

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ FERHAT ABBAS-SÉTIF (ALGÉRIE)

THÈSE

Présentée à la Faculté des Sciences

Département de Physique

Pour l'Obtention du Diplôme de

DOCTORAT DE SCIENCES

Option : Sismologie

Étude de l'anisotropie sismique du Nord-Est de l'Algérie

RADI ZOHIR

Soutenue publiquement le : 02 Novembre/ 2016

Devant la commission d'examen :

LAYACHI LOUAIL	Président	Professeur à UFA Sétif
ABDELKARIM YELLES-C HAOUCHE	Directeur de thèse	Directeur de recherche CRAAG
M. HACHEMI AMAL	Examineur	Professeur à UFA Sétif
ABTOUT ABDESSLAM	Examineur	Directeur de recherche CRAAG
MOULLEY CHARAF CHABOU	Examineur	Maître de conférences UFA Sétif
HAMOUD BELDJOURDI	Examineur	Maître de Recherche CRAAG

Remerciements

Avant tout, je remercie Allah Dieu le tout-puissant qui m'a donné la foi, la force et la volonté de continuer à travailler sérieusement et arriver à finir ce travail que j'espère constituera une contribution à l'étude de l'anisotropie sismique de la région Est du nord de l'Algérie.

La présente thèse est le fruit de la collaboration entre le Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique et l'Université Ferhat Abbas par l'ouverture d'une post graduation en sismologie ; collaboration ayant donné l'occasion à plusieurs d'étudiants de s'intégrer dans le domaine de la recherche scientifique. Je remercie énormément, Mr **Abdelkrim Yelles Chaouche**, directeur du CRAAG et directeur de cette thèse de non seulement m'avoir donné cette occasion mais aussi de m'avoir supporté tout au long de ces années d'étude et de m'avoir soutenu et orienté ; qu'il trouve ici toute ma gratitude.

Je remercie Monsieur **Layachi Louail** doyen de la faculté des sciences de l'université Ferhat Abbas d'avoir accepté de présider mon jury de soutenance malgré ses occupations multiples et aussi en sa qualité de directeur de ma thèse de magister. Je tiens à remercier également Madame **A. Hachemi** professeur de physique à l'université Ferhat Abbas, qui a accepté sans retenue d'être parmi les jurys de ma soutenance. J'adresse un grand merci pour Mr **Hamoud Beljoudi**, maître de recherche au CRAAG et responsable de l'unité des études sismologiques, que j'ai apprécié son encouragement et son amitié et qui a accepté sans retenue d'être membre du jury. Aussi, je remercie Mr **Moulley Charaf Chabou**, maître de conférences et directeur de l'institut des sciences de la terre et architecture de l'université Ferhat Abbas d'avoir accepté et examiné ma thèse. Je remercie Mr **Abtout Abdesselam**, directeur de recherche au CRAAG d'avoir accepté la participation comme membre de jury de ma soutenance. Un grand merci que j'adresse à monsieur **Kherroubi Abdelaziz**, responsable de division de recherche au CRAAG.

Aussi, je tiens à remercier Mr **Goetz Bokelmann** de l'université de Vienne et Montpellier 2 qui avec son encouragement et ses conseils a énormément contribué à l'accomplissement de ce travail ainsi qu'à Mr **Victor Corchete** de l'université de Saragosse pour son aimable aide.

Je remercie également mon ami Guettouche Salim, qui a participé à l'accomplissement de ce travail par son encouragement et sa précieuse aide. Je tiens par ailleurs à remercier énormément, mes amis Issam Abacha, Oualid Boulahia, Hichem Bendjema et K. Layadi sans oublier Boukhedenna Abdelouhab et Benameur Abderrezak qui m'ont accompagné tout au long de mes études supérieures.

A tous les collègues du CRAAG, chercheurs, personnel de soutien à la recherche, administrateurs et tous les autres employés du CRAAG particulièrement les gens de la station régionale de Constantine à sa tête Mr Khellaf Kamel et la station de Sétif. Je les remercie et je leur souhaite beaucoup de réussite dans leur travail.

Mes pensées vont particulièrement à Mr Amrani Azzouz, Mr Loucif Mohamed Lakhdar, Mr Boualem Bayou et Mr Chaoui Farid, tous appartenant au CRAAG qu'Allah yerrahmhoum. Que Dieu les accueille dans son vaste Paradis.

A tous, je vous remercie.

Zohi RADI

Dédicaces

Je dédie ce travail à vous, mes parents, malgré que vous êtes morts mais votre mémoire m'a toujours poussé à vous honorer et je vous remercie très fort, grâce à vous, Dieu m'a permis d'arriver à ce niveau. Merci pour vos Invocations en ma faveur, merci aussi

Aussi, je remercie tous mes frères et toutes mes sœurs, pour leurs encouragements, conseils et les conditions qu'ils m'ont dédié depuis mon enfance à commencer par l'ainé Chrif Radi qui a été mon second père avant d'être frère. Enfin, je remercie ma chère épouse pour son soutien quotidien indéfectible et sa patience devant les longs séjours que j'ai effectués durant cette thèse loin de ma maison. Je la remercie également pour les efforts qu'elle a fournis et continue à le faire pour élever nos enfants : Abderraouf, Sami et la petite Meriem. Merci d'être à mes côtés durant ces années !

A toutes et à tous encore une fois, mille merci.

Table des matières

Remerciements	I
Table des matières	III
Introduction générale	7

Chapitre 1 : Les ondes sismiques et la théorie de l'anisotropie sismique.

Introduction.

1.1- Rappel théorique sur les ondes sismiques.

<i>1.1.1-L'origine des ondes sismiques.</i>	12
<i>1.1.2- Différents types d'ondes sismiques</i>	14
1.1.2.1- Ondes de volume.	14
1.1.2.2-Ondes de surfaces.	16
<i>1.1.3- L'analyse des ondes de Rayleigh</i>	17
<i>1.1.4- Paramètres des rais sismiques</i>	19
<i>1.1.5-Modèle sismologique de la Terre.</i>	22

1.2- La théorie de l'anisotropie sismique.

<i>1.2.1- Elasticité et propagation des ondes</i>	24
1.2.1.1- Loi de Hooke	26
<i>1.2.2- Milieu isotrope et milieu anisotrope</i>	27
1.2.2.1- Milieu isotrope	27
1.2.2.2- Milieu anisotrope	29
<i>1.2.3- Origine de l'anisotropie</i>	30
1.2.3.1- Orientation Préférentielle du Réseau cristallin (OPR).	31
1.2.3.2- Orientation Préférentielle de Forme (alignement des structures)	32
<i>1.2.4- Localisation de l'anisotropie</i>	33

Chapitre 2 : L'anisotropie sismique autour du bassin méditerranéen occidental.

2.1- L'anisotropie sismique à l'échelle mondiale	40
2.2- L'anisotropie sismique dans la région ouest de la méditerranée	42
2.2.1- L'anisotropie sismique du Nord des Apennins	43
2.2.2- L'anisotropie sismique de la région de la France	45
2.2.3- L'anisotropie sismique de la région Ibérique jusqu'au Maroc	47
2.3- Le champ des contraintes de la région d'étude	48

Chapitre 3 : Présentation du contexte géodynamique et sismotectonique régionale.

Introduction	51
3.1- Cadre géodynamique de la Méditerranée	51
3.1.1- Convergence Afrique (Nubie)-Eurasie	51
3.2- Grands ensembles structuraux la Méditerranée	54
3.2.1- Le bassin algéro-provençal	54
3.2.2- Le bassin liguro-provençal ou ligure	54
3.2.3- La marge catalane et le golfe du Lion	54
3.2.4- Le bassin tyrrhénien	55
3.2.5- La plaque adriatique	55
3.2.6- La mer d'Alboran et la marge nord maghrébine	56
3.3- Contexte géodynamique et sismotectonique de la Méditerranée occidentale	56
1.3.3.1- . Histoire géodynamique de la Méditerranée occidentale	56
3.4- Contexte géologique et sismotectonique du nord de l'Algérie	59
3.4.1- Les Kabyliques	59
3.4.2- Les nappes de Flyschs	59
3.4.2- Les nappes telliennes	60
3.4.3- L'Atlas intra-continental	60

3.5- Présentation de la région d'étude	61
3.5.1- La zone de l'étude	61
3.5.2- Cadre géologique	62
3.5.3- Cadre sismotectonique	62

Chapitre 4 : Traitement des données et méthodologie de calcul

Introduction	66
4.1- Présentation du réseau de surveillance sismique algérien	67
4.1.1- Le réseau de surveillance sismique REALSAS	67
4.1.2- Réseau ADSN (Algerian Digital Seismic Network)	68
4.2- La méthode shear wave splitting	70
4.2.1 - Phénomène de fractionnement des ondes de cisaillement	70
4.2.2 - Mesure du déphasage des ondes de cisaillement	72
4.2.3- Les données utilisées dans shear wave splitting	74
4.3- Détermination la vitesse des ondes Vs par analyse des ondes de Rayleigh	77
4.3.1- Analyse en filtrage multiple	78
4.3.2- Inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh	82
4.3.2.1- Calcul numérique des dérivées partielles et causalité.	83
4.3.2.2- Les corrections de sphéricité.	89
4.3.3- Les données utilisées pour l'inversion des ondes de Rayleigh.	90

Chapitre 5: Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis.

Abstract	93
1. Introduction	94
2. Geodynamic setting	96
3. Data and analysis methods	98
4. Results	102
5. Discussion	105

6. Conclusions	109
7. References	110

**Chapitre 6 : Shear wave velocity structure of the northeastern
Algeria from Rayleigh wave analysis.**

Abstract	118
8. Introduction	119
9. Geodynamic setting	121
10. Methods and data analysis	123
11. Results and Discussion	127
12. Conclusions	133
13. References	133
 Discussion générale	 136
Conclusion générale	143
Liste des figures	145
Les références.	151

Chapitre 1 : Les ondes sismiques et la théorie de l'anisotropie sismique.

Introduction.

1.1- Rappel théorique sur les ondes sismiques.

<i>1.1.1-L'origine des ondes sismiques.</i>	12
<i>1.1.2- Différents types d'ondes sismiques</i>	14
<i>1.1.2.1- Ondes de volume.</i>	14
<i>1.1.2.2- Ondes de surfaces.</i>	16
<i>1.1.3- L'analyse des ondes de Rayleigh</i>	17
<i>1.1.4- Paramètres des rais sismiques</i>	19
<i>1.1.5-Modèle sismologique de la Terre.</i>	22

1.2- La théorie de l'anisotropie sismique.

<i>1.2.1- Elasticité et propagation des ondes</i>	24
<i>1.2.1.1- Loi de Hooke</i>	26
<i>1.2.2- Milieu isotrope et milieu anisotrope</i>	27
<i>1.2.2.1- Milieu isotrope</i>	27
<i>1.2.2.2- Milieu anisotrope</i>	29
<i>1.2.3- Origine de l'anisotropie</i>	30
<i>1.2.3.1- Orientation Préférentielle du Réseau cristallin (OPR).</i>	31
<i>1.2.3.2- Orientation Préférentielle de Forme (alignement des structures)</i>	32
<i>1.2.4- Localisation de l'anisotropie</i>	33

Chapitre 1 : Les ondes sismiques et la théorie de l'anisotropie sismique.

Introduction

Dans ce chapitre, on abordera les différents aspects théoriques liés au concept de l'anisotropie sismique à travers sa définition ainsi que les définitions de base de la mécanique des solides, les concepts de base de l'élasticité linéaire et enfin la propagation des ondes dans un milieu continu homogène, d'abord isotrope puis anisotrope. Avant d'aborder cette partie, il s'avère nécessaire de présenter les différents types d'ondes sismiques générées par les séismes, leurs définitions ainsi que leur origine.

1.1- Rappels théoriques sur les ondes sismiques

1.1.1- L'origine des ondes sismiques :

Un séisme, ou tremblement de Terre, génère des ondes élastiques se propageant dans toutes les directions. Ces ondes se propagent à l'intérieur de la Terre selon des lois analogues à celles de l'optique géométrique (lois de Snell-Descartes pour la réflexion et la réfraction). Les séismes naturels résultent de la rupture de failles recoupant les matériaux terrestres. Ces matériaux souvent rigides, se déforment sous l'action de contraintes, d'abord élastiquement puis plastiquement jusqu'à atteindre le seuil de rupture des roches. Un séisme s'accompagne d'une libération instantanée de l'énergie accumulée lors de la phase de déformation sous forme d'ondes élastiques et sous forme de chaleur. On appelle foyer l'endroit où se produit la rupture et épicentre la projection en surface de ce foyer.

Les séismes peuvent être classés soit par rapport à leur profondeur : superficiels (0-moins de 60km), intermédiaires (60 – 300 km) ou profonds (sup à 300-700 km); soit par rapport à la distance épicentrale (à savoir la distance séparant l'épicentre de la station sismologique) : locaux, régionaux ou lointains.

Le mécanisme au foyer permet de définir le type de rupture au niveau de la faille générant un séisme, l'orientation de la faille et la direction de glissement des blocs sur

celle-ci. On peut ainsi définir la nature convergente ou divergente des mouvements à l'origine des séismes.

Il existe trois sortes de mécanismes au foyer simples correspondants à trois types de failles (figure 1.1). On représente le type de mécanisme au foyer par une sphère centrée autour du foyer du séisme. Cette sphère est découpée en quatre cadrans en lien avec le sens du mouvement des ondes P. A chaque type de faille, correspond ainsi un diagramme de mécanisme au foyer. Il est à rappeler que les trois types de failles sont:

a) les failles normales : Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un étirement des roches initiales. Elles résultent de mouvements d'écartement (divergence).

b) les failles inverses : Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un raccourcissement des terrains initiaux. Elles résultent de mouvements de rapprochement (convergence).

c) les failles en décrochement : Les failles en décrochement provoquent un déplacement des blocs dans le sens horizontal.

Cependant, on peut rencontrer une combinaison de ces mécanismes simples à savoir : normale avec décrochement ou inverse avec décrochement.

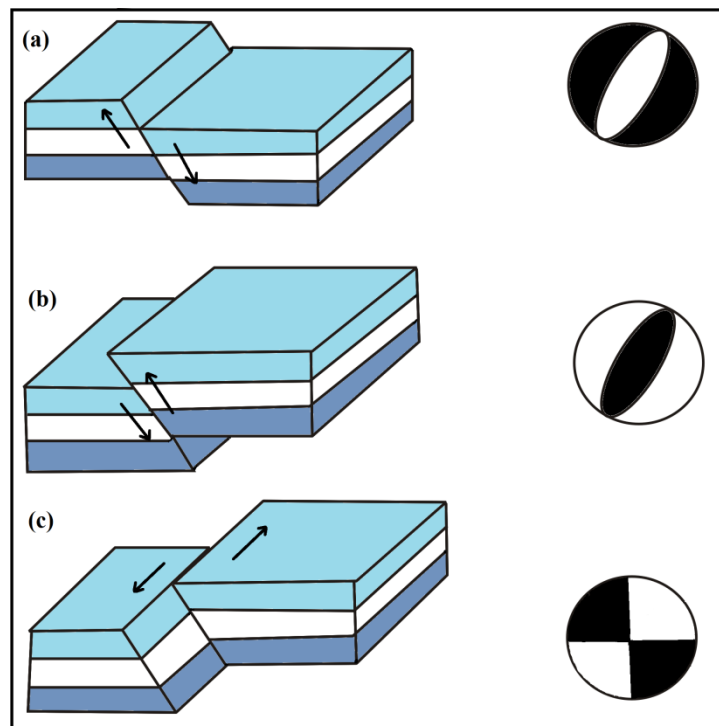


Figure 1.1: différents types de failles et mécanisme au foyer correspondant (a) faille normale (b) faille inverse (c) faille en décrochement (modifiée d'après Foucaul et al, 2014).

