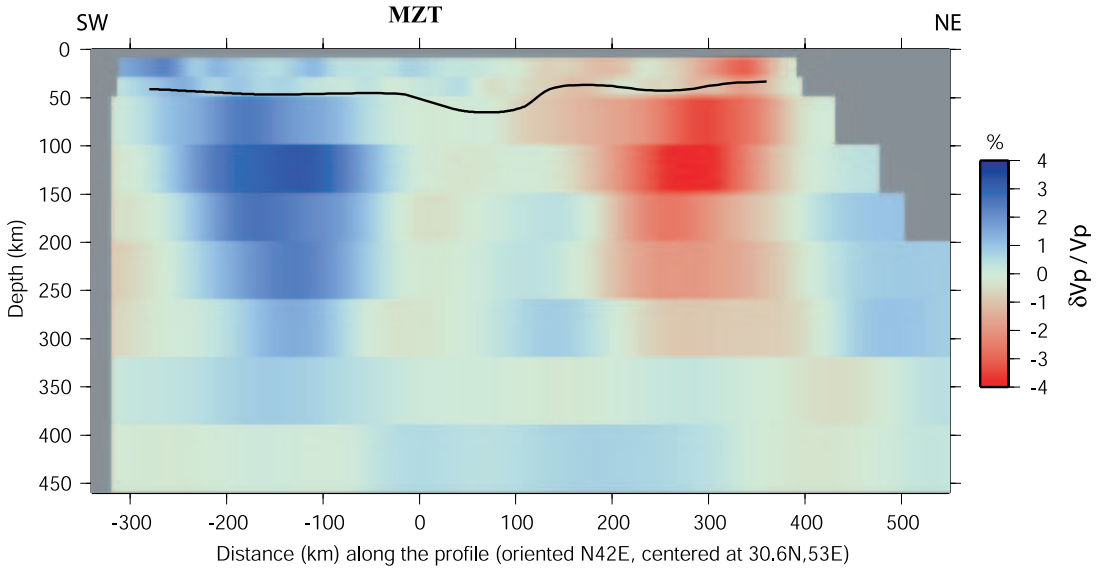


FIG. 4.18 – Résultats de l'inversion des résidus synthétiques homogènes (fig. 4.17) calculés dans le modèle de la figure 4.15(a).

3) Subduction continentale

Nous allons ensuite tester un modèle constitué de deux anomalies lithosphériques séparées l'une de l'autre par une frontière avec un pendage de 45° vers le NE. L'objectif est de tester la capacité de l'inversion à imager une subduction continentale de la lithosphère arabique sous la lithosphère iranienne. En surface, la frontière entre ces deux zones se situe au MZT. Ce modèle est représenté sur la figure 4.19(a) et la figure 4.19(b) montre les

résultats de l'inversion des résidus synthétiques. On constate que les deux anomalies sont étalées dans le sens vertical et assez mal résolues dans la croûte. On voit aussi dans les couches les plus profondes, une inversion de la répartition des anomalies (lente au SW, rapide au NE) comme nous l'avons obtenu avec les données réelles (voir figure 4.6). Malgré tout, on observe que le pendage de la frontière entre les deux anomalies est à peu près retrouvé par l'inversion.

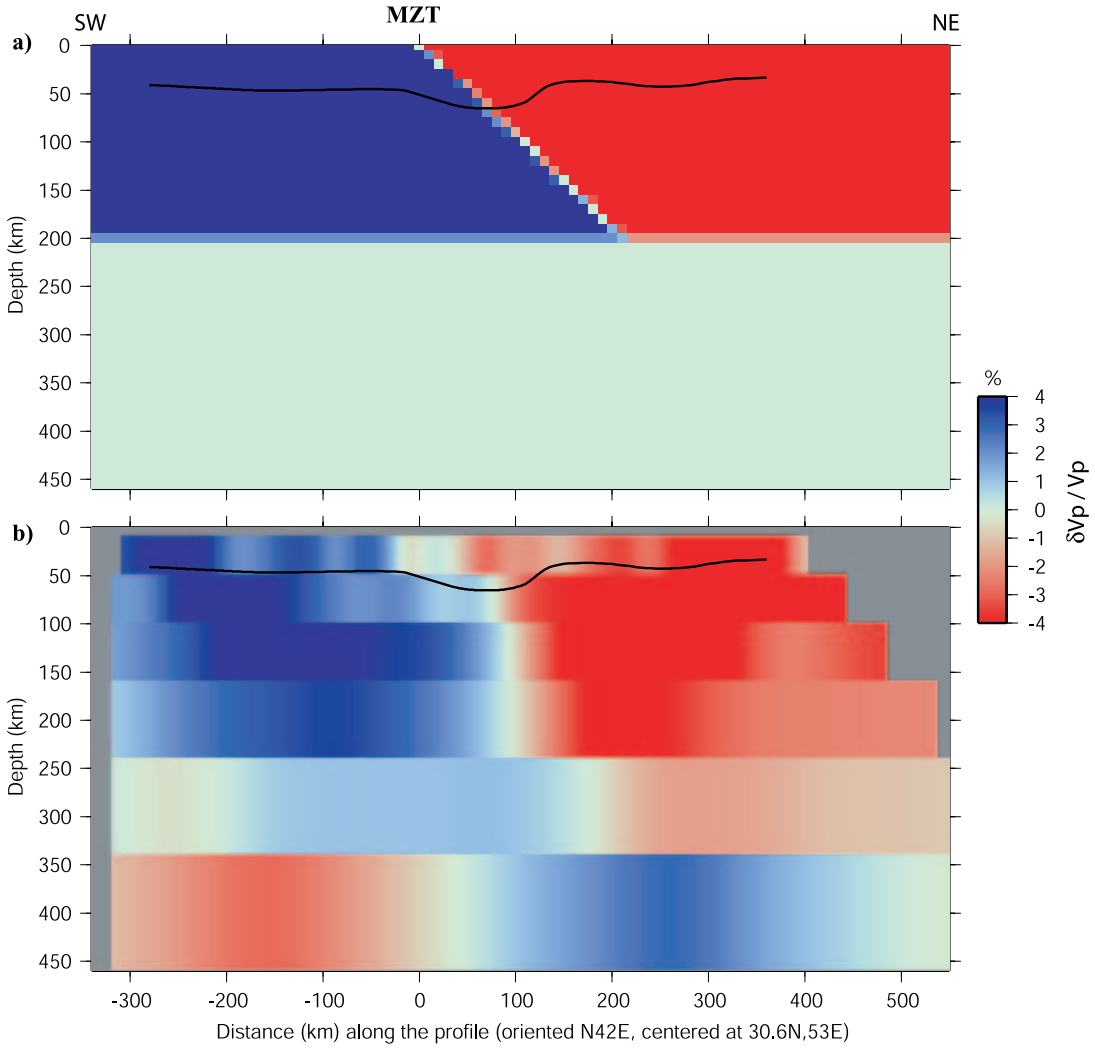


FIG. 4.19 – Même légende que figure 4.13 pour le modèle synthétique avec contact oblique entre les deux lithosphères.

4) Subduction océanique

Comme dernier test, nous considérons un slab marqué par une anomalie de +**2**% et de 100 km d'épaisseur au NE du MZT avec un pendage de 45° vers le NE entre 200 et 650 km de profondeur (fig. 4.20(a)). Ce test va nous montrer si, avec notre jeu de données, nous pouvons déceler un résidu de slab océanique qui pourrait exister sous le profil. La figure 4.20(b) montre que, si une telle anomalie existait toute seule sans autre anomalie, nous devrions être capables de la trouver par inversion des résidus télésismiques, au moins

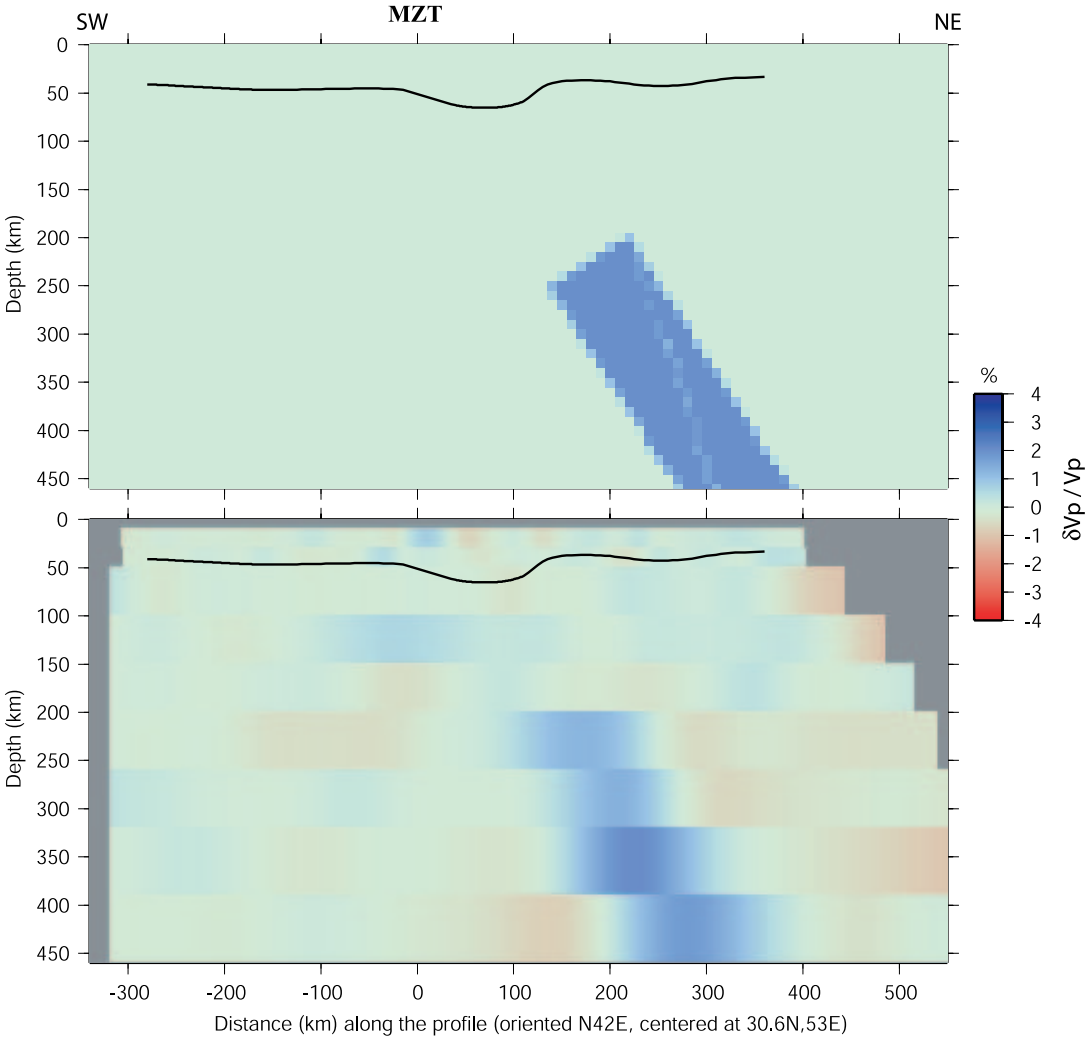


FIG. 4.20 – Même légende que figure 4.13 pour le modèle de slab.

dans une géométrie approximative. Mais en considérant l'effet de l'étalement vertical des anomalies vers le bas (fig. 4.19(b)), nous devons vérifier la capacité de l'inversion à détecter

un résidu de slab océanique en présence d'anomalies moins profondes, telle que la subduction continentale. Pour cela, nous avons testé le modèle présenté sur la figure 4.21(a). Si on compare le résultat de l'inversion des résidus synthétiques calculés dans ce modèle (fig. 4.21(b)) avec la figure 4.19(b) on constate qu'il n'existe pas de différence considérable entre

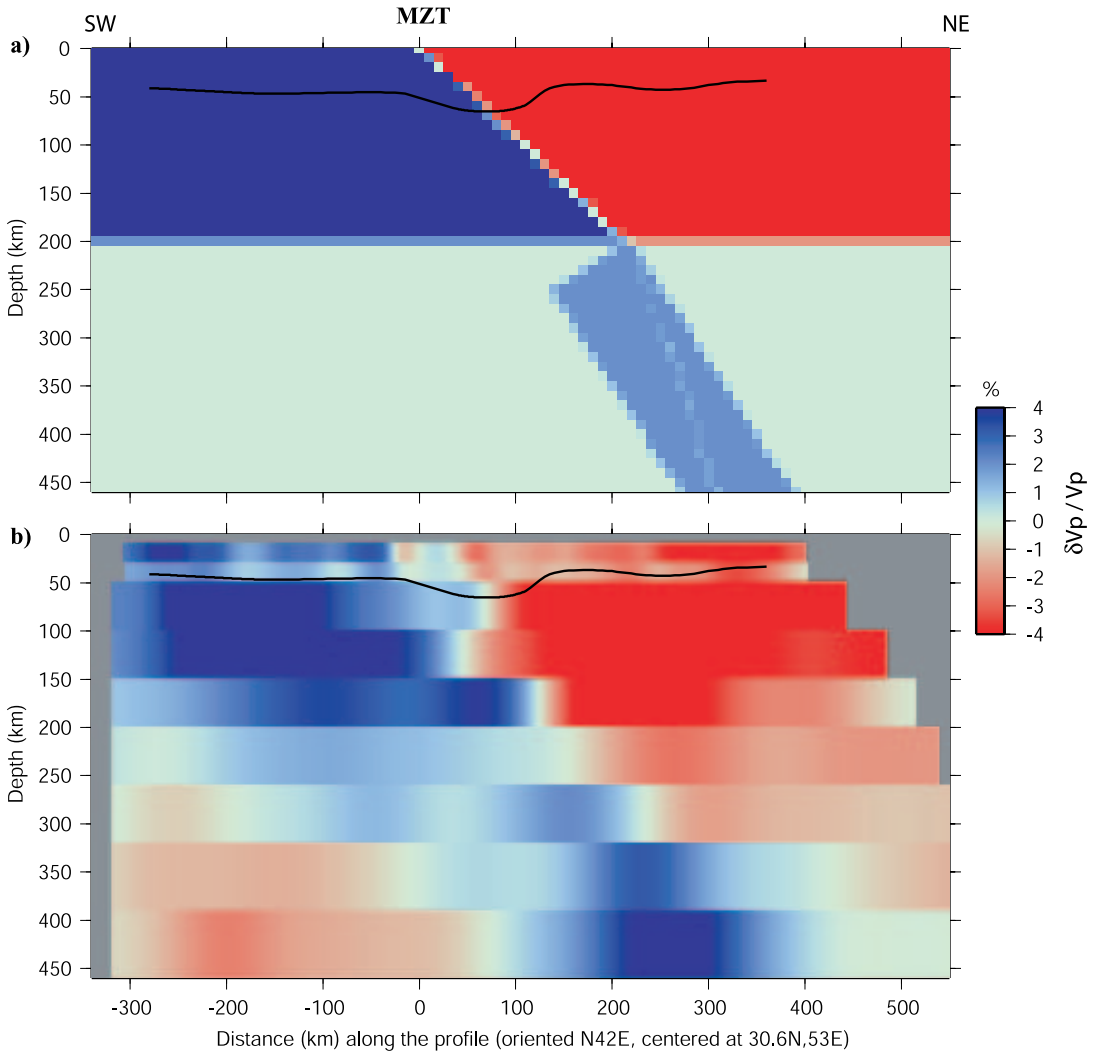


FIG. 4.21 – Même légende que figure 4.13 pour le modèle de slab et subduction continentale.

les résultats de l'inversion des résidus calculés dans un modèle de subduction continentale sans slab océanique et de ceux calculés dans un modèle de subduction continentale avec un résidu de slab océanique. Ce test montre que l'inversion n'est pas capable de déceler la présence ou l'absence d'un slab océanique en présence d'une subduction continentale.

5) Résumé-conclusion

En résumé, nous pouvons conclure de ces tests synthétiques que : 1) Notre jeu de données, bien qu'il soit réparti de façon hétérogène en distance épicentrale et back-azimut, est capable d'imager des anomalies de différentes géométries. 2) L'étalement vertical des anomalies est lié à l'utilisation de rais quasi-verticaux et l'étalement horizontal à la technique de décalage-moyennage. 3) La résolution verticale de l'inversion n'est pas suffisante pour déterminer de façon précise la position des anomalies en profondeur. Cependant, on peut tenter d'améliorer cette résolution verticale en testant des modèles avec différentes épaisseurs de couches. 4) La résolution dans les couches crustales est assez mauvaise car peu de rais s'y croisent. 5) L'inversion des résidus télésismiques permettrait de voir une amorce de subduction continentale (frontière oblique entre lithosphères de vitesses différentes) si cette structure existait sous notre profil. Elle est toutefois incapable de déceler la présence ou l'absence d'un résidu de slab océanique.
En ayant maintenant à l'esprit les résultats de ces tests synthétiques et ceux de l'analyse de la matrice de résolution, nous pouvons interpréter les résultats de l'inversion des données réelles. Nous présentons ces interprétations dans la section suivante.

4.3 Discussion : interprétation des résultats

1) Anomalies crustales

Les variations de courte longueur d'onde et de forte amplitude des courbes de résidus confirment que les anomalies crustales existent et qu'elles ne sont pas « inventées » par l'inversion, bien que les tests synthétiques et l'analyse de la matrice de résolution montrent que les couches crustales sont mal résolues. Les tests synthétiques révèlent que les anomalies crustales sont artificiellement étalées vers le bas dans le manteau. D'ailleurs, ces tests montrent qu'une anomalie rapide assez large sous la croûte à la bordure SW du profil peut aussi être étalée vers le haut dans la croûte (fig. 4.14). L'anomalie rapide observée sur les tomographies dans la croûte au SW du MZT pourrait être donc liée à cet étalement.

Mais l'amplitude de l'anomalie rapide observée est trop importante pour être expliquée seulement par l'étalement des anomalies mantelliques vers le haut. De plus, la coïncidence de la frontière entre les anomalies rapide et lente avec la position de la faille de Kazerun et l'observation des variations des résidus (fig. 4.4) confirment la différence de vitesse d'ondes P dans la croûte entre le Zagros Sud et le Zagros central qui sont séparés par cette faille. Cette observation fait jouer un rôle important à la faille de Kazerun en tant que frontière entre le Zagros Sud et central, étendue peut-être dans la totalité de la croûte.

La deuxième anomalie crustale est l'anomalie lente importante observée au voisinage NE du MZT. Les tests synthétiques et les variations de résidus confirment l'existence de cette anomalie. Les tests synthétiques confirment aussi que cette anomalie se limite probablement à la croûte. Elle ne peut être due à l'épaississement crustal car elle est limitée à la moitié SW de la région de croûte épaissie (fig. 3.30). Quelle est alors l'origine de cette anomalie ? On peut la relier à la « crush zone » du MZT. Les matériaux déformés dans la « crush zone » et la pénétration des fluides ainsi que l'altération chimique de roches volcaniques présentes dans cette zone (Babaie et al., 2001) peuvent atténuer la vitesse des ondes sismiques (Wittlinger et al., 1998). En fait, cette anomalie lente du MZT peut être due à plusieurs causes, et en partie à l'épaississement de la croûte. L'anomalie rapide observée sous la moitié NE de SSZ est confirmée aussi par les courbes des résidus (fig. 4.4). L'existence de cette anomalie rapide dans la zone métamorphique semble logique grâce à la présence de roches métamorphiques et des ophiolites (Agard et al., 2004).

Par contre, on n'observe pas d'anomalie plus lente sous la zone volcanique de l'UDMA. Ceci pourrait s'expliquer par l'âge relativement ancien (Oligo-Miocène, Berberian & Berberian (1981); Berberian et al. (1982)) du volcanisme : l'anomalie thermique pourrait avoir disparu. A l'extrémité NE du profil, la croûte a plutôt des vitesses lentes qui contribuent, avec le manteau, à produire des résidus positifs.

2) Contrastes de vitesse dans le manteau : différence chimique ou érosion thermique ?

Les résultats de l'inversion des résidus mettent en évidence un manteau lithosphérique rapide entre 50 et 300 km sous le Zagros et lent sous l'Iran central. Les tests synthétiques et

les variations des résidus le long du profil (fig. 4.4) confirment que ces résultats sont fiables. Ces résultats sont en accord avec des études tomographiques dans la région. Hearn & Ni (1994) et Al-Lazki et al. (2003) ont trouvé des vitesses lentes des ondes Pn sous le plateau Turco-Iranien. Sandvol et al. (2001) trouvent aussi une forte atténuation des ondes Lg et une propagation inefficace des ondes Sn sous ce plateau. La tomographie d'atténuation des ondes Sn (Gök et al., 2003) montre une propagation efficace de ces ondes sous le Zagros et inefficace sous le bloc d'Iran. Ces résultats sont en accord avec les faibles vitesses de phase et de groupe des ondes de surface estimées sous le plateau Iranien (Ritzwoller & Levshin, 1998; Curtis et al., 1998; Pasyanos et al., 2001). D'ailleurs, la tomographie en ondes de surface par Maggi & Priestley (2004) met en évidence des vitesses lentes des ondes S dans le manteau supérieur sous le plateau Turco-Iranien.

Bourova (2004), par l'étude des courbes de dispersion des ondes de surface enregistrées par les stations large-bande du profil Zagros 2000-2001, a mesuré la vitesse absolue en ondes S sous le Zagros et l'Iran central. La figure 4.22 montre le modèle de vitesse obtenu par Bourova (2004). On observe, sur cette figure, un manteau rapide entre 80 et 240 km de profondeur sous le Zagros d'une vitesse moyenne en onde S un peu inférieure à 5 km/s par opposition à un manteau lent d'une vitesse moyenne de 4.6 km sous l'Iran central. La valeur moyenne du contraste de vitesse entre le Zagros et l'Iran central mesuré par notre étude de tomographie télésismique est inférieure à 2%, alors que Bourova (2004) a obtenu une valeur de 7% pour ce contraste. Ceci montre encore que l'inversion des données télésismiques par la technique ACH sous-estime les perturbations de vitesse ou que les contrastes de vitesse sont plus forts en ondes S.

L'observation de vitesses lentes dans le manteau sous l'Iran central par comparaison au Zagros peut être expliquée par deux hypothèses. Dans la première hypothèse, on propose que la lithosphère ait la même épaisseur sous le Zagros et l'Iran central. Le contraste de vitesse entre les deux manteaux est alors lié à une différence de composition chimique, ce qui ne serait pas très surprenant étant données les histoires géologiques très différentes de ces deux blocs. En fait, nous n'avons pas observé de zone à faible vitesse indiquant la base de la lithosphère sous le Zagros et Bourova (2004) non plus. Ceci peut être lié à la

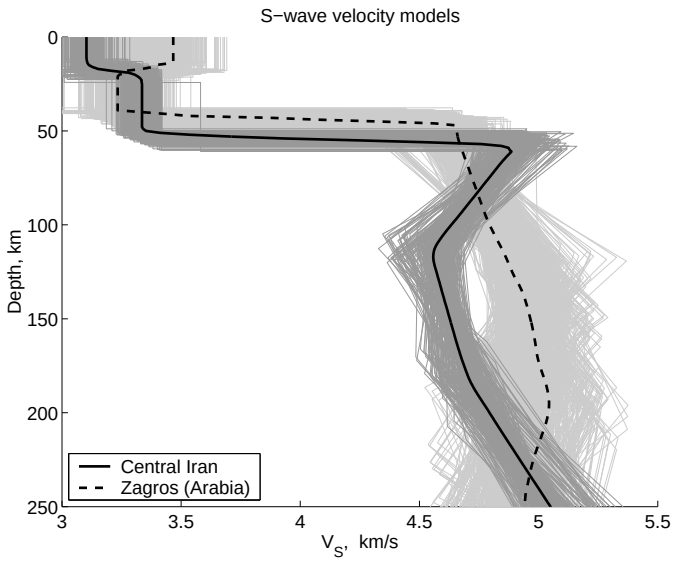


FIG. 4.22 – Modèles 1D moyens de la vitesse en ondes S obtenus pour l'Iran central et le Zagros par inversion des courbes de dispersion des ondes de surface (d'après Bourova, 2004).

caractéristique de la plate-forme arabique, dont fait partie le Zagros.

D'autre part, Bourova (2004) a trouvé une zone à faible vitesse sous l'Iran central à environ 120 km de profondeur, qui n'existe pas sous le Zagros. Ces résultats, en considérant aussi le fort contraste de vitesse obtenu par Bourova (2004), nous amènent plutôt vers la deuxième hypothèse proposant des lithosphères d'épaisseurs différentes sous l'Iran central et le Zagros. Le contraste de vitesse observé serait alors lié à une différence d'état thermique entre les deux manteaux. D'ailleurs, l'observation d'une forte atténuation des ondes Sn sous le plateau Turco-Iranien (Sandvol et al., 2001; Gök et al., 2003) et l'existence de volcanisme Tertiaire dans la région de l'UDMA (Berberian & King, 1981; Berberian & Berberian, 1981; Berberian et al., 1982) pourraient confirmer l'hypothèse d'un manteau chaud sous l'Iran central. Mais comment expliquer l'existence d'une lithosphère amincie, lente et chaude sous l'Iran central alors que, sous le Zagros elle serait épaisse, rapide et froide ? Une lithosphère amincie peut être due à une remontée de l'asthénosphère et à l'érosion thermique de la base de la lithosphère. Maggi & Priestley (2004) proposent un mécanisme de délamination du manteau lithosphérique (Houseman & Molnar, 1997; Conrad & Molnar, 1997; Molnar

et al., 1998, voir la section 2.5) pour justifier l'observation d'un manteau lent sous l'Iran central. Sengör et al. (2003) et Keskin (2003) proposent un mécanisme de détachement du slab océanique (Davies & von Blanckenburg, 1995, voir la section 2.5) pour expliquer les traces d'activité volcanique récente et l'observation de faibles vitesses des ondes Pn et Sn sous le plateau d'Anatolie orientale. Il faut remarquer que des observations similaires sont faites pour le plateau iranien. Puisque aucune trace d'un slab océanique n'est observée par tomographie télésismique on peut aussi proposer ce mécanisme pour l'Iran central. Sengör et al. (2003) ont émis l'hypothèse d'une lithosphère très amincie (50 km) sous la zone d'accréetion d'Anatolie orientale. Le contraste d'épaisseur entre cette lithosphère et celle que Bourova (2004) mesure pour l'Iran central (120 km) pourrait expliquer la différence entre les âges des épisodes de forte activité volcanique Tertiaire dans ces deux régions (plus de 20 Ma pour l'Iran central, (Berberian & Berberian, 1981; Berberian et al., 1982) et moins de 7 Ma, pour l'Anatolie orientale, (Pearce et al., 1990; Keskin, 2003)). La conséquence de ces deux mécanismes, délamination lithosphérique et détachement du slab océanique, est la remontée de l'asthénosphère. Or, avec nos résultats, nous ne sommes pas capables de privilégier l'un de ce deux mécanismes par-rapport à l'autre.

Le deuxième point à noter est l'observation d'une frontière oblique à pendage vers le NE entre le manteau rapide du Zagros et le manteau lent de l'Iran central (fig. 4.6). Cette géométrie suggère l'hypothèse d'une anmorce de subduction continentale de la lithosphère arabique sous l'Iran central.

Chapitre 5

Anisotropie mantellique à partir de la biréfringence des ondes S

La déformation des continents, incluant la formation des chaînes de montagnes comme le Zagros, est la conséquence des mouvements des plaques lithosphériques sur le manteau asthénosphérique. Cette dynamique des plaques donne donc une importance majeure au manteau, ou plus précisément à la déformation mantellique, dans les processus orogéniques. Or, une des capacités de la sismologie est de fournir des informations concernant la déformation mantellique, via la propriété d'anisotropie sismique.

Lorsque la mesure d'un paramètre physique varie selon la direction d'observation, on dit qu'il est anisotrope. L'un de ces paramètres auquel nous nous intéressons est la vitesse des ondes sismiques. Les ondes sismiques dans un milieu anisotrope se propagent avec des vitesses différentes dépendant de leur direction de propagation et de polarisation. La plupart des cristaux composant les roches de la terre sont anisotropes. Mais transférer la propriété d'anisotropie intrinsèque des minéraux à l'échelle de la roche requiert une organisation non aléatoire des minéraux.

5.1 Anisotropie sismique dans la terre

5.1.1 Structure cristalline, anisotropie sismique et déformation

La fabrique qui produit l'anisotropie sismique peut avoir différentes causes : présence de couches isotropes alternées avec différentes caractéristiques élastiques (Backus, 1962), fissures remplies de fluides, probablement la source principale d'anisotropie dans la croûte supérieure (ex. Crampin & Booth, 1985; Savage et al., 1989; Kaneshima et al., 1988; McNamara, 1993; Crampin & Chastin, 2003) ou réorientation de minéraux anisotropes dans le manteau par déformation (Christensen, 1984; Nicolas & Christensen, 1987). C'est ce dernier processus qui semble être dominant dans le manteau supérieur sous les continents (Silver & Chan, 1991).

Les études pétrologiques et géophysiques montrent que c'est le cristal d'olivine qui forme la plupart (de l'ordre de 70%) de la composition minéralogique du manteau supérieur (Christensen, 1984; Nicolas & Christensen, 1987). La figure 5.1 montre les différentes valeurs de vitesse des ondes P et S dans un cristal d'olivine. En définissant le taux d'anisotropie par $T = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_{moy}}$, on mesure dans un cristal d'olivine des taux de 25% d'anisotropie en vitesse d'ondes P et 22% pour les ondes S (Babuška & Cara, 1991). L'effet de l'anisotropie sur les ondes S, lorsqu'elles sont déjà polarisées en entrant dans un milieu anisotrope, est qu'elles se séparent en deux quasi-ondes qui sont polarisées dans deux directions orthogonales et se propagent avec la vitesse maximum et minimum du milieu (Babuška & Cara, 1991). C'est ce phénomène qu'on appelle la « biréfringence des ondes S ». Pour le cristal d'olivine, la direction de la polarisation rapide (DPR) coïncide avec l'axe [100] (Christensen, 1984; Babuška & Cara, 1991).