1.1.2- Différents types d'ondes sismiques

Les équations de base de la physique, gouvernant la convection dans les milieux solides élastiques telles les roches de l'intérieur de la Terre, sont les équations de Navier-Stokes et l'équation thermique de conservation de l'énergie. Les équations de Navier-Stokes impliquent l'existence de deux grands types d'onde, mises en évidence expérimentalement : les ondes de volume qui traversent la Terre et les ondes de surface qui se propagent à sa surface. Sur les enregistrements des sismographes, elles se succèdent ou se superposent. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont modifiées par les structures géologiques qu'elles traversent, c'est pourquoi, les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure.

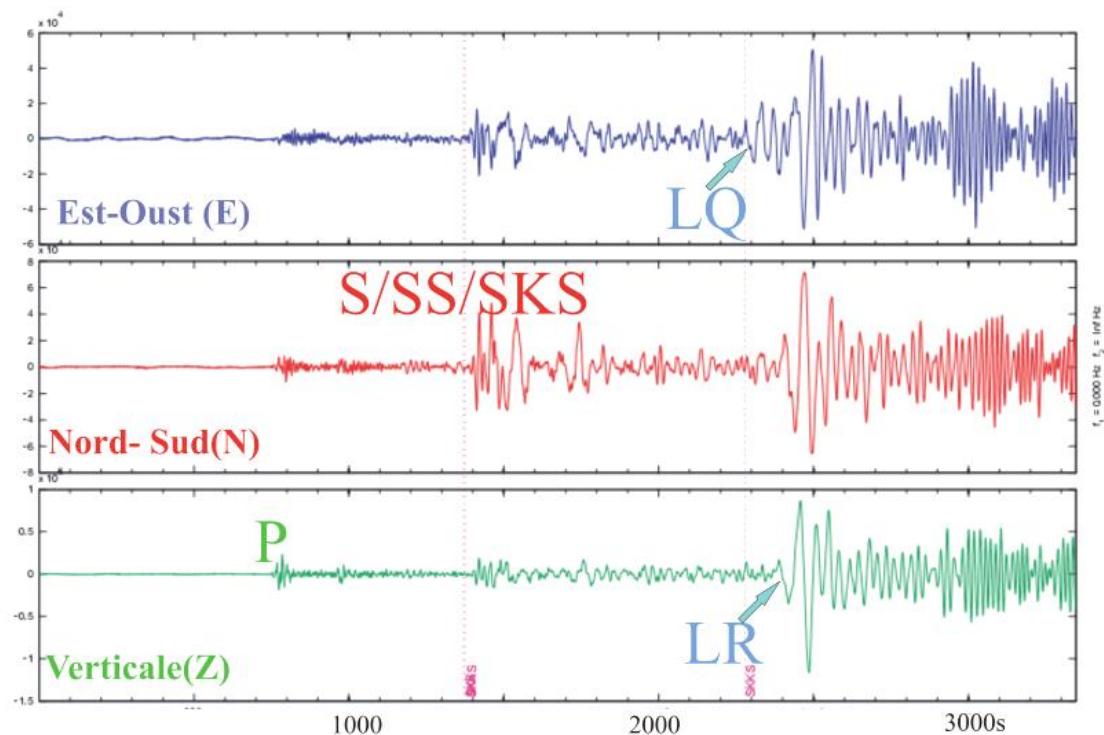


Figure 1.2 :Exemple d'un sismogramme de 3 composantes (EW,NS et Z)enregistré à la station CASM (Constantine) d'un évènement lointain. (P) ondes de compression, (S) ondes de cisaillement, (LQ) ondes de Love, (LR) ondes de Rayleigh.

1.1.2.1- Ondes de volume

Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du milieu traversé et, d'une manière générale, cette dernière augmente avec la profondeur car le matériau traversé devient plus dense. Ce fût le sismologue Richard Dixon Oldham qui

identifia les ondes P et S en 1906 en étudiant le séisme d'Assam en 1897, en différenciant dans ces sismogrammes deux types d'ondes sismiques, il mettra en évidence une zone d'ombre et en déduisit l'existence d'une structure distincte du manteau terrestre, à savoir le noyau liquide.

On distingue deux types d'ondes de volume :

➤ Les ondes P ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par des dilatations et des compressions successives. Ces déplacements du sol sont parallèles à la direction de propagation de l'onde. Elles se propagent dans tous les milieux et sont les plus rapides par rapport aux autres ondes de surface, parcourant le chemin le plus court, même à travers le noyau terrestre, et sont donc les premières à être enregistrées sur les sismogrammes. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre.

➤ Les ondes S ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement (shear waves d'où ondes S) ou ondes transversales. À leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau externe de la Terre. Elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

La différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit, connaissant leur vitesse, à donner une indication sur l'éloignement du séisme permettant ainsi de localiser son épïcentre à l'aide de trois sismogrammes.

Les ondes de volume se propagent comme les rayons lumineux : elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu, au passage manteau-noyau par exemple. Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit.

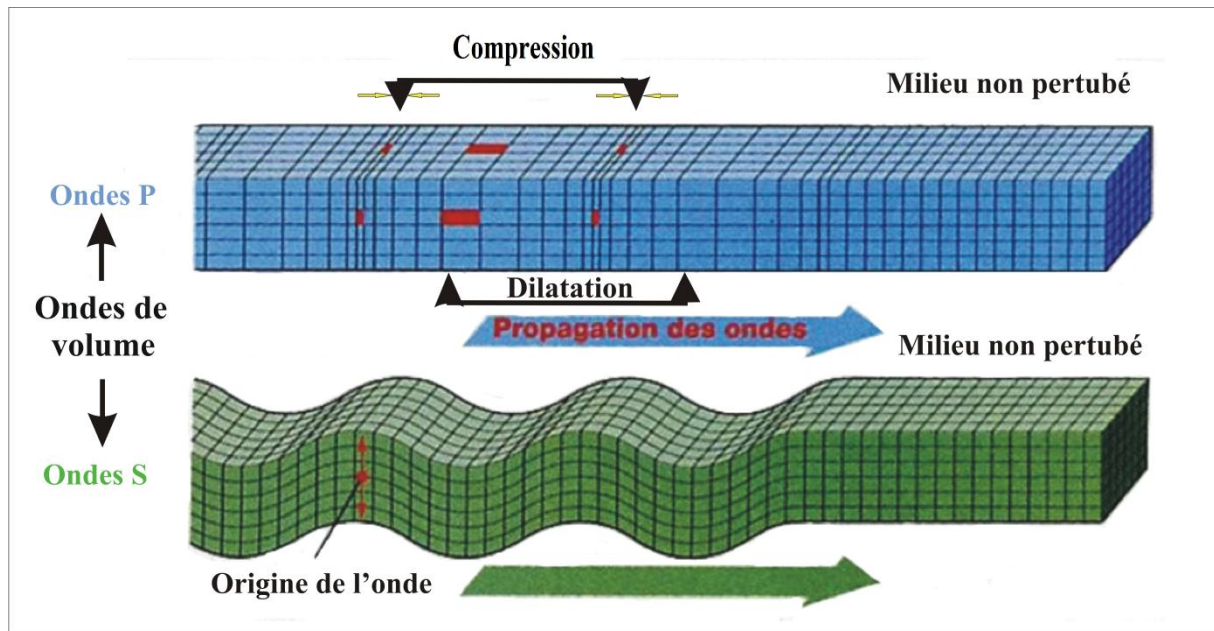


Figure 1.3 : Mouvement des particules lors d'un passage d'une onde P et d'une onde S (modifié d'après Shearer, 2009).

1.1.2.2- Ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac. Elles sont moins rapides que les ondes de volume, leur amplitude est généralement plus forte, mais décroît rapidement avec la distance à la surface qui les guide. Il existe deux types d'ondes de surface :

- L'onde de Love : c'est l'anglais Augustus Edward Hough Love qui découvrit son existence en 1911. Son déplacement est comparable à celui des ondes S sans le mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations d'un édifice. Les ondes de Love se propagent à environ 4 km.s^{-1} .
- L'onde de Rayleigh : elle a été découverte par John William Strutt Rayleigh en 1885. Son déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, constituant un mouvement à la fois horizontal et vertical.

Les ondes de surface sont des ondes arrivant tardivement sur le sismogramme. Les ondes de Love intègrent la direction de polarisation (S_H) de l'onde S qui est piégée en surface et delà, elle se forme par interférence constructive. Comme indiqué par la figure (1.4), les particules du milieu se déplacent horizontalement mais perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Quant aux ondes de Rayleigh, elles se forment par interférence de l'onde P et de la

direction verticale de polarisation (S_v) de l'onde S . Aussi, leur amplitude décroît avec la profondeur et décroît également d'un facteur $1/\sqrt{r}$ avec la distance parcourue en surface (Fowler, 2005). Il faut noter que lorsqu'un milieu est traversé par une onde de Rayleigh, ses particules se déplacent suivant un mouvement elliptique rétrogradé sur le plan vertical (figure 1.4), semblable à celui d'une vague dans un océan à l'exception que ce mouvement prograde.

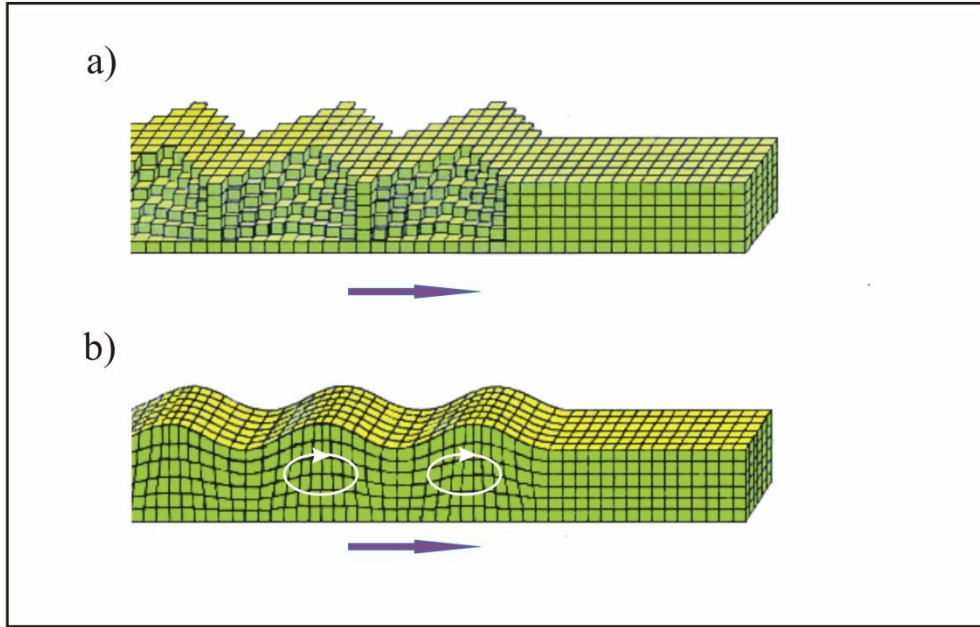


Figure 1.4 : Mouvement des particules lors d'un passage d'une onde Love (a) et d'une onde Rayleigh (b) (modifiée d'après Bolt, 1976).

1.1.3- L'analyse des ondes de Rayleigh

Du fait que cette thèse se consacre à la connaissance de la structure crustale de la région d'étude par la variation de la vitesse de propagation des ondes de cisaillement V_S à travers l'analyse de dispersion des ondes de Rayleigh, il nous est apparu indispensable de présenter de manière détaillée leur aspect théorique.

Comme cité auparavant, les ondes de Rayleigh résultent d'une interférence des ondes P et S_v . Le déplacement horizontal de ces ondes dans un sous-espace de Poisson est décrit par la relation suivante:

$$U_x = -ik_x A e^{i(\omega t - k_x x)} (e^{i(r_\alpha k_x z)} - C r_\beta e^{i(r_\beta k_x z)})$$

Et le déplacement vertical par la relation:

$$U_z = -ik_x A e^{i(\omega t - k_x x)} (e^{i(r_\alpha k_x z)} + C r_\beta e^{i(r_\beta k_x z)})$$

Où k_x est le nombre d'onde (longueurs d'onde, 2π , par unité de longueur), ω est la fréquence angulaire, A est l'amplitude,

$$r_\beta = \sqrt{\frac{c_T^2}{\beta^2} - 1} \quad , \quad r_\alpha = \sqrt{\frac{c_T^2}{\alpha^2} - 1} \quad \text{et} \quad C = \frac{i\left(2 - \frac{c_T^2}{\beta^2}\right)}{2 \sqrt{-\left(\sqrt{\frac{c_T^2}{\beta^2} - 1}\right)}} \quad (\text{Stein et Wysession, 2003})$$

Dans les équations précédentes, $C r$ représente la vitesse des ondes de Rayleigh et C est la vitesse apparente à la surface.

En surface, à $z = 0$, les équations des déplacements horizontaux et verticaux sont :

$$u_x = (1 - C \cdot r_\beta) k_x A \sin(\omega t - k_x x)$$

Et

$$u_z = (C - r_\alpha) k_x A \cos(\omega t - k_x x)$$

Ces dernières équations correspondent au mouvement elliptique rétrogradé tel que décrit plus haut et visible à la figure (1.5). A partir des ondes de Rayleigh, on extrait deux types de vitesses: les vitesses de phase avec laquelle voyage un creux ou une crête particulière de l'onde (donc une phase particulière) et les vitesses de groupe qui sont les vitesses avec lesquelles voyage le paquet d'ondes ou l'enveloppe.

La vitesse de phase C est décrite par l'équation suivante (fréquence angulaire sur le nombre d'onde) :

$$C = \frac{\omega}{k}$$

Quant à la vitesse de groupe U qui est la dérivée partielle de la fréquence angulaire en fonction du nombre d'onde:

$$Vg = U' = \frac{\partial \omega}{\partial k}$$

Si l'onde de Rayleigh traverse un milieu non dispersif, les vitesses de phase sont égales aux vitesses de groupe puisque le paquet ne se déforme pas au cours de la propagation. Néanmoins, dans un milieu dispersif, les vitesses de l'onde S varient avec la profondeur et les

différentes longueurs d'onde échantillonnant à différentes profondeurs et impliquant une déformation du paquet d'ondes, donc une dispersion. L'enveloppe du paquet d'ondes, quant à elle, conserve un maximum d'amplitude que l'on peut continuer à repérer. Ce maximum se propage comme l'enveloppe à la vitesse de groupe. L'énergie, localisée au niveau du paquet d'ondes, c'est-à-dire du maximum d'amplitude de l'enveloppe, se propage donc également à la vitesse de groupe.