C'est donc la propriété des cristaux composant les roches mantelliques (surtout l'olivine) ainsi que leur orientation qui sont, en première approximation, responsables de l'anisotropie sismique dans le manteau supérieur. De plus, les études sur la fabrique des roches d'origine mantellique révèlent une coïncidence favorable entre l'anisotropie des échantillons rocheux et celle des cristaux individuels (Christensen, 1984; Mainprice & Silver, 1993; Kern et al.,

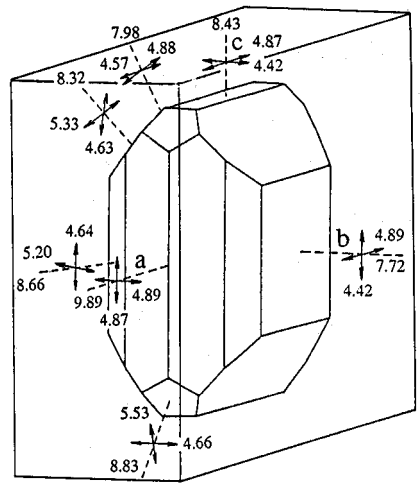


FIG. 5.1 – Vitesse des ondes P et S dans un cristal d'olivine. a, b et c sont les axes cristallins, correspondant aux axes [100], [010] et [001] (d'après Kumazawa & Anderson, 1969). Pour chaque axe, on mesure une valeur pour la vitesse d'onde P et deux valeurs pour la vitesse des ondes S selon deux directions perpendiculaires situées dans le plan orthogonal à l'axe de mesure.

1996; Ben Ismaïl & Mainprice, 1998). Ces études prouvent d'ailleurs que c'est l'orientation préférentielle de réseau (OPR) de l'axe [100] de l'olivine qui donne une anisotropie considérable à ces roches.

Il est généralement accepté que la cause primaire de l'OPR est la déformation finie (Ribe & Yu, 1991; Ribe, 1992). Il est donc possible de considérer les observations de biréfringence comme la conséquence de la déformation finie. Il s'agit plus particulièrement du comportement de l'axe [100] de l'olivine en fonction de trois directions principales de la déformation finie ε_1, ε_2, ε_3 correspondant respectivement aux directions de raccourcissement maximum, intermédiaire, et extension maximum (McKenzie, 1979; Ribe, 1992). En effet, la déformation du manteau supérieur par cisaillement simple et pur est accommodée par des glissements intracristallins. Une des conséquences de la propagation de dislocations dans les cristaux étant la réorientation du réseau cristallin, les conditions sont favorables à l'apparition d'anisotropie sismique à l'échelle de la roche. L'application de modèles numériques aux échantillons de roches d'origine mantellique ainsi que les modèles analogiques décrivant ces roches (ex. Ribe, 1989, 1992; Zhang & Karato, 1995; Tommasi, 1998; Tommasi et al., 1999; Kaminski & Ribe, 2001) prédisent que l'axe [100] doit être parallèle à l'axe ε_3 de la déformation finie. En cas de cisaillement pur, l'axe ε_3, et par conséquent l'axe [100], est dans le plan perpendiculaire à la direction de raccourcissement. En cas de

cisaillement simple, l'axe [100] se trouve parallèle au cisaillement horizontal. En cas de mouvement décrochant, le régime de déformation est de type cisaillement simple avec plan de cisaillement vertical. D'ailleurs, l'étude de la microfabrique des péridotites mantelliques (ex. Kern, 1993; Frese et al., 2003) montre aussi que l'OPR de l'olivine dans ces roches est caractérisée par l'orientation des axes [010] et [001] perpendiculairement à la foliation et de l'axe [100] parallèlement à la linéation présentes dans la roche.

La figure 5.2 schématise le phénomène de la biréfringence des ondes S dans un milieu anisotrope. On constate qu'une onde S se propageant dans une direction quelconque se sépare en deux quasi-ondes polarisées dans deux directions orthogonales et se propageant avec des vitesses différentes. La DPR coïncide avec la direction de la linéation.

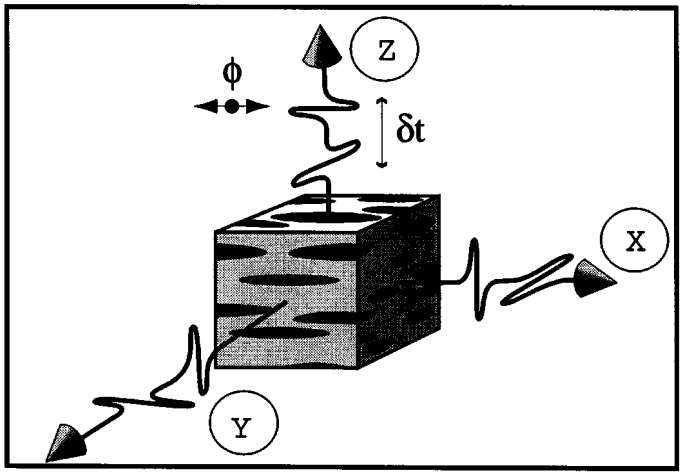


FIG. 5.2 – Diagramme schématique montrant le phénomène de biréfringence des ondes S. Une onde S se propageant dans un milieu anisotrope est séparée en deux ondes avec polarisations orthogonales et vitesses différentes. En général, les caractéristiques de la biréfringence dépendent de la direction de propagation. X indique la direction de la linéation, Z est perpendiculaire à la foliation, et Y est dans le plan de la foliation, perpendiculaire à X. La direction la plus rapide est selon X. Une onde S se propageant selon la direction Z, se sépare en deux ondes avec des polarisations selon X et Y. La quasi-onde avec la polarisation X sera en avance. ϕ désigne l'angle entre l'axe rapide (X ici) et le Nord, et δt est le délai entre les deux quasi-ondes. (d'après Silver, 1996)

5.1.2 Localisation de l'anisotropie sismique : croûte, manteau lithosphérique, ou manteau asthénosphérique ?

L'objectif de ce chapitre est l'anisotropie des ondes S, ou plus précisément la biréfringence des ondes S. Pour la mesurer, on utilise les phases S sortant du noyau terrestre (phases SKS, SKKS, et PKS) engendrées par la conversion P-S à la frontière noyau-manteau. Elle sont donc de type Sv en sortant du noyau. On utilise ces phases car leur passage en onde P dans le noyau extérieur fluide efface les signatures d'éventuelles anisotropies sur le trajet entre la source et la frontière noyau-manteau (Vinnik et al., 1989; Silver & Chan, 1988, 1991). Ces phases sortant du noyau, avant d'entrer dans un milieu anisotrope, sont polarisées radialement dans le plan vertical et atteignent la surface avec un angle d'incidence proche de la verticale. Ce faible angle d'incidence a aussi pour effet de diminuer les effets de surface libre (Nuttli, 1961; Guilbert, 1995).

Lorsqu'elles traversent une couche anisotrope le long de leur trajet depuis la frontière noyau-manteau jusqu'à la surface, elles se séparent en deux quasi-ondes orthogonales l'une par rapport à l'autre qui se propagent avec des vitesses différentes. A la surface, les quasi-ondes se caractérisent par une différence de temps d'arrivée (δt) et par l'orientation de la DPR (ϕ). Puisque ces deux paramètres dépendent à la fois de l'anisotropie intrinsèque et de l'épaisseur de la couche anisotrope, la profondeur à laquelle la biréfringence a eu lieu ne peut être déterminée directement.

L'anisotropie à une station peut avoir sa source dans la croûte, le manteau supérieur, ou le manteau inférieur. Les mesures d'anisotropie sur les échantillons de roches crustales (ex. Pellerin & Christensen, 1998; Godfrey et al., 2000) montrent que le délai entre les directions rapide et lente pour une croûte anisotrope est au maximum de l'ordre de 0.5 s. Les mesures d'anisotropie de la croûte par l'observation des séismes locaux (ex. Zhang & Schwartz, 1994; Paulssen, 2004) ou par l'analyse des phases converties au Moho (ex. McNamara, 1993; McNamara et al., 1994; Herquel et al., 1995; Sherrington & Zandt, 2004) montrent aussi que le délai ne dépasse pas 0.4 s même par exemple, pour une croûte assez épaisse au Tibet (Herquel et al., 1995). En général, l'influence de l'anisotropie crustale sur

la biréfringence de la phase SKS est estimée entre 0.1 et 0.3 s (ex. Kaneshima et al., 1989; Kaneshima, 1990; Shih & Meyer, 1990; Barruol & Mainprice, 1993). Cependant, l'observation de la biréfringence des phases SKS dans les régions où existent de grandes failles décrochantes montre des délais supérieurs à 1 s et une réorientation subparallèle à la direction des structures (ex. Savage et al., 1990; Savage & Silver, 1993). La figure 5.3 montre la DPR observée sur la faille de San Andreas en Californie. On constate que la DPR est parallèle à la direction de la faille en surface. La source principale d'anisotropie crustale dans ces régions est supposée être l'alignement des structures et des fractures verticales ouvertes (Vauchez & Nicolas, 1991; Nicolas, 1993; Vauchez et al., 1997). Ces fractures sont orientées dans la direction de contrainte horizontale maximale. La DPR de l'anisotropie

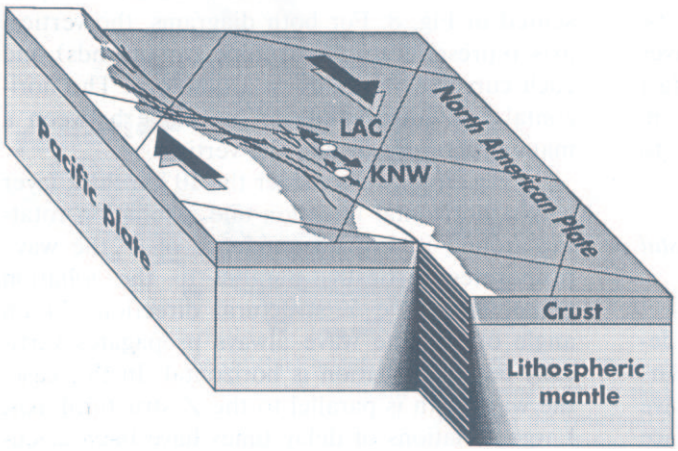


FIG. 5.3 – Diagramme schématique de la région de la faille de San Andreas. Ce schéma montre bien le lien entre une faille décrochante et l'orientation de l'axe rapide de l'anisotropie. LAC et KNW sont les deux stations sismologiques pour lesquelles on a mesuré la biréfringence (d'après Barruol & Mainprice, 1993).

associée est orientée dans la même direction (ex. Babuška & Cara, 1991). Mais il faudrait une pénétration de la zone de cisaillement à travers la totalité de la lithosphère pour polariser les ondes S sortant du noyau (SKS, PKS, et SKKS) parallèlement à la direction de la zone de cisaillement et produire un délai de plus de 0.5 s (Vauchez & Nicolas, 1991; Mainprice & Silver, 1993; Silver, 1996; Tommasi et al., 1999). La figure 5.4 montre un schéma de la polarisation des ondes SKS selon la direction de la linéation d'une zone de

cisaillement pénétrant dans le manteau lithosphérique.

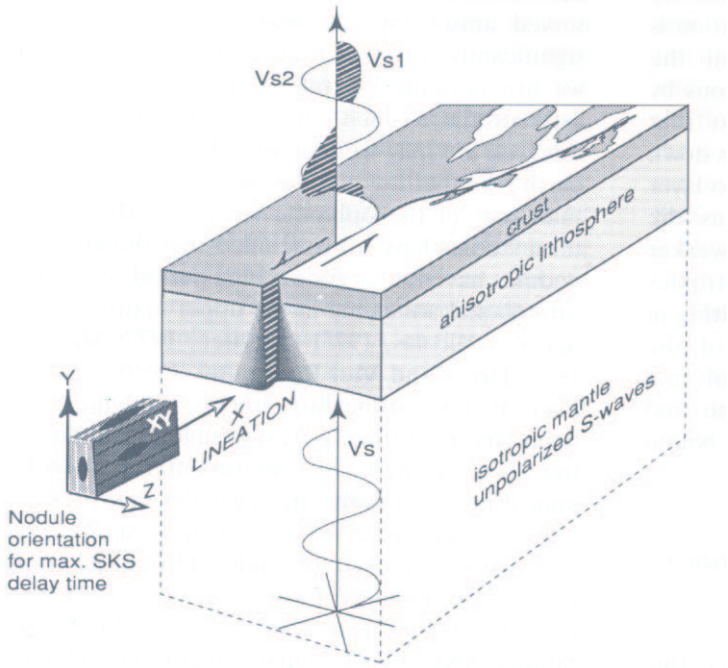


FIG. 5.4 – Polarisation des ondes SKS due à un grand accident décrochant dans la lithosphère continentale. V_S est la vitesse de l'onde S non polarisée dans le manteau inférieur isotrope ; V_{S1} et V_{S2} sont les vitesses des deux quasi-ondes polarisées arrivant en surface en traversant la lithosphère anisotrope. La quasi-onde avec la vitesse $V_{S1} > V_{S2}$ est polarisée parallèlement à la direction de l'accident (X). Notons aussi que la faille a pénétré jusqu'à la base de la lithosphère (d'après Mainprice & Silver, 1993).

Dans les chaînes de montagnes, on observe en général une orientation de la DPR parallèle à l'axe de la chaîne (ex. les Apennin du nord : (Margheriti et al., 1996), la chaîne d'Himalayenne : (McNamara et al., 1994; Wolfe & Vernon, 1998) et les chaînes Hercyniennes d'Europe Centrale : (Bormann et al., 1993)). Les observations de DPR des phases SKS, SKKS et PKS perpendiculaires à la direction générale des chaînes de montagnes sont relativement rares (Tommasi et al., 1999; Smith & Ekström, 1999). Nicolas (1993) lie l'observation d'une DPR parallèle aux chaînes de montagnes à l'anisotropie induite par la convection mantellique « gelée » à la base de la lithosphère. Il pense que la direction du cisaillement horizontal à la base de la lithosphère était parallèle à la chaîne lorsqu'elle était active. Le cisaillement horizontal, peut aussi se produire à la base de la croûte s'il y

a découplage entre la croûte et le manteau lithosphérique (Tommasi et al., 1999; Meissner et al., 2002). En résumé, à part dans les grandes zones de cisaillement, la contribution de la croûte à la biréfringence des phases SKS (ou SKKS et PKS) est faible (Silver, 1996).
La deuxième source possible d'anisotropie est le manteau inférieur. Les différents modèles pétrologiques (ex. Mainprice & Silver, 1993; Meade et al., 1995) montrent que le manteau inférieur est effectivement isotrope bien qu'il soit constitué de minéraux anisotropes (Mainprice et al., 1990). En effet, le mécanisme de déformation dominant dans le manteau inférieur, de type fluage diffusif (diffusion creep), est peu efficace en terme d'OPR (Karato, 1992; Li et al., 1996; Fliervoet et al., 1999). La transition entre le mécanisme de dislocation intercristalline, actif dans le manteau supérieur, et le fluage diffusif, dans le manteau inférieur, se situerait à la profondeur de la discontinuité de Lehmann, c'est-à-dire aux environs de 200 km (Karato, 1992). Cette profondeur est aussi la profondeur normale de la base de lithosphère continentale.
On peut donc attribuer la plus grande partie de l'anisotropie des phases SKS, PKS, et SKKS au manteau lithosphérique. En considérant le lien entre l'anisotropie sismique et la direction de la déformation finie, on peut donc déduire le régime de déformation dans la lithosphère de l'observation de l'anisotropie sismique.

5.1.3 Anisotropie mantellique et processus tectoniques

Comment le manteau lithosphérique se déforme-t'il en réponse aux différents processus tectoniques, tels qu'un épisode orogénique, de l'extension, de grands décrochements, ou les mouvements des plaques ?
La lithosphère subit un cisaillement pur lors des épisodes orogéniques, avec l'axe ε_1 parallèle à la direction de collision et les deux axes ε_2 et ε_3 dans le plan perpendiculaire à la collision. Dans ce cas, l'axe [100] de l'olivine serait donc vertical (selon l'axe ε_3 de la déformation). Cette fabrique n'aurait aucune influence sur l'observation de biréfringence des phases SKS car elle sont polarisées dans le plan horizontal.

En cas d'extension, comme le long de la Ride médio-atlantique, le régime de déformation est un cisaillement pur avec l'axe ε_3 parallèle à la direction d'extension. Dans ce cas, l'axe [100] est réorienté dans la direction d'extension.

On suppose que les mouvements relatifs (MRP) et absolus (MAP) des plaques lithosphériques produisent du cisaillement simple en réponse au déplacement relatif des deux plaques dans le cas du MRP, et entre la plaque et l'asthénosphère dans le cas du MAP. Le mouvement absolu actuel des plaques (MAP) peut provoquer l'anisotropie par écoulement dans l'asthénosphère et par déformation de la base de lithosphère. En domaine océanique, le vecteur ε_3 de la déformation et l'axe [100] de l'olivine sont parallèles à la direction du MAP (Silver & Chan, 1991; Farra & Vinnik, 1994). En domaine continental, deux processus sont mis en œuvre : d'une part, le MAP qui, comme en domaine océanique, déforme la base de la lithosphère et provoque le développement d'une fabrique liée au cisaillement horizontal ; d'autre part, les contacts tectoniques liés au MRP aux limites des plaques telles que les zones de collision, les grandes zones de décrochement ou les fossés d'effondrement (Vauchez & Nicolas, 1991; Nicolas, 1993) qui déforment la lithosphère et provoquent la mise en place d'une fabrique. Le principe est que, pour une anisotropie d'origine lithosphérique, il faudrait une déformation cohérente à l'intérieur de la lithosphère continentale (Silver & Chan, 1991; P. et al., 1992; Silver, 1996). A ces processus dynamiques ayant pour conséquence l'apparition d'anisotropie sismique en domaine continental, il faut ajouter l'anisotropie gelée. Il s'agit d'une fabrique qui est mise en place lors d'un épisode tectonique ayant affecté le continent. A la différence des variations de vitesse en fonction de la température, l'anisotropie s'atténue d'une façon moins importante lors de modifications de l'état thermique du milieu et même en cas d'érosion thermique de la base de la lithosphère (Vauchez & Garrido, 2001). De plus, lorsque la croûte et le manteau lithosphérique se déforment de manière cohérente, et en cas des multiples épisodes de déformation, c'est le dernier épisode important, même non actif , qui influe sur l'anisotropie observée (Silver & Chan, 1991; Silver, 1996; Vauchez et al., 1997).

5.2 Biréfringence des phases S sortant du noyau (SKS, SKKS, PKS, ...)

Dans un milieu élastique, isotrope et homogène deux types d'onde sismique peuvent se propager, une onde P et une onde S. Dans les milieux anisotropes, il en existe trois : une quasi-onde P et deux quasi-ondes S. La polarisation de la quasi-onde P reste toujours parallèle à la direction de propagation et celle des quasi-ondes S reste perpendiculaire à la propagation, comme dans les milieux isotropes.
Dans un milieu élastique, contraintes et déformations sont liées par la loi de Hooke :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\varepsilon_{kl} \tag{5.1}$$

σ_{ij} et ε_{kl} étant les tenseurs des contraintes et déformations, et C_{ijkl} le tenseur des coefficients d'élasticité. Le tenseur C_{ijkl} est décrit par 81 éléments. Mais en tenant compte de la symétrie des tenseurs σ_{ij} et ε_{kl}, le nombre de coefficients indépendants du tenseur C_{ijkl} se réduit à 21. En cas de symétries supplémentaires, le nombre de coefficients élastiques se réduit encore. Dans un milieu à symétrie hexagonale, 5 paramètres sont suffisants pour décrire le milieu alors qu'un milieu isotrope est décrit seulement avec deux paramètres.
Dans les études de biréfringence des phases SKS, on considère l'approximation du système de symétrie hexagonale. Dans ce système, la relation entre le délai observé (δt), les vitesses β_{max} et β_{min} dans deux directions différentes de polarisation, et l'épaisseur L de la couche anisotrope est approximée par (Silver & Chan, 1991) :

$$\delta t = L\left(\frac{1}{\beta_{min}} - \frac{1}{\beta_{max}}\right) \tag{5.2}$$

Par l'approximation de $(\beta_{min} * \beta_{max}) \simeq (\beta_{moy})^2$, où $\beta_{moy} = \frac{\beta_{min}+\beta_{max}}{2}$, l'équation 5.2 prend la forme suivante :

$$\delta t \simeq L\frac{\delta\beta}{\beta_{moy}} \tag{5.3}$$

où $\delta\beta = \frac{\beta_{max}-\beta_{min}}{\beta_{moy}}$.

5.2.1 Calcul du délai et de la direction de polarisation de l'axe rapide

Une onde SKS, de type Sv, se propage dans une direction proche de la verticale et sa polarisation est parallèle au back-azimut de l'événement. Dans un milieu isotrope, elle peut être exprimée par sa fonction de polarisation :

$$\mathbf{u}(\omega) = v(\omega)\, exp\left[-i\omega T_0\right] \hat{\mathbf{p}} \tag{5.4}$$

où $v(\omega)$ est la fonction ondelette décrivant la variation d'amplitude en fonction de la pulsation ω, $\hat{\mathbf{p}}$ est le vecteur unité indiquant la direction de polarisation (parallèle au back-azimut, φ). Le paramètre T_0 représente le temps de trajet de l'onde.
Dès son entrée dans un milieu anisotrope, cette onde va se séparer en deux quasi-ondes rapide et lente, polarisées perpendiculairement selon les directions **F** et **S**. En domaine temporel, les deux quasi-ondes sont observées en surface sous la forme :

$$\begin{aligned} u_F(t) &= u(t) * \cos(\theta) \\ u_S(t) &= -u(t-\delta t) * \sin(\theta) \end{aligned} \tag{5.5}$$

où $\theta = \phi - \varphi$ est l'angle entre la direction de la polarisation rapide (ϕ) et le back-azimut (φ). δt représente le délai entre les deux signaux rapide et lent. Le mouvement de particule de l'onde S en surface n'est donc plus linéaire. Dans ce cas, les composantes radiale et transverse seront :

$$\begin{aligned} u_R(t) &= u_F(t) * \cos(\theta) - u_S(t) * \sin(\theta) \\ u_T(t) &= u_F(t) * \sin(\theta) + u_S(t) * \cos(\theta) \end{aligned} \tag{5.6}$$

Pour un milieu isotrope, la composante transverse de la phase SKS doit être nulle. Mais les équations 5.5 et 5.6 montrent que si l'onde SKS est déjà polarisée selon l'une des directions rapide ou lente d'un milieu anisotrope, on n'observe aucune énergie sur la composante transverse. L'absence d'énergie sur la composante transverse n'indique donc pas forcément l'absence d'anisotropie. D'ailleurs, si l'onde se propage selon la direction de l'axe de symétrie du milieu, la biréfringence ne se produit pas. Il est donc nécessaire d'étudier plusieurs événements d'azimuts différents avant de conclure sur la présence ou non d'une zone anisotrope.

5.2.2 Méthode de calcul de δt et ϕ

Le principe est de calculer le délai (δt) entre les deux quasi-ondes S rapide et lente et l'azimut (ϕ) entre l'axe rapide et le Nord donnant une polarisation linéaire des quasi-ondes S. Les différentes méthodes d'analyse de la biréfringence des ondes S consistent à déterminer ces deux paramètres en minimisant, par exemple, l'énergie sur la composante S_H (Silver & Chan, 1991) ou encore en maximisant l'intercorrélation entre les signaux associés aux quasi-ondes rapide et lente (Bowman & Ando, 1987; Guilbert, 1995). Ces deux méthodes donnent des résultats similaires (Granet et al., 1998) car les deux signaux correspondant aux axes rapide et lent qui donnent le maximum d'intercorrélation, après avoir été corrigés de l'effet d'anisotropie, minimisent aussi l'énergie sur la composante S_H. Nous avons donc utilisé la méthode basée sur la maximation de la fonction d'intercorrélation. Dans cette méthode, pour trouver l'angle θ entre les composantes rapide et lente, les composantes S_V et S_H subissent une rotation dans le plan horizontal par pas de 1° entre 0 et 180°. Les composantes rapide et lente correspondant à chaque rotation sont calculées par la relation suivante à partir des signaux des composantes radiale et transverse :

$$\begin{aligned} U_{F_{tmp}}(t) &= U_R(t) * \cos(\theta) + U_T(t) * \sin(\theta) \\ U_{S_{tmp}}(t) &= -U_R(t) * \sin(\theta) + U_T(t) * \cos(\theta) \end{aligned} \tag{5.7}$$

A chaque rotation θ, l'intercorrélation normalisée entre les deux signaux $U_{F_{tmp}}$ et $U_{S_{tmp}}$ est calculée.

La figure 5.5 présente un exemple du calcul de l'anisotropie pour des signaux synthétiques avec $\phi = 45^{\circ}$ et $\delta t = 0.704s$ entre les composantes rapide et lente. Sur la carte correspondant à la fonction d'intercorrélation, le maximum est marqué par un point blanc dans la partie grisée. Ce point donne l'angle et le délai correspondant aux axes rapide et lent. La courbe blanche autour de ce maximum indique la région de confiance de mesure du délai et de l'angle ϕ. Cette région entoure les valeurs à 95% du maximum de la fonction d'intercorrélation. L'erreur sur la mesure de ϕ et de δt est déterminée par la largeur de cette région dans la direction correspondant à chaque paramètre.

Il faut avoir à l'esprit que, pour faciliter l'étude des paramètres ϕ et δt, ces deux méthodes sont basées sur l'hypothèse d'une seule couche anisotrope à symétrie hexagonale avec axe de symétrie horizontal. Chevrot & van der Hilst (2003) ont montré que pour un pendage significatif de l'axe de symétrie et pour les grands angles d'incidence, l'effet de cette hypothèse sur les mesures de biréfringence pourrait être considérable. Savage & Silver (1993) et Silver & Savage (1994) montrent que les paramètres de biréfringence estimés en supposant l'anisotropie concentrée dans une seule couche, alors que le modèle réel serait à deux couches, correspondent aux valeurs moyennes des paramètres du modèle à deux couches.

5.3 Mesure de l'anisotropie sous le Zagros et l'Iran central

Afin de compléter nos études sur la structure lithosphérique du Zagros et de l'Iran central, nous avons étudié l'anisotropie de la lithosphère par la mesure de la biréfringence des ondes S.

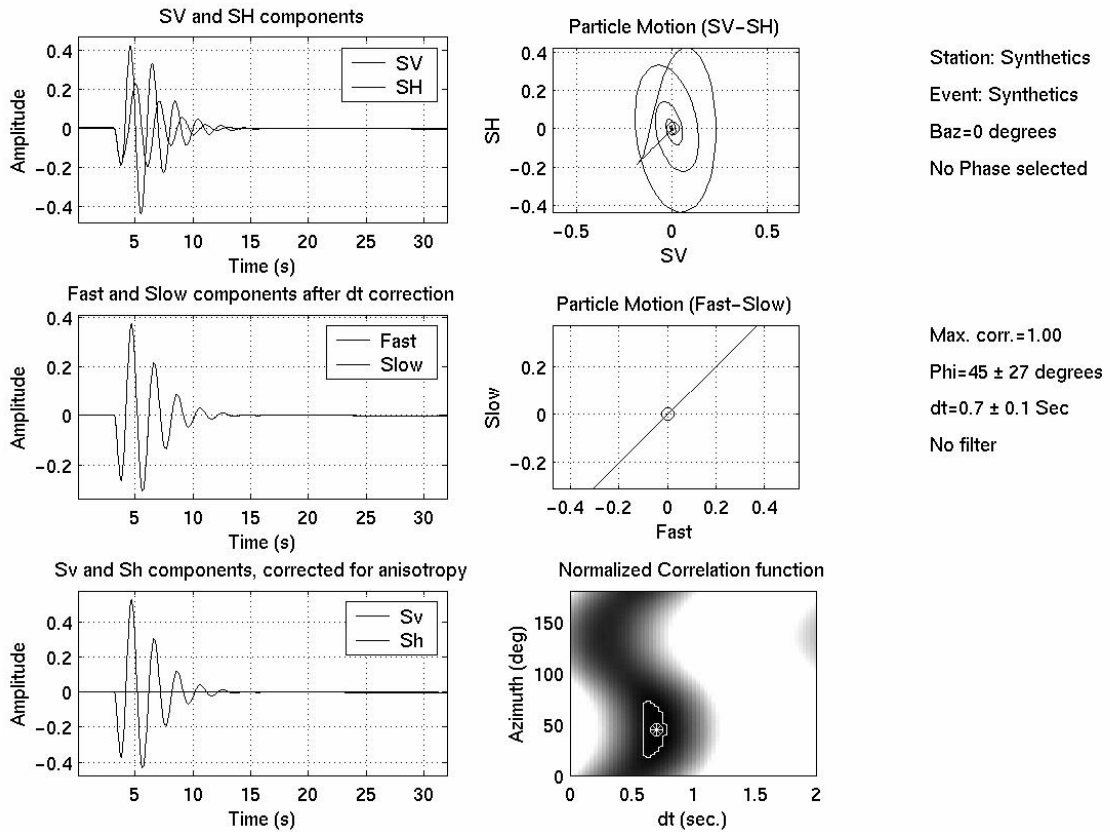


FIG. 5.5 – Recherche des paramètres θ et δt pour un exemple synthétique de biréfringence, correspondant à un délai de 0.704s et une direction de l'axe rapide de 45°. En haut, à gauche, sont montrées les composantes S_V et S_H avant correction de l'anisotropie ; le mouvement non linéaire de particules associé à ces composantes est présenté à droite. Au milieu, à gauche, les composantes rapide et lente sont présentées après correction. Elle se superposent car, pour un angle rotation de 45°, elle sont identiques (éq. 5.5) ; à droite le mouvement de particules de ces deux composantes est montré. On voit qu'il est linéaire. En bas, à gauche, les composantes S_V et S_H sont tracées après correction de l'anisotropie. On constate que l'énergie sur la composante S_H est nulle ; à droite la fonction d'intercorrélation normalisée est montrée. Le point d'amplitude maximum marqué sur la carte par une croix blanche dans un cercle donne les valeurs de ϕ et δt.

5.3.1 Données et mesures de biréfringence

Pour étudier la biréfringence des ondes SKS, SKKS, et PKS, nous avons utilisé les événements de distance épicentrale entre **85** et **140**° (Kennett & Engdahl, 1991) et de magnitude supérieure à **5.5**. **162** séismes répondent à ces critères. Mais les grandes distances épicentrales rendent le rapport signal/bruit souvent faible. De plus, pour certains événements, bien que la qualité des enregistrements soit propice, la phase utilisée n'est pas isolée des autres arrivées ce qui rend impossible la mesure de la biréfringence. Après avoir examiné tous les enregistrements associés, nous n'avons été capables de mesurer la biréfringence que pour **17** événements sur les **162** trouvés dans la gamme de distance. Les événements utilisés sont présentés dans le tableau 5.1. On constate que la majorité des mesures sont effectuées pour des événements de magnitude supérieure à **6**. La figure 5.6 présente la distribution des événements utilisés sur le globe. Bien que la couverture azimutale paraisse quasi-complète sur cette carte, le tableau 5.1 montre que, pour la plupart des événements, la mesure n'a été faite qu'à un faible nombre de stations. La couverture azimutale pour chaque station n'est pas donc ni homogène ni complète.

Pour mesurer la biréfringence, nous avons utilisé les enregistrements par les stations équipées de capteurs STS-2 et CMG-3 (0.01-50Hz), CMG-40 (0.02-50 Hz), et Le3D-5s (0.2-100Hz). Nous avons filtré les signaux avant de calculer la biréfringence. La bande passante du filtre utilisé est comprise entre 0.01 et 0.5 Hz et dépend du capteur utilisé et de la qualité du signal. Nous avons mesuré la biréfringence à **37** stations et obtenu au total **169** mesures fiables le long du profil. Les résultats de toutes les mesures sont résumés dans l'annexe D. La qualité de chaque mesure est déterminée en considérant le rapport S/B de la phase considérée, la géométrie du mouvement de particules avant correction de l'anisotropie (qui doit être elliptique) et après correction (linéaire), et le niveau d'énergie restant sur la composante S_H après correction. Nous avons gardé les mesures pour lesquelles l'écart type est inférieur à 0.5s pour le délai δt et inférieur à 35° pour l'angle ϕ.

TAB. 5.1 – Liste des événements utilisés pour la mesure de la biréfringence.

Heure origin	Mag.(Mw)	Région	Baz(°)	Prof.(km)	Nb mesures
200-11-16 04 :54	8.0	New Ireland, Papua New Guinea	89	33	14
200-11-17 21 :01	7.8	New Britain, Papua New Guinea	90	33	11
200-11-23 18 :43	6.3	New Ireland, Papua New Guinea	89	33	5
200-11-29 10 :25	6.3	Near coast of northern Chile	262	58	3
200-12-06 22 :57	6.5	New Britain, Papua New Guinea	89	31	8
200-12-18 01 :19	6.6	Fiji Islands	92	630	13
200-12-21 01 :01	6.4	New Britain, Papua New Guinea	91	33	27
200-12-22 00 :40	5.6	Alaska Peninsula, United States	17	106	1
200-12-23 07 :13	6.0	Aru Islands, Indonesia	100	62	15
2001-01-09 16 :49	7.1	Vanuatu Islands	91	103	17
2001-01-10 16 :02	7.0	Kodiak Island, Alaska	14	33	18
2001-01-19 01 :12	6.0	Mexico-Guatemala border	319	93	1
2001-01-19 09 :04	6.0	East of South Sandwich Islands	209	33	5
2001-02-01 18 :19	6.0	Andreanof Islands, Aleutian Islands	29	33	5
2001-02-16 13 :19	5.5	Southern Peru	273	210	2
2001-02-28 18 :54	6.8	Washington, United States	357	52	22
2001-03-16 04 :36	5.8	Chile-Bolivia borde	266	115	1

La figure 5.7 présente un exemple de mesure de biréfringence pour la station B3 située dans le Zagros à partir d'un événement dans un back-azimut de 92°. On constate que le

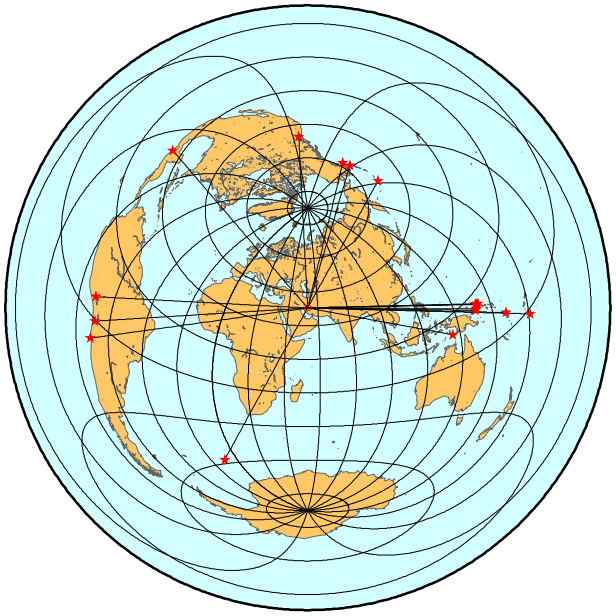


FIG. 5.6 – Distribution des événements utilisés pour la mesure de la biréfringence.

délai mesuré est de l'ordre à 0.5s. Mais pour décider de l'existence ou non d'anisotropie sous cette station, il faudrait des mesures dans d'autres back-azimuts car, si le back-azimut de l'événement coïncide avec l'un des axes rapide ou lent, on n'observe pas la biréfringence (voir la section 5.2). Comme autre exemple, nous montrons, sur la figure 5.8, la mesure de la biréfringence à partir du même événement pour la station D3 qui se trouve sur le bloc d'Iran central. A cette station, on obtient une valeur relativement importante de $\delta t = 1.7s$ et une direction d'axe rapide à 140°N dans un back-azimut de 91°.

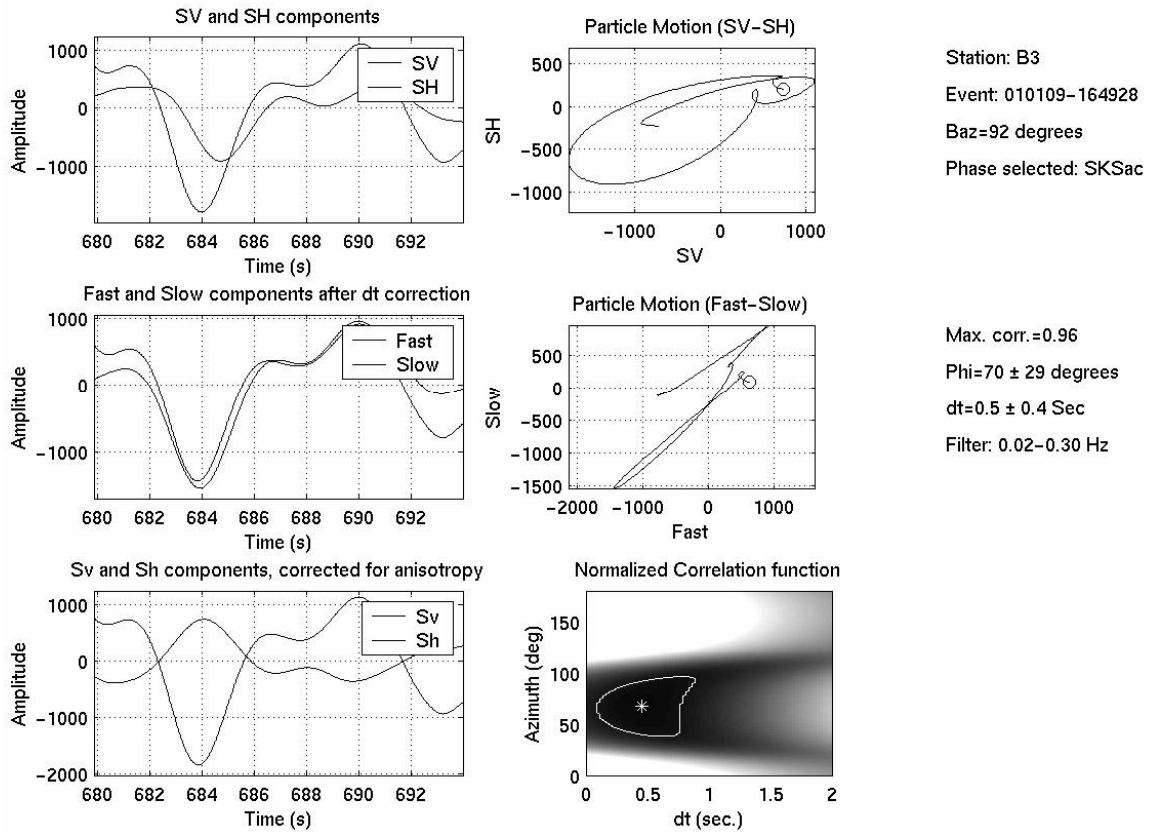


FIG. 5.7 – Mesure de la biréfringence pour la station B3 dans le Zagros. Voir légende détaillée de la figure 5.5. Le back-azimut de l'événement est de 92° et le signal est filtré dans la bande 0.02-0.3 Hz. La mesure de δt faite pour la phase SKS est de 0.5s.

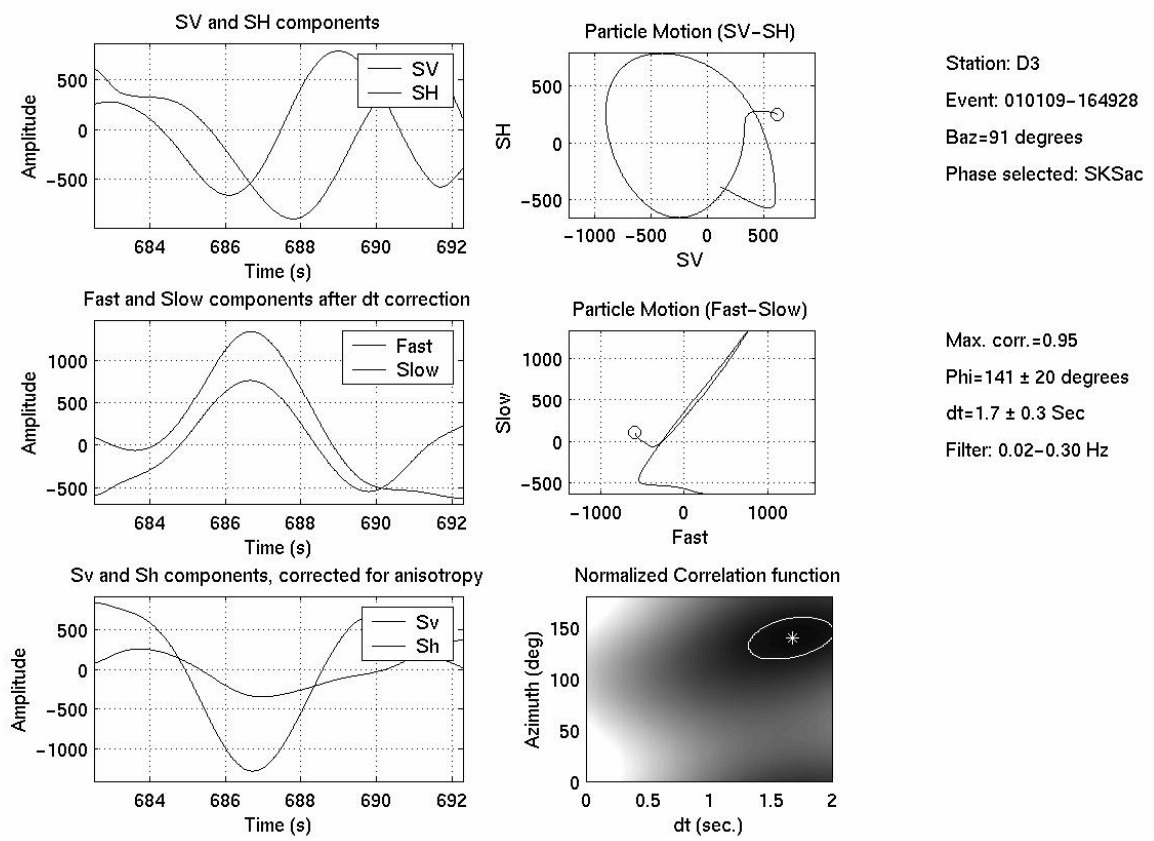


FIG. 5.8 – Même légende que la figure 5.7 pour la mesure de la biréfringence à la station D3 en Iran central. La délai mesuré à cette station est de 1.7s.

5.3.2 Présentation et interprétation des résultats

Il n'est pas possible de présenter toutes les mesures pour chaque station en détail. On les résume donc sur la carte des stations (figure 5.9). On constate, sur cette carte, que pour la plupart des stations du Zagros, la biréfringence mesurée est nulle. Toutefois, l'énergie sur la composante S_H étant nulle lorsque le back-azimut est coïncidant avec l'une des directions rapide ou lente, on ne peut pas garantir ce résultat pour les mesures faites seulement dans deux back-azimuts perpendiculaires l'un à l'autre. C'est le cas d'un certain nombre des stations du Zagros. Mais, pour la majorité des stations de cette région, la biréfringence mesurée pour différents back-azimuts est bien nulle. Cela montre qu'on n'observe pas d'anisotropie dans le Zagros. Au contraire, pour les stations d'Iran central, la biréfringence mesurée est en moyenne supérieure à 1.0 seconde. La direction de l'axe rapide ϕ est cohérente pour la plupart des stations dans une direction générale orientée NW-SE.

Les délais observés aux stations situées dans le Zagros sont en majorité inférieurs à 0.6s. Aux stations F13, F11, B1, B3 on observe quelques délais entre 0.6 et 0.8s, mais la biréfringence mesurée à ces stations est nulle pour la plupart des back-azimuts. Aux stations A1, F7 et F5, situées aux alentours de la trace de la faille de Kazerun en surface, on n'observe aucune signature de biréfringence des ondes SKS. Cela pourrait signifier que cette faille n'est pas d'échelle lithosphérique ou que le déplacement relatif cumulé des deux blocs n'est pas suffisant pour créer de l'anisotropie dans la lithosphère. La seule station du Zagros à laquelle on observe de forts délais est la station P6. A cette station, la magnitude des délais ainsi que la direction de l'axe rapide varient selon le back-azimut du séisme associé. En Iran central, on n'observe pas de biréfringence aux deux stations situées dans la zone de SS mais la couverture de cette zone en stations n'est pas bonne. En entrant dans la zone volcanique de l'UDMA, on commence à observer de la biréfringence avec des délais entre 1.0 et 1.8s et l'azimut de l'axe rapide entre 120 et 140°. En allant plus au nord, on n'observe plus de biréfringence aux stations H1, M7 et H10. A la station M8 à l'extrémité NE du profil, on observe des délais entre 0.8 et 1.2s et un azimut de l'axe rapide entre 110 et 140°.

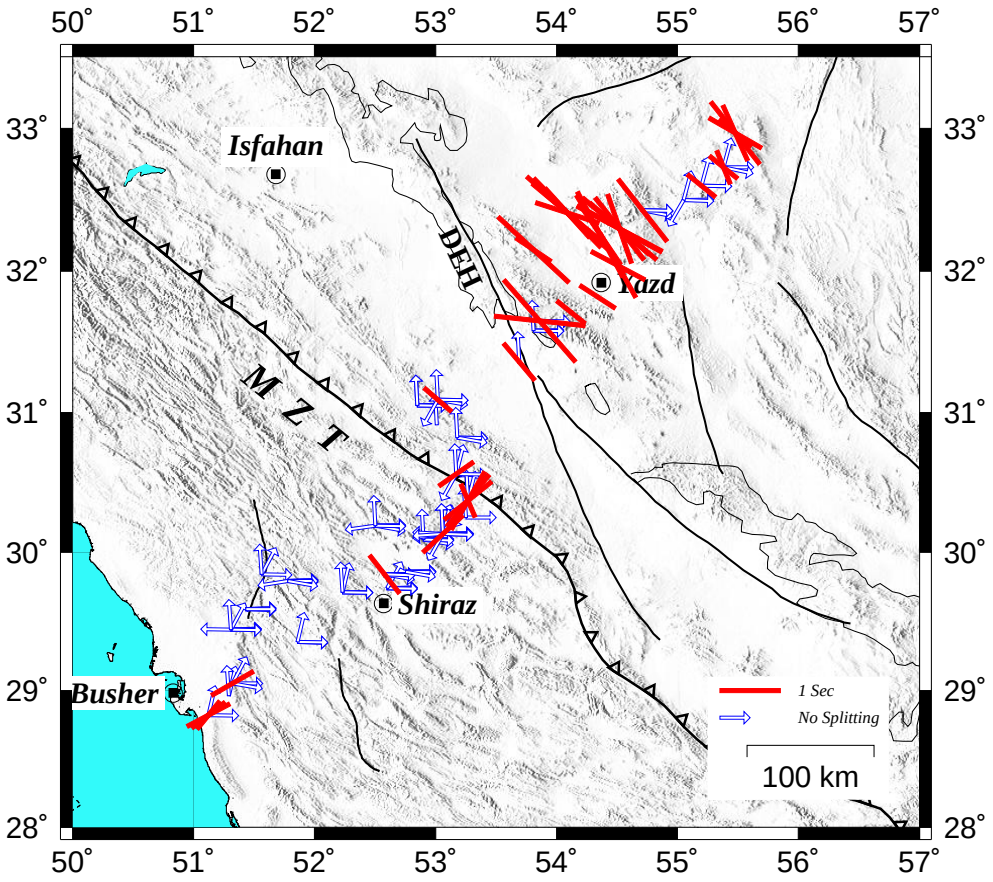


FIG. 5.9 – Résultats des mesures de biréfringence le long du profil. Les mesures de délai supérieures ou égales à 0.6 secondes sont présentées selon un segment de droite (trait épais noir) de longueur proportionnelle à δt orienté dans la direction ϕ de l'axe rapide. Les back-azimuts pour lesquels le délai mesuré est inférieur à 0.6 sont présentés par un vecteur (flèche blanche) orienté vers le séisme. DEH est la faille décrochante de Dehshir.

La trajectoire quasi-verticale des ondes SKS permet une résolution horizontale favorable. Au contraire, la résolution verticale sous chaque station est faible. En considérant la zone de Fresnel des ondes SKS (Alsina & Snieder, 1995), cette observation de la disparition et réapparition de la biréfringence à des stations peu espacées montre que la région anisotrope doit être située à une profondeur pas trop grande, donc dans la lithosphère.

Pour obtenir les valeurs moyennes représentatives de l'anisotropie sous chaque station, on moyenne l'azimut de l'axe rapide et la magnitude des délais observés à chaque station. Les biréfringences moyennes sont représentées sur la figure 5.10. On constate que la biréfringence moyenne dans le Zagros est nulle. Le fait qu'on n'observe pas de biréfringence dans cette région peut avoir plusieurs explications. L'hypothèse la plus simple est l'absence d'anisotropie mantellique. Mais, la présence de deux couches anisotropes dans deux directions orthogonales peut aussi expliquer cette observation. La valeur moyenne du délai aux stations d'Iran central est de 1.2s et la direction moyenne de l'axe rapide est de 130°. En supposant une origine lithosphérique pour l'anisotropie, un taux d'anisotropie de 4% pour le manteau supérieur (Mainprice & Silver, 1993), et $\beta_{moy} = 4.7$ km/s pour la vitesse moyenne des ondes S, et en considérant la valeur moyenne de délai, on obtient une épaisseur de 140 km pour la lithosphère anisotrope (éq. 5.3). La figure 5.10 montre aussi les vecteurs du déplacement relatif du Zagros et de l'Iran central par rapport à l'Eurasie obtenus par GPS. Ces vecteurs vont être utilisés pour calculer le mouvement absolu des plaques. Mais on peut déjà noter qu'il n'y a pas de différence importante de direction ou d'amplitude de déplacement entre Zagros et Iran Central.

Afin de comparer avec le déplacement absolu des plaques, nous superposons sur la figure 5.11 le mouvement absolu du Zagros et de l'Iran central par rapport à la référence « no-net rotation » (Argus & Gordon, 1991). Nous avons calculé ce mouvement en tenant compte des mesures GPS de déplacement relatif par rapport à l'Eurasie (Vernant et al., 2004; Walpersdorf et al., 2004) et du mouvement absolu de l'Eurasie par rapport de cette référence. On constate que le mouvement absolu est quasiment constant dans le Zagros et en Iran central, en magnitude et en direction. Notons encore qu'il n'y a aucun lien entre la direction et la magnitude du mouvement absolu et l'azimut de l'axe rapide de la biréfrin-

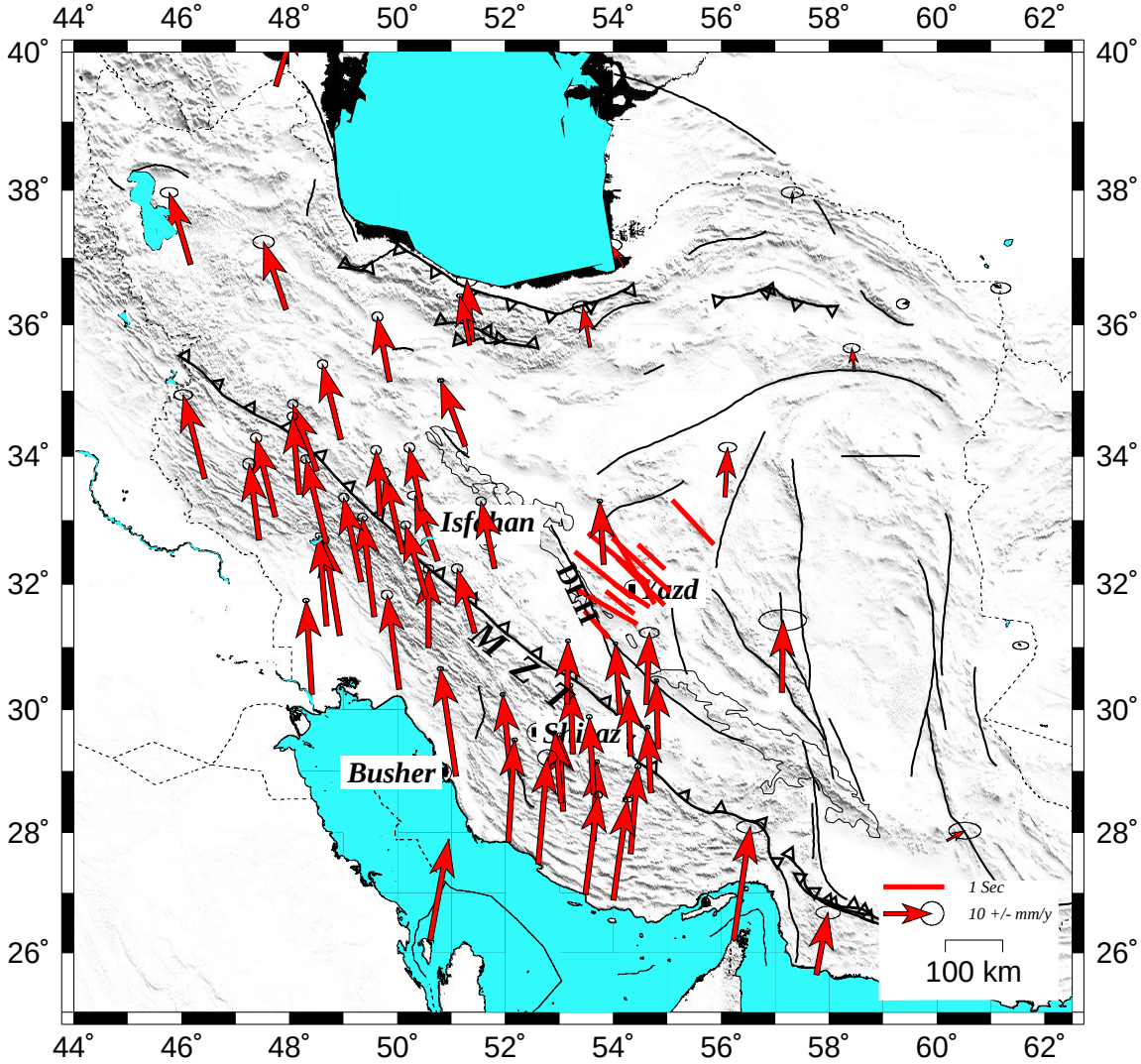


FIG. 5.10 – Carte de la biréfringence moyenne superposée sur les vecteurs de déplacement relatif du Zagros et de l'Iran par rapport à l'Eurasie mesurés par géodésie spatiale (Vernant et al., 2004; Walpersdorf et al., 2004). Nous ne présentons que les délais moyens supérieurs ou égaux à 0.6s. Le délai moyen à chaque station est présenté par un segment de droite (trait épais noir) de longueur proportionnelle au délai et orienté dans l'azimut moyen de l'axe rapide. On constate que la valeur moyenne de biréfringence est inférieure à 0.6s pour toutes les stations dans le Zagros. En Iran central, pour un certain nombre de stations, la biréfringence moyenne est supérieure à 0.6s. L'azimut de l'axe rapide pour ces stations est cohérent avec une direction générale NW-SE. Les flèches grises indiquent le mouvement relatif du Zagros et l'Iran central par rapport à l'Eurasie mesuré par GPS. La longueur des flèches est proportionnelle à l'amplitude du déplacement. On note que le déplacement relatif de l'ensemble Zagros - partie sud du bloc d'Iran central est quasiment homogène.

gence. Si l'origine de l'anisotropie était le mouvement absolu des plaques (MAP), le délai et l'azimut de l'axe rapide devraient être homogènes pour toutes les stations, y-compris pour celles situées dans le Zagros. Nous ne pouvons donc pas lier l'absence ou la présence de biréfringence dans le Zagros et en Iran central au mouvement absolu des plaques.

L'autre cause possible de la biréfringence des ondes SKS est la fabrique cohérente produite par les grandes failles décrochantes. La trace de la faille décrochante de Dehshir longe le profil aux alentours des stations S11, M6 et S12. Bien que cette faille soit décrochante (Berberian, 1981), il faut remarquer que si elle était à l'origine de la biréfringence observée, on devrait également observer la biréfringence aux stations au SW de la faille, ce qui n'est pas le cas. De plus, les délais observés aux stations situées plus proches de cette faille sont moins forts que ceux mesurés aux stations qui se trouvent plus loin vers le nord. D'ailleurs, les mesures GPS (Vernant et al., 2004; Walpersdorf et al., 2004) ne montrent pas particulièrement de déplacement actuel lié à cette faille. L'hypothèse liant l'anisotropie au mouvement de cette faille n'est donc pas valable.

La seule hypothèse qui peut expliquer l'observation de la biréfringence dans une zone relativement limitée, et avec des variations latérales significative est donc la présence d'une anisotropie gelée dans la lithosphère. Cette anisotropie serait plus ancienne que la collision continentale entre le Zagros et l'Iran central, sinon on observerait aussi la biréfringence dans le Zagros.

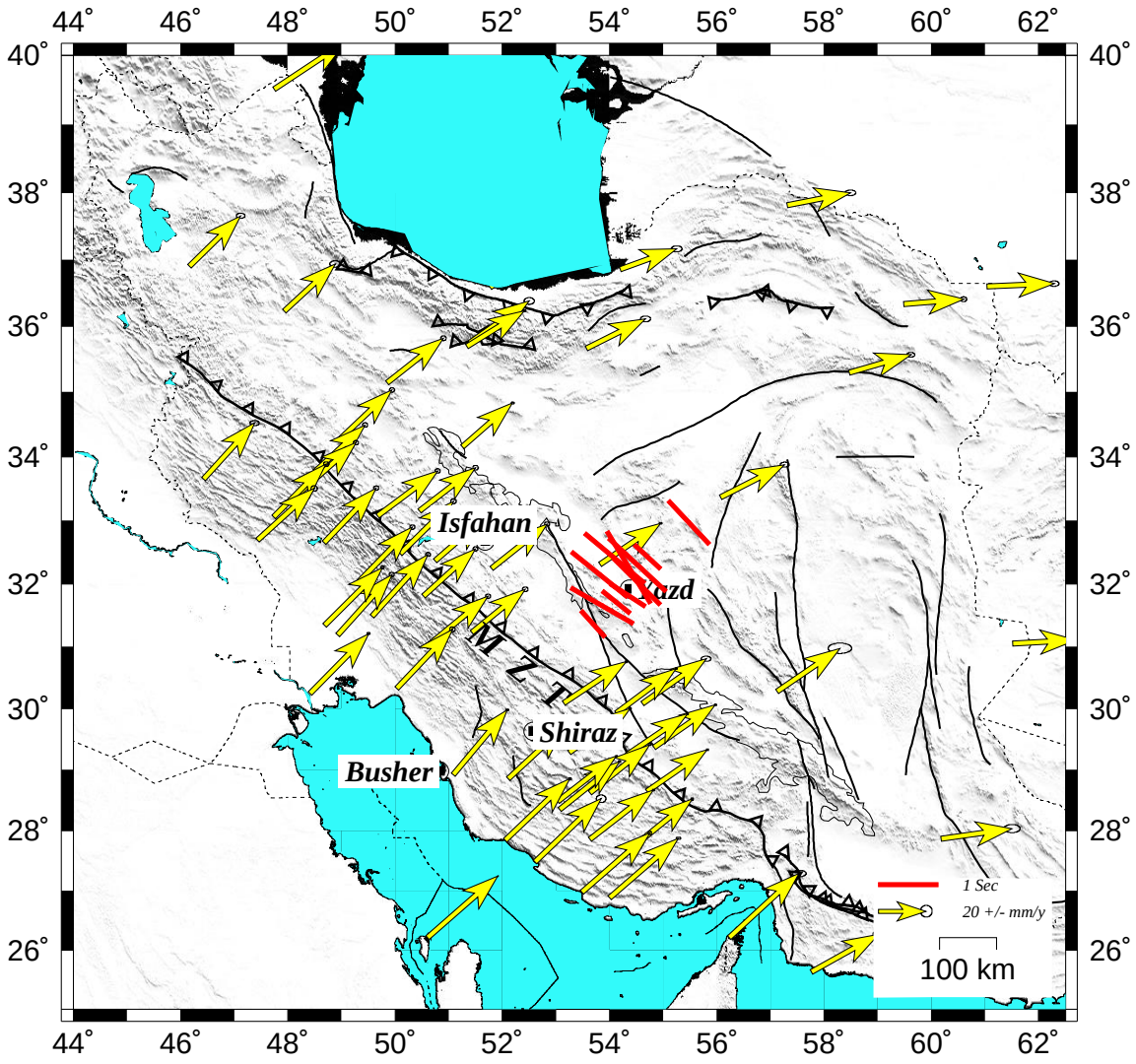


FIG. 5.11 – Même légende que la figure 5.10. Les flèches grises indiquent cette fois le mouvement absolu du Zagros et l'Iran central par rapport à une référence « hotspots » (Argus & Gordon, 1991). On note que le déplacement absolu est homogène dans le Zagros et en Iran central. Il n'y aucun lien entre les biréfringences mesurées et les vecteurs de déplacement absolu.