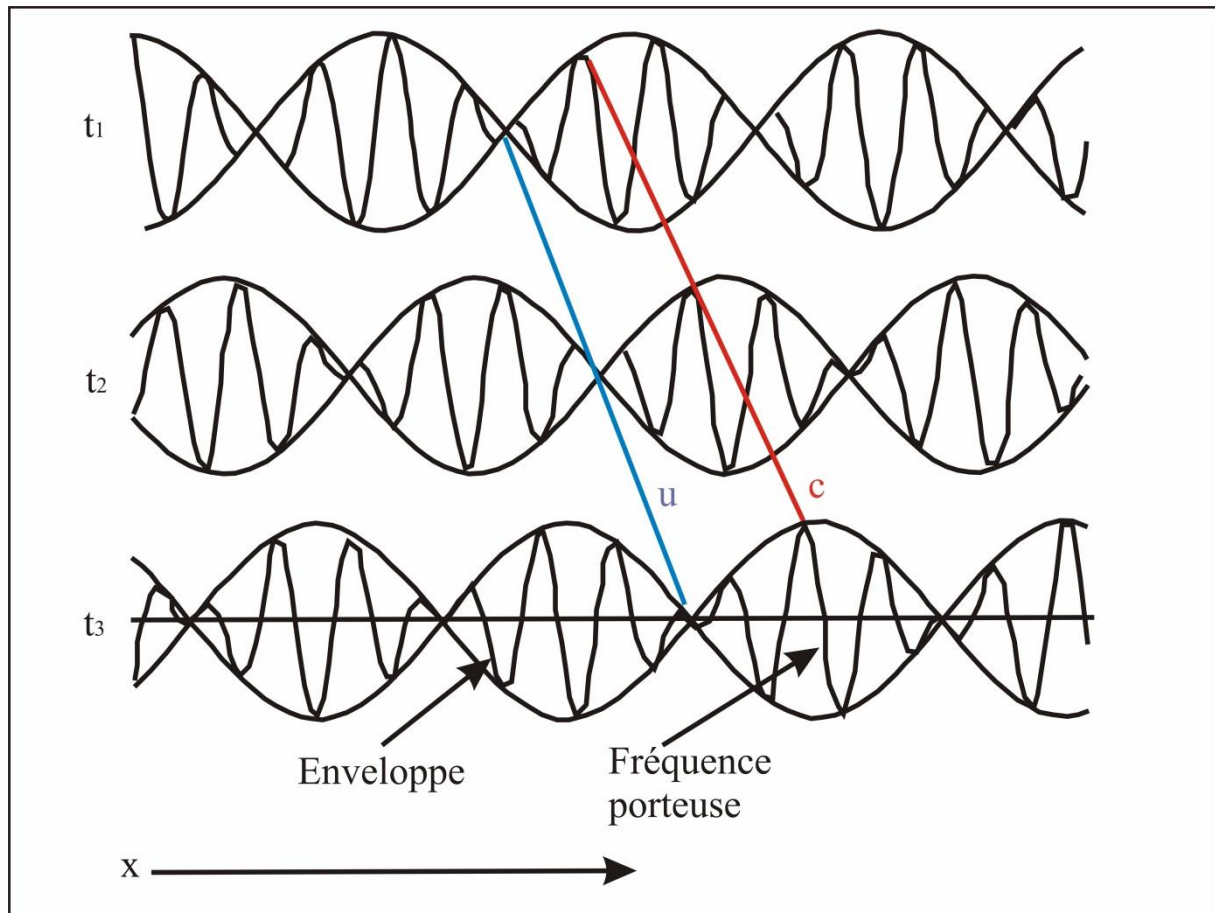


Figure 1.5 : Séparation des vitesses de phase C et de groupe U lorsqu'elles se propagent dans un milieu dispersif (modifié d'après Joyal, 2011).

Les matériaux constituant la terre étant de nature dispersive (Stein et Wysession, 2003) cette étude s'appuie donc sur ce principe. En effet, la croûte et le manteau terrestre n'étant pas des milieux homogènes, les paramètres élastiques varient avec la profondeur.

1.1.4- Paramètres des rais sismique

Soient V_p et V_s les vitesses respectives des ondes P et S (la définition de ces vitesses est bien détaillée dans la section 1.2). Lorsqu'une onde P ou S rencontre une surface de

discontinuité, elle doit, en général, donner naissance au maximum à quatre ondes : longitudinale et transversale réfléchi ; longitudinale et transversale réfractée. Mais il se peut que l'une, deux ou trois de ces ondes disparaissent. Ainsi une onde S_H vibrant normalement au plan de propagation ne donne naissance qu'à une onde de même espèce tandis qu'une onde S_V vibrant dans le plan de propagation donne naissance, en général, à quatre types d'ondes, sans exclure une réflexion totale. Une onde peut subir plusieurs réflexions ou réfractions sur de telles surfaces de discontinuité. Deux cas sont à considérer selon les distances envisagées entre la source et un point d'observation.

1) Si les distances n'excèdent pas quelques centaines de kilomètres, on peut admettre que la surface de discontinuité est plane, ainsi que la surface du sol. Dans chaque transformation, les vitesses V_i et V_r sont reliées à l'angle i d'incidence et à l'angle r de réflexion ou de réfraction par l'équation que l'on appelle aussi loi de Descartes (figure 1.6).

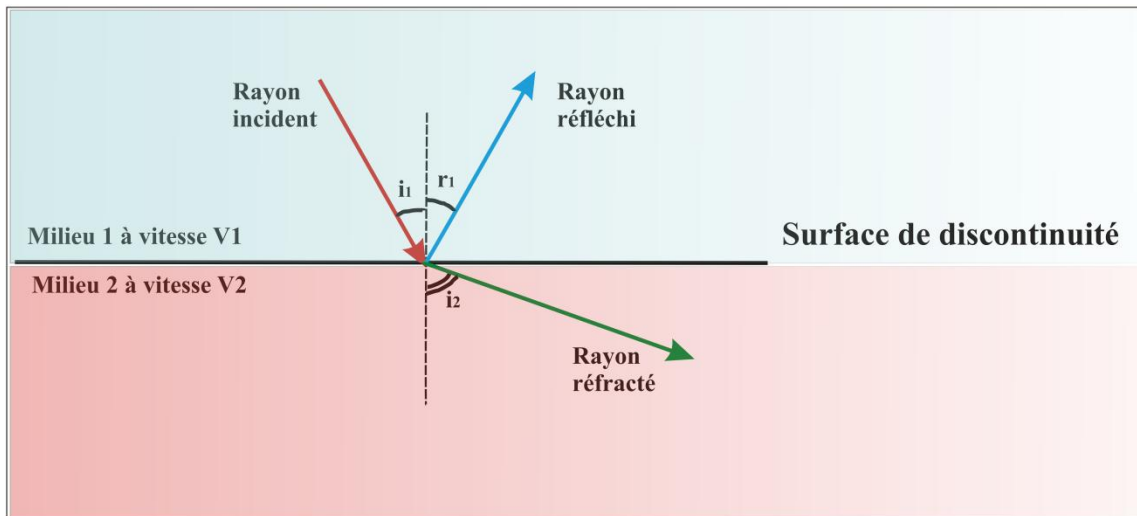


Figure 1.6: Schéma explicatif du phénomène de réflexion et réfraction d'une onde selon les lois de Snell-Descartes.

Cette équation n'a de solution réelle que si $V_2 \leq V_1 / \sin i$, de sorte que les ondes P qui ont la plus grande vitesse peuvent toujours engendrer par réflexion des ondes S de plus faible vitesse, tandis que les ondes S ne sont transformables en ondes réfléchies P que sous la condition : $\sin i \leq V_s/V_p$.

Si l'on suppose que la vitesse V_2 dans le deuxième milieu est plus grande que V_1 dans le premier milieu, et si l'onde incidente sphérique rencontre la discontinuité sous l'angle d'incidence limite i tel que $\sin i = V_1/V_2$, l'onde réfractée progresse parallèlement à la surface

de séparation avec la vitesse V_2 en donnant naissance à un front conique dans le premier milieu.

2) Pour des distances supérieures à quelques centaines de kilomètres on considère un modèle de terre à couches concentriques homogènes (figure 1.7(a)), on a la loi de Snell Descartes:

$$\frac{OP_1 \sin i_1}{V_1} = \frac{OP_2 \sin j_2}{V_1} = \frac{OP_2 \sin i_2}{V_2}$$

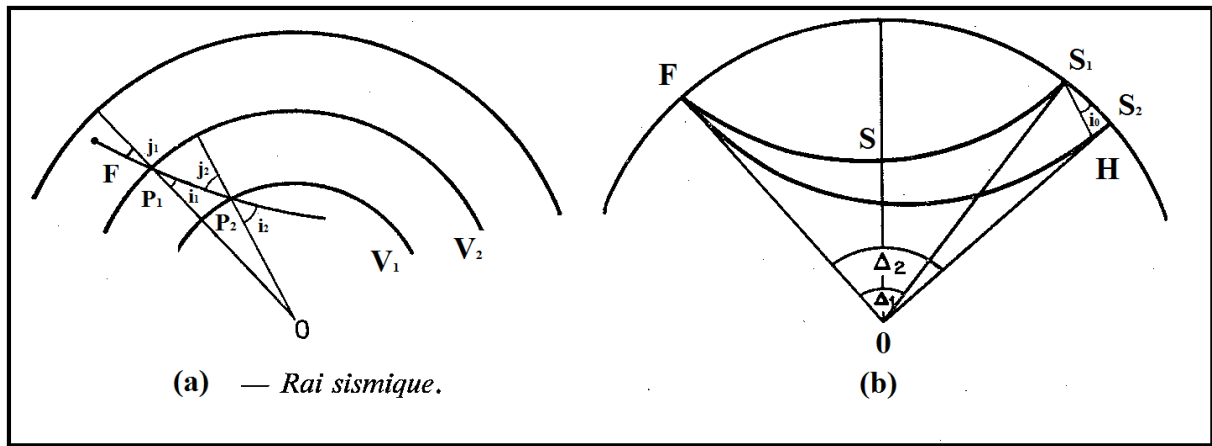


Figure 1.7: Schéma explicatif du phénomène de réflexion et réfraction d'une onde pour modèle de la terre (modifié d'après Chappel .1980).

On désigne par R la distance au centre de la Terre, on peut donc écrire d'une façon générale

$$\frac{R \sin i}{V} = p$$

Le paramètre P caractérise le trajet des ondes entre le foyer et un point sur la surface de la Terre. Supposons qu'un rai s'enfonce ($0 < i < \pi/2$), au départ du foyer et dans un but de simplification nous le considérerons superficiel (figure 1.7(b)), dans un milieu où V/R croît avec la profondeur. En vertu de la relation $\sin i = PV/R$, $\sin i$ va croître, donc i , jusqu'au moment où on aura

$i = \pi/2$, $V(R)/R = 1/P$ (sommet S ou point bas du rai) ; alors V/R décroît donc i croît. Le rai remonte ($\pi/2 < i < \pi$) symétriquement par rapport au rayon OS .

La durée de propagation T d'une onde entre le foyer F et les diverses stations est une fonction de la distance épacentrale Δ et de la profondeur du foyer h . La courbe représentant la relation $T(\Delta)$ est appelée l'hodochrone.

Considérons deux rais voisins issus d'un même foyer F (figure 1.7(b)). Ils aboutissent à deux points S_1 et S_2 . Soient Δ_1 et Δ_2 les angles au centre sous lesquels sont vus les deux arcs FS_1 et FS_2 .

$$\overline{S_1 S_2} = R(\Delta_2 - \Delta_1)$$

La différence des temps de propagation est

$$T_2 - T_1 = \frac{HS_2}{V} = \frac{R(\Delta_2 - \Delta_1) \sin i_0}{V}$$

Où V est la vitesse à la surface. A la limite,

$$\frac{R \sin i_0}{V} = \frac{dT}{d\Delta} = p$$

Ainsi, le paramètre p est égal à la pente de l'hodochrone $T(\Delta)$ au point (T, Δ) .

L'étude de ce paramètre permet de modéliser la structure du globe terrestre et de calculer des tables de propagations. Les observations successives permettent d'affiner le modèle.

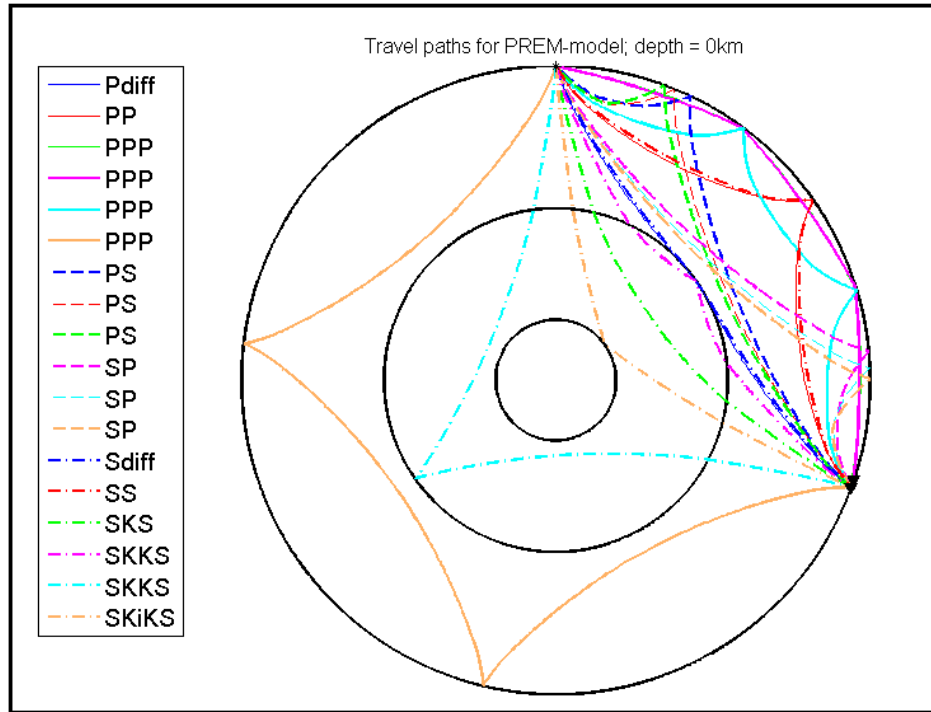


Figure 1.8: Schéma explicatif des différentes phases des ondes téléseismiques
d'après modèle PREM ; Dziewonski A.M. and Anderson, D.L., 1981.

1.1.5- Modèle sismologique de la Terre

L'existence d'un nombre important de sismomètres faisant partie de différents réseaux sismologiques répartis à la surface du globe permettent l'enregistrement des mouvements du sol induits par les tremblements de terre. L'analyse de ces enregistrements ou sismogrammes montre l'existence de nombreuses ondes P, S, PP, SS, PPP et autres, s'expliquant en termes de réfractions et de réflexions à l'interface entre deux milieux de propriétés différentes.