Conclusion générale

L'objectif de cette thèse était de préciser la structure lithosphérique sous le Zagros et sous une partie de l'Iran central à l'aide d'outils sismologiques appliqués au jeu de données de l'expérience Zagros 2000-2001. Quasiment aucune information sur la structure profonde de ces régions n'existait avant cette étude. Trois outils de la sismologie ont été mis en œuvre afin de répondre à ces questions : l'analyse en fonctions récepteur pour étudier la géométrie du Moho, la tomographie télésismique en ondes P pour caractériser la structure du manteau supérieur, et l'étude de la biréfringence des ondes S pour mettre en évidence les caractéristiques d'anisotropie mantellique.

La figure 5.12 résume les résultats de l'analyse en fonctions récepteur, avec le modèle de croûte compatible avec les données gravimétriques, et les résultats de la tomographie télésismique. Dans cette conclusion, on synthétise et commente séparément les résultats partant sur la structure crustale et mantellique.

Structure crustale

Pour la première fois, une information précise sur les variations d'épaisseur de la croûte sous le Zagros et le sud de l'Iran central à grande échelle a été obtenue grâce à l'analyse en fonctions récepteur (fig. 5.12 haut). Cette analyse a mis en évidence une épaisseur moyenne de 45 km sous le Zagros et 40 km sous l'Iran central, et un épaississement crustal de 20 km sous la zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ) plus de 70 km au nord-est du MZT. Nous avons ensuite cherché un modèle de croûte qui soit aussi compatible avec les données gravimétriques. Pour construire ce modèle, nous avons contraint l'épaisseur de croûte par

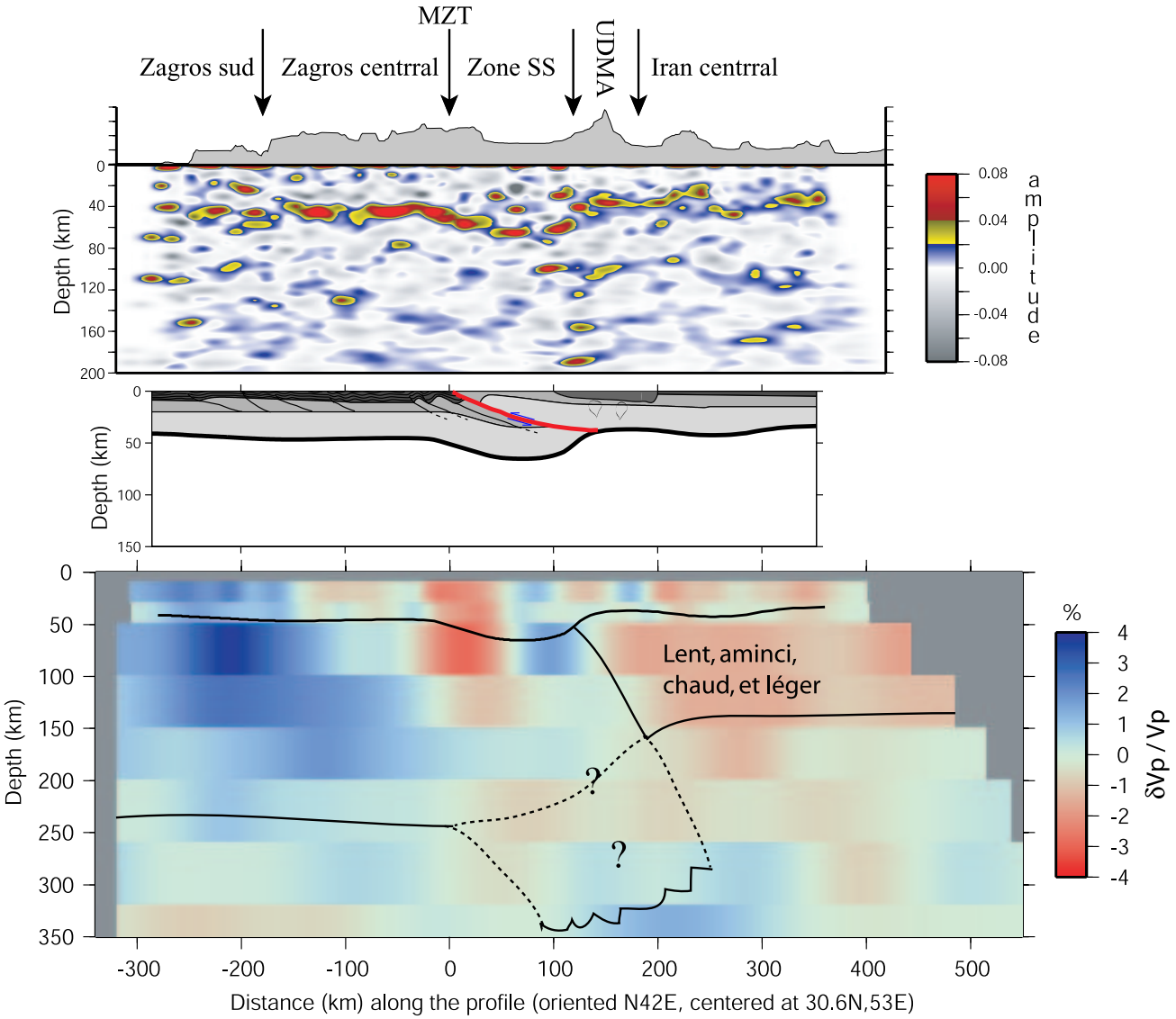


FIG. 5.12 – Synthèse des résultats obtenus le long de la coupe au travers du Zagros. Haut : coupe migrée en fonctions récepteur crustale : l'onde Ps convertie au Moho est bien visible sous la plus grande partie du profil. Centre : coupe crustale 2D compatible avce les données d'anomalie de Bouguer. Bas : coupe dans le modèle obtenu par inversion des résidus télésismiques en onde P et interprétation proposée (voir texte). Les trois coupes sont tracées à la même échelle.

le résultat de l'analyse en fonctions récepteur. Le modèle crustal proposé doit être capable d'expliquer l'épaississement important mais de largeur limitée au nord du MZT. Snyder & Barazangi (1986) ont proposé un modèle crustal basé sur une rhéologie compliquée de la croûte (croûte inférieure rhéologiquement faible) qui permettait une flexure localisée de la croûte pour expliquer les données gravimétriques. Mais, faute de contrainte sur la géométrie du Moho, ils ont trouvé un épaississement localisé exactement sous le MZT comme semble l'imposer la position du minimum de l'anomalie de Bouguer. Une hypothèse possible pour expliquer l'épaississement observé à 70 km au NE du MZT est de l'attribuer à l'épaississement de la marge sud du microcontinent iranien lié à la subduction (marge de type andine) avant la collision continentale. Cette hypothèse nécessiterait que la suture du MZT soit verticale. Or, les observations géologiques (Gansser, 1955; Berberian, 1995) montrent que ce n'est pas le cas. Nous avons donc proposé un redoublement crustal, qui est aussi compatible avec les mesures de raccourcissement obtenues par des coupes équilibrées du Zagros, pour expliquer l'épaississement observé. Dans le modèle gravimétrique nous avons aussi proposé un manteau supérieur plus léger sous l'Iran central que sous le Zagros pour compenser la différence d'épaisseur crustale (fig. 5.12 centre).

Structure mantellique

L'inversion de plus de 5000 temps d'arrivée le long d'un profil de plus de 650 km de longueur nous a permis de caractériser la structure du manteau supérieur jusqu'à 350 km de profondeur (fig. 5.12 bas). De nombreux tests synthétiques de la validité des résultats ont démontré la robustesse des images tomographiques obtenues. Ces tests ont permis de voir une amorce de subduction continentale de la lithosphère d'Arabie sous le bloc d'Iran Central. Pourtant, ils montrent que l'inversion n'est pas capable de révéler la présence ou l'absence d'un slab océanique en subduction sous l'Iran central. Les résultats de l'inversion ont mis en évidence un manteau supérieur rapide sous le Zagros et lent sous l'Iran central. La présence d'un manteau lent et léger sous l'Iran central, peut expliquer la haute altitude moyenne du plateau iranien. Les études en ondes de surface par Maggi & Priestley (2004)

ou Bourova (2004) ont mis en évidence une faible vitesse absolue des ondes S dans le manteau sous l'Iran central. La faible vitesse des ondes S et P, la forte atténuation des ondes S_n (Sandvol et al., 2001; Gök et al., 2003) et la présence du volcanisme post-collision suggèrent que le manteau supérieur sous l'Iran central est chaud. L'existence d'un manteau supérieur lent, chaud et léger peut être expliquée par une remontée de l'asthénosphère. Cette remontée peut ensuite provoquer l'érosion thermique de la base de la lithosphère sous le plateau iranien. La lithosphère mantellique sous l'Iran central doit avoir donc des caractéristiques proches de l'asthénosphère remontée jusqu'à sa base.

Les résultats de la tomographie montrent aussi une frontière oblique entre ces deux manteaux. Ceci permet de proposer un début de subduction continentale de la lithosphère arabique sous celle de l'Iran central. Une subduction continentale avait pu précéder la collision continentale comme le montrent les modélisations analogiques de Regard et al. (2003). Le chevauchement de l'Iran central sur le Zagros pourrait donc avoir débuté par cette subduction continentale et continuerait après la collision continentale.

L'analyse de la biréfringence des ondes S télésismiques a montré, à première vue, une différence majeure entre la lithosphère du Zagros et celle de l'Iran central en terme d'anisotropie sismique. Cette analyse a mis en évidence l'absence de biréfringence des ondes S télésismiques sous le Zagros par opposition à certaines régions d'Iran central. Deux explications principales pour l'absence de biréfringence dans le Zagros sont l'absence d'une fabrique cohérente dans la lithosphère ou la présence de deux couches anisotrope orthogonales dont la biréfringence résultante est nulle. En outre, aucun lien n'a été observé entre la direction de l'axe rapide de la biréfringence observée en Iran central et le déplacement relatif ou absolu des plaques. De plus, une biréfringence relativement forte (plus de 1 seconde de délai entre l'axe rapide et lent) ne peut pas s'expliquer par une anisotropie crustale. Cette biréfringence doit donc avoir son origine dans une anisotropie gelée dans la lithosphère du bloc d'Iran central. L'épisode tectonique ayant produit une fabrique cohérente à l'origine cette anisotropie n'est pas lié à la collision continentale entre la plaque Arabie et le microcontinent iranien sinon on observerait la même biréfringence dans le Zagros.

Perspectives

Ce travail est le premier d'une telle ampleur pour étudier la structure profonde sous une partie de l'Iran. Bourova (2004) a utilisé les données d'ondes de surface de ce même profil pour mesurer des modèles 1D de vitesse d'ondes S. Mais il reste encore notamment à travailler sur la propagation des phases régionales.

Il reste également à pousser plus loin les interprétations de nos résultats par exemple en les comparant à la structure du système Tibet-Himalaya ou en les intégrant dans des modèles thermo-mécaniques.

Les résultats de l'analyse des fonctions récepteur ont montré que pour étudier la structure interne de la croûte, il faut un réseau plus dense que celui de l'expérience Zagros 2000-2001. De plus, l'exigence d'une couverture azimutale complète pour étudier d'éventuelles variations latérales de vitesse des ondes et aussi pour étudier l'anisotropie crustale nécessite une durée d'expérience plus longue.

L'analyse des données de l'expérience Zagros-Alborz menée en 2003 dans le cadre de la collaboration entre le LGIT et l'IIEES sera un complément très intéressant à notre étude.

Enfin, un grand projet d'installation d'un réseau d'une centaine de stations large-bande sur tout le territoire Iranien pendant 2 ans (fig. 5.13) est en cours de définition dans le cadre d'une collaboration de l'Iran avec la France, la Grande Bretagne, l'Allemagne et la Suisse. Ce projet appelé IRMA (pour « Iranien Mantle ») (fig. 5.13) permettra non seulement de préciser la sismicité, mais aussi la structure du manteau sous le plateau et ses relations avec la topographie.

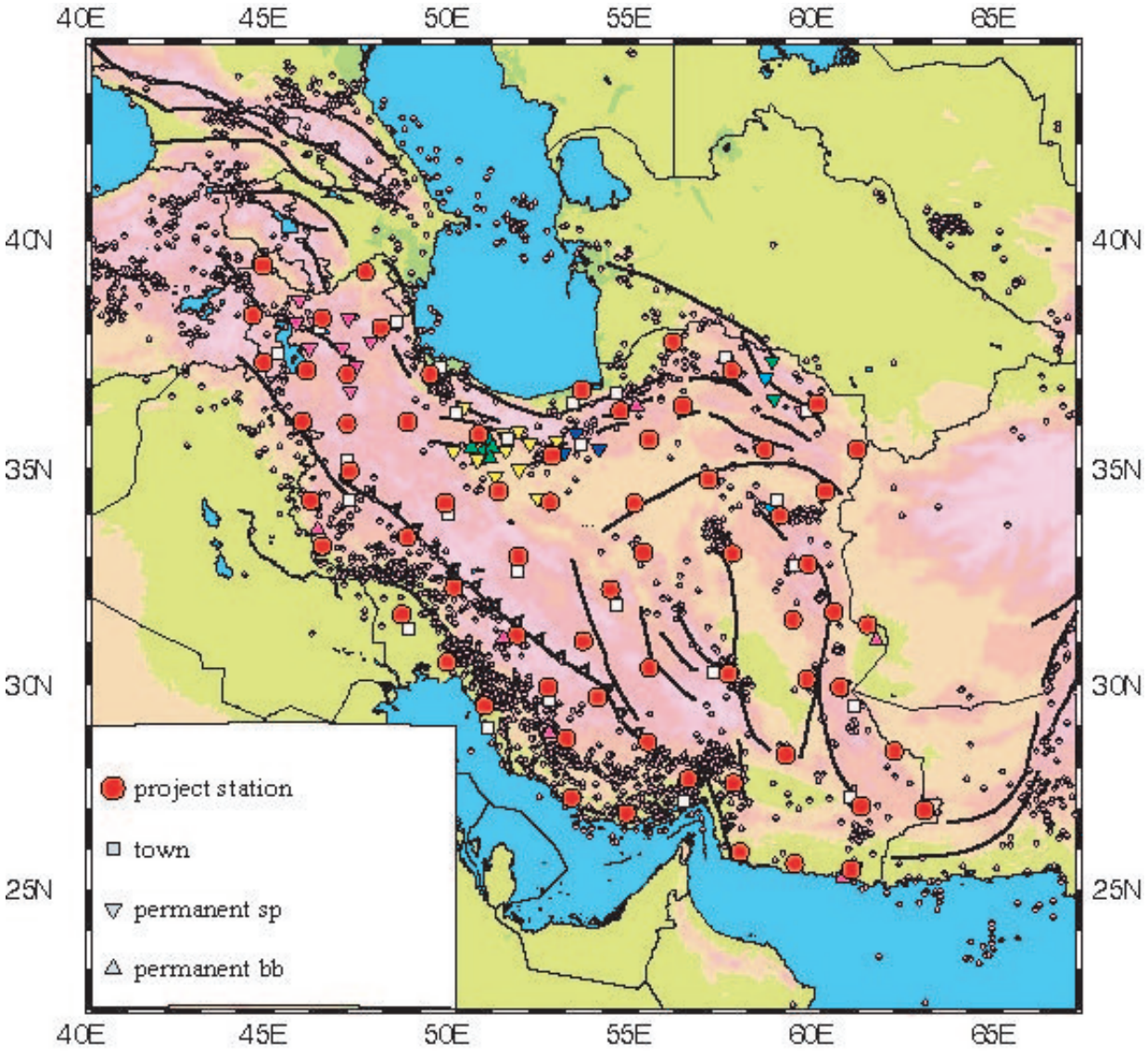


FIG. 5.13 – Réseau de station du projet IRMA. Une couverture complète des stations large-bande est prévué sur tout le territoire iranien. Un tel réseau permettra une étude précise sur la sismicité et la structure mantellique sous le plateau iranien.

Annexe A

Liste de stations

Tab. A.1 – Coordonnées des stations de l'expérience Zagros 2000-2001

Sta.	Lon. (°)	Lat. (°)	Alt. (m)	Capteur	Région
F13	51.12	28.82	70	Le3D-5s	Zagros Sud
F12	51.22	28.77	40		Zagros Sud
F11	51.29	28.96	70	Le3D-5s	Zagros Sud
M1	51.32	29.05	270	CMG-40	Zagros Sud
F10	51.38	29.15	490		Zagros Sud
F9	51.29	29.38	140	Le3D-5s	Zagros Sud
A1	51.31	29.44	150	STS2	Zagros Sud
F8	51.36	29.49	760		Zagros Sud
F7	51.43	29.59	550	Le3D-5s	Zagros Sud
A3	51.86	29.35	730	STS2	Zagros Sud
F6	51.51	29.71	760		Zagros Sud
F5	51.56	29.84	1080	Le3D-5s	Zagros Sud
F4	51.90	29.64	1990		Zagros Sud
A2	51.78	29.79	1450	STS2	Zagros Sud
a2	51.78	29.79	1480	STS2	Zagros Central
F3	52.02	29.68	2230		Zagros Central
F2	52.30	29.61	2070		Zagros Central
M2	52.23	29.71	2290	CMG-40	Zagros Central
F1	52.43	29.69	1780	Le3D-5s	Zagros Central
P1	52.60	29.74	1840	Le3D-5s	Zagros Central
b1	52.56	29.86	1630	STS2	Zagros Central
B1	52.58	29.84	1650	STS2	Zagros Central
P2	52.75	29.86	1600	Le3D-5s	Zagros Central
B2	52.50	30.19	1830	STS2	Zagros Central

Tab. A.1 – suite.

Sta.	Lon. (°)	Lat. (°)	Alt. (m)	Capteur	Région
P3	52.86	30.02	1630		Zagros Central
P4	52.90	30.09	1720	Le3D-5s	Zagros Central
B3	53.06	30.13	1810	STS2	Zagros Central
P5	53.14	30.19	1830	Le3D-5s	Zagros Central
M3	53.25	30.25	1910	CMG-40/L4C	Zagros Central
P6	53.27	30.37	2220	Le3D-5s	Zagros Central
P8	53.17	30.56	2260	Le3D-5s	MZT
P7	53.28	30.52	2500	L22	MZT
P10	53.01	30.91	2150	Le3D-5s	SSZ
M4	53.28	30.71	2390	CMG-40	SSZ
M5	52.85	31.05	1890	CMG-40	SSZ
P9	53.18	30.82	2190	Le3D-5s	SSZ
S9	53.02	31.09	1700	Le3D-5s	SSZ
S8	53.15	31.09	1580		SSZ
S7	53.38	31.08	1550	Le3D-5s	SSZ
S10	53.43	31.21	1480		SSZ
S6	53.50	31.33	1510		SSZ
S11	53.69	31.36	1590	Le3D-5s	SSZ
S5	53.84	31.39	1900		UDMA
M6	53.81	31.58	2540	CMG-40	UDMA
S12	53.86	31.65	2350	Le3D-5s	UDMA
S4	53.95	31.69	2200		UDMA
S3	54.12	31.71	1800	Le3D-5s	UDMA
C1	54.13	31.78	1650	Le3D-5s	UDMA
S2	54.25	31.76	1490	CMG-3	UDMA
C2	53.81	32.15	1500	Le3D-5s	UDMA
s1	54.32	31.83	1290	Le3D-5s	UDMA
S1	54.34	31.82	1280	Le3D-5s	UDMA
S13	54.29	31.99	1170	Le3D-5s	UDMA
D1	54.51	32.04	1660	CMG-3	Iran Central
D3	54.09	32.41	1110	CMG-3	Iran Central
H3	54.48	32.16	1500		Iran Central
H4	54.36	32.26	1400	Le3D-5s	Iran Central
H5	54.52	32.30	1900	Le3D-5s	Iran Central
H6	54.62	32.34	1950		Iran Central
D2	54.71	32.43	1760	CMG-3	Iran Central
H7	54.91	32.45	1000		Iran Central
H1	55.05	32.50	1210	Le3D-5s	Iran Central
H8	55.19	32.50	1480		Iran Central
M7	55.20	32.60	1200	CMG-40	Iran Central
H9	55.33	32.65	1250		Iran Central
H10	55.38	32.73	1150	Le3D-5s	Iran Central
H12	55.43	32.80	1085		Iran Central
H11	55.49	32.87	1490	Le3D-5s	Iran Central
M8	55.48	32.97	1480	CMG-40	Iran Central

Annexe B

Evénements télésismiques utilisés dans l'analyse des FR et l'étude de tomographie

TAB. B.1 – Liste des événements utilisés pour l'analyse en fonctions récepteur et la tomographie télésismique.

Heure origine	Mag.	Lat.	Lon.	Baz.	Dist	Localité
2000/11/08-18 :36	5.7 Mw	23.25	124.15	78	63	Southwestern Ryukyu Islands, Japan
2000/11/09-00 :32	5.5 Mw	-2.46	140.00	94	89	Near north coast of Irian Jaya, Indonesia
2000/11/09-01 :46	5.7 Mw	5.74	127.17	93	73	Philippine Islands region
2000/11/10-20 :10	5.7 Mw	36.60	4.77	292	40	Northern Algeria
2000/11/12-01 :15	5.1 Mw	-5.88	70.74	152	40	Chagos Archipelago region
2000/11/13-08 :56	5.5 Mw	21.69	92.91	94	37	Myanmar-Bangladesh border region
2000/11/13-15 :57	6.0 Mw	42.49	144.76	51	71	Hokkaido, Japan, region
2000/11/13-21 :24	5.1 Mw	81.12	-116.43	358	68	Arctic Ocean
2000/11/14-03 :52	5.6 Mw	42.52	144.78	51	71	Hokkaido, Japan, region
2000/11/15-09 :23	5.5 Mw	17.34	119.79	86	62	Philippine Islands region
2000/11/16-04 :54	8.0 Mw	-3.98	152.17	89	100	New Ireland, Papua New Guinea, region
2000/11/17-21 :01	7.8 Mw	-5.50	151.78	90	100	New Britain, Papua New Guinea, region
2000/11/18-06 :54	6.8 Mw	-5.23	151.77	90	100	New Britain, Papua New Guinea, region
2000/11/21-20 :40	5.1 Mb	51.75	-176.90	28	87	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States
2000/11/23-17 :11	5.6 Mw	12.87	144.70	78	85	South of Mariana Islands
2000/11/29-01 :48	5.5 Mw	13.78	120.66	89	64	Mindoro, Philippine Islands
2000/11/29-10 :35	5.8 Mw	63.88	-150.15	10	84	Central Alaska, United States
2000/12/01-13 :27	5.8 Mw	35.26	-35.33	301	72	Northern Mid-Atlantic Ridge
2000/12/02-04 :16	5.0 Mb	-7.15	27.75	217	45	Zaire
2000/12/03-12 :55	5.7 Mw	51.67	-178.16	29	87	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States
2000/12/04-07 :54	5.2 Mb	1.44	99.74	114	53	Northern Sumatera, Indonesia
2000/12/04-16 :47	5.7 Mw	35.75	140.95	59	71	Near east coast of eastern Honshu, Japan
2000/12/05-11 :08	5.7 Mw	4.22	126.44	95	74	Talaud Islands, Indonesia
2000/12/05-22 :11	5.9 Mw	52.58	-167.85	24	90	Fox Islands, Aleutian Islands, United States
2000/12/06-18 :40	5.0 Mb	63.91	-150.28	10	84	Central Alaska, United States
2000/12/10-10 :05	5.5 Mw	-0.85	121.55	102	72	Minahassa Peninsula, Sulawesi, Indonesia
2000/12/10-13 :30	5.5 Mw	19.83	121.19	83	62	Philippine Islands region
2000/12/10-18 :58	5.7 Mw	0.50	127.38	98	76	Halmahera, Indonesia
2000/12/12-20 :32	5.4 Mw	24.15	122.48	78	61	Taiwan region
2000/12/15-14 :08	5.3 Mw	-5.51	-11.53	252	71	Ascension Island region
2000/12/19-13 :11	6.2 Mw	11.77	144.76	79	86	South of Mariana Islands
2000/12/20-09 :19	5.4 Mw	53.42	159.84	36	75	Near east coast of Kamchatka Peninsula, Russia
2000/12/21-01 :01	6.4 Mw	-5.71	151.12	91	100	New Britain, Papua New Guinea, region
2000/12/22-00 :40	5.6 Mw	56.82	-158.34	17	89	Alaska Peninsula, United States
2000/12/22-10 :13	6.2 Mw	44.79	147.20	48	72	Kuril Islands, Russia
2000/12/23-07 :13	6.0 Mw	-7.87	135.82	100	88	Aru Islands, Indonesia, region
2000/12/24-03 :11	5.6 Mw	-4.20	123.25	104	75	Banda Sea
2000/12/28-18 :54	5.4 Mw	-4.86	102.60	118	59	Southern Sumatera, Indonesia
2000/12/28-21 :06	5.4 Mw	-0.46	119.92	103	71	Minahassa Peninsula, Sulawesi, Indonesia
2000/12/31-01 :45	5.1 Mw	81.53	120.28	9	57	East of Severnaya Zemlya

TAB. B.1 – suite.

Heure origine	Mag.	Lat.	Lon.	Baz.	Dist	Localité
2001/01/01-06 :57	7.5 Mw	6.90	126.58	92	72	Mindanao, Philippine Islands
2001/01/01-08 :54	6.8 Mw	6.63	126.90	92	73	Mindanao, Philippine Islands
2001/01/02-07 :30	6.4 Mw	6.75	126.81	92	73	Mindanao, Philippine Islands
2001/01/02-19 :37	5.5 Mw	1.29	-27.78	266	81	Central Mid-Atlantic Ridge
2001/01/03-14 :47	5.9 Mw	43.93	147.81	49	73	Kuril Islands, Russia
2001/01/04-04 :18	5.3 Mw	36.98	138.63	59	69	Eastern Honshu, Japan
2001/01/05-11 :40	5.3 Mw	-17.58	-13.57	243	80	Southern Mid-Atlantic Ridge
2001/01/05-11 :54	5.5 Mw	-0.66	-22.74	262	78	Central Mid-Atlantic Ridge
2001/01/05-22 :51	5.5 Mw	6.92	126.84	92	73	Mindanao, Philippine Islands
2001/01/06-04 :45	5.6 Mw	6.77	126.87	92	73	Mindanao, Philippine Islands
2001/01/06-15 :55	5.7 Mw	5.85	127.35	93	74	Philippine Islands region
2001/01/07-06 :26	5.4 Mw	59.43	147.23	34	66	Eastern Siberia, Russia
2001/01/07-12 :55	5.4 Mw	-8.70	108.89	117	66	Jawa, Indonesia
2001/01/08-04 :20	5.1 Mw	5.53	127.37	93	74	Philippine Islands region
2001/01/10-16 :02	7.0 Mw	57.78	-153.21	14	89	Kodiak Island, Alaska, United States, region
2001/01/10-16 :11	5.0 Mb	56.61	-153.21	14	90	Kodiak Island, Alaska, United States, region
2001/01/10-20 :12	5.0 Ms	56.93	-153.70	14	90	Kodiak Island, Alaska, United States, region
2001/01/12-02 :37	5.1 Mw	26.98	-44.67	297	83	Northern Mid-Atlantic Ridge
2001/01/12-19 :18	5.5 Mw	17.33	120.91	85	63	Luzon, Philippine Islands
2001/01/14-08 :58	5.9 Mw	22.94	143.75	70	79	Volcano Islands, Japan, region
2001/01/15-05 :52	6.4 Mw	-40.34	78.36	160	74	Mid-Indian Ridge
2001/01/15-23 :03	5.3 Mw	-0.25	122.93	101	73	Minahassa Peninsula, Sulawesi, Indonesia
2001/01/16-13 :25	6.0 Mb	-3.96	101.75	118	58	Southern Sumatera, Indonesia
2001/01/16-13 :25	6.9 Mw	-4.22	101.78	118	58	Southern Sumatera, Indonesia
2001/01/16-14 :25	5.6 Mb	-4.31	101.65	118	58	Southern Sumatera, Indonesia
2001/01/16-16 :49	5.7 Mw	-4.19	101.60	118	58	Southern Sumatera, Indonesia
2001/01/18-07 :23	5.5 Mw	-13.77	66.19	162	46	Mid-Indian Ridge
2001/01/18-12 :32	5.6 Mw	2.49	126.34	96	74	Northern Molucca Sea
2001/01/19-20 :26	5.2 Mb	-8.78	112.58	114	69	Jawa, Indonesia
2001/01/20-21 :59	5.5 Mw	2.87	126.53	96	74	Northern Molucca Sea
2001/01/20-22 :48	5.3 Mw	45.83	-28.14	309	63	Northern Mid-Atlantic Ridge
2001/01/21-01 :32	5.3 Mw	44.91	-28.11	308	63	Northern Mid-Atlantic Ridge
2001/01/21-04 :44	5.6 Mw	10.17	126.22	90	70	Philippine Islands region
2001/01/21-11 :58	5.3 Mw	45.10	-28.14	308	63	Northern Mid-Atlantic Ridge
2001/01/23-04 :12	5.0 Ms	53.43	-35.45	319	65	Reykjanes Ridge
2001/01/23-04 :13	5.3 Mw	53.39	-35.33	319	65	Reykjanes Ridge
2001/01/23-16 :11	5.4 Mw	29.94	142.22	64	75	Southeast of Honshu, Japan
2001/01/23-16 :24	5.6 Mw	29.99	142.36	64	75	Southeast of Honshu, Japan
2001/01/23-17 :38	5.6 Mw	-0.20	99.25	116	54	Southern Sumatera, Indonesia
2001/01/24-05 :34	5.7 Mw	-0.60	-19.86	261	76	Central Mid-Atlantic Ridge
2001/01/25-05 :29	5.5 Mw	60.11	-152.36	12	87	Southern Alaska, United States
2001/01/29-23 :21	6.2 Mw	-0.68	133.33	96	82	Irian Jaya, Indonesia, region
2001/01/31-15 :17	5.1 Mb	-17.15	-14.84	244	81	Southern Mid-Atlantic Ridge
2001/02/01-18 :19	6.0 Mw	51.44	-177.80	29	87	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States
2001/02/05-03 :49	5.4 Mw	64.43	-131.15	2	85	Southern Yukon Territory, Canada
2001/02/07-15 :16	5.7 Mw	52.75	153.85	39	72	Northwest of Kuril Islands, Russia
2001/02/08-05 :41	5.8 Mw	24.27	125.11	76	63	Southwestern Ryukyu Islands, Japan
2001/02/09-17 :02	5.3 Mw	1.28	123.27	99	72	Minahassa Peninsula, Sulawesi, Indonesia
2001/02/11-21 :50	5.3 Mw	57.12	-153.57	14	90	Kodiak Island, Alaska, United States, region
2001/02/13-19 :28	7.4 Mw	-4.68	102.56	118	59	Southern Sumatera, Indonesia
2001/02/14-04 :45	5.6 Mw	-5.16	102.49	118	59	Southern Sumatera, Indonesia
2001/02/14-13 :36	5.6 Mw	48.54	153.30	43	74	Kuril Islands, Russia
2001/02/15-14 :46	5.3 Mw	-4.78	102.76	118	59	Southern Sumatera, Indonesia
2001/02/16-05 :59	6.1 Mw	-7.16	117.49	110	72	Bali Sea
2001/02/16-13 :10	5.2 Mw	-4.78	102.74	118	59	Southern Sumatera, Indonesia
2001/02/17-17 :49	5.5 Mw	20.25	122.43	82	63	Philippine Islands region
2001/02/18-13 :04	6.0 Mw	-47.46	32.39	194	80	Prince Edward Islands, South Africa, region
2001/02/21-15 :22	5.7 Mw	-4.90	102.45	118	59	Southern Sumatera, Indonesia
2001/02/21-22 :50	5.5 Mw	6.62	126.92	92	73	Mindanao, Philippine Islands
2001/02/23-00 :09	5.6 Mw	29.51	101.13	79	41	Sichuan, China
2001/02/23-10 :15	5.2 Mw	13.74	-45.59	286	90	Northern Mid-Atlantic Ridge
2001/02/23-23 :53	5.3 Mw	53.76	169.50	33	79	Komandorsky Islands, Russia, region
2001/02/24-07 :23	7.1 Mw	1.27	126.25	98	75	Northern Molucca Sea
2001/02/24-16 :07	5.8 Mw	1.56	126.35	97	75	Northern Molucca Sea
2001/02/24-16 :33	6.2 Mw	1.55	126.43	97	75	Northern Molucca Sea
2001/02/24-21 :53	5.9 Mw	37.22	142.15	57	72	Off east coast of Honshu, Japan
2001/02/24-22 :12	5.6 Mw	-1.14	67.79	153	35	Carlsberg Ridge
2001/02/26-05 :58	6.1 Mw	46.81	144.53	47	69	Sea of Okhotsk
2001/02/26-06 :03	5.6 Mw	-43.31	39.28	190	75	Prince Edward Islands, South Africa, region
2001/02/26-09 :18	5.4 Mw	1.30	126.39	97	75	Northern Molucca Sea
2001/02/26-18 :23	5.0 Mw	12.19	144.17	79	85	South of Mariana Islands
2001/02/28-09 :35	5.8 Mw	6.58	126.85	93	73	Mindanao, Philippine Islands

TAB. B.1 – suite.

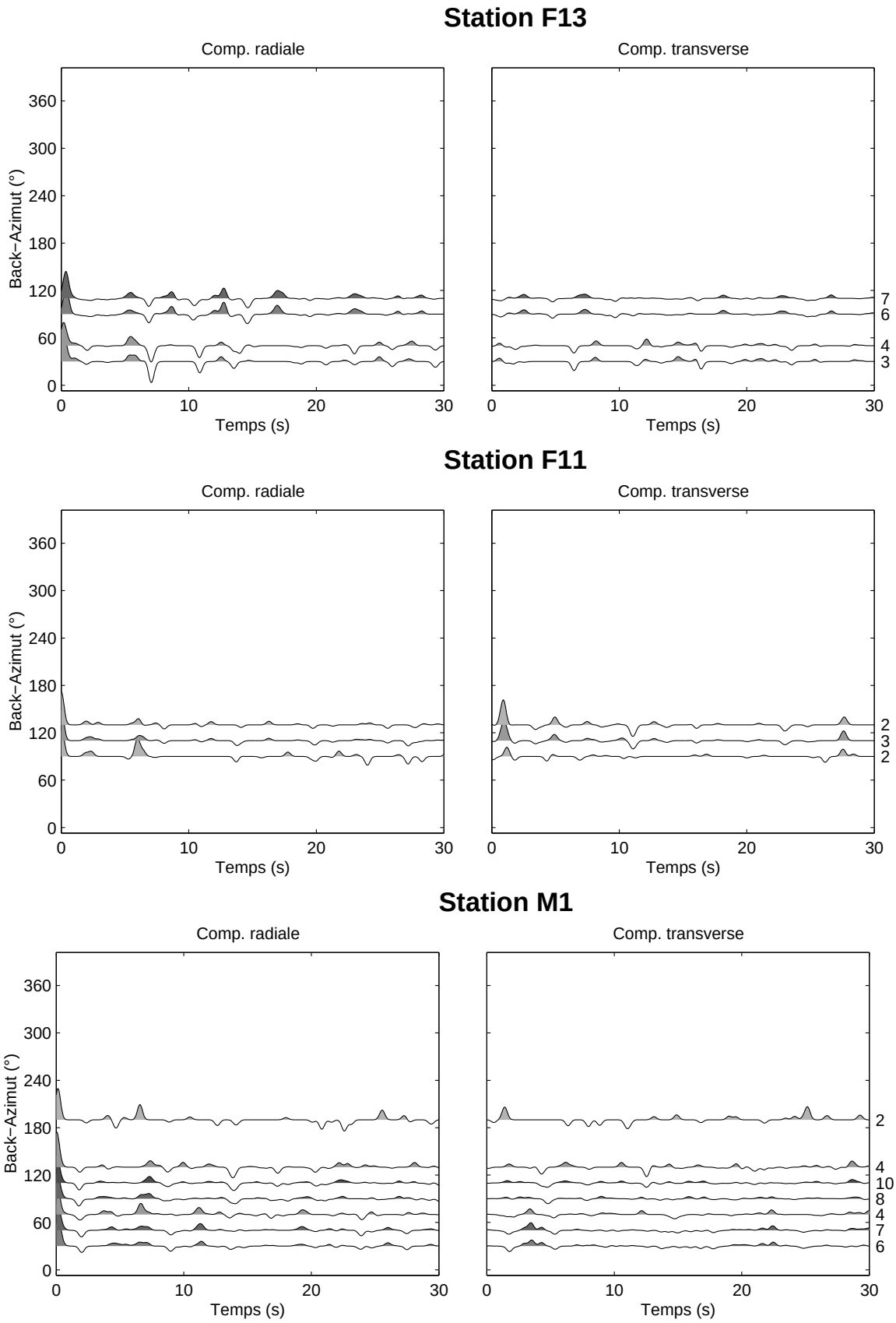
Heure origine	Mag.	Lat.	Lon.	Baz.	Dist	Localité
2001/03/01-16 :37	5.3 Mw	23.74	121.18	78	60	Taiwan
2001/03/03-03 :03	5.2 Mw	22.80	145.81	69	81	North Pacific Ocean
2001/03/05-11 :08	5.5 Mw	28.56	129.20	70	65	Ryukyu Islands, Japan
2001/03/05-15 :50	5.9 Mw	34.37	86.90	73	29	Xizang
2001/03/05-21 :24	5.1 Ms	-9.76	108.82	118	67	South of Jawa, Indonesia
2001/03/07-18 :10	6.0 Mw	-6.81	-12.91	251	73	Ascension Island region
2001/03/08-01 :38	5.2 Mb	-8.93	123.58	108	78	Flores, Indonesia, region
2001/03/08-21 :11	5.4 Mw	-5.36	102.19	119	59	Southern Sumatera, Indonesia
2001/03/09-02 :56	5.3 Mw	-6.35	130.17	102	82	Banda Sea
2001/03/09-07 :10	5.1 Mw	64.22	-130.92	2	85	Northwest Territories, Canada
2001/03/10-11 :20	4.6 Ms	34.98	26.25	288	23	Crete, Greece
2001/03/11-07 :06	5.2 Mw	-4.25	89.81	128	49	South Indian Ocean
2001/03/12-23 :35	5.8 Mw	-7.21	106.12	117	63	Jawa, Indonesia
2001/03/13-20 :04	5.7 Mw	18.77	121.22	84	62	Luzon, Philippine Islands
2001/03/14-18 :56	6.0 Mw	0.45	121.89	101	72	Minahassa Peninsula, Sulawesi, Indonesia
2001/03/15-00 :39	5.4 Mw	8.72	93.96	111	44	Nicobar Islands, India, region
2001/03/15-01 :22	6.0 Mw	8.66	94.13	111	44	Nicobar Islands, India, region
2001/03/16-21 :03	5.0 Mw	37.70	-32.34	302	69	Azores Islands region
2001/03/17-07 :24	5.5 Mw	46.69	151.30	45	74	Kuril Islands, Russia
2001/03/19-05 :52	6.5 Mw	-4.29	128.20	101	80	Banda Sea
2001/03/19-05 :56	5.8 Mb	-4.00	127.85	101	79	Seram, Indonesia
2001/03/23-06 :55	5.2 Mw	-10.49	113.90	115	71	South of Jawa, Indonesia
2001/03/23-11 :30	6.0 Mw	44.71	148.54	48	73	Kuril Islands, Russia
2001/03/24-06 :27	6.8 Mw	34.83	132.53	63	65	Western Honshu, Japan
2001/03/24-21 :24	5.2 Mw	38.38	143.25	56	72	Off east coast of Honshu, Japan
2001/03/30-07 :24	5.2 Mw	-41.98	88.44	154	79	Southeast Indian Ridge
2001/03/30-20 :25	5.5 Mw	-2.75	138.90	94	88	Irian Jaya, Indonesia
2001/04/01-04 :16	5.3 Mw	-52.17	16.79	201	88	Southwest of Africa
2001/04/01-08 :37	5.5 Mw	-34.41	55.46	178	65	Southwest Indian Ridge
2001/04/02-06 :50	5.7 Mw	11.85	147.32	78	88	South of Mariana Islands
2001/04/02-19 :54	5.5 Mw	40.59	141.77	54	70	Near east coast of eastern Honshu, Japan
2001/04/04-07 :44	6.4 Mw	-5.18	132.37	100	84	Aru Islands, Indonesia, region
2001/04/04-13 :06	5.5 Mw	-34.41	55.46	178	65	Southwest Indian Ridge
2001/04/06-09 :33	5.2 Mw	53.67	-35.28	319	65	Reykjanes Ridge
2001/04/06-09 :58	5.2 Mw	53.64	-35.23	319	65	Reykjanes Ridge
2001/04/07-12 :13	5.8 Mw	21.70	143.32	71	80	Mariana Islands region
2001/04/08-10 :54	5.1 Mb	-25.90	67.70	164	58	Indian Ocean Triple Junction
2001/04/08-11 :57	5.5 Mw	-4.38	102.20	118	58	Southern Sumatera, Indonesia
2001/04/09-17 :38	5.1 Mw	40.82	20.41	300	28	Greece-Albania border region
2001/04/09-19 :56	5.1 Mw	-17.29	-14.65	244	81	Southern Mid-Atlantic Ridge

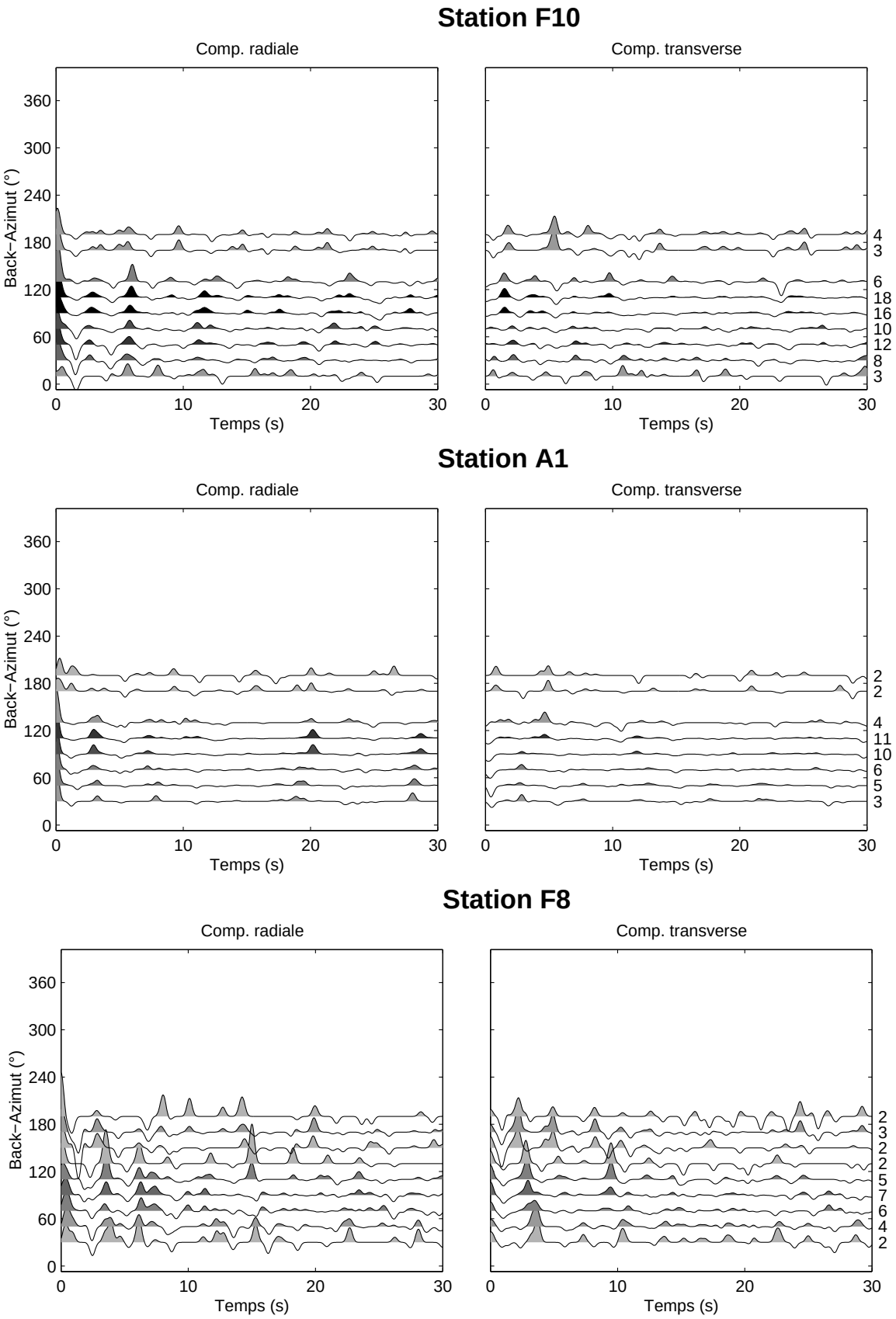
Annexe C

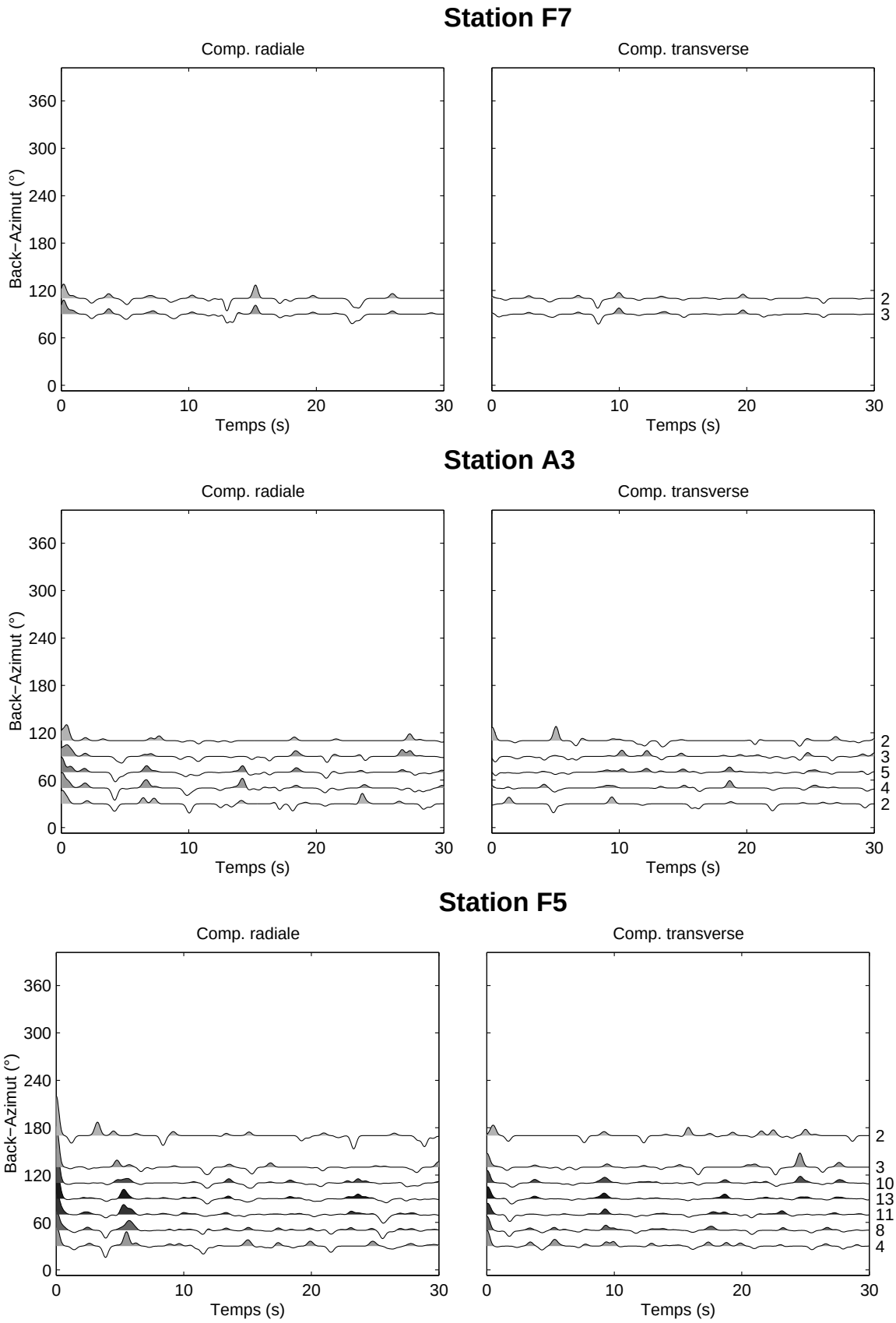
Fonctions Récepteur aux stations du profil Zagros 2000-2001

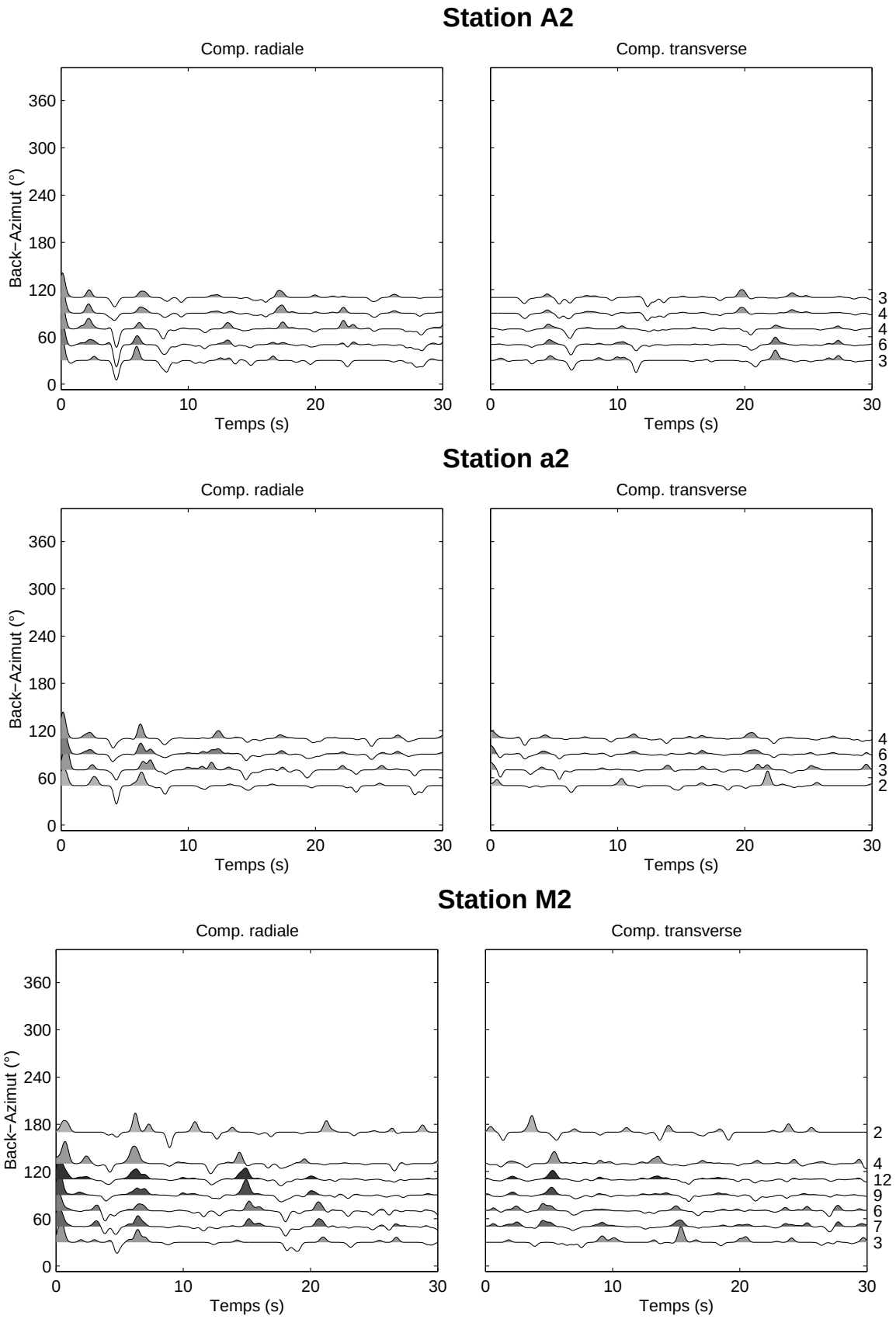
Les fonctions récepteur (FR) obtenues à l'ensemble des stations le long du profil Zagros sont présentées sur les pages suivants. Ces FR sont calculées par la méthode de convolution itérative en domaine temporel puis convoluées avec une gaussienne de demie-largeur 0.2s (voir section 3.1.1.2).

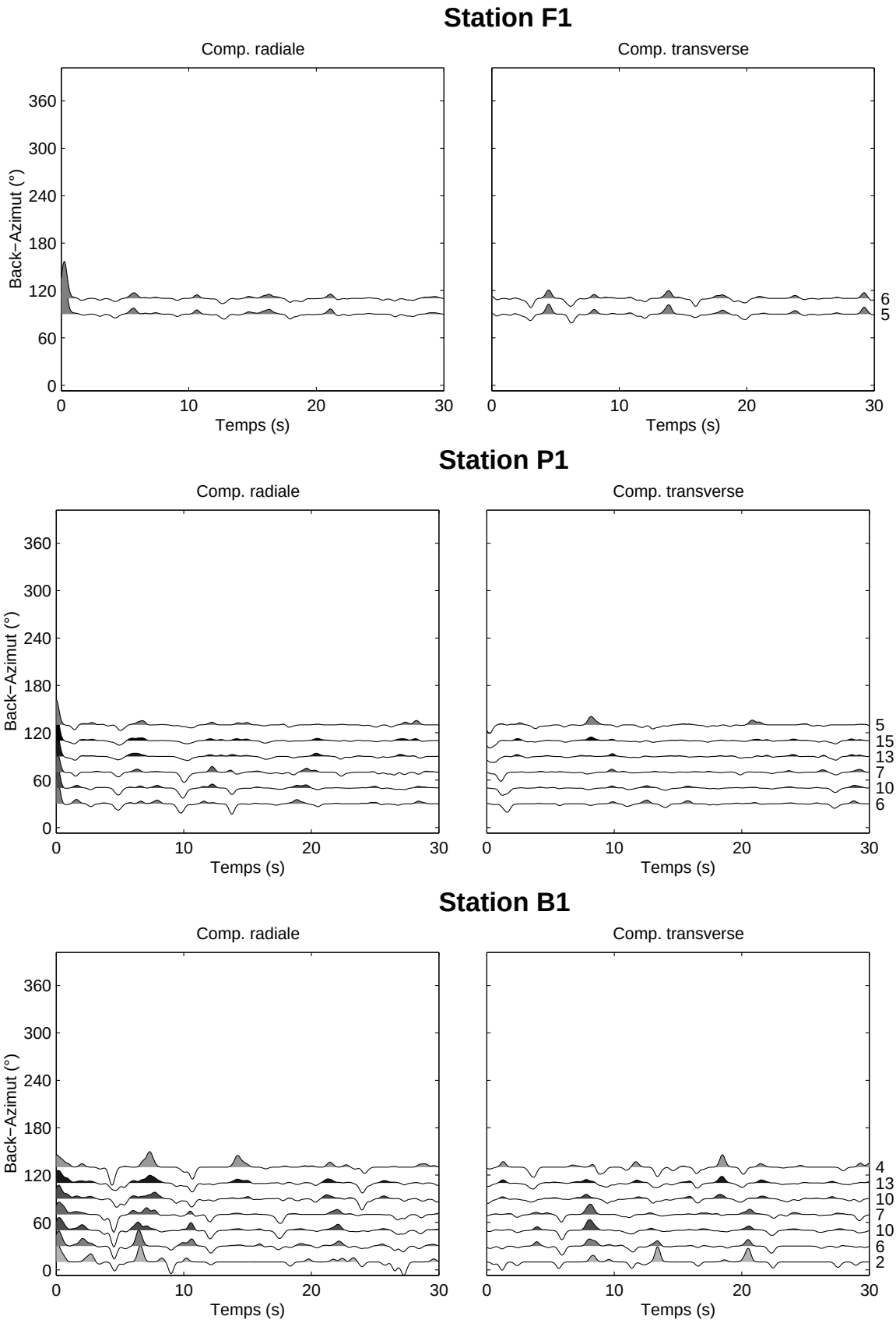
A chaque station, nous représentons les sommes des FR, en composantes radiale et transverse, en fonction du back-azimut des événements. Afin de mieux faire ressortir la continuité des phases, nous avons sommé les FR dans des tranches de 20° en back-azimut et avec un pas de recouvrement de 20°. Une même FR peut donc contribuer à deux sommes de FR. Le nombre d'événements utilisés dans chaque tranche est indiqué à droite de chaque FR moyenne. La couleur de présentation de chaque FR moyenne est modulée en fonction de cette valeur du gris clair (faible taux de sommation) au noir (taux fort). L'ordre de représentation des FR pour chaque station suit la position des stations le long du profil du SW vers le NE.