Pour déterminer plus précisément cette structure interne, on utilise les hodochrones, qui sont des courbes reportant le temps d'arrivée de chaque onde, connaissant l'épicentre d'un séisme et le moment où il se produit en fonction de la distance épacentrale Δ , on peut ensuite à partir des hodochrones remonter aux profils des vitesses des ondes P et S et la densité en fonction de la profondeur par un problème inverse. Le premier modèle ainsi obtenu est le modèle **PREM** (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski et Anderson 1981). On dispose alors d'un modèle sismologique de Terre en **couches concentriques** distinctes décrites comme suit:

- La croûte océanique, épaisse de 8 à 10 km, et la croûte continentale, épaisse d'environ 30 km à 70 km sous les chaînes de montagnes,
- Le manteau, séparé de la croûte par la discontinuité de Mohorovicic (Moho), s'étend jusqu'à 2900 km de profondeur,
- Le noyau Terrestre, séparé du manteau par la couche D" (discontinuité de Gutenberg), siège de fortes hétérogénéités sur 200 km d'épaisseur.

A l'intérieur du manteau, on distingue deux discontinuités traduisant des changements physiques:

- Discontinuité entre 100 et 200 km de profondeur.
- Discontinuité entre 400 et 670 km de profondeur.

Le noyau est lui aussi divisé en deux parties séparées par la discontinuité de Lehmann à 5100 km de profondeur: le noyau externe, liquide est constitué en majorité de fer et en moindre proportion de nickel et d'éléments légers (oxygène, soufre). Le noyau interne, ou graine, est formé essentiellement de fer solide.

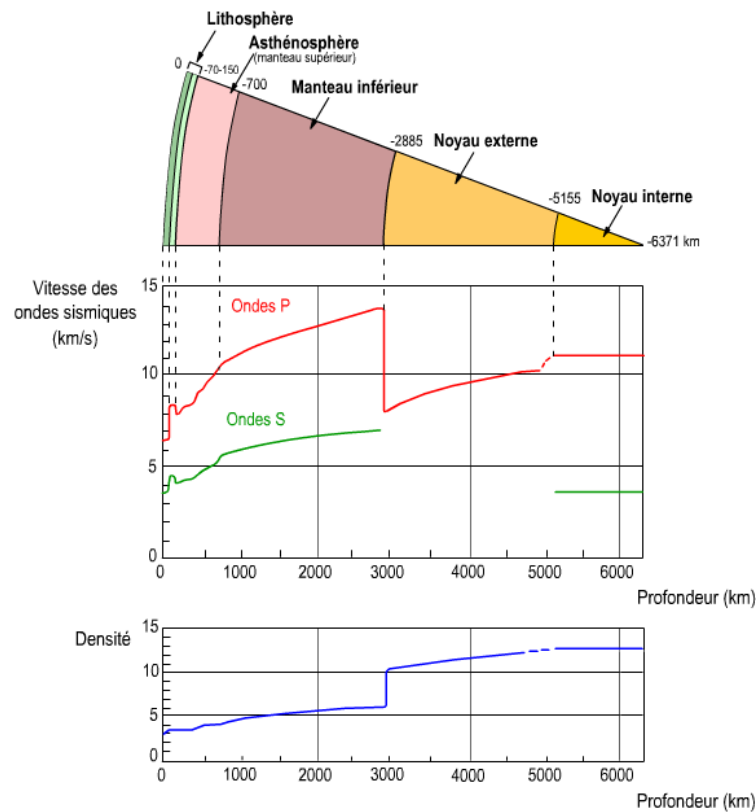


Figure 1.9 : différentes structures internes de la terre d'après le modèle PREM

1.2- La théorie de l'anisotropie sismique

Un milieu est dit anisotrope si les propriétés physiques de celui-ci varient en fonction de la direction étudiée. Dans le cadre de ce travail de thèse, on s'intéresse à l'étude de l'anisotropie sismique, c'est à dire sur la variation des vitesses des ondes sismiques en fonction de leur direction de propagation. Avant d'aborder le concept d'anisotropie sismique, il est nécessaire de présenter quelques rappels de la mécanique des solides qui nous permettent d'introduire les concepts de base de l'élasticité linéaire et la propagation des ondes dans un milieu continu homogène, d'abord isotrope puis anisotrope. Toutefois, pour plus de détails le lecteur est renvoyé aux ouvrages de Ranalli (1995), Turcotte et Schubert (2002), Stein et Wyssession (2003), Lay et Wallace (1995), Shearer (2009) et Wüstefeld (2007).

1.2.1-Elasticité et propagation des ondes :

Lorsqu'on applique une force sur un milieu continu, ce dernier est soumis à son influence. Il existe deux types de forces : de volume et de surface ou de contact ; les forces de

volume de par leur nom dépendent du volume et la masse du milieu soumis à celles-ci. L'exemple le plus édifiant est la force de gravité. Quant aux forces de surface, elles sont liées à la surface sur laquelle elles opèrent comme les forces de pression.

Chaque milieu soumis à une force tend à se déformer et développe une résistance interne propre à lui s'opposant à cette déformation. On distingue trois types de déformation : élastique, plastique et de rupture. Pour notre champ d'étude on se limite à la déformation élastique où lors de l'annulation des contraintes appliquées, le milieu retrouve son état initial.

La relation entre les contraintes appliquées sur le milieu et la déformation induite est appelée loi de Hooke.

Tout d'abord, il faudrait définir l'état de contrainte résultant de l'application d'une force $\vec{F}$ en un point P. Pour cela, nous considérons un volume infinitésimal δV dont chaque face δS est soumise à une force exercée $\vec{T}$ pouvant être décomposée en une contrainte normale σ_n et une contrainte tangentielle σ_t à cette surface (figure 1.10).

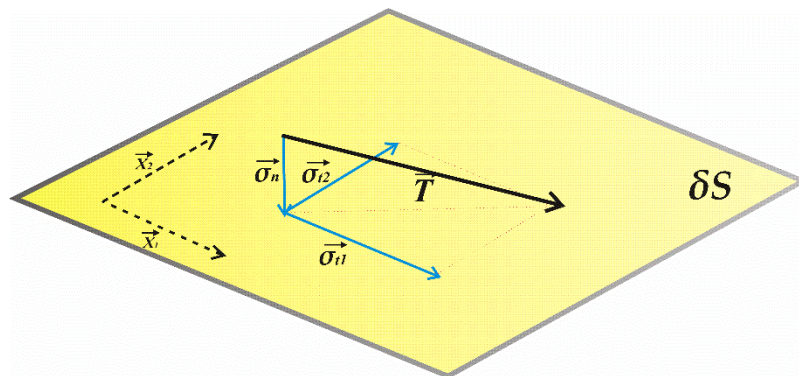


Figure 1.10 : Schéma présentant les composantes de la contrainte agissant sur la surface δS (modifié d'après Wüstefeld, 2007).

Dans le cas tridimensionnel comme le montre la figure (1.11), la contrainte σ_{ij} où i définit le plan sur lequel agit la contrainte le long de la direction j . Dès lors, les composantes présentant des indices égaux correspondent aux contraintes normales et celles présentant des indices différents, aux contraintes tangentielles.

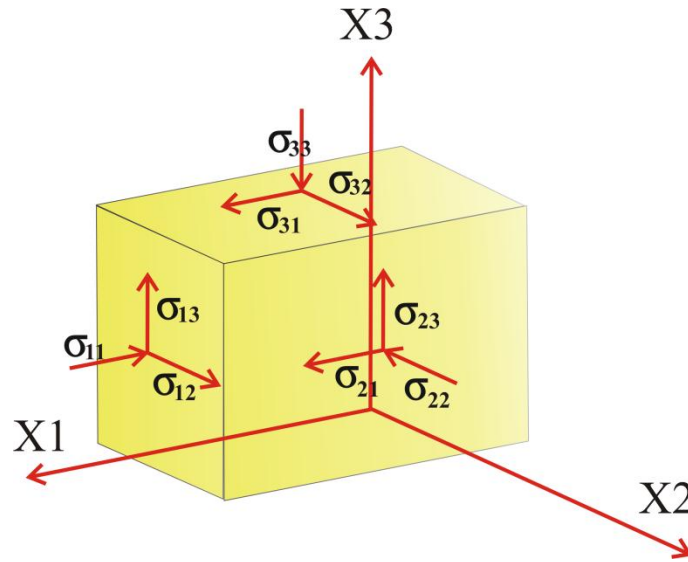


Figure 1.11 : Représentation de la contrainte exercée sur volume élémentaire.

Lorsque le milieu est en équilibre statique, la résultante de toutes les composantes de la contrainte ainsi que le moment total sont nuls et il en résulte que :

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$$

Seuls six paramètres du tenseur de contraintes suffisent donc à définir complètement l'état de contrainte en tout point P du milieu continu:

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad \text{avec } i, j = 1, 2, 3$$

La déformation ε_{ij} induite sur ce milieu par un état de contrainte donné est définie par le tenseur de déformation infinitésimal:

$$\varepsilon_{ij} = \begin{pmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} & \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{21} & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{31} & \varepsilon_{32} & \varepsilon_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} & \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{12} & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{13} & \varepsilon_{23} & \varepsilon_{33} \end{pmatrix} \quad \text{avec } i, j = 1, 2, 3$$

Lorsque le tenseur de déformation est symétrique ($\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ji}$), seuls six paramètres permettent de décrire l'état de déformation en tout point du milieu.

1.2.1.1- Loi de Hooke

La Loi de Hooke est décrite sous sa forme générale par:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\varepsilon_{kl} \quad \text{avec } i, j, k, l = 1, 2, 3$$

C_{ijkl} (le tenseur de quatrième ordre) : appelé tenseur élastique, est composé de 81 paramètres, qui définit comme son nom l'indique, les propriétés élastiques d'un milieu donné. Sous sa forme complète, la manipulation de ce tenseur se révèle relativement compliquée vu le nombre d'entrées, mais le facteur de symétrie permet de réduire fortement le nombre de paramètres indépendants qui passe alors à 36:

$$C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{jilk} \quad \text{avec } i, j, k, l = 1, 2, 3$$

La centro-symétrie du milieu permet elle aussi de réduire le nombre de paramètres indépendant de 36 à 21 :

$$C_{ijkl} = C_{klij} \quad \text{avec } i, j, k, l = 1, 2, 3$$

Le cristal étant généralement considéré comme la plus petite entité matérielle et de lui vont dépendre les propriétés physiques du milieu. Il existe en tout sept symétries cristallines différentes (réseaux de bravais), chacune associée à un nombre précis de paramètres élastiques indépendants : la plus faible symétrie est le système triclinique caractérisé par les (21 paramètres), le système monoclinique (13 paramètres), orthorhombique (9 paramètres), tétragonal (7 ou 6 paramètres), trigonal (7 ou 6 paramètres), hexagonal (5 paramètres), cubique (3 paramètres) et isotrope (2 paramètres). Afin de simplifier au maximum la manipulation du tenseur élastique, il est donc nécessaire de bien connaître les éventuelles symétries présentes dans le milieu et la minéralogie des roches traversées par les ondes sismiques.

1.2.2- Milieu isotrope et milieu anisotrope.

1.2.2.1- Milieu isotrope :

Dans le cas d'un milieu isotrope, le nombre des paramètres indépendants de la matrice C_{ijkl} se réduit à deux :

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk})$$

Où λ et μ appelés les paramètres de Lamé, δ_{ij} est le facteur de Kronecker, μ est le module de cisaillement, ce dernier représente la résistance du milieu contre le cisaillement et vérifie la relation :

$$\sigma_{ij} = 2\mu\varepsilon_{ij}$$

Le module de compressibilité (Bulk modulus, **K**) est défini par le rapport :

$$\frac{1}{3}\sigma_{ij} = K\varepsilon_{ij}$$

Dans le cas de contraintes uni-axiales ($\sigma_{11} = \sigma_{22} = \sigma_{33} \neq 0$), le module de Young **E** relie la contrainte imposée au milieu à la déformation dans la même direction:

$$\sigma_{ij} = E\varepsilon_{ij}$$

Finalement, le coefficient de Poisson γ est le rapport entre la déformation horizontale et la déformation verticale:

$$\gamma = -\frac{\varepsilon_{jj}}{\varepsilon_{ii}}$$

Ces différents paramètres sont reliés les uns aux autres par les relations suivantes:

$$\lambda = \frac{E\gamma}{(1+\gamma)(1-2\gamma)}$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\gamma)}$$

$$\gamma = \frac{\lambda}{2(3\lambda + \mu)}$$

$$\frac{1}{E} = \frac{\lambda + \mu}{\mu(3\lambda + 2\mu)}$$

Dans le cas d'un milieu linéaire élastique isotrope, le module d'élasticité isostatique, le module de cisaillement et la masse volumique ρ , définissent les vitesses des ondes de compression V_P et des ondes de cisaillement V_S :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Dans les relations qui vont suivre, il est plus pratique d'exprimer le tenseur élastique C_{ijkl} , dans la convention de Voigt qui permet de transformer le tenseur $3 \times 3 \times 3 \times 3$ en une matrice 6×6 :

$$C_{mn} = \begin{pmatrix} C_{1111} & C_{1122} & C_{1133} & C_{1123} & C_{1113} & C_{1112} \\ C_{2211} & C_{2222} & C_{2233} & C_{2223} & C_{2213} & C_{2212} \\ C_{3311} & C_{3322} & C_{3333} & C_{3323} & C_{3313} & C_{3312} \\ C_{2311} & C_{2322} & C_{2333} & C_{2323} & C_{2313} & C_{2312} \\ C_{1311} & C_{1322} & C_{1333} & C_{1323} & C_{1313} & C_{1312} \\ C_{1211} & C_{1222} & C_{1233} & C_{1223} & C_{1213} & C_{1212} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{pmatrix}$$

Comme nous l'avons dit plus haut, ce tenseur peut être exprimé à l'aide de deux paramètres dans le cas d'un milieu isotrope, ces paramètres étant les coefficients de Lamé λ et μ :

$$C_{mn} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix}$$

1.2.2.2- Milieu anisotrope :

La formulation anisotrope introduit un peu plus de complexité dans la formulation du tenseur élastique mais permet la prise en considération du comportement réel des matériaux terrestres. Le comportement d'un milieu stratifié étant assimilable à une symétrie hexagonale et orthorhombique, l'olivine, étant le minéral dominant dans le manteau supérieur, les symétries hexagonales et orthorhombiques sont les plus couramment employées pour décrire les propriétés sismiques de la Terre.

Les milieux à anisotropie hexagonale sont caractérisés par un seul plan d'isotropie et un seul axe de symétrie. Ce comportement peut être causé par l'anisotropie intrinsèque de certains minéraux (par ex. la biotite, la serpentine, etc.) ou par une succession de couches présentant des propriétés élastiques différentes. Dans ce cas, les couches doivent être fines devant la longueur d'onde de l'onde s'y propageant. L'anisotropie hexagonale, également dite transverse isotrope, peut être complètement définie par cinq paramètres. En supposant que l'axe de symétrie soit parallèle à X_3 , le tenseur élastique peut s'exprimer de la manière suivante:

$$C_{mn}^t = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{11} - C_{66} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{11} - 2C_{66} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{pmatrix}$$

Les milieux à symétrie orthorhombique se caractérisent par trois axes de symétrie orthogonaux. Le minéral le plus abondant du manteau supérieur, l'olivine, fait partie de cette classe. Si les axes de coordonnées sont alignés avec les axes de symétrie du système, le tenseur élastique peut s'écrire de la manière suivante:

$$C_{mn} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{22} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{pmatrix}$$

1.2.3- Origine de l'anisotropie.