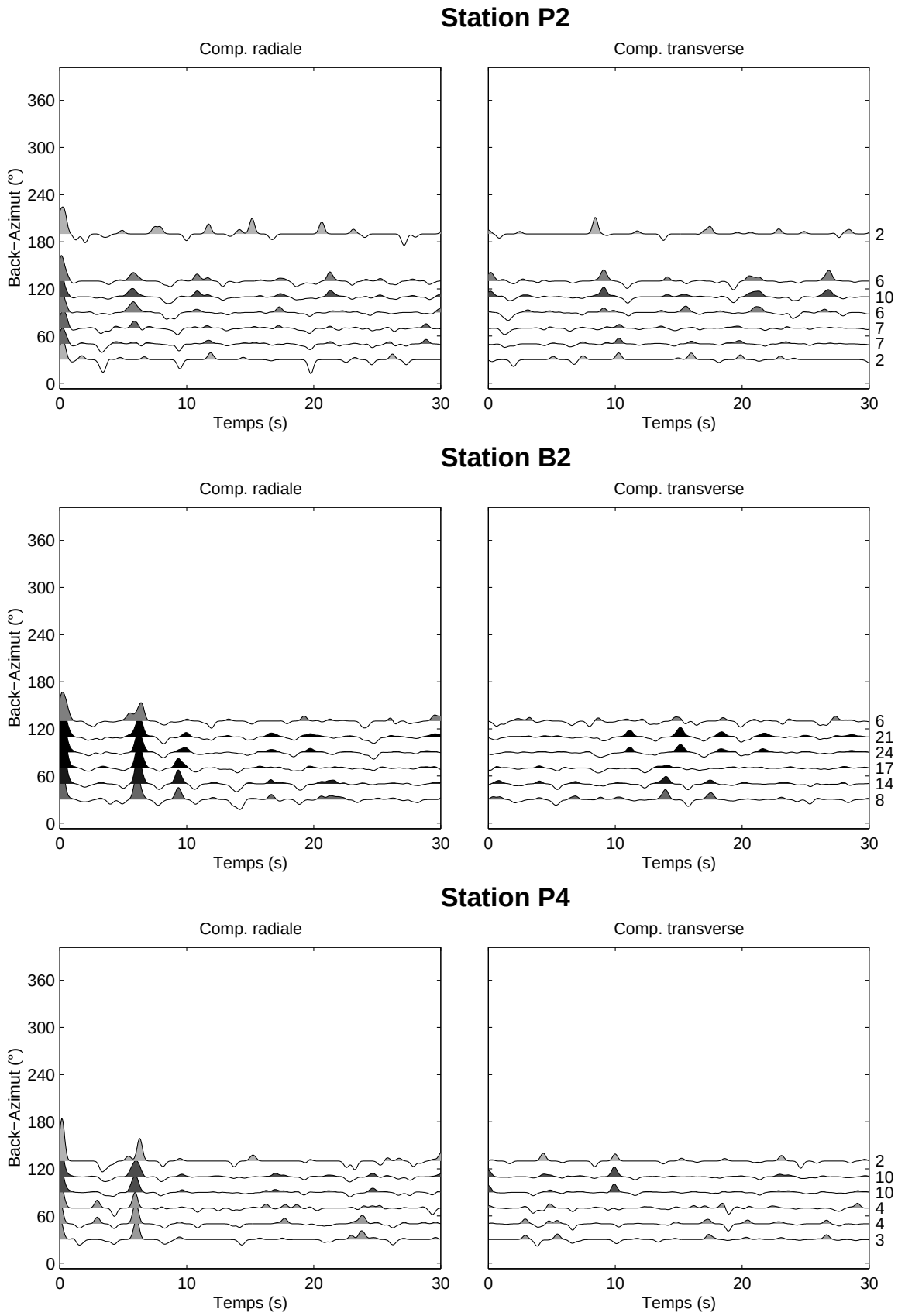

Station F13
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
360
300
240
180
120
60
0
0
10
20
30
Temps (s)
7
6
4
3
Station F11
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
3
2
Station M1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
4
10
8
4
7
6

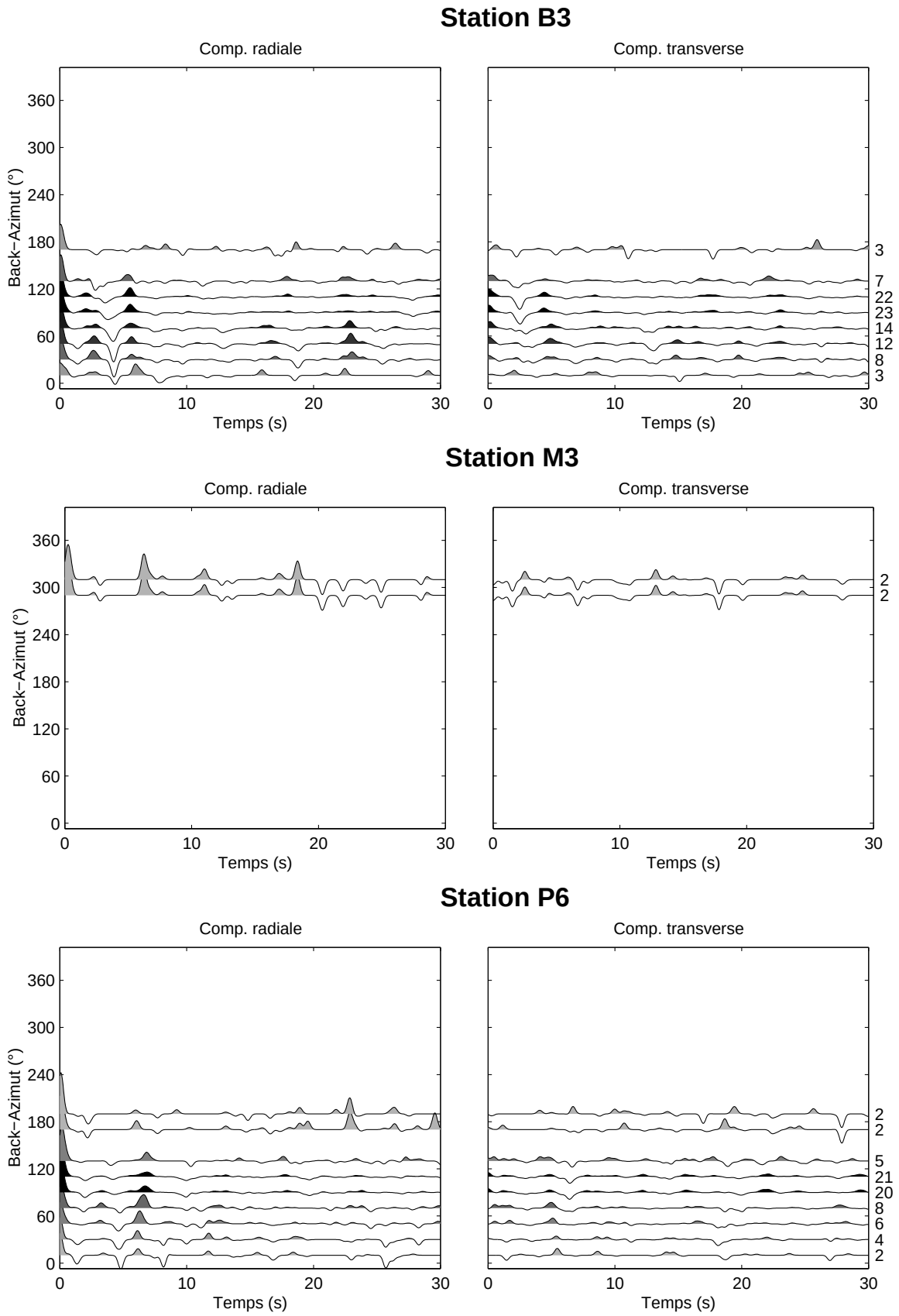

Station F10
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
4
3
6
18
16
10
12
8
3
Station A1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
4
11
10
6
5
3
Station F8
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
3
2
2
5
7
6
4
2

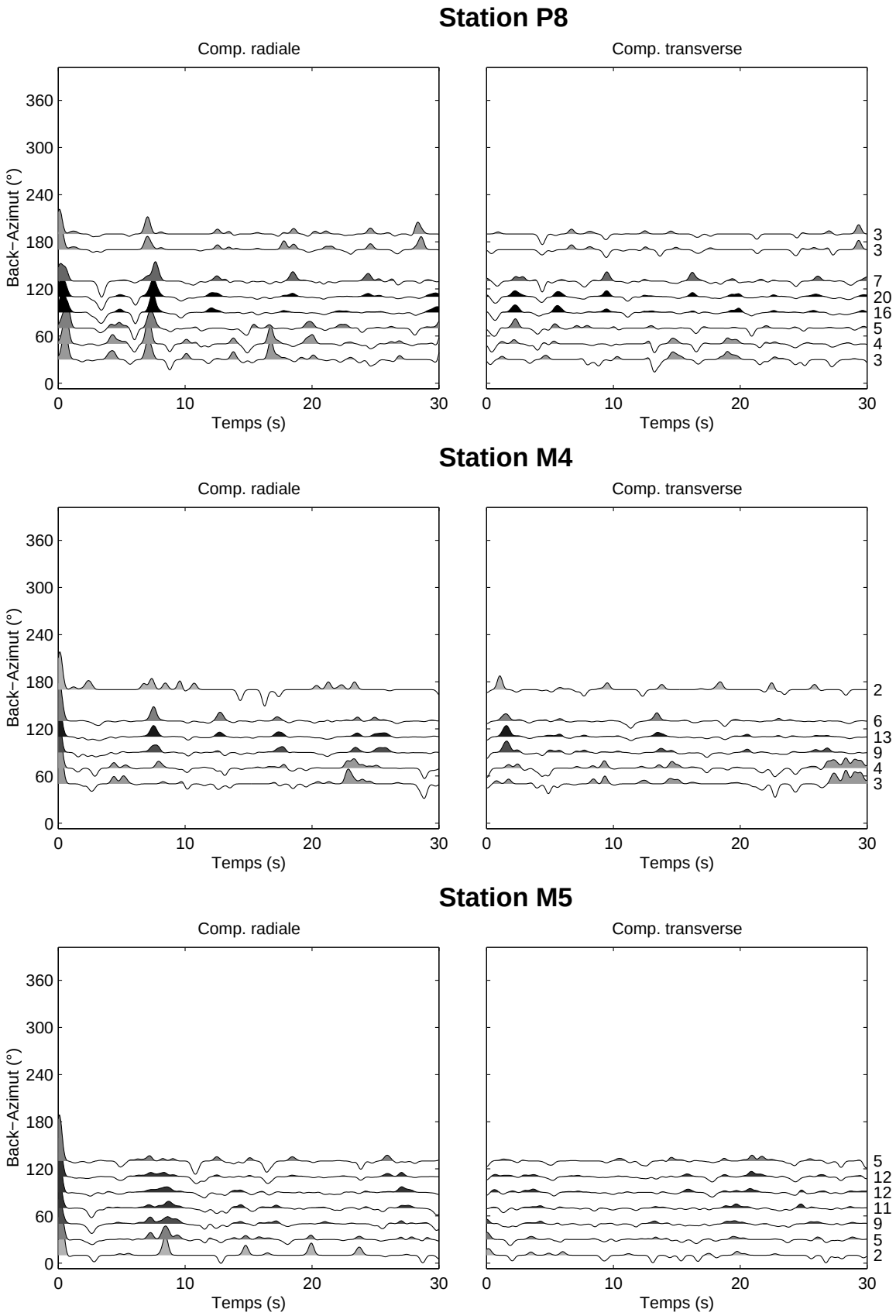

Station F7
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
360
300
240
180
120
60
0
0
10
20
30
Temps (s)
2
3
Station A3
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
3
5
4
2
Station F5
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
3
10
13
11
8
4

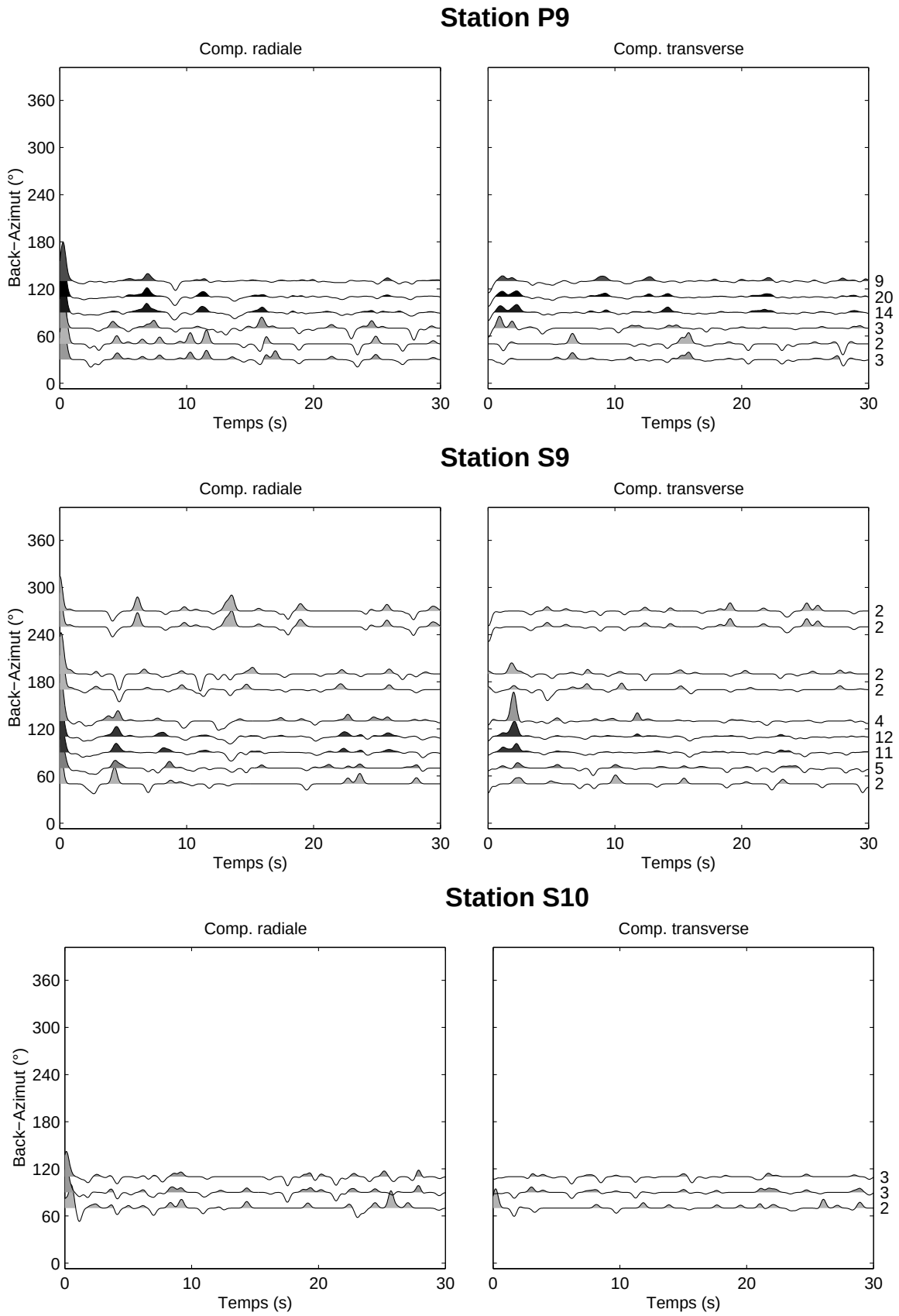

Station A2
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
3
4
4
6
3
Station a2
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
4
6
3
2
Station M2
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
4
12
9
6
7
3

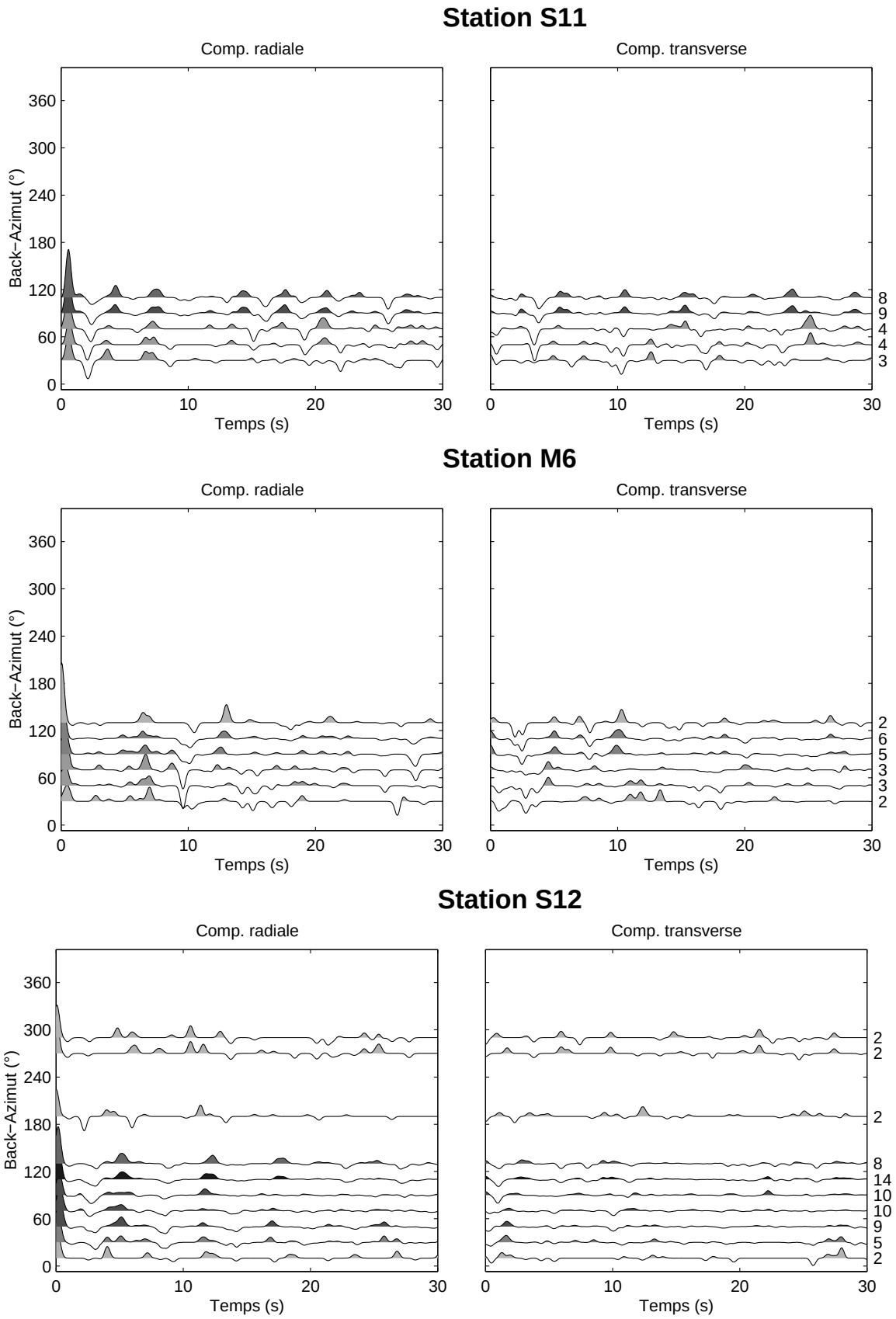

Station F1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
6
5
Station P1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
5
15
13
7
10
6
Station B1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
4
13
10
7
10
6
2

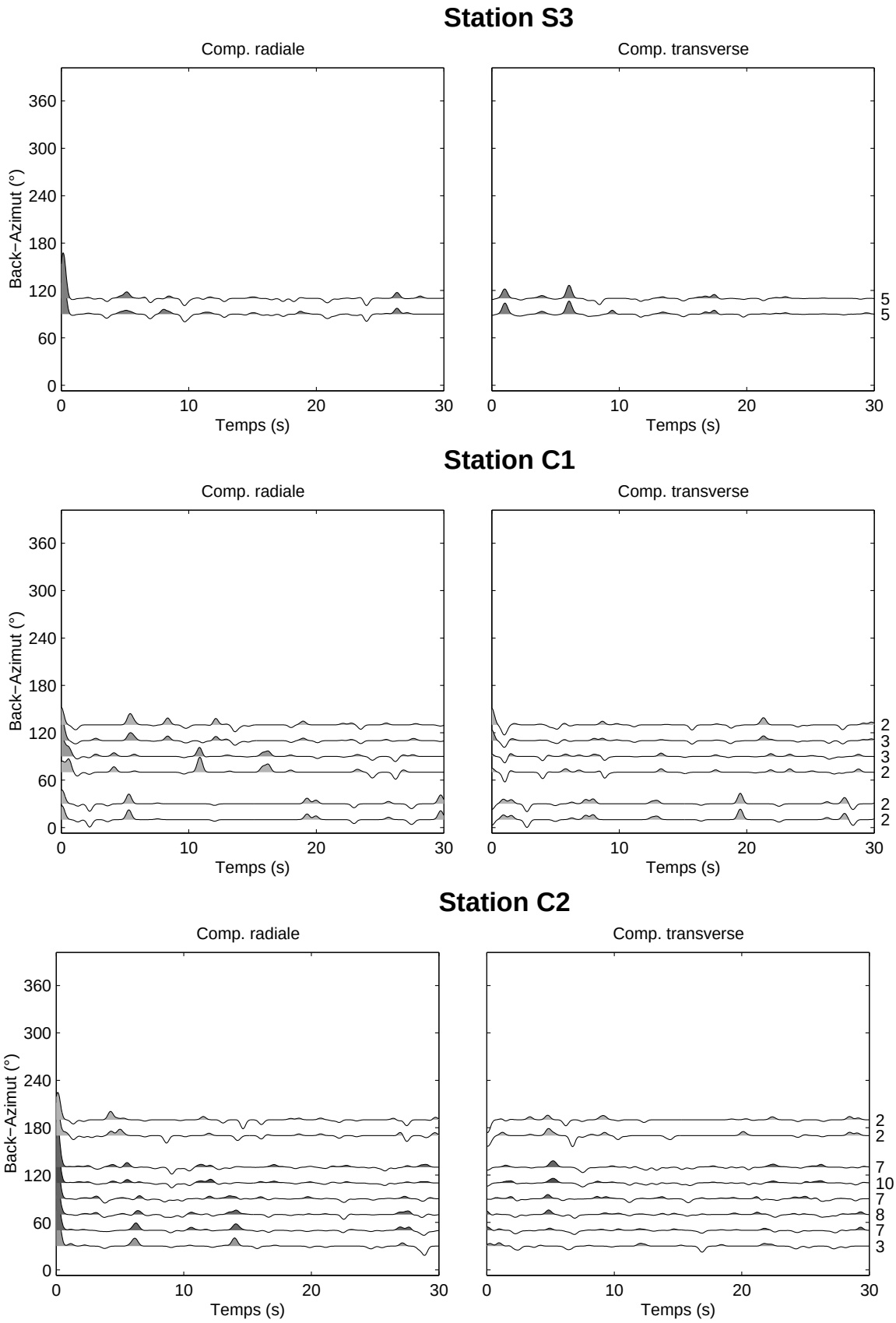

Station P2
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
6
10
6
7
7
2
Station B2
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
6
21
24
17
14
8
Station P4
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
10
10
4
4
3

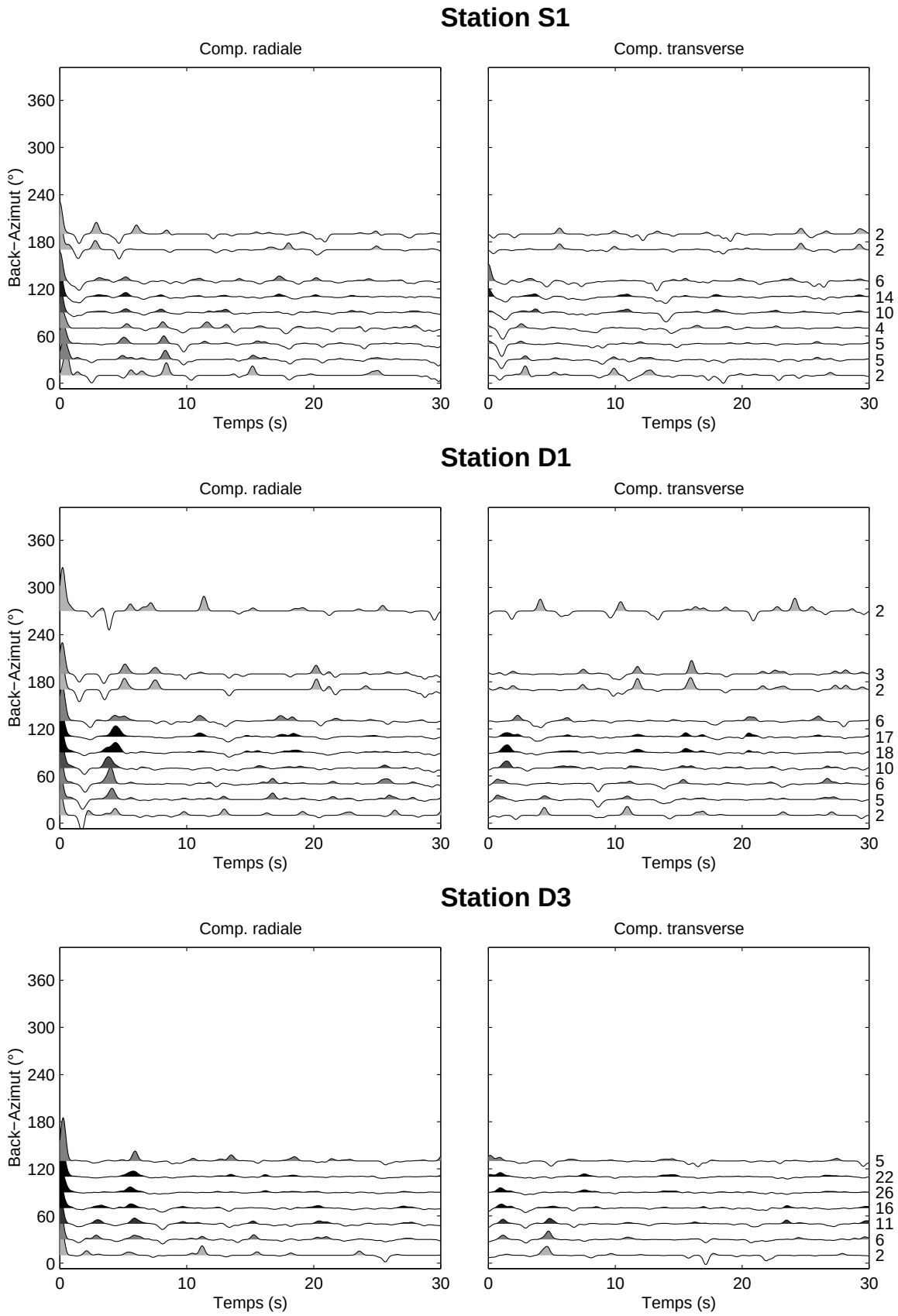

Station B3
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
3
7
22
23
14
12
8
3
Station M3
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
Station P6
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
5
21
20
8
6
4
2

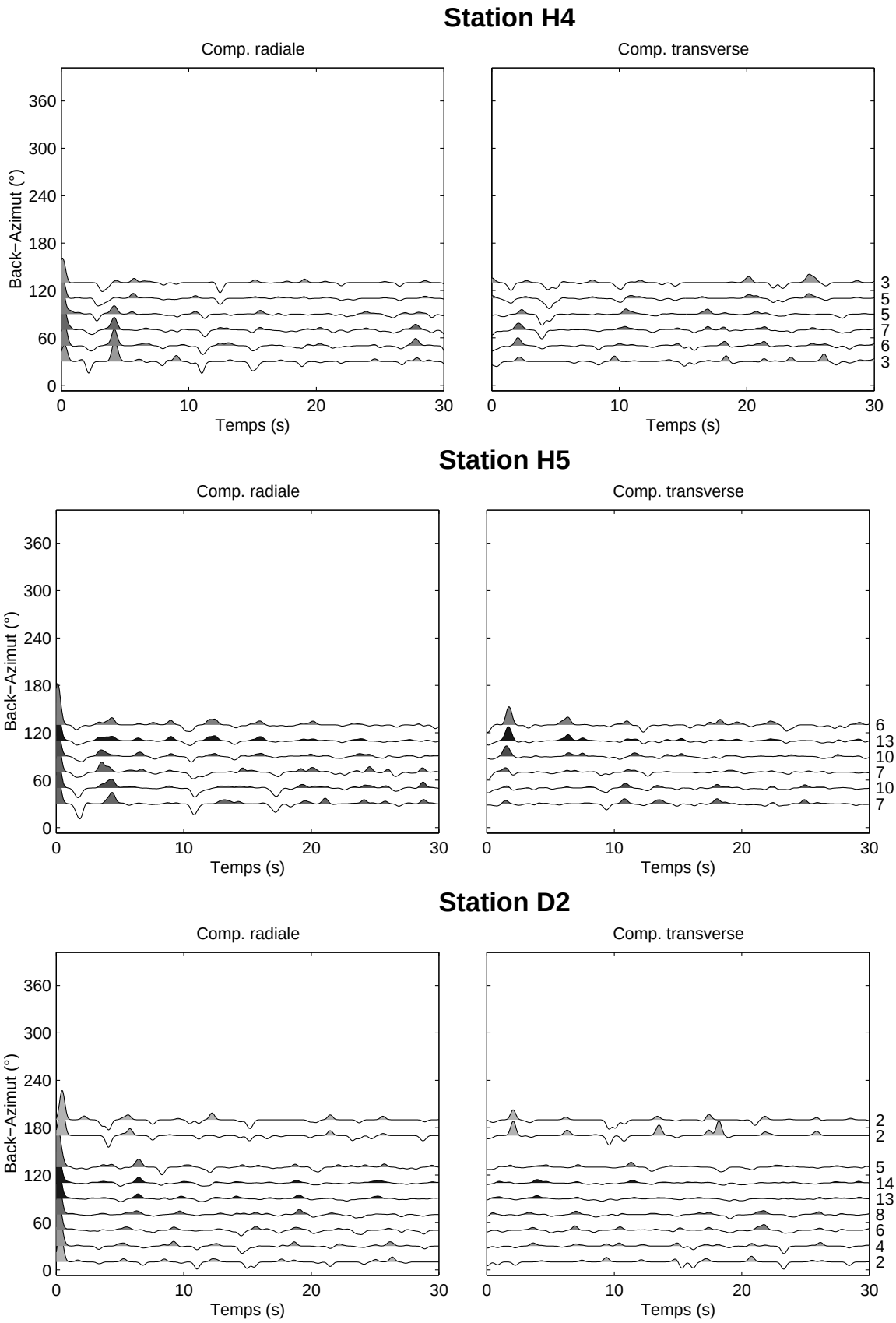

Station P8
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
3
3
7
20
16
5
4
3
Station M4
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
6
13
9
4
3
Station M5
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
5
12
12
11
9
5
2