L'origine de l'anisotropie sismique dans la croûte et du manteau est encore l'objet de recherche et elle exprime la variation directionnelle de la vitesse des ondes sismiques à travers les milieux s'y propageant. Une onde sismique est une déformation élastique et donc assujettie à toute anisotropie élastique. La vitesse à laquelle l'onde se propage est directement liée aux constantes élastiques du milieu et la variation de direction de la vitesse des ondes sismiques donne l'intensité de l'anisotropie.

L'anisotropie sismique peut généralement être calculée à partir du rapport:

$$A = (V_{max} - V_{min})/V_{moy}$$

Où V est la vitesse des ondes soit le P ou S et V_{max} , V_{min} , V_{moy} sont respectivement les vitesses rapides, lentes et moyennes.

Cette anisotropie peut être causée par une variabilité structurale, de l'alternance des propriétés élastiques des couches minces (Backus, 1962), ou des fissures remplies de fluides (Crampin, 1984; Kendall et al., 2006). Une autre origine qui est dominante aux profondeurs

du manteau est l'orientation préférée des minéraux anisotropes qui résulte du fait de la grande échelle de la couche (Nicolas et Christensen, 1987). Pour l'anisotropie du manteau, l'olivine joue un rôle important, car elle représente l'un des principaux constituants du manteau supérieur et plus anisotrope que la plupart des autres minéraux.

Dans les conditions du manteau supérieur, l'olivine est déformée par dislocation-fluage et par diffusion lente (Nicolas et Christensen, 1987). L'importance relative de ces deux mécanismes dépend de la pression et de la température. Quand la dislocation-fluage domine, elle conduit à un alignement de ses principaux axes cristallographiques par rapport aux directions structurales (linéation, pôle de la foliation). Cela produit une anisotropie à grande échelle qui est détectable par les ondes sismiques. Identifier l'orientation de l'anisotropie sismique et son intensité par des mesures distantes les contraintes peut ainsi contribuer à déterminer la déformation en profondeur.

Ce chapitre présente les aspects minéralogiques et géologiques d'anisotropie. Une brève description de l'anisotropie de monocristaux (section 1.2.3.1) suivie par la discussion de (grande échelle) origines structurales de l'anisotropie (section 1.2.3.2). Les deux ont des implications différentes pour les interprétations géodynamiques et tectoniques, qui sont présentés dans la section 1.2.4.

1.2.3.1- Orientation Préférentielle du Réseau cristallin (OPR)

Les propriétés élastiques de tout matériau sont décrites par un tenseur d'ordre 4, C_{ijkl} , avec 81 paramètres indépendants qui se réduisent pour cause de symétrie et ce dernier peut être simplifié. Tous les cristaux possibles appartiennent à l'un des neuf systèmes de symétrie possibles. En géosciences, est rencontrée principalement une symétrie orthorhombique (olivine; huit constantes) et hexagonale (quartz; cinq constantes).

Une symétrie orthorhombique ($a \neq b \neq c, \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$) présente des vitesses différentes le long de trois axes de symétrie perpendiculaires entre eux, tandis qu'une symétrie hexagonale ($a = b, \alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$) a des vitesses différentes parallèlement et perpendiculairement à son axe de symétrie cylindrique. La structure triclinique compliquée des feldspaths est généralement négligée où $\mathbf{a}, \mathbf{b}$ et $\mathbf{c}$ sont les paramètres de maille élémentaire et α, β et γ sont les angles de celle-ci.

L'olivine étant le minéral le plus abondant dans le manteau supérieur, ses vitesses sismiques sont fortement anisotrope (25% V_P et 12% V_S). Bien qu'initialement orienté de manière aléatoire, la déformation conduit à une orientation préférentielle des minéraux dans certaines conditions de température et de pression (Nicolas et Christensen, 1987). Des expériences en laboratoire avec la Dunite (une roche constituée principalement d'olivine et le pyroxène mineur), montre que le cisaillement simple progressif encouragera le développement d'orientations préférentielles du réseau (Lattice Preferred Orientations, LPO) des minéraux d'olivine (figure 1.12).

Un changement dans le régime de contraintes (et donc le type et la direction de déformation) efface toute LPO asthénosphérique relativement rapide par recristallisation (Nicolas et al., 1973; Mainprice et Silver, 1993) et par conséquent, toute anisotropie dans la lithosphère est supposée refléter la dernière déformation active. Dans les régimes tectoniques stables, cette dernière déformation active est alors restreinte dans l'anisotropie des roches lithosphériques lors de la relaxation thermique post-tectonique (Vauchez & Nicolas, 1991; James & Assumpção, 1996; Barruol et al., 1997; Barruol et al., 1998; Heintz & Kennett, 2006).

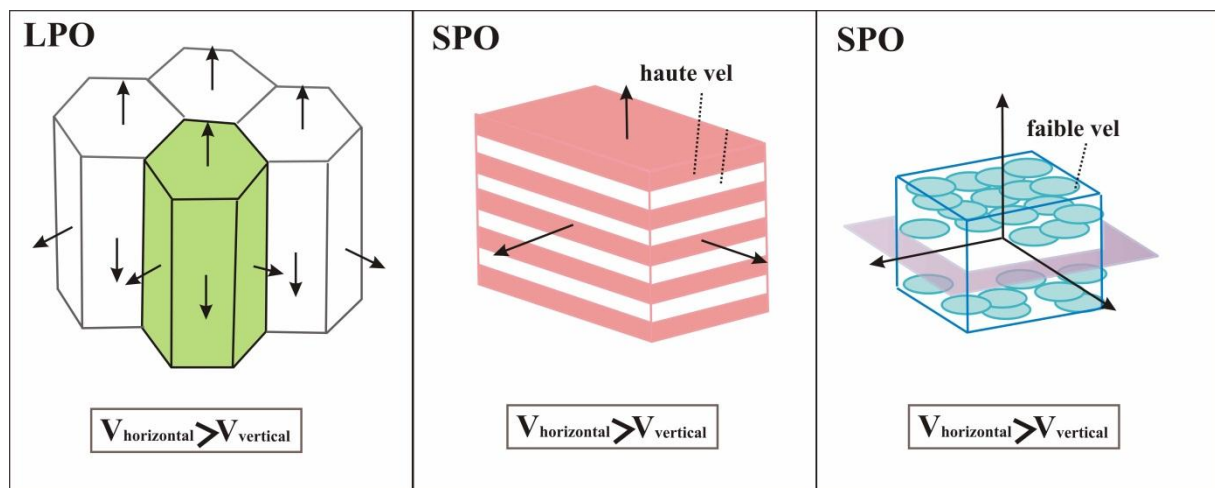


Figure 1.12 : différentes origines de l'anisotropie (modifiée d'après Moore et al., 2004). LPO résulte de l'anisotropie intrinsèque des minéraux alignés alors que SPO est due à la stratification de couches minces ou présence interstitielle orientée de fluides dans les fissures.

1.2.3.2- Orientation Préférentielle de Forme (alignement des structures)

Il existe un autre phénomène capable de créer de l'anisotropie à grande échelle qui est l'orientation préférentielle de forme (OPF, Shape Preferred Orientation, SPO) où l'anisotropie résulte d'une dissymétrie des particules ou de la structure du milieu, par

exemple, de cracks remplis de fluide ou encore de lentilles de magma alignés le long de directions préférentielles qui transforme un milieu réellement anisotrope en un milieu homogène pour des longueurs d'onde beaucoup plus grande que l'intervalle de la structure (Figure 1.13). Ces orientations préférentielles de forme donnent une orientation rapide et lente de propagation des ondes sismiques, avec l'onde S rapide polarisée le long des fissures.

Dans la croûte inférieure, l'anisotropie de type SPO est essentiellement due à des fissures remplies de fluide (Crampin, 1984; Crampin, 1991) tandis que dans le manteau, ce sont les fissures remplies de fonte, de lentilles de magma ou de composition de lamelles sont les sources de l'anisotropie type SPO (Mainprice, 1997; Kendall, 1994, 2000; Vauchez et al., 2000; Walker et al., 2004).

L'anisotropie SPO est supposée être une cause importante de l'anisotropie sismique sous les dorsales médio-océaniques et peut-être au niveau de certaines parties de systèmes de subduction. Aussi, dans les zones de rift continental, plusieurs éléments suggèrent que l'anisotropie type SPO, en raison de la décompression par fusion joue un rôle important dans le développement de l'anisotropie sismique. A l'intérieur continental stable à lithosphère épaisse, l'anisotropie SPO est généralement perçue comme un phénomène de la croûte locale avec moins d'influence à grande échelle sur la plupart des observations de l'anisotropie sismique.

1.2.4- Localisation de l'anisotropie.

L'analyse des propriétés anisotropes de la terre permet de connaître les processus géodynamiques présents et passés ou à différents niveaux de la profondeur (l'existence de différents mécanismes provoquent l'anisotropie sismique). D'autre part, diverses techniques géochimiques et géophysiques permettent de déduire la distribution des minéraux avec différentes anisotropies intrinsèques, qui dominent dans les différents niveaux de profondeur (Mainprice et al., 2000). Les modèles de tomographie mondiale (par exemple, Montagner et Tanimoto, 1990; Debayle et al., 2005) montrent d'importantes variations radiales d'anisotropie en fonction de la profondeur radiale de l'anisotropie. Montagner (1998) a conclu que la tension causée par la convection du manteau est responsable de l'orientation des minéraux, la concentration aux frontières des couches et ainsi sur l'intensité de l'anisotropie.

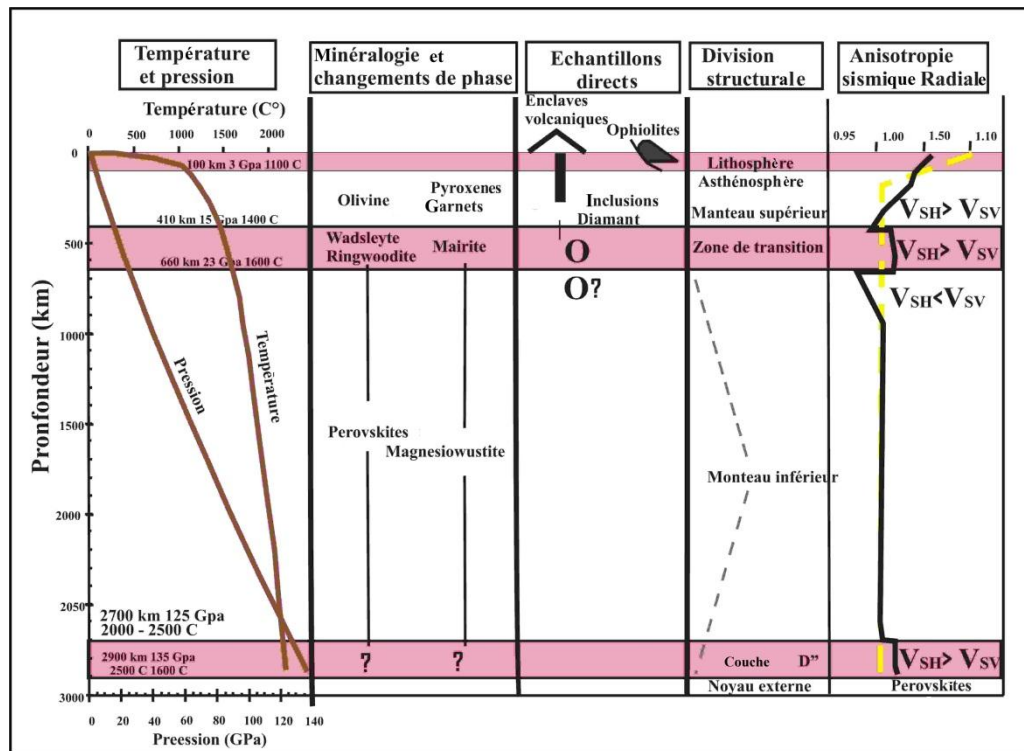


Figure 1.13 : les principales variations physiques et chimiques dans le manteau qui contrôle l'anisotropie (modifiée d'après Mainprice et al., 2000). Le modèle sismique SP6-F est tiré de Montagner et Kennett (1996).

Il existe une caractéristique intéressante en sismologie du globe. Sous les continents, la discontinuité Lehmann est observée premièrement (Shearer, 1990; Gu et al., 2001) alors que sous les océans c'est la discontinuité de Gutenberg mais beaucoup moins profonde. Si ces deux discontinuités marquent une transition d'anisotropie vers l'isotropie (Leven et al., 1981), ceux-ci peuvent être interprétés aussi comme le fond d'une lithosphère cohérente (ou «tectosphère» comme proposé par Jordan (1978; 1981)).

Dans la croûte terrestre, l'anisotropie on a en général, à cause les micro-fractures sont orientées au hasard, cependant, les ouvertures orientées ont tendance à se fermer perpendiculairement à la direction de contrainte principale σ_1 maximale. Ces systèmes de fissure sont remplis avec d'autres matériaux, des fluides en général. La variation à répétition des paramètres élastiques engendrent une anisotropie sismique et un fractionnement des ondes de cisaillement. Le plan d'orientation de la polarisation de l'onde rapide de S, Φ , serait parallèle à la composante de contrainte horizontale maximale σ_H (par exemple, Crampin et Chastin, 1999). L'ampleur de l'anisotropie évolue avec la taille de la fissure et la quantité de fissures. Ceci est la principale source d'anisotropie pour la partie supérieure (~ 10 km) de la croûte (Barruol et Kern, 1996).

Le temps de retard accumulé est si petit ($\sim 0.2\text{sec}$, Barruol et Kern, 1996) à cause de la faible épaisseur de la croûte. De ce fait, l'anisotropie de la croûte est souvent négligée dans les études portant sur l'anisotropie du manteau. Cependant, les changements de direction de l'anisotropie de la croûte ont été appliqués avec succès pour interpréter le changement des directions de contraintes pour les ruptures de tremblements de terre (Gamar et Bernard, 1997) et les éruptions volcaniques (Gerst et Savage, 2004) qui pourraient être un outil de prévision utile.

Si la croûte et le manteau sous-continent se déforment de manière cohérente durant des épisodes tectoniques actives (Figure 1.14), on appelle cela la déformation verticale cohérente (VCD) (Bormann et al., 1993; Silver, 1996). Cette déformation conduit à un état LPO des cristaux d'olivine. Le refroidissement thermique de la lithosphère gèle la LPO à la lithosphère et par conséquent, les variations spatiales des paramètres de fractionnement devraient suivre les variations géologiques et les Φ s mesurées devraient, dans le cas le plus simple, suivre la tendance tectonique générale. Dans le cas de plusieurs épisodes de déformation, seul le dernier épisode actif significatif prévaut. Les trois catégories de déformation qui seraient observées sont: décrochement, la collision et les régimes d'extension. En fait, les collisions pures sont rarement observées et il y a presque toujours une composante importante de décrochement.

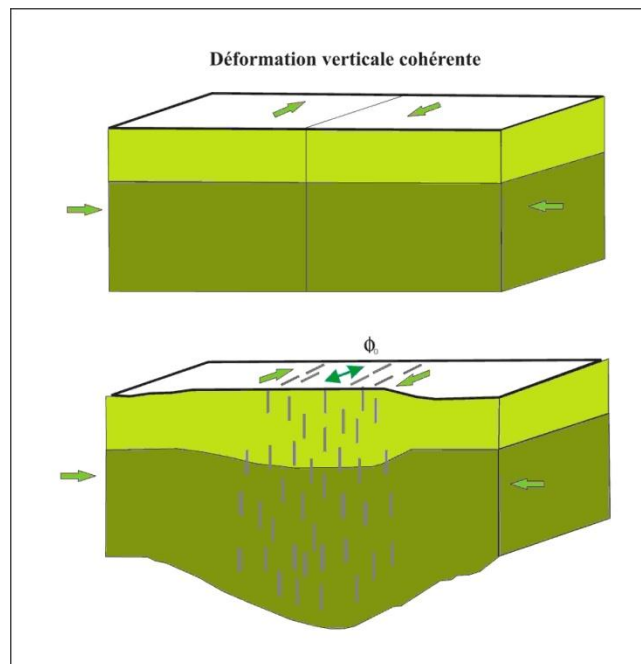


Figure 1.14 : déformation verticale cohérente de la croûte et la lithosphère (modifiée d'après Silver, 1996)

Dans l'asthénosphère, l'anisotropie sert de zone de découplage du mouvement différentiel entre la plaque tectonique et le manteau. Ce modèle est appelé flux asthénosphérique simple (Vinnik et al 1984; Bormann et al., 1993, 1996; Silver, 1996). Un cas particulier de ce modèle se pose où si on suppose que le manteau sous-asthénosphérique comme étant stationnaire, donc, la linéation est orientée selon la direction du mouvement absolu des plaques (APM) de la plaque. Il existe des preuves de plus en plus cependant, que le manteau se déplace dans un cadre de référence de point chaud (Steinberger et O'Connell, 1998; Silver et Holt, 2002; Tarduno et al., 2003; Andrews et al., 2006).

L'écoulement du manteau peut être dévié par des obstacles comme les quilles lithosphériques (Bormann et al., 1996; Fouché et al., 2000), cratons (par exemple, Assumpção et al., 2006; Heintz et Kennett, 2006) ou subduction des plaques (par exemple, Margheriti et al., 2003; Levin et al., 2004).

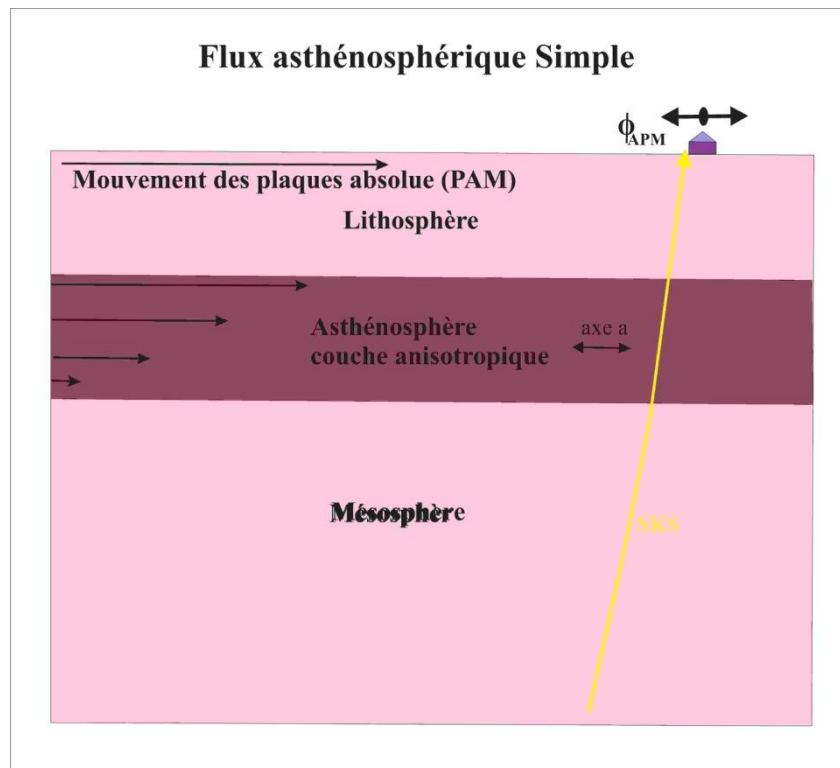


Figure 1.15 : Flux asthénosphérique simple (modifiée d'après Silver, 1996)

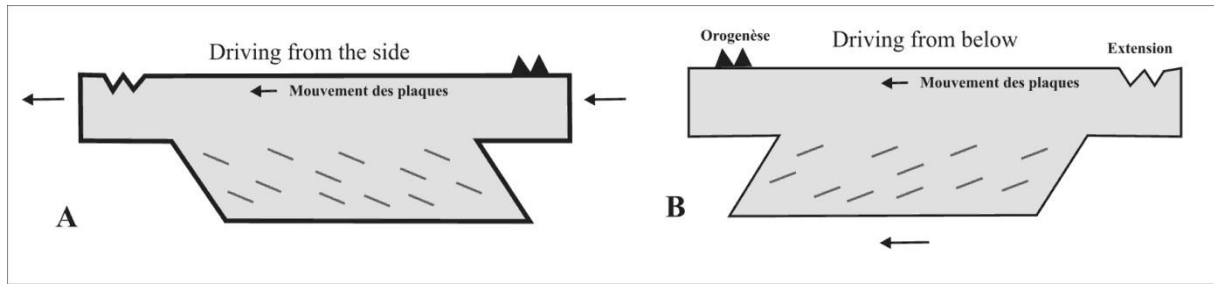


Figure 1.16 : Schémas du sens de cisaillement au sein de plaque tectonique. L'interaction plaque-manteau conduit à une orientation minérale préférentielle dans des portions épaisses de la lithosphère. Les axes sismiques rapides sont schématisés par des formes diagonales. La direction du pendage des axes rapides indique le mécanisme d'entraînement. a) Si la plaque est entraînée d'un côté et le manteau résiste au mouvement, les axes rapides plongent loin de direction du mouvement de la plaque. b) A l'inverse, si la plaque est entraînée rapidement par le manteau profond, les axes rapides plongent vers la direction du mouvement absolue de la plaque (d'après Bokelmann, 2002).

Dans la zone de transition entre 410 km et 660 km de profondeur discontinuité, l'olivine n'est pas stable et est remplacé par des polymorphes de pression élevées (β et γ -spinelles) à environ la même composition. Le minéral dominant dans la zone de transition est cependant le wadsleyite (une phase à haute pression de Mg_2SiO_4) où dans les conditions de la zone de transition, ce cristal présente $\sim 12\%$ d'anisotropie et capable de l'évolution vers un état de CPO (Crystallographic Preferred Orientation), mais les caractéristiques des orientations des axes de symétrie conduisent à une faible anisotropie sismique (Tommasi et al., 2004).

Il semble que le manteau inférieur est isotrope, à l'exception de la couche « D'' » figure (1.13), juste au-dessus de la limite de la base du manteau. Cependant, peu est encore connu sur cette intervalle de profondeur. Restivo et Helffrich (2006) ont déduit des différences dans les paramètres d'anisotropie de fractionnement des phases SKS et SKKS dans cette couche. Leurs conclusions peuvent soutenir les spéculations antérieures quant à une couche « D'' » hétérogène avec différents domaines anisotropes. Ces domaines pourraient être liées à des restes de plaques de paléo-subduction (par exemple Kendall et Silver, 1996; Lay et al., 1998). Comme dans la lithosphère, l'anisotropie dans la couche « D'' » est supposée provenir d'inclusions vitreuses et ou des orientations cristallographiques préférées (voir Kendall, 2000).

Les données provenant des ondes de surface et des ondes de volume montrent que l'anisotropie dans le manteau supérieur océanique semble être relativement uniforme (par exemple Montagner, 2002; Behn et al., 2004) alors que l'anisotropie dans la lithosphère continentale varie dans de plus courtes échelles de longueur (Helffrich et al., 1994; Montagner et al., 2000; Conrad et al. 2007). L'anisotropie sismique reflète les processus de déformation

puisque dans l'asthénosphère, cette déformation est due à un mouvement relatif entre le manteau et la plaque sus-jacente, tandis que dans la lithosphère, la déformation principale se produit aux limites des plaques.

Les zones de subduction présentent un modèle 3D complexe de l'écoulement du manteau, en particulier dans les coins des slabs. La complexité est éventuellement augmentée par le plissement arrière de la slab, ce qui peut provoquer un écoulement toroïdal du manteau au-dessous de la région de arrière de l'arc (Hall et al., 2000). Le réseau anisotrope développé dans de tels environnements est déduit à partir de discordances et des observations du fractionnement des ondes de cisaillement pour différentes zones de subduction.

Chapitre 2 : L'anisotropie sismique autour du bassin méditerranéen occidental

<i>2.1- L'anisotropie sismique à l'échelle mondiale</i>	40
<i>2.2- L'anisotropie sismique dans la région ouest de la méditerranée</i>	42
<i>2.2.1- L'anisotropie sismique du Nord des Apennins</i>	43
<i>2.2.2- L'anisotropie sismique de la région de la France</i>	45
<i>2.2.3- L'anisotropie sismique de la région Ibérique jusqu'au Maroc</i>	47
<i>2.3- Le champ des contraintes de la région d'étude</i>	48

Chapitre 2 :

L'anisotropie sismique autour du bassin méditerranéen occidental

Introduction :

Comme nous l'avons mentionné au chapitre précédent, le concept de l'anisotropie sismique nous permet par l'identification de son orientation et de son intensité à déterminer la déformation en profondeur car de par leur épaisseur par rapport aux lithosphères avoisinantes et de leur stabilité dans le temps, les racines des cratons peuvent agir en tant qu'obstacle au flux de manteau environnant Fouch et al (2000). L'analyse de l'anisotropie sur et autour des cratons peut aider à distinguer cette déformation actuelle, liée au mouvement de plaques et de la déformation fossile.

Aussi, il est utile pour mieux comprendre l'intérêt de l'utilisation de ce concept en sismologie de manière générale et l'importance de l'utilisation du fractionnement des ondes SKS de manière précise, de faire un tour d'horizon sur les études ayant été menées sur cette thématique pour dégager une synthèse sur les travaux effectués jusque-là afin de mieux valoriser notre travail sur l'anisotropie sismique de la région nord-est de l'Algérie et de mieux interpréter nos résultats et les situer par rapport à ceux menés autour du bassin méditerranéen occidental, ce qui sera l'objet de ce chapitre.

L'utilisation des enregistrements d'événements téléseismiques permet d'effectuer des mesures d'anisotropie sous une station à des grandes distances des régions sismiquement actives par les concepts de fractionnement (SKS), réfraction ou diffraction (Pn) des ondes sismiques. Aussi, ces techniques nous permettent par la disponibilité du nombre important d'événements téléseismiques d'avoir des observations multiples et de bonne qualité et ne nécessitant pas de gros moyens selon les propriétés des ondes sismiques utilisées, d'aborder l'étude de la déformation du manteau sous les régions qui représentent les lithosphères épaisses et stables des continents et qui ne sont généralement pas des régions sismiquement actives.

Sachant que n'importe quel processus géodynamique d'une région donnée peut être décrit ou suivi par les traces de déformation laissées sur les différentes structures terrestres et comme par définition que l'anisotropie sismique nous permet de connaître ces déformations, donc par un processus inverse, on arrivera à décrire les processus géodynamiques qu'a subi une région donnée. Aussi, de par les propriétés intrinsèques des ondes SKS, l'étude de leur fractionnement nous permet d'atteindre les structures de terre plus profondes que les ondes Pn.

2.1- L'anisotropie sismique à l'échelle mondiale

Au cours des dernières décennies, beaucoup d'études utilisant le fractionnement des ondes de cisaillement ont été publiées. Certaines de ces études ont analysé l'ensemble de données de stations réparties à l'échelle mondiale (par exemple, Silver, 1996; Barruol et Hoffmann, 1999), tandis que la plupart, se sont basés sur les stations de réseaux régionaux, permettant d'avoir des informations détaillées sur des domaines spécifiques. L'étendue de réseaux temporaires de surveillance sismique devenant plus large (par exemple, US Array) ainsi que la période de fonctionnement des stations permanentes ont fait que le volume de données nécessaires pour l'application du fractionnement des ondes de cisaillement augmente rapidement rendant indispensable le recours à créer un centre d'enregistrement pour regrouper toutes les mesures de fractionnement disponibles (par exemple, Fouché et Rondenay, 2006). Ainsi, Evans et al. (2006) ont présenté une base de données où ils ont recalculés les mesures de stations broadband disponibles alors que l'approche adoptée par (Wüstefeld et al, 2009) est différente où afin de rendre toutes les données de fractionnement publiés facilement disponibles dans un seul format homogène en concevant une base de données interactive. Les principales caractéristiques de cette base de données sont: (a) que l'utilisateur peut entrer de nouvelles données de fractionnement par l'intermédiaire d'une interface web, (b) rechercher la base de données pour une station spécifique ou une région, (c) télécharger l'ensemble des paramètres de séparation et des références bibliographiques correspondant et (d) de visualiser la base de données, par exemple, à travers Google Earth. Cette base de données est disponible sur le site: <http://www.gm.univ-montp2.fr/splitting/DB> (figure 2.1).

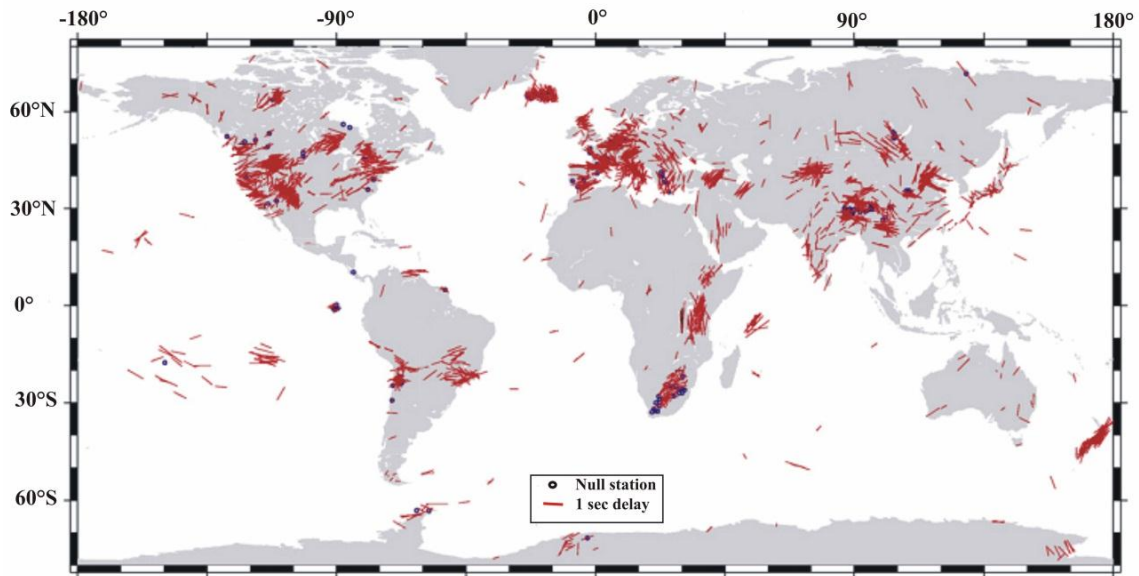


Figure 2.1 : paramètres de fractionnement des ondes de cisailment SKS au niveau mondial pour les observations disponibles jusqu'à 2009 (Wüstefeld et al, 2009).