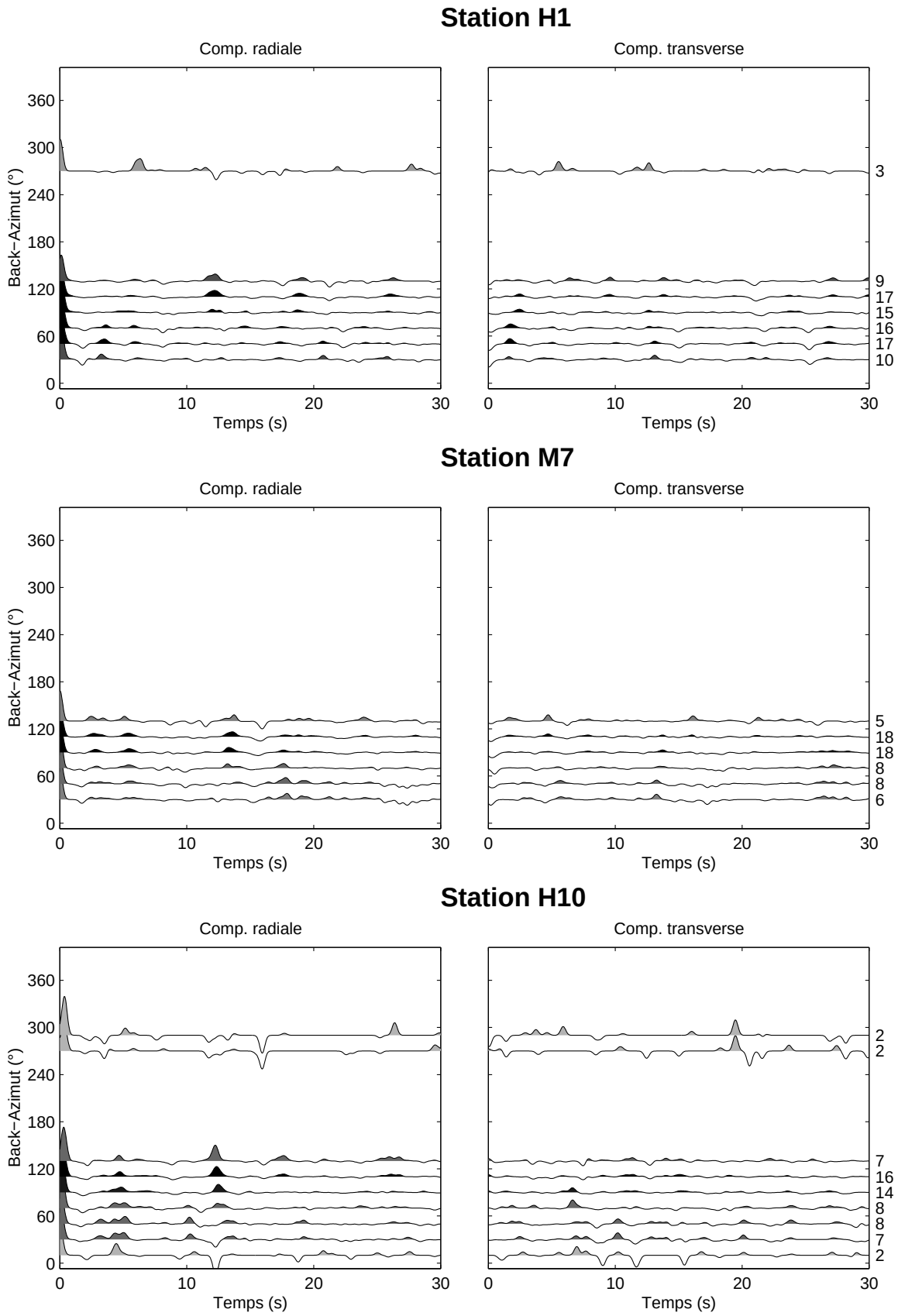

Station P9
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
9
20
14
3
2
3
Station S9
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
2
2
4
12
11
5
2
Station S10
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
3
3
2

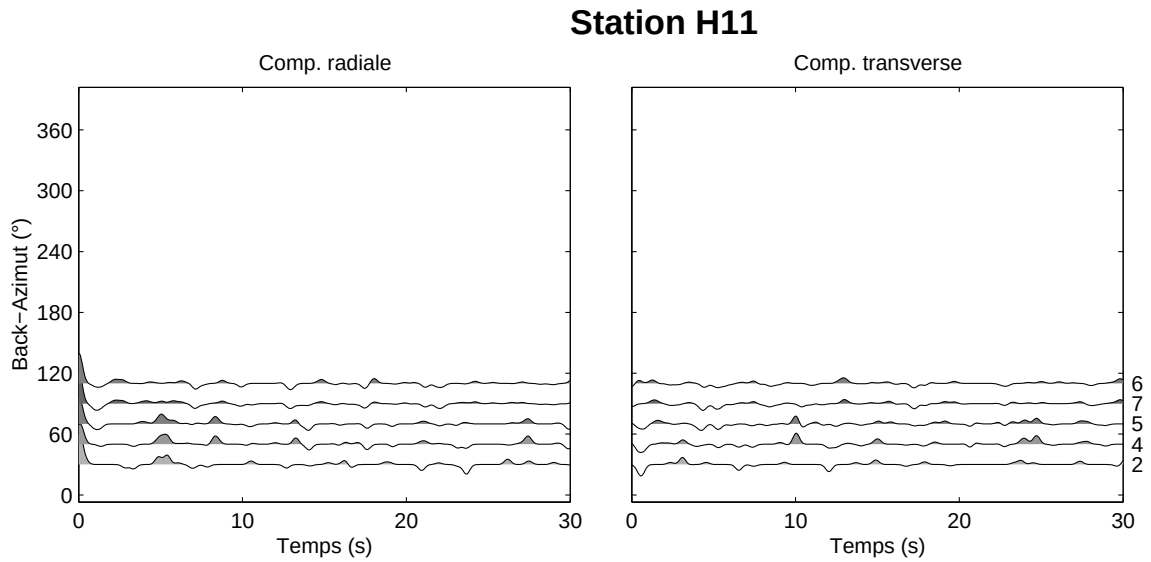

Station S11
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
8
9
4
4
3
Station M6
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
6
5
3
3
2
Station S12
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
2
8
14
10
10
9
5
2

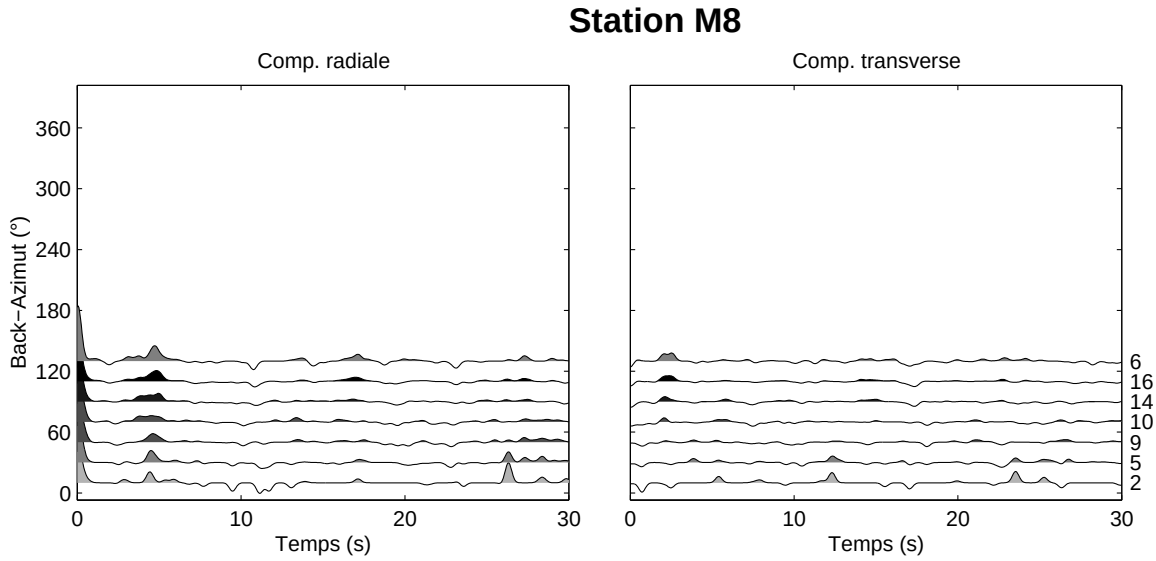

Station S3
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
360
300
240
180
120
60
0
0
10
20
30
Temps (s)
5
5
Station C1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
3
3
2
2
2
Station C2
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
7
10
7
8
7
3


Station S1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
6
14
10
4
5
5
2
Station D1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
3
2
6
17
18
10
6
5
2
Station D3
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
5
22
26
16
11
6
2


Station H4
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
3
5
5
7
6
3
Station H5
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
6
13
10
7
10
7
Station D2
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
5
14
13
8
6
4
2


Station H1
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
3
9
17
15
16
17
10
Station M7
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
5
18
18
8
8
6
Station H10
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
Temps (s)
2
2
7
16
14
8
8
7
2


Station H11
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
360
300
240
180
120
60
0
0
10
20
30
Temps (s)
6
7
5
4
2


Station M8
Comp. radiale
Comp. transverse
Back−Azimut (°)
360
300
240
180
120
60
0
0
10
20
30
Temps (s)
6
16
14
10
9
5
2

Annexe D

Résultats de mesure de la biréfringence

Tab. D.1 – Résultats de mesure de la biréfringence

Sta.	ϕ (°)	$\sigma\phi$(°)	$\delta t(s)$	$\sigma\delta t(s)$	bande de filtrage (s)	événement	baz (°)	qualité
F13	52	32	0,7	0,3	2-20	001206-225740	88	moyenne
F13	39	23	0,6	0,2	2-20	001221-010127	90	moyenne
F13	62	24	0,8	0,3	2-20	001221-010127	90	bonne
F13	56	30	0,5	0,3	1-20	010109-164928	91	moyenne
F13	129	29	0,2	0,2	1-20	010110-160244	13	moyenne
F11	134	25	0,3	0,2	1-20	010110-160244	13	bonne
F11	134	26	0,4	0,3	3-25	010228-185432	356	moyenne
M1	60	22	0,8	0,2	2-50	001218-011921	92	moyenne
M1	57	23	0,3	0,3	2-50	001221-010127	90	moyenne
M1	66	26	0,2	0,2	2-50	001223-071324	100	moyenne
M1	Null				3-50	010201-181930	28	moyenne
A1	Null				2-50	001117-210156	90	moyenne
A1	36	26	0,3	0,2	2-50	001123-184315	88	moyenne
A1	37	24	0,2	0,2	2-50	001206-225740	88	moyenne
A1	48	21	0,2	0,2	2-20	001221-010127	90	moyenne
A1	37	25	0,1	0,3	2-50	010109-164928	91	moyenne
A1	162	30	0,4	0,3	2-50	010201-181930	28	moyenne
A1	119	23	0,2	0,2	2-50	010216-131945	271	moyenne
A1	120	28	0,1	0,2	1-50	010228-185432	356	moyenne
A3	157	23	0,4	0,2	2-50	001218-011921	92	moyenne
A3	150	22	0,0	0,4	5-67	010109-164928	91	moyenne
A3	156	25	0,5	0,3	1-50	010110-160244	13	bonne
F7	45	26	0,2	0,2	2-20	001116-045456	88	moyenne
F7	55	24	0,2	0,2	2-25	001123-184315	88	moyenne

TAB. D.1 – suite.

Sta.	ϕ (°)	$\sigma\phi$(°)	$\delta t(s)$	$\sigma\delta t(s)$	bande de filtrage (s)	événement	baz (°)	qualité
F7	41	20	0,4	0,2	2-20	001218-011921	92	moyenne
F7	53	35	0,2	0,3	2-20	001221-010127	90	bonne
F5	68	30	0,4	0,3	3-25	010109-164928	91	moyenne
F5	179	30	0,3	0,4	2-20	010201-181930	28	moyenne
F5	148	29	0,3	0,2	1-20	010228-185432	356	moyenne
A2	140	21	0,1	0,2	2-50	001116-045456	88	moyenne
A2	112	28	0,0	0,1	2-50	001129-102513	261	moyenne
A2	142	20	0,1	0,2	2-50	001206-225740	88	moyenne
A2	35	21	0,1	0,2	2-50	001218-011921	92	moyenne
A2	133	22	0,2	0,3	2-33	001221-010127	90	moyenne
A2	137	33	0,1	0,2	3-50	001223-071324	100	moyenne
M2	Null				2-50	001117-210156	90	moyenne
M2	41	28	0,1	0,3	3-33	001221-010127	91	moyenne
M2	52	29	0,3	0,4	2-50	010109-164928	91	bonne
M2	131	22	0,2	0,3	2-20	010110-160244	13	moyenne
M2	50	19	0,0	0,2	2-50	010228-185432	356	moyenne
P1	131	23	0,1	0,2	2-20	001116-045456	89	moyenne
P1	131	23	0,1	0,2	2-20	001206-225740	89	moyenne
P1	38	18	0,0	0,2	1-20	001218-011921	92	moyenne
P1	125	25	0,0	0,2	2-20	001221-010127	91	moyenne
P1	85	24	0,1	0,2	2-20	010201-181930	29	moyenne
B1	128	28	0,1	0,5	3-50	001116-045456	89	moyenne
B1	44	23	0,4	0,2	2-50	001218-011921	92	moyenne
B1	132	27	0,2	0,3	2-50	001221-010127	91	moyenne
B1	Null				3-50	001223-071324	100	moyenne
B1	47	16	0,1	0,5	3-100	010109-164928	92	moyenne
B1	142	29	0,8	0,5	1-50	010110-160244	13	bonne
P2	141	24	0,1	0,2	2-20	001116-045456	89	moyenne
P2	112	21	0,5	0,2	1-20	001117-210156	90	moyenne
P2	143	35	0,2	0,5	2-20	001206-225740	89	moyenne
P2	125	28	0,1	0,2	2-20	001221-010127	91	moyenne
P2	120	20	0,0	0,2	2-20	001223-071324	100	moyenne
B2	42	20	0,1	0,2	2-50	001116-045456	89	moyenne
B2	32	29	0,3	0,4	1-50	001129-102513	262	moyenne
B2	48	35	0,2	0,5	2-50	001206-225740	89	moyenne
B2	48	20	0,1	0,2	2-50	001221-010127	91	moyenne
B2	51	23	0,2	0,2	3-50	001223-071324	100	moyenne
B2	46	29	0,4	0,5	2-20	010109-164928	91	moyenne
B2	Null				1-50	010228-185432	357	moyenne
P4	58	26	0,3	0,2	2-20	001206-225740	89	moyenne
P4	59	19	0,2	0,2	2-20	001221-010127	91	moyenne

TAB. D.1 – suite.

Sta.	ϕ (°)	$\sigma\phi$(°)	$\delta t(s)$	$\sigma\delta t(s)$	bande de filtrage (s)	événement	baz (°)	qualité
P4	Null				2-20	001223-071324	100	moyenne
P4	37	31	0,4	0,1	1-20	010109-164928	92	bonne
P4	Null				1-20	010228-185432	357	moyenne
B3	34	29	0,4	0,5	2-50	001116-045456	89	moyenne
B3	Null				2-50	001117-210156	90	moyenne
B3	44	22	0,1	0,3	1-50	001129-102513	262	bonne
B3	55	38	0,2	0,5	2-50	001123-184315	89	moyenne
B3	60	21	0,1	0,2	2-50	001206-225740	89	moyenne
B3	55	22	0,3	0,2	2-50	001218-011921	92	moyenne
B3	60	30	0,3	0,3	2-50	001221-010127	91	moyenne
B3	64	28	0,1	0,2	2-50	001222-004036	17	moyenne
B3	47	31	0,9	0,4	3-50	001223-071324	100	moyenne
B3	73	28	0,5	0,4	2-100	010109-164928	92	moyenne
B3	80	26	0,1	0,3	Non filtré	010110-160244	14	bonne
B3	177	25	0,1	0,2	2-50	010119-090434	209	moyenne
B3	77	30	0,4	0,4	3-50	010201-181930	29	moyenne
B3	63	23	0,1	0,2	2-50	010216-131945	273	moyenne
B3	Null				Non filtré	010228-185432	357	moyenne
B3	147	30	0,1	0,3	1-50	010228-185432	357	bonne
B3	123	27	0,1	0,2	2-50	010316-043608	266	moyenne
M3	59	25	0,5	0,4	2-50	001117-210156	90	moyenne
M3	Null				1-20	010228-185432	356	moyenne
P6	30	20	1,1	0,2	2-20	001221-010127	91	moyenne
P6	39	15	1,1	0,2	2-20	001223-071324	101	moyenne
P6	51	14	1,0	0,2	1-20	010109-164928	92	moyenne
P6	57	25	0,1	0,2	1-20	010110-160244	14	bonne
P6	157	25	0,6	0,2	2-20	010119-011252	319	moyenne
P6	69	31	0,5	0,2	2-20	010119-090434	209	moyenne
P6	131	23	0,1	0,2	1-20	010228-185432	357	moyenne
P8	49	33	0,5	0,4	2-20	001221-010127	91	moyenne
P8	55	22	0,7	0,2	2-20	010109-164928	91	moyenne
P8	159	25	0,3	0,2	1-20	010110-160244	14	moyenne
P8	81	16	0,1	0,2	2-20	010119-090434	209	moyenne
P8	Null				1-20	010228-185432	357	bonne
P9	144	28	0,3	0,2	2-20	001218-011921	91	moyenne
P9	125	27	0,3	0,3	2-25	001221-010127	91	moyenne
P9	128	21	0,2	0,2	3-33	001223-071324	100	moyenne
P9	140	35	0,5	0,2	1-20	010228-185432	357	moyenne
P10	149	27	0,5	0,2	1-20	010228-185432	357	moyenne
M5	137	23	0,3	0,3	2-50	001116-045456	89	moyenne
M5	128	27	0,3	0,3	2-50	001218-011921	91	moyenne

TAB. D.1 – suite.

Sta.	ϕ (°)	$\sigma\phi$(°)	$\delta t(s)$	$\sigma\delta t(s)$	bande de filtrage (s)	événement	baz (°)	qualité
M5	136	19	0,1	0,3	2-50	001221-010127	91	moyenne
M5	122	19	0,5	0,2	1-50	010228-185432	357	moyenne
M5	Null				1-50	010228-185432	357	moyenne
S9	129	35	0,5	0,3	1-20	001117-210156	91	bonne
S9	127	30	0,3	0,3	2-20	001223-071324	100	moyenne
S9	134	29	0,5	0,2	2-20	010109-164928	91	bonne
S9	131	30	0,6	0,5	1-20	010110-160244	14	moyenne
S9	89	34	0,0	0,2	2-20	010119-090434	209	moyenne
S9	127	35	0,3	0,2	1-20	010228-185432	357	bonne
S11	140	30	0,8	0,2	Non filtré	001117-210156	91	bonne
S11	136	25	0,4	0,2	1-20	010228-185432	357	moyenne
M6	140	24	0,1	0,4	2-50	001116-045456	89	moyenne
M6	129	28	0,0	0,3	2-50	001221-010127	91	moyenne
M6	132	21	0,4	0,5	3-50	010109-164928	91	moyenne
M6	136	29	0,2	0,3	1-50	010228-185432	357	moyenne
S12	125	29	0,3	0,3	2-20	001221-010127	91	moyenne
S12	96	15	1,5	0,2	2-20	001223-071324	101	moyenne
S12	139	19	1,8	0,2	1-20	010110-160244	14	bonne
S3	129	23	0,6	0,2	2-20	001116-045456	89	moyenne
C2	124	27	0,7	0,5	3-25	010109-164928	91	moyenne
C2	133	16	1,6	0,5	Non filtré	010110-160244	14	moyenne
S1	123	30	0,7	0,4	2-20	001223-071324	101	moyenne
D1	118	29	1,0	0,4	2-50	001221-010127	91	bonne
D1	151	20	1,2	0,3	1-50	010110-160244	14	bonne
D3	130	14	1,5	0,4	2-50	001116-045456	89	moyenne
D3	136	23	1,6	0,4	2-50	001123-184315	89	moyenne
D3	108	31	1,1	0,4	2-50	001221-010127	91	moyenne
D3	134	25	1,3	0,3	2-50	001223-071324	101	moyenne
D3	132	21	1,8	0,4	3-50	010109-164928	91	bonne
D3	131	25	1,0	0,3	Non filtré	010110-160244	14	moyenne
D3	138	27	1,1	0,5	3-50	010228-185432	358	bonne
H4	149	16	1,5	0,2	2-20	001116-045456	89	moyenne
H4	152	18	1,6	0,2	1-20	001117-210156	91	moyenne
H4	146	11	1,2	0,2	1-20	010228-185432	358	moyenne
H5	130	17	1,6	0,2	2-20	001116-045456	89	moyenne
H5	119	17	1,6	0,2	1-50	001117-210156	91	moyenne
H5	161	21	1,2	0,2	1-20	001218-011921	91	moyenne
H5	118	26	1,6	0,3	2-20	001221-010127	91	moyenne
H5	131	13	1,3	0,2	2-20	010109-164928	91	moyenne
H5	130	39	0,7	0,5	1-20	010110-160244	14	bonne
H5	142	21	1,3	0,4	1-20	010228-185432	358	moyenne

TAB. D.1 – suite.

Sta.	ϕ (°)	$\sigma\phi$(°)	$\delta t(s)$	$\sigma\delta t(s)$	bande de filtrage (s)	événement	baz (°)	qualité
D2	Numm				2-50	001218-011921	92	moyenne
D2	114	20	0,4	0,4	2-50	001221-010127	91	moyenne
D2	157	26	0,3	0,3	2-50	001223-071324	101	moyenne
D2	120	21	0,4	0,4	3-50	010109-164928	91	moyenne
D2	142	30	1,3	0,5	3-50	010228-185432	358	bonne
H1	121	39	0,2	0,2	2-20	001123-184315	89	moyenne
H1	116	27	0,1	0,2	2-20	001221-010127	92	moyenne
H1	143	27	0,5	0,3	1-20	010110-160244	15	moyenne
H1	157	26	0,1	0,2	2-20	010119-090434	210	moyenne
M7	134	24	0,5	0,5	1-50	001117-210156	91	moyenne
M7	119	34	0,2	0,2	2-20	001218-011921	91	moyenne
M7	129	26	0,6	0,4	2-50	001221-010127	92	moyenne
M7	157	29	0,5	0,4	1-50	010110-160244	15	moyenne
H10	141	31	0,3	0,2	2-20	001116-045456	90	moyenne
H10	129	20	0,6	0,3	3-50	001221-010127	92	moyenne
H10	144	37	0,3	0,4	2-20	001223-071324	102	moyenne
H10	138	30	0,4	0,4	1-20	010110-160244	15	moyenne
H10	158	29	0,6	0,2	1-20	010228-185432	358	bonne
M8	142	27	1,3	0,5	1-50	001117-210156	91	bonne
M8	156	27	1,0	0,5	2-25	001218-011921	91	moyenne
M8	129	26	0,7	0,5	2-50	001221-010127	92	moyenne
M8	120	28	1,0	0,5	Non filtré	010110-160244	15	moyenne

Bibliographie

Agard, P., Omrani, J., Joliver, L., & Mouthereau, F., 2004. From the passive to the active Neotethyan margin of Iran : insights from the Crush Zone and the Sanandaj-Sirjan Zone, north-central Zagros, *International Journal of Earth Sciences*, **Sumis**.

Aki, K. & Richards, P. G., 2002. *QUANTITATIVE SEISMOLOGY : Theory and Methods*, vol. I, W. H. FREEMAN & COMPANY, SAN FRANCISCO.

Aki, K., Christoffersson, A., & Husbeye, E. S., 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure, *J. Geophys. Res.*, **82**(2), 277–296.

Al-Amri, A. M., 1998. The crustal structure of the western Arabian platform from the spectral analysis of long-perion P-wave amplitude ratios, *Tectonophysics*, **290**, 271–283.

Al-Amri, A. M., 1999. The crustal and upper-mantle structure of the inerior Arabian platform, *Geophys. J. Int.*, **136**, 421–430.

Al-Lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, N., Türkelli, N., Mohamad, R., & Barazangi, M., 2003. Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 8043,doi :10.1029/2003GL017391.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran : new data and interpretations, *Tectonophysics*, **229**, 211–238.

Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., & Qorashi, M., 2003. Accommodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, **25**, 659–672.

Alsina, D. & Snieder, R., 1995. Small-sacle sublithospheric continental mantle deformation : constraints from SKS splitting observations, *Geophys. J. Int.*, **123**, 431–448.

Ammon, C. J., 1991. The isolation Receiver effects from teleseismic p waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**(6), 2504–2510.

Ammon, C. J., Randall, G. E., & Zandt, G., 1990. On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversion, *J. Geophys. Res.*, **95**(B10), 15,303–15,318.

Argus, D. F. & Gordon, R. G., 1991. No-net rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, **18**(11), 2039–2042.

Asudeh, I., 1982. Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **71**, 715–730.

Asudeh, I., 1982. Pn velocities beneath Iran, *Earth Planet. Sci. lett.*, **61**, 136–142.

Babaie, H. A., Ghazi, A. M., Babaei, A., La Tour, T. E., & Hassanipak, A. A., 2001. Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Cruch Zone, Neyriz, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, **19**, 61–76.

Babuška, V. & Cara, M., 1991. *Seismic Anisotropy in the Earth.*, Kluwer Academic, Norwell, Mass.

Backus, G., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering., *J. Geophys. Res.*, **67**, 4427–4440.

Baker, C., Jackson, J., & Priestley, K., 1993. Earthquakes on the Kazerun Line in the Zgros Mountains of Iran : strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt, *Geophys. J. Int.*, **115**, 41–61.

Barazangi, M. & Ni, J., 1982. Velocities and propagation characteristics of Pn and sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau : Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet, *Geology*, **10**, 179–185.

Barruol, G. & Mainprice, D., 1993. A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear-wave splitting of teleseismic SKS waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **78**, 281–300.

Beck, R. A., Burbank, D. W., Sercomble, W. J., Riley, G. W., Barndt, J. K., Berry, J. R., Afzal, J., Kham, A. M., Jurgen, H., Metje, J., Cheeman, A., Shaflique, N. A., Lawrence, R. D., & Khan, M. A., 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia, *Nature*, **373**(6509), 55–58.

Ben Ismaïl, W. & Mainprice, D., 1998. An olivine fabric database : an overview of upper mantle., *Tectonophysics*, **296**, 145–157.

Berberian, F. & Berberian, M., 1981. Tectono-Plutonic episodes in Iran, in *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, edited by H. K. Gupta & F. M. Delany, vol. 3 of **Geodynamic Series**, pp. 5–32, Am. Geophys. Un., Washington D.C.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., & Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran, *J. geol. Soc. London*, **139**, 605–614.

Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran, in *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, edited by H. K. Gupta & F. M. Delany, vol. 3 of **Geodynamic Series**, pp. 33–69, Am. Geophys. Un., Washington D.C.

Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds : active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, **241**, 193–224.

Berberian, M. & King, G. C., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 210–265.

Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., & Krystyn, L., 1998. Late Permian to late Triassic palaeomagnetic data from Iran : constraints on the migration of the Iranian block through the tethyan ocean and initial destruction of Pangaea, *Geophys. J. Int.*, **135**, 77–92.

Bijwaard, H. & Spakman, W., 2000. Non-linear global P-wave tomography bt iterated linearized inversion, *Geophys. J. Int.*, **141**, 71–82.

Bijwaard, H., Spakman, W., & Engdahl, E. R., 1996. Monte-Carlo inversion for a gloab shear-velocity model of the crust and upper mantle, in *Eos Trans.*, vol. 77 of **Fall Mett. Suppl., F482**, p. page 482, AGU, AGU.

Bilham, R., Larson, K., Freymueller, J., & memebers, P. I., 1997. GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya, *Nature*, **386**, 61–64.

Bird, P., 1978. Finite element modeling of lithosphere deformation : The Zagros collision orogeny, *Tectonophysics*, **50**, 307–336.

Bird, P., Toksöz, M. N., & Sleep, N. H., 1975. Thermal and mechanical models of continent-continent convergence zones, *J. Geophys. Res.*, **80**(32), 4405–4416.

Blanc, E. J. P., Allen, M. B., Inger, S., & Hassani, H., 2003. Structural style in the Zagros Simple Folded Zone, Iran, *J. geol. Soc., London*, **160**, 401–412.

Bormann, P., Burghardt, P. T., Makeyeva, L. I., & Vinnik, L. P., 1993. Teleseismic shear-wave splitting and deformation in Central Europe, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **78**(3-4), 157–166.

Boulin, J., 1991. Structures in southwest Asia and evolution of the eastern Tethys, *Tectonophysics*, **196**, 211–268.

Bourova, E., 2004. *Étude de la structure lithosphérique par l'analyse d'ondes de surface dans deux zone de convergence : la mer Egée et l'Iran*, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I ; Observatoir des sciences de l'Uinvers de Grenoble ; Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique.

Bowman, J. R. & Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the tonga subduction zone., *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **88**, 25–41.

Byrne, D. E. & Sykes, L. R., 1992. Great thrust earthquakes an aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **97**(B1), 449–478.

Cassidy, J. F., 1992. Numerical experiments in broadband Receiver Function analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**(3), 1453–1474.

Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J., & Bokun, A. N., 1995. A mechanism for syn-collisonal rock exhumation and associated normal faulting : Results from physical modeling, *Earth Planet. Sci. lett.*, **132**, 225–232.

Chemenda, A. I., Mattauer, M., & Bokun, A. N., 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks : new modeling and field data from Oman, *Earth Planet. Sci. lett.*, **143**, 173–182.

Chemenda, A. I., Burg, J.-P., & Mattauer, M., 2000. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system : geopoem based on new modeling, geological and geophysical data, *Earth Planet. Sci. lett.*, **174**, 397–409.