2.2- L'anisotropie sismique dans la région ouest de la méditerranée

Par sa position géographique et son contexte géodynamique complexe, la région occidentale du bassin méditerranéen a suscité de nombreux travaux sur l'anisotropie sismique par l'étude de fractionnement des ondes de cisailment comme le montre la figure (2.2) disponible à partir du site (<http://www.ds.iris.edu/spud/swsmeasurement>) où on citera les plus importants disponibles dans la littérature.

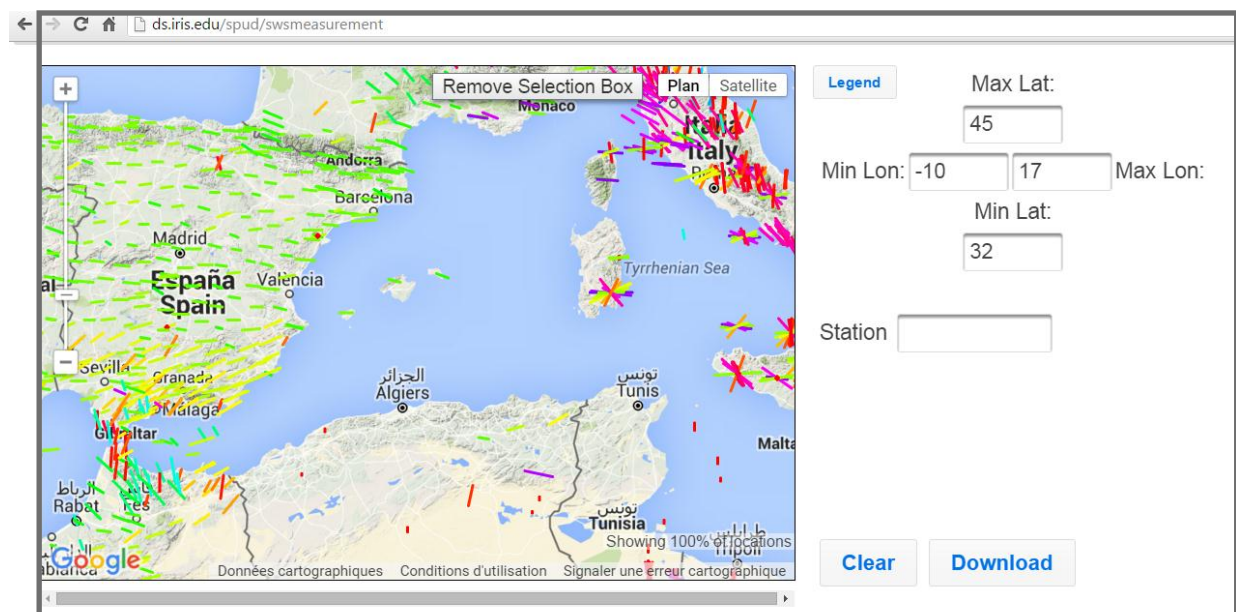


Figure 2.2 : Ensemble des résultats de l'anisotropie sismique par fractionnement des ondes de cisailment sur le bassin méditerranéen occidental (source : <http://www.ds.iris.edu/spud/swsmeasurement>).

2.2.1- L'anisotropie sismique du Nord des Apennins

L'anisotropie sismique du Nord des Apennins a été étudiée par Salimbeni et al (2008) où l'ensemble des mesures de fractionnement des ondes SKS pour cette région apporte des détails à l'interprétation géodynamique de l'histoire récente de cet orogène. Les domaines de la Toscane et l'Adriatique, définis par les directions de polarisation rapides d'anisotropie, semblent être étroitement liés à l'orogène Apennins qui les sépare, avec un changement dans les caractéristiques d'anisotropie qui semble plus abrupte dans la partie nord de la région d'étude. Le domaine Toscane se caractérise par des mesures homogènes, avec directions NW-SE à E-W dominantes, et il comprend un supra et un sous slab, aussi bien qu'un slab anisotrope, qui peut être discriminé par la distribution ray paths des ondes SKS.

Le domaine Adriatique est plutôt dominé par des mesures plus hétérogènes, avec principalement des directions N-S à NNE-SSW (mais aussi d'autres détectées), qui représentent une structure complexe en profondeur, avec des variations latérales et verticales. Les caractéristiques de ces mesures permettent de décrire l'évolution spatiotemporelle du système roll-back, qui comprend également les différentes étapes de déformation de manteau déterminés avec les mesures d'anisotropie sismique. Ils suggèrent aussi que le slab roll-back, qui a créé les Apennins et ouvert la mer Tyrrhénienne, a évolué dans la limite nord du Nord des Apennins d'une manière différente de la limite sud.

Dans la partie nord de l'orogène, après une première étape au cours de laquelle la retraite était perpendiculaire à la tranchée, il est devenu oblique par rapport à la structure. Le processus se poursuit comme un effet secondaire du slab roll-back énergétique dans le bord sud du nord des Apennins. Un ralentissement du retrait du slab a produit les caractéristiques en évidence ici: l'orogène est étroit par rapport à sa partie sud et la déformation du manteau en raison de la retraite du slab qui est situé sous la partie intérieure de la chaîne au lieu d'être dessous de la crête, comme cela se produit au sud de leur zone d'étude (figure 2.3).

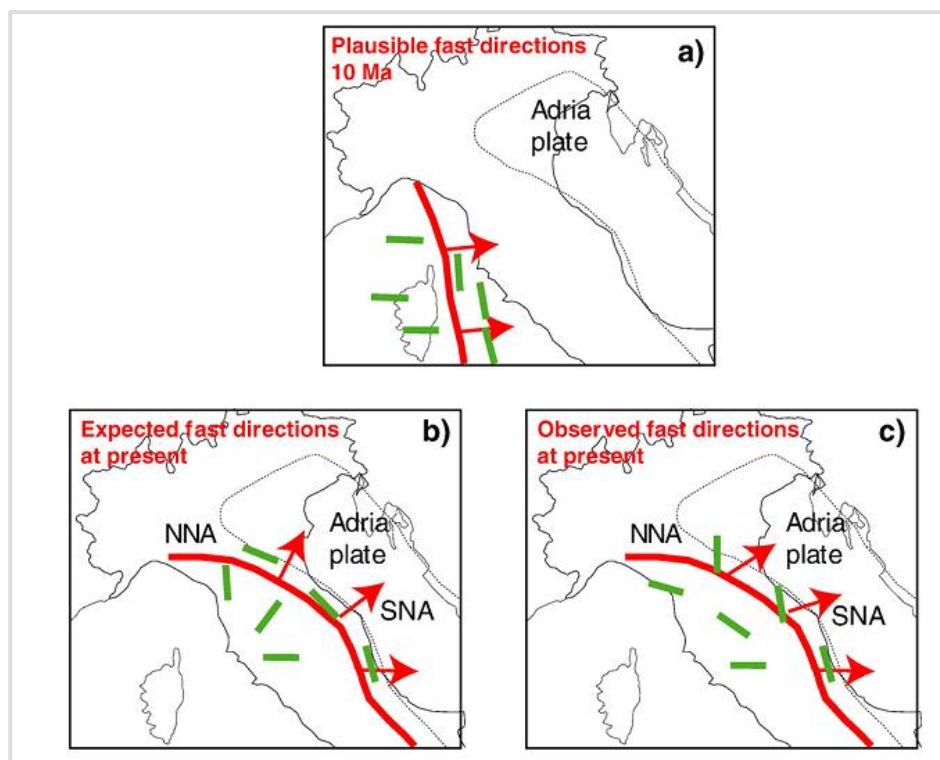


Figure 2.3 : Plans de l'histoire du processus de retraite en trois phases d'évolution possibles suivant la position de la tranchée (lignes rouges). Bâtons verts représentent orientation de l'anisotropie de l'axe de vitesse rapide. **a)** les directions de polarisation rapide possibles pendant un processus de retrait homogène; **b)** directions de polarisation rapide prévu à l'heure actuelle si le processus de subduction retraite aurait été homogène; **c)** les directions de polarisation rapide obtenues par S. Salimbeni et al, 2008.

2.2.2- L'anisotropie sismique sous la région de France

Barruol et Granet (2002) ont cartographié l'anisotropie sismique du manteau supérieur sous le Massif Central français sud de la région volcanique de Clermont Ferrand à la Méditerranée. Malgré un petit ensemble de données lié à un court déploiement de groupe, ils ont observés un modèle d'anisotropie cohérent avec celui de la région pyrénéenne voisine. Les mesures suggèrent la présence d'une direction NW-SE d'écoulement du manteau supérieur dans la partie entre le nord du Massif Central et la côte méditerranéenne. L'homogénéité des résultats dans ce domaine ne favorise pas une structure complexe, tels que par exemple plusieurs couches anisotropes, mais plutôt d'une structure à couche simple où ils suggèrent qu'il pourrait être la trace d'un flux asthénosphérique récent arrivé en provenance du NW et qui pourrait avoir rempli l'espace laissé par la disparition de la Téthys qui a induit la rotation de la Corse et la Sardaigne entre 22 et 17 Ma. Aussi, ils proposent que ce flux asthénosphérique ait dévié le panache sous le nord du Massif Central et pourrait avoir thermiquement érodé le fond de la

lithosphère, effaçant une partie du tissu lithosphérique hercynien préexistant. L'absence d'événement tectonique et ou thermique ultérieur peut expliquer pourquoi une telle structure asthénosphérique pourra encore être visible dans le manteau supérieur (figure 2.4).

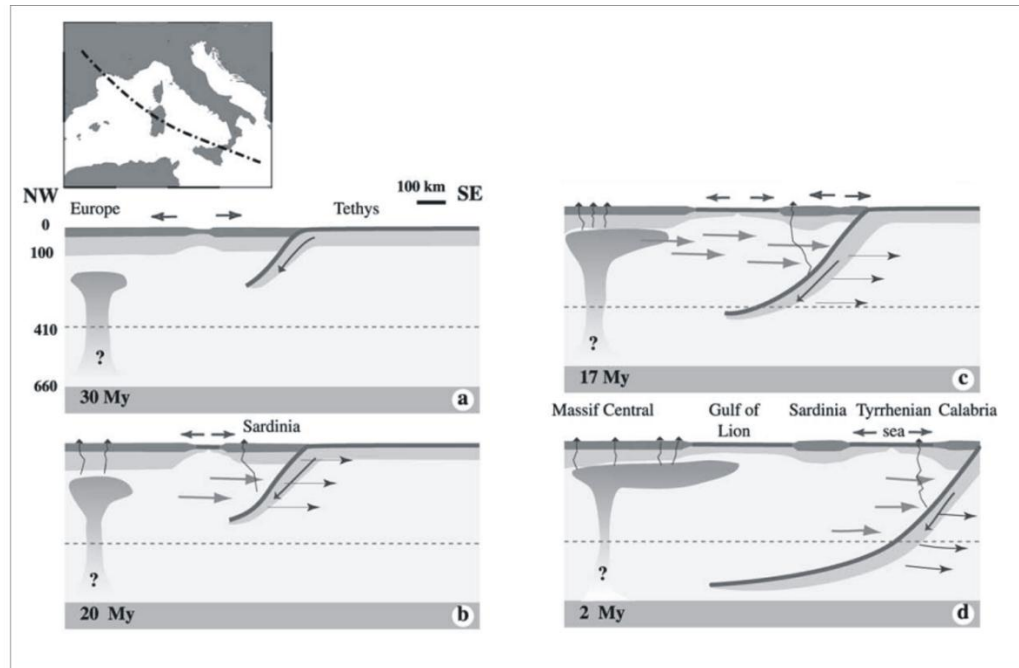


Figure 2.4 : Coupe schématique du manteau supérieur selon la direction NW-SE présentant l'évolution de l'écoulement du manteau supérieur à partir du Massif Central à l'emplacement actuel de la Calabre adapté de M. Séranne et al (1999).

La deuxième étude de Barruol et al (2004) montre que la cartographie du flux du manteau supérieur dans le sud-est de la France présente un caractère homogène en continuité évidente avec celui obtenu précédemment dans le sud du Massif Central. L'absence de corrélation entre les directions anisotropes rapides pour les ondes Pn et SKS, ainsi que l'absence de corrélation entre la tendance des ondes de cisaillement fractionnées rapides avec les quelques structures hercyniennes adjacentes, ne les favorise pas comme source primaire d'anisotropie.

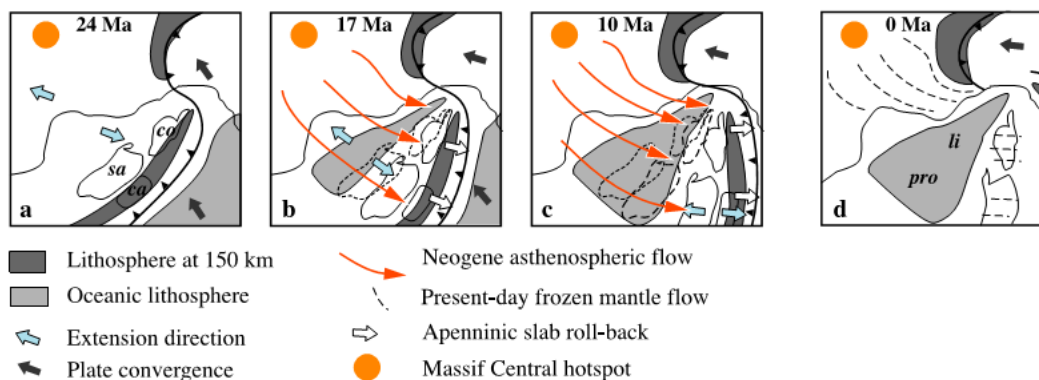


Figure. 2.5 : carte schématique de la partie nord-ouest du domaine méditerranéen, illustrant les principales caractéristiques de l'évolution tectonique Néogène et le modèle proposé du flux asthénosphérique et les principales zones de subduction : la lithosphère océanique assumée (en gris clair), le hotspot Massif central (cercles), les directions d'extension et de compression et la direction du slab en retraite Apennins d'après Barruol et al, 2004.

Au lieu de cela, la tendance que nous observons dans le SE de la France est compatible avec un flux horizontal asthénosphérique induit par la subduction des Apennins qui a commencé il y a environ 20 Ma, accompagnée par la rotation du bloc lithosphérique Corse-Sardaigne et l'ouverture du bassin océanique Ligure. Les résultats d'anisotropie de Barruol et al(2004) tendent à confirmer que la subduction de la plaque Apennine a eu un effet dramatique sur les structures du manteau supérieur: s'il est largement accepté qu'elle eut générée la rotation antihoraire du bloc lithosphérique Corse-Sardaigne et la subséquente ouverture du bassin liguro-provençal, nous montre qu'il peut avoir aussi induit un flux régional du manteau à profondeur asthénosphérique qu'il a comblé l'espace laissé derrière elle. Une partie de la remontée du manteau lié au point chaud du Massif Central aurait été tiré vers le sud-est par le retrait de la plaque. En plus, ils suggèrent que la racine lithosphérique Alpine ait pu être déviée et que l'écoulement du manteau s'est concentré autour de son extrémité sud. Ceci pourrait expliquer la bonne corrélation entre leurs directions rapides des ondes SKS fractionnées et le pendage de la ceinture alpine dans le SE de la France.