Chen, Z., Burchfiel, B. C., Liu, Y., King, R. W., Royden, L. H., Tang, W., Wang, E., Zhao, J., & Zhang, X., 2000. GPS measurements from eastern Tibet and their implications for India/EurAsia intercontinental deformation, *J. Geophys. Res.*, **105**(B7), 16215–16227.

Chevrot, S. & van der Hilst, R. D., 2003. On the effects of a dipping axis of symmetry on shear wave splitting measurements in a transversely isotropic medium, *Geophys. J. Int.*, **152**, 497–505.

Christensen, N. I., 1984. The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonics, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 89–112.

Christensen, N. I., 1996. Poisson's ration and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, **101**(B2), 3139–3156.

Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust : A global view, *J. Geophys. Res.*, **100**(B7), 9761–9788.

Cianetti, S., Gasperini, P., Giunchi, C., & Boschi, E., 2001. Numerical modeling of the aegean-anatolian region : geodynamical constraints from observed rheological heterogeneities, *Geophys. J. Int.*, **146**, 760–780.

Conrad, C. & Lithgow-Bertelloni, C., 2002. How mantle slabs drive plate tectonics, *Science*, **298**(5591), 207–209.

Conrad, C. P. & Molnar, P., 1997. The growth of Rayleigh-Taylor-type istabilities in the lithosphere for various rheological and density structure, *Geophys. J. Int.*, **129**, 95–112.

Crampin, S. & Booth, D. C., 1985. Shear-wave polarizations near the north anatolian fault, ii, interpretation in terms of crack-induced anisotropy, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **83**, 75–92.

Crampin, S. & Chastin, S., 2003. A review of shear wave splitting in he crack-critical crust, *Geophys. J. Int.*, **155**, 221–240.

Curtis, A., Trampert, J., Snieder, R., & Dost, B., 1998. EurAsian fundamental mode surface wave phase velocities and their relationship with tectonic structures, *J. Geophys. Res.*, **103**(B11), 26919–26947.

Dahlstrom, C. D. A., 1969. Balanced cross-sections, *Can. J. Earth Sci.*, **6**, 743–757.

Davies, J. H. & von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff : A model of lithosphere detachement and its test in the magmatism and deformation of collison orogens, *Earth Planet. Sci. lett.*, **129**, 85–102.

Davoudzadeh, M., Lammerer, B., & Weber-Diefenbach, K., 1997. Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the tertiary of Iran, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **205**, 33–67.

Dehghani, G. A. & Makris, J., 1984. The gravity filed and Crustal structure of Iran, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **168**, 215–229.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S., 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**(20), 2191–2194.

Dercourt, J., Zonenshan, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauper, J. P., & Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, **186**(123), 241–315.

Dewey, J., Shackleton, R., Chang, C., & Sun, Y., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lon.*, **327A**, 379–413.

Evans, J. R. & Achauer, U., 1993. Teleseismic velocity tomography using the ACH method : theory and application to continental-scale studies, in *Seismic Tomography, Theory and practice*, edited by H. M. Iyer & K. Hirahara, pp. 319–360, CHAPMAN & HALL, 2-6 Boundary Row, London SE1 8HN.

Falcon, N. L., 1969. Problem of the relationship beteween surface structure and deep displacement illustrated by the Zgros Range, in *Time and place Orogeny*, edited by P. E. Kent, G. E. Satterthwaite, & A. M. Spencer, vol. 3 of **Geol. Soc. London, Spec. Publ.**, pp. 9–22, Geological Society.

Falcon, N. L., 1974. Southern Iran : Zagros mountains, *Spec. Publ. geol. Soc. London*, **4**, 199–211.

Farhoudi, G. & Karig, D. E., 1977. Makran of Iran and pakistan as an active arc system, *Geology*, **5**, 664–668.

Farra, V. & Vinnik, L. P., 1994. Shear-wave splitting in the mantle of the pacific., *Geophys. J. Int.*, **119**, 195–218.

Fliervoet, T. F., Drury, M. R., & Chopra, P. N., 1999. Crystallographic preferred orientation and misorientation in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation, *Tectonophysics*, **303**, 1–27.

Frese, K., Trommsdorf, V., & Kunze, K., 2003. Olivine [100] normal to foliation : lattice preferred orientation in prograde garnet peridotite formed at high H_2O activity, cima di gagnone (central alps), *Contrib. Mineral. Petrol.*, **145**, 75–86.

Gansser, A., 1955. New aspect of the geology of the central Iran, in *Congr Mond Petrol Rome, Actes et documents I*, pp. 79–300.

Gettings, M. E., Blank, H. R., Mooney, W. D., & Healey, J. H., 1986. Crustal structure of southwestern saudi Arabia, *J. Geophys. Res.*, **91**(B6), 6491–6512.

Giese, P., Makris, J., Akashe, B., Röwer, P., Letz, H., & Mostaanpour, M., 1984. The crustal structure in southern Iran derived from seismic exploration data, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **168**, 230–243.

Gök, R., Sandvol, E., Türkelli, N., Seber, D., & Barazangi, M., 2003. Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 8042,doi :10.1029/2003GL018020.

Godfrey, N. J., Christensen, N. I., & Okaya, D. A., 2000. Anisotropy of schists : Contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations, *J. Geophys. Res.*, **105**(B12), 27991–28007.

Granet, M., Glahn, A., & achauer, U., 1998. Anisotropic measurements in the rhinegraben area and the french massif central : Geodynamic implications, *PAGEO*, **151**, 333–364.

Grésillaud, A. & Cara, M., 1996. Anisotropy and P-wave tomography : a new approach for inverting teleseismic data from a dense array of stations, *Geophys. J. Int.*, **126**, 77–91.

Guilbert, J., 1995. *Caractérisation des structures lithosphériques sous le Nord Tibet.*, Thèse de doctorat, Institut de recherche interdisciplinaire de géologie et de mécanique, Université Joseph Fourier-Grenoble-I.

Gurrola, H., Baker, G. E., & Minster, J. B., 1995. Simultaneous time-domain deconvolution with application to the computation of Receiver Functions, *Geophys. J. Int.*, **120**, 537–543.

Hacker, B. R., Mosenfelder, J. L., & Gnos, E., 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite : Thermal and geochronologic constraints, *TECTONICS*, **15**(6), 1230–1247.

Hatzfeld, D Tatar, M., Priestley, K., & Ghafory-Ashtiany, M., 2003. Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, **155**, 1–8.

Hearn, T. M. & Ni, J. F., 1994. Pn velocities beneath continental collision zones : the Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, **117**, 273–283.

Hempton, M. R., 1987. Construction on Arabian plate motion and extensional history of the read sea, *Tectonics*, **6**(6), 687–705.

Herquel, G., Wittlinger, G., & Guilbert, J., 1995. Anisotropy and crustal thickness of northern-Tibet. new constraints for tectonic modeling, *Geophys. Res. Lett.*, **22**(14), 1925–1928.

Houseman, G. A. & Molnar, P., 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) istability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere, *Geophys. J. Int.*, **128**, 125–150.

Ingber, L., 1989. Very fast simulated reannealing, *Math. Comput. Model.*, **12**, 967–993.

Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergence motion between eurAsia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **97**(B9), 12471–12479.

Jackson, J. & Fitch, T. J., 1979. Seismotectonic implications of relocated aftershok sequences in Iran and Turkey, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 209–229.

Jackson, J. & Fitch, T. J., 1981. Basement faulting and the focal depths of the larger easrthquakes in the Zagros mountains (Iran), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **64**, 561–586.

Jackson, J. & McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **77**, 185–264.

Jackson, J. & McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rate of active deformation in the mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **93**, 45–73.

Jackson, J Haines, J. & Holt, W., 1995. The accommodation of Arabia-EurAsia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15205–15219.

Joffe, S. & Garfunkel, Z., 1987. Plate kinematics of the circum Red Sea, a re- evaluation, *Tectonophysics*, **141**, 5–22.

Judenherc, S., 2000. *Étude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricain*, Thèse de doctorat, École et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Laboratoire de Sismologie, l'Université Louis Pasteur.

Kadinsky-Cade, K. & Barazangi, M., 1982. Seismotectonics of southern Iran : The Oman line, *Tectonics*, **1**(5), 389–412.

Kaminski, E. & Ribe, N. M., 2001. A kinematic model for recrystalization and texture development in olivine polycrstals, *Earth Planet. Sci. lett.*, **189**, 253–267.

Kampfmann, W. & Berckhemer, H., 1985. High temperature experiences on the elastic and anelastic behaviour of magmatic rocks, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **40**, 223–247.

Kaneshima, S., 1990. Origin of crustal anisotropy : Shear wave splitting studies in japan., *J. Geophys. Res.*, **95**, 11127–11133.

Kaneshima, S., Ando, M., & Kimura, S., 1988. Evidence from shear-wave splitting for the restriction of seismic anisotropy to the upper crust, *Nature*, **335**, 627–629.

Kaneshima, S., Ito, H., & Sugihara, M., 1989. Shear wave polarization anisotropy observed in a rift zone in japan, *Tectonophysics*, **157**, 281–300.

Karato, S.-i., 1992. On the Lehmann discontinuty, *Geophys. Res. Lett.*, **19**(22), 2255–2258.

Kazmin, V., Ricou, L. E., & Sbortshikov, I. M., 1986. Structure and evolution of the passive margin of the Eastern Tethys, *Tectonophysics*, **123**, 153–179.

Kazmin, V., Sbortshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshan, L. P., Boulin, J., & L, K. A., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-cenzoic active margin of eurAsia, *Tectonophysics*, **123**, 123–152.

Kazmin, V. G., 1991. Collision and rifting in the Tethys Ocean : geodynamic implication, *Tectonophysics*, **196**, 371–384.

Kennett, B. L. N. & Engdahl, E. R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465.

Kern, H., 1993. P- and S-wave anisotropy and shear-wave splitting at pressure and temperature in possible mantle rocks and their relation to the rock fabric, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **78**, 245–256.

Kern, H., Burlini, L., & Ashchepkov, I. V., 1996. Fabric-related seismic anisotropy in upper-mantle xenoliths : evidence from measurements and calculations, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **95**(3-4), 195–209.

Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex : An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 8046,doi :10.1029/2003GL018019.

Keskin, M., Peacrce, J., & Mitchell, J., 1998. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision- related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northern Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **85**(1-4), 355–402.

Kikuchi, M. & Kanamori, H., 1982. Inversion of complex body waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**(2), 491–506.

King, R., Shen, F., Burchfiel, B. C., Royden, L. H., Wang, E., Chen, Z., Liu, Y., Zhang, X.-Y., Zhao, J.-X., & Li, Y., 1997. Geodetic measurement of crustal motion in Southwest China, *Geology*, **25**(2), 179–182.

Klootwijk, C. T., Gee, J. S., Peirce, J. W., Smith, G. M., & McFadden, P. L., 1992. An early India-Asia contact : Paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121, *Geology*, **20**(5), 395–398.

Knipper, A., Ricou, L. E., & Drcourt, J., 1986. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean, *Tectonophysics*, **123**, 213–240.

Koop, W. & Stoneley, R., 1982. Subsidence history of the Middle east zagros basin, permian to recent, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lon.*, **305A**, 149–168.

Koulakov, I., Tychkov, S., Bushenkova, N., & Vasilevsky, A., 2002. Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt, from teleseismic tomography, *Tectonophysics*, **358**, 77–96.

Kreemer, C., Holt, W. E., & Haines, A. J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, **154**, 8–34.

Kumazawa, M. & Anderson, O. L., 1969. Elastic moduli, pressure derivatives and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5961–5972.

Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**(B9), 4749–4762.

Langston, C. A., 1981. Evidence for subducting lithosphere under southern Vancouver Island and western Oregon from teleseismic P wave conversions, *J. Geophys. Res.*, **86**, 3857–3866.

Langston, C. A., 1989. Scattering of teleseismic body waves under pasadena, California, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1935–1951.

Li, P., Karato, S.-i., & Wang, Z., 1996. High-temperature creep in fine-grained polycrystalline $CaTiO_3$, an analogue material of (Mg, Fe)SiO_3 perovskite, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **95**, 19–36.

Ligorría, J. B. & Ammon, C. J., 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**(5), 1395–1400.

Lines, L. R. & Treitel, S., 1984. Tutorial : A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical prospecting*, **32**, 159–186.

Lyberis, N. & Manby, G., 1999. Oblique to Orthogonal convergence across the Turan block in the post-miocene, *AAPG Bulletin*, **83**(7), 1135–1160.

Maggi, A. & Priestley, K., 2004. Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, **submitted**.

Maggi, A., Jackson, J. A., McKenzie, D., & Priestley, K., 2000. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strenght of the continental lithosphere, *Geology*, **28**(6), 495–498.

Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K., & Baker, C., 2000. A re-assessment of focal depth distribution in southern Iran, the Tien shan and northern India : do earthquakes really ocuur in the continental mantle, *Geophys. J. Int.*, **143**, 629–6661.

Mainprice, D. & Silver, P. G., 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere., *Phys. Earth Planet. Inter.*, **78**, 257–280.

Mainprice, D., Humbert, M., & Wagner, F., 1990. Phase transformation and inherited lattice preferred orientation : implication for seismic properties, *Tectonophysics*, **180**, 213–228.

Mangino, S., Zandt, G., & Ammon, C. J., 1993. The Receiver structure beneath Mina, Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **83**(2), 542–560.

Margheriti, L., Nostro, C., Cocco, M., & Amato, A., 1996. Seismic anisotropy beneath the northern Apennines (italy) and its tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, **23**(20), 2721–2724.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahl, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, A., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., N, T. M., & Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**(B3), 5695–5719.

McKenzie, D., 1979. Finite deformation during fluid flow., *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **58**, 689–715.

McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **30**, 109–185.

McNamara, D. E., Owens, T. J., Silver, P. G., & Wu, T. F., 1994. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan plateau, *J. Geophys. Res.*, **99**(B7), 13655–13665.

McNamara, D. E.and Owens, T. J., 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the basin and range province using Moho ps converted phases., *J. Geophys. Res.*, **98**(B7), 12003–17.

McQuarrie, N Stock, M., Verdel, C., & Wernicke, B. P., 2003. Cenozoic evolution of Neo-Tethys and implications for the causes of plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(20), 2036,doi :1029/2003GL017992.

McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Journal of Structural Geology*, **26**, 519–535.

Meade, C., Silver, P. G., & Kaneshima, S., 1995. Laboratory and seismological observations of lower mantle isotropy, *Geophys. Res. Lett.*, **22**(10), 1293–1296.

Meissner, R., Mooney, W. D., & Artemieva, I., 2002. Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens, *Geophys. J. Int.*, **149**, 1–14.

Mellors, R. J., Camp, V. E., Vernon, F. L., Al-Amri, A. M. S., & Ghalib, A., 1999. Regional waveform propagation in the Arabia Peninsula, *J. Geophys. Res.*, **104**(B9), 20221–20235.

Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory*, ACADEMIC PRESS, INC.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L., & Sahandi, M. R., 2003. Cretaceous-tertiary convergence and continental collision, Sanadaj-Sirjan Zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 397–412.

Mohan, G. & Rai, S. S., 1995. Large scale 3-D seismic tomography of the Zagros and Pamir-Hindukush regions, *Tectonophysics*, **242**, 255–265.

Molnar, P., 1988. A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lon.*, **326A**, 33–67.

Molnar, P. & Gray, D., 1979. Subduction of continental lithosphere : Some constraints and uncertainties, *Geology*, **7**, 58–62.

Molnar, P., Houseman, G. A., & Conrad, C. P., 1998. Rayleigh-Taylor istability and convective thinning of mechanically thickened lithosphere : effects of non-linear viscosity decreasing exponentially with depth and of horizonatl shortening of the layer, *Geophys. J. Int.*, **133**, 568–584.

Ni, J. & Barazangi, M., 1984. Seismotectonics of the Himalayan collision zone : Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya, *J. Geophys. Res.*, **89**, 1147–1163.

Ni, J. & Barazangi, M., 1986. Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas, *J. Geophys. Res.*, **91**(B8), 8205–8218.

Nicolas, A., 1993. Why fast polarization direction of SKS seismic waves are parallel to mountain belts, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **78**, 337–342.

Nicolas, A. & Christensen, N. I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - a review, in *Coposition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere Systeme*, edited by K. Fuchs & C. Froidevaux, vol. 16 of **Geodynamic Series**, pp. 111–123, Am. Geophys. Un., Washington D.C.

Nuttli, O., 1961. The effect of the earth's surface on the S wave motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **51**, 237–246.

Owens, T. J., Zandt, G., & Taylor, S. R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, tennessee : A detailed analysis of broadband teleseismic p waveform, *J. Geophys. Res.*, **89**(B9), 7783–7795.

Owens, T. J., Crosson, R. S., & Hendrickson, M. A., 1988. Constraints on the subduction geometry beneath western Washington from broadband teleseismic waveform modelling, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**, 1319–1334.

P., V. L., L.I, M., A., M., & A.Y., U., 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformation in the continental mantle., *Geophys. J. Int.*, **111**, 433–447.

Pasyanos, M., Walter, W., & Hazler, S., 2001. A surface wave dispersion study of the the Midle East and North Africa for monitoring the comprehensive nuclear-test-ban treaty, *Pure appl. geophys.*, **158**, 1445–1474.

Patriat, P., Segoufin, J., Schlich, R., Goslin, J., Auzende, J.-M., Beuzart, P., Bonnin, J., & Olivet, J.-L., 1982. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'eurasie, *Bull. Soc. géol. France*, **24**(2), 363–373.

Paulssen, H., 2004. Crustal anisotropy in southern California from local earthquake data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**(L01601), doi :10.1029/2003GL018654.

Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., & Mitchell, J. G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **44**, 189–229.

Pellerin, C. L. M. & Christensen, N. I., 1998. Interpretation of crustal seismic veolicities in the san gabriel-mojave region, southern California, *Tectonophysics*, **286**(1-4), 253–271.

Peltzer, G. & Tapponnier, P., 1988. Formation and elevation of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision ; and experimental approach, *J. Geophys. Res.*, **93**, 15085–15117.

Powell, C. & Conaghan, P., 1973. Plate tectonics and the Himalayas, *Earth Planet. Sci. lett.*, **20**, 1–20.

Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., & Belleir, O., 2003. From subduction to collision : Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary, *J. Geophys. Res.*, **108**(B4).

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbasi, M. R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K., & Soleymani, S., 2004. The accommodation of Arabia-EurAsia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran : A transition between collision and subduction through a young deforming system, *Tectonics*, **Submitted**.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., & Toksoz, M. N., 1997. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-eurAsia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**(B5), 9983–9999.

Ribe, N. M., 1989. Seismic anisotropy and mantle flow, *J. Geophys. Res.*, **94**(B4), 4213–4223.

Ribe, N. M., 1992. On the relation between seismic anisotropy and finite strain, *J. Geophys. Res.*, **97**(B6), 8737–8747.

Ribe, N. M. & Yu, Y., 1991. A theory for plastic deformation and textural evolution of olivine polycrystals, *J. Geophys. Res.*, **96**(B5), 8325–8335.

Ricou, L., 1977. Le Zagros, *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, **N° 8**, 33–52.

Ricou, L. E., 1994. Tethys reconstructed : plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia, *Geodinamica Acta Paris*, **7**(4), 169–218.

Ritzwoller, M. & Levshin, A., 1998. EurAsian surface wave tomography : group velocities, *J. Geophys. Res.*, **103**(B3), 4839–4878.

Ritzwoller, M. H., Levshin, A., Ratnikova, L., & Egorkin, A., 1998. Intermediate-period group-velocity across central Asia, western China and parts of the Middle East, *Geophys. J. Int.*, **134**, 315–328.

Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., Barmin, M. P., & Levshin, A. L., 2002. Global surface wave diffraction tomography, *J. Geophys. Res.*, **107**(B12), 2334,doi :1029/2002JB001777.

Rodgers, A. J., Ni, J. F., & Hearn, T. M., 1997. Propagation Characteristics of Short-Period Sn and Lg in the Middle East, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **87**(2), 396–413.

Rodgers, A. J., Walter, W. R., Mellors, R. J., & Al-Amri, A. M. S., 1999. Lithospheric structure of the Arabian shield and platform from complete regional waveform modeling and surface wave group velocities, *Geophys. J. Int.*, **138**, 871–878.

Rudnick, R. L. & Fountain, D. M., 1995. Nature and composition of the continental crust : A lower crustal perspective, *Reviews of Geophysics*, **33**(3), 3267–309.

Sandvol, E., Al-Damegh, K., Calvert, A., Seber, D., Barazangi, M., Mohamad, R., Gök, R., Türkelli, N., & C, G., 2001. Tomographic imaging of Lg and Sn propagtaion in theMidle East, *Pure appl. geophys.*, **158**, 1121–1163.

Sato, H, S. S. M. T. M. G. & Fukuyama, H., 1989. Qp melting temperature relation in peridotite at high pressure and temperature : attenuation mechanism and implication for the mechanical properties of the uppermost mantle, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10647–10661.

Savage, M. K. & Silver, P. G., 1993. Mantle deformation and tectonics : constraints from seismic anisotropy in the western united states, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **78**, 207–227.

Savage, M. K., Shih, X. R., Meyer, R. P., & Aster, R. C., 1989. Shear-wave anisotropy of active tectonic regions via automated s-wave polarization analysis, *Tectonophysics*, **165**, 279–292.

Savage, M. K., Silver, P. G., & Meyer, R. P., 1990. Observations of teleseismic shear wave splitting in the basin and range from portable and permanent stations., *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 21–24.

Savostin, L. A., Sibuet, J.-C., Zonenshan, L. P., Le Picoun, X., & Roulet, M.-J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, **123**, 1–35.

Sella, G. F., Dixon, T. H., & Mao, A., 2002. REVEL : A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, **107**(B4), 101029/2000JB000033.

Sengör, A. M. C. & Kidd, W. S. F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 361–376.

Sengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T., & Zor, E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-soth shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 8045,doi :10.1029/2003GL017858.

Shapiro, N. M. & Ritzwoller, M. H., 2002. Global surface wave diffraction tomography, *Geophys. J. Int.*, **151**, 88–105.

Sheehan, A. F., Abers, G. A., Jones, C. H., & Lerner-Lam, A. L., 1995. Crustal thickness variations across the colorado rocky mountains from teleseismic Receiver Functions, *J. Geophys. Res.*, **100**(B10), 20,391–20,404.

Sheikholeslami, M. R., 2002. *Evolution structurale et métamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central : Les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan)*, Thèse de doctorat, Ecole Doctoral des Science de la Mer, Groupe de Formation Doctoral Geosciences Marines, L'Université de Bretagne Occidentale.

Sherrington, H. F. & Zandt, G., 2004. Crustal fabric in the Tibetan plateau based on waveform inversion for seismic anisotropy parameters, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02312,doi :10.1029/2002JB002345.

Shibutani, T., Sambridge, M., & Kennett, B. L. N., 1996. Genetic algorithm inversion for Receiver Functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath Eastern Australia, *Geophys. Res. Lett.*, **23**(14), 1829–1832.

Shih, X. R. & Meyer, R. P., 1990. Observation of shear wave splitting from natural events : south moat of long valley caldera, California, june 29 to august 12, 1982., *J. Geophys. Res.*, **95**, 11179–11195.

Silver, P. & Chan, W., 1988. Implication for continental structure and evolution from seismic anisotropy., *Nature*, **335**(1), 34–39.

Silver, P. G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents : Probing the depth of geology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **24**, 385–432.

Silver, P. G. & Chan, W. W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation., *J. Geophys. Res.*, **96**(B10), 16429–16454.

Silver, P. G. & Savage, M. K., 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers., *Geophys. J. Int.*, **119**, 949–963.

Smith, G. P. & Ekström, G., 1999. A global study of p_n anisotropy beneath continents, *J. Geophys. Res.*, **104**(B1), 963–980.

Snyder, D. B. & Barazangi, M., 1986. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*, **5**(3), 361–373.

Sobolev, S. V., Grésillaud, A., & Cara, M., 1999. How robust is isotropic delay time tomography for anisotropic mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **26**(4), 509–512.

Sobouti, F. & Arkani-Hamed, J., 2002. Thermo-mechanical modeling of subduction of continental lithosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **131**, 185–203.

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran : A review, *AAPG Bulltin*, **52**, 1229–1258.

Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, in *Geology of Continental Margins*, edited by C. Burke & C. Drake, pp. 873–877, New York.

Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, **8**, 333–353.

Stoneley, R., 1975. On the origin of ophiolite complexes in the southern Tethys region, *Tectonophysics*, **25**, 303–322.

Talebian, M. & Jackson, J., 2002. Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-EurAsia collision, *Geophys. J. Int.*, **150**, 422–439.

Talebian, M. & Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, **156**, 506–526.

Talwani, M., Wrzel, J., Lamar, J., & Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, **64**, 49–59.

Tapponnier, P., Meyer, B., Avouac, J. P., Peltzer, G., Gaudemer, Y., Shunmin, G., Hongfa, X., Kelun, Y., Zhitai, C., Shuadua, C., & Huagang, D., 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet, *Earth Planet. Sci. lett.*, **97**, 382–403.

Tarantola, A. & Valette, B., 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Reviews of Geophysics and space physics*, **20**(2).

Tatar, M., 2001. *Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale : Le Zagros Central et l'Alburz (Iran)*, Thèse de doctorat, Obesrvatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Laboratoire de Geophysique Internne et Tectonophysique, l'Université Joseph Fourier - Grenoble I.

Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., & Walpersdorf, A., 2002. The present-day deformation of the Central Zagros from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19), 1927,doi :10.1029/2002GL015427.

Tatar, M., Hatzfeld, D., & Ghafory-Ashtiany, M., 2004. Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from micorearthquake seismicity, *Geophys. J. Int.*, **156**, 255–266.

Thurber, C. H., 1993. Local earthquake tomography : velocities and v_p/v_s - theory, in *Seismic Tomography, Theory and practice*, edited by H. M. Iyer & K. Hirahara, pp. 563–583, CHAPMAN & HALL, 2-6 Boundary Row, London SE1 8HN.

Toksöz, M. N. & Bird, u., 1977. modeling of temperature in continental convergence zones, *Tectonophysics*, **41**, 181–193.

Tommasi, A., 1998. Forward modeling of the development of seismic anisotropy in the upper mantle., *Earth Planet. Sci. lett.*, **160**, 1–13.

Tommasi, A., Tikoff, B., & Vauchez, A., 1999. Upper mantle tectonics : three dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties., *Earth Planet. Sci. lett.*, **168**, 173–186.

Vauchez, A. & Garrido, C. J., 2001. Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle : constraints from lattice preferred orientations in peridotite from the ronda massif, *Earth Planet. Sci. lett.*, **192**, 235–249.

Vauchez, A. & Nicolas, A., 1991. Mountain buildings : strike-parallel motion and mantle anisotropy, *Tectonophysics*, **185**, 183–201.

Vauchez, A., Barruol, G., & Tommasi, A., 1997. Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts, *Terra Nova*, **9**, 62–66.

Vergne, J., 2002. *Imagerie des structures et dynamique de la lithosphère de la marge nord-est du Tibet*, Thèse de doctorat, École et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Laboratoire de Sismologie Large-Bande, Université Louis Pasteur, Strasbourg I.

Vergne, J., Wittlinger, G., Hui, Q., Tapponier, P., Poupinet, G., Jiang, M., Su, H., Herquel, G., & Paul, A., 2002. Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan plateau, *Earth Planet. Sci. lett.*, **203**, 25–33.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., & Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the middle east constrained by gps measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**, 381–398.

Vinnik, L. P., Farra, V., & ROmanowicz, B., 1989. Azimuthal anisotropy in the earth from observations of SKS at geoscope and nars broadband stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **79**(5), 1542–1558.

Walpersdorf, A., Nankali, H. R., Tavakoli, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Masson, F., Nilfroushan, F., Peyret, M., & Vernant, P., 2004. Oblique collision in the southern Zagros observed by GPS, in *EGU 1st General Assembly, Nice, France, 25-30 April, 2004*.

Wittlinger, G., Tapponier, P., Poupinet, G., Mei, J., Dania, S., Herquel, G., & Masson, F., 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh fault, *Science*, **282**, 74–76.

Wittlinger, G., Vergne, J., Tapponier, P., Farra, V., Poupinet, G., Jiang, M., Su, H., Herquel, G., & Paul, A., 2004. Teleseismic imaging of subducting lithosphere and Moho offsets beneath western Tibet, *Earth Planet. Sci. lett.*, **2211**, 117–130.

Wolfe, C. J. & Vernon, F. L., 1998. Shear-wave splitting at central Tien Shan : Evidence for rapide variation of anisotropic patterns, *Geophys. Res. Lett.*, **25**(8), 1217–1220.

Yamini Fard, F., 2003. *Sismotectonique et structure lithsophérique de deux zone de transition dans le Zagros (Iran) : la zone de Minab et la zone de Qatar-Kazerun*, Thèse de doctorat, Obesrvatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Laboratoire de Geophysique Internne et Tectonophysique, l'Université Joseph Fourier - Grenoble I.

Yin, A. & Harrison, T., 2000. Geological evolution of the Himalaya-Tibetan orogen, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **28**, 211–280.

Zelt, C. A. & Smith, R. B., 1992. Seismic traveltime inversion for 2-d crustal velocity strucure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16–34.

Zhang, S. & Karato, S.-i., 1995. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear, *Nature*, **375**, 774–777.

Zhang, Z. & Schwartz, S. Y., 1994. Seismic anisotropy in the shallow crust of the Loma Prieta segment of the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, **99**(B5), 9651–9661.

Zhao, W. & Morgan, J., 1985. Uplift of Tibetan Plateau, *Tectonics*, **4**, 359–369.

Zhu, L., 2000. Crustal structure across the san andreas fault, southern California from teleseismic converted waves, *Earth Planet. Sci. lett.*, **179**, 183–190.

Zhu, L. & Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic Receiver Functions, *J. Geophys. Res.*, **105**(B2), 2969–2980.