2.2.3- L'anisotropie sismique de la région Ibérique et du Maroc.

Díaz et Gallart 2014 ont traité l'anisotropie sismique de la région Ibérique et du Maroc à partir du craton ouest africain jusqu'au centre Varisque de l'Ibérie où de nouvelles mesures d'anisotropie sur plus de 100 nouveaux sites déployés sur la zone ont été utilisé, fournissant

ainsi une vue agrandie du contexte géodynamique régional et permettant de revoir les modèles géodynamiques précédemment proposés.

Les paramètres d'anisotropie présentés peuvent être liés de façon globale à une orientation LPO des minéraux du manteau par flux mantélique à profondeur asthénosphérique. Au centre de la péninsule, une zone assez stable tectoniquement, les paramètres d'anisotropie sont homogènes et ne peuvent être liés à une déformation héritée de l'orogénèse Varisque. L'orientation E-W des phases rapides est compatible avec le modèle d'écoulement proposé par (Conrad et Behn 2010) qui est calculé à partir de la combinaison de champs d'écoulement mantélique entraînés par des mouvements relatifs des plaques, l'hétérogénéité de la densité du manteau et la rotation absolue de la lithosphère. Plus au sud, les données présentées par Díaz et al.,(2010), Miller et al.,(2013) et Alpert et al.,(2013) sont examinées ensemble en tenant compte des résultats récents provenant de la tomographie télésismique par les ondes Pn et les déplacements relatifs relevés par GPS, qui suggèrent que la plupart de l'anisotropie observée est probablement due à un écoulement mantélique à différents niveaux du manteau. La variation de la courbe de la FPD le long de l'arc de Gibraltar résulte de la déviation du manteau de autour de plaque rapide s'étendant vers le bas à 600 km. Sont observés des valeurs importantes du temps de déphasage sous les Bétiques, dans une zone où la déchirure a été suggérée et où la tomographie par les ondes Pn montre la présence de matériaux chauds, ce qui suggère que la plupart des matériaux du manteau supérieur peuvent contribuer à l'anisotropie observée.

Le faible degré d'anisotropie et le grand nombre d'observations sans preuves d'anisotropie sous SW de l'Ibérie, le Haut Atlas et la rive nord du craton ouest africain suggèrent la présence d'un écoulement vertical du manteau associé à bord axée de cellules convectives déclenchées par de fortes variations d'épaisseur de la lithosphère.

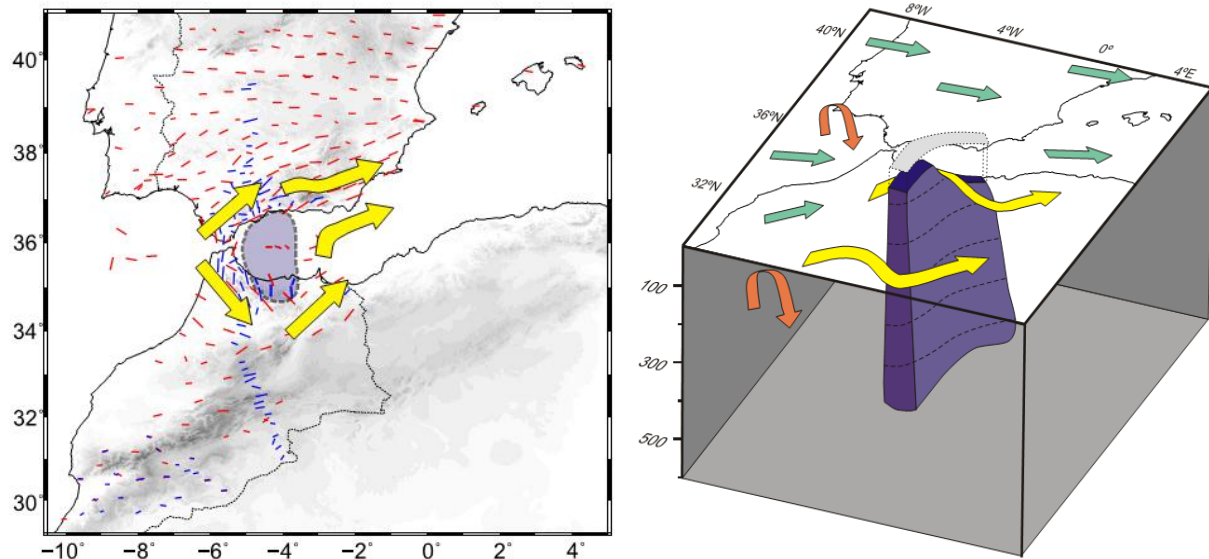


Figure 2.6 : schémas représentant le motif principal d'écoulement du manteau dérivé de l'interprétation des données de Díaz et al., 2014. Les flèches vertes représentent la direction générale de la LPO déduite du modèle de Conrad et Behn (2010). Le corps bleu représente le slab de vitesse rapide imagée par tomographie, en pointillés indiquant 100 km intervalles de profondeur. Les flèches jaunes indiquent l'écoulement du manteau proposé autour du slab. Les flèches oranges représentent l'écoulement vertical de faible ampleur associé à des changements dans l'épaisseur lithosphérique sous le SW de l'Ibérie et le Haut Atlas occidental et le domaine Anti-Atlas.

2.3- Le champ des contraintes de la région d'étude

A partir des données de la sismicité et les mécanismes focaux, on peut déduire les différents champs de contraintes existants dans l'est de l'Algérie. La figure 2.7 montre ces champs et les directions tirées à partir du WSM (World Stress Map) qui est une base de données mondiale des contraintes tectoniques contemporaine de la croûte de la Terre compilée par la collecte de données issues de différentes institutions et de centres de recherche gouvernementaux ou académiques de renommée internationale. Elles sont regroupées en quatre catégories:

- Mécanismes focaux du tremblement de terre.
- Fracturation induite par forage et délestage en puits fermés.
- Des mesures In-Situ des champs de contraintes ou stress (sur-carottage, la fracturation hydraulique, forage slotter)
- Des données géologiques récentes à partir de l'analyse faille-glissement et alignements de ventilation volcaniques.

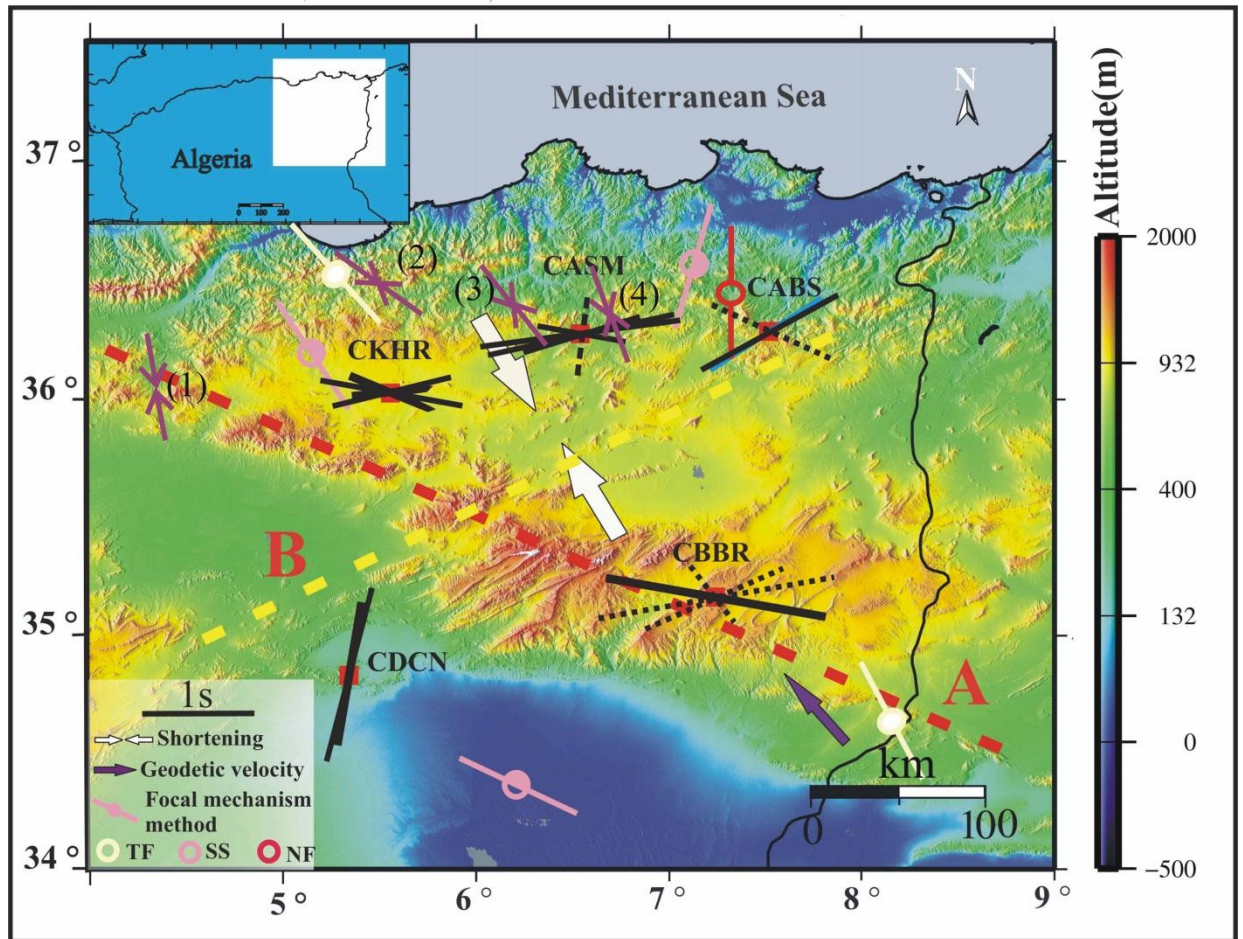


Figure 2.7: Orientations de tendances topographiques (A) et (B). Les flèches blanches indiquent la direction de raccourcissement; les flèches violettes indiquent la vitesse géodésique par rapport à l'Eurasie (Nocquet et Calais, 2004). Les directions selon les travaux (1) Beldjoudi et al 2016, (2) Beldjoudi et al 2009, (3) Semmane et al 2012 et (4) Ousadou et al 2013. Les cercles avec des lignes représentent le champ de contraintes: NF pour des failles normales, SS failles décrochantes, TF pour des failles de chevauchement, obtenu en utilisant la méthode de mécanisme au foyer (World Stress Map release 2008).

Il faut noter que les directions des contraintes dans la figure (2.7) sont déterminées à partir de la première catégorie et toutes les directions sont perpendiculaires aux chaînes de montagnes de chaque zone et les données d'anisotropie sismique.

Chapitre 3 : Présentation du contexte géodynamique et sismotectonique régional

Introduction	51
3.1- Cadre géodynamique de la Méditerranée	51
3.1.1- Convergence Afrique (Nubie)-Eurasie	51
3.2- Grands ensembles structuraux la Méditerranée	54
3.2.1- Le bassin algéro-provençal	54
3.2.2- Le bassin liguro-provençal ou ligure	54
3.2.3- La marge catalane et le golfe du Lion	54
3.2.4- Le bassin tyrrhénien	55
3.2.5- La plaque adriatique	55
3.2.6- La mer d'Alboran et la marge nord maghrébine	56
3.3- Contexte géodynamique et sismotectonique de la Méditerranée occidentale	56
1.3.3.1- . Histoire géodynamique de la Méditerranée occidentale	56
3.4- Contexte géologique et sismotectonique du nord de l'Algérie	59
3.4.1- Les Kabyliques	59
3.4.2- Les nappes de Flyschs	59
3.4.2- Les nappes telliennes	60
3.4.3- L'Atlas intracontinental	60
3.5- Présentation de la région d'étude	61
3.5.1- La zone de l'étude	61
3.5.2- Cadre géologique	62
35.3- Cadre sismotectonique	62

Chapitre 3 :

Présentation du contexte géodynamique et sismotectonique régional

Introduction

Afin de mettre en valeur les résultats obtenus dans la présente thèse et de les interpréter de manière efficiente, il est nécessaire d'aborder l'aspect géodynamique et sismotectonique de cette partie du nord de l'Algérie ; ce qui sera l'objet de ce chapitre où nous présenterons dans un premier temps le contexte géodynamique et sismotectonique de la mer méditerranéenne car il est indispensable de situer la région d'étude dans le contexte géodynamique global ensuite on citera les différentes structures sismotectoniques caractérisant la Méditerranée occidentale et après, présenter différents scénarios d'évolution géodynamique de cette région proposés par différents travaux scientifiques. Ensuite, nous citerons les différentes structures géologiques du Nord de l'Algérie et leurs caractéristiques ainsi que la sismotectonique de cette partie de la Méditerranée et enfin, présenter la région d'étude du point de vue géologique et sismotectonique.

3.1- Cadre géodynamique de la Méditerranée

3.1.1- Convergence Afrique (Nubie)-Eurasie

Le mouvement de convergence de la plaque tectonique africaine vers la plaque eurasiennne définit la condition cinématique aux limites de l'ensemble du système du bassin méditerranéen. En effet, le moteur de convergence est lié à l'expansion océanique au niveau de la dorsale Atlantique où la vitesse d'extension moyenne pour l'Atlantique nord est de 25 mm/an par contre elle est de l'ordre de 40 mm/an pour l'Atlantique sud (figure 3.1 A). Ainsi, cette différence de vitesse d'ouverture, conduit à un mouvement de rotation antihoraire de l'Afrique par rapport à l'Europe avec un pôle de rotation situé aux Iles Canaris. A noter que

le calcul précis de ce pôle de rotation est bien détaillé dans Argus et al. (1989) à partir des données de l'océan Atlantique. Les coordonnées de ce pôle les plus adoptées sont données par le modèle cinématique global NUVEL1A (De Mets et al., 1990; De Mets et al., 1994) qui propose un pôle situé à la longitude -20.6°E et latitude 21.0°N avec une vitesse angulaire de $0.13^{\circ} \pm 0.02^{\circ}/\text{Ma}$. Il faut rappeler que ce modèle inclut les observations utilisées par Argus et al. (1989) et ajoute une condition de fermeture globale du circuit des plaques. Aussi, différentes études récentes s'accordent avec un pôle Eulérien, situé au large de l'ouest de l'Afrique (long $25 \pm 5^{\circ}\text{W}$, lat $5 \pm 5^{\circ}\text{S}$ et vitesse angulaire de $0.06 \pm 0.01^{\circ}/\text{Ma}$). Les directions de convergence sont plus au moins compatibles entre les modèles. Dans la partie orientale de la Méditerranée, La direction de convergence est comprise entre N0 et N330, mais elle est entre N350 et N300 en Méditerranée occidentale où par exemple, le mouvement relatif de la Nubie par rapport à l'Eurasie en Méditerranée occidentale est de $5.3 \pm 0.1 \text{ mm/an}$ dans une direction $\text{N}46 \pm 2^{\circ}\text{W}$ à la longitude de la Sicile, par contre, il est de $4.5 \pm 0.2 \text{ mm/an}$ dans une direction $\text{N}75 \pm 1^{\circ}\text{W}$ à longitude 10°W d'après le modèle de Nocquet (Nocquet et al. 2006 et 2012) (Figure 3.1.B).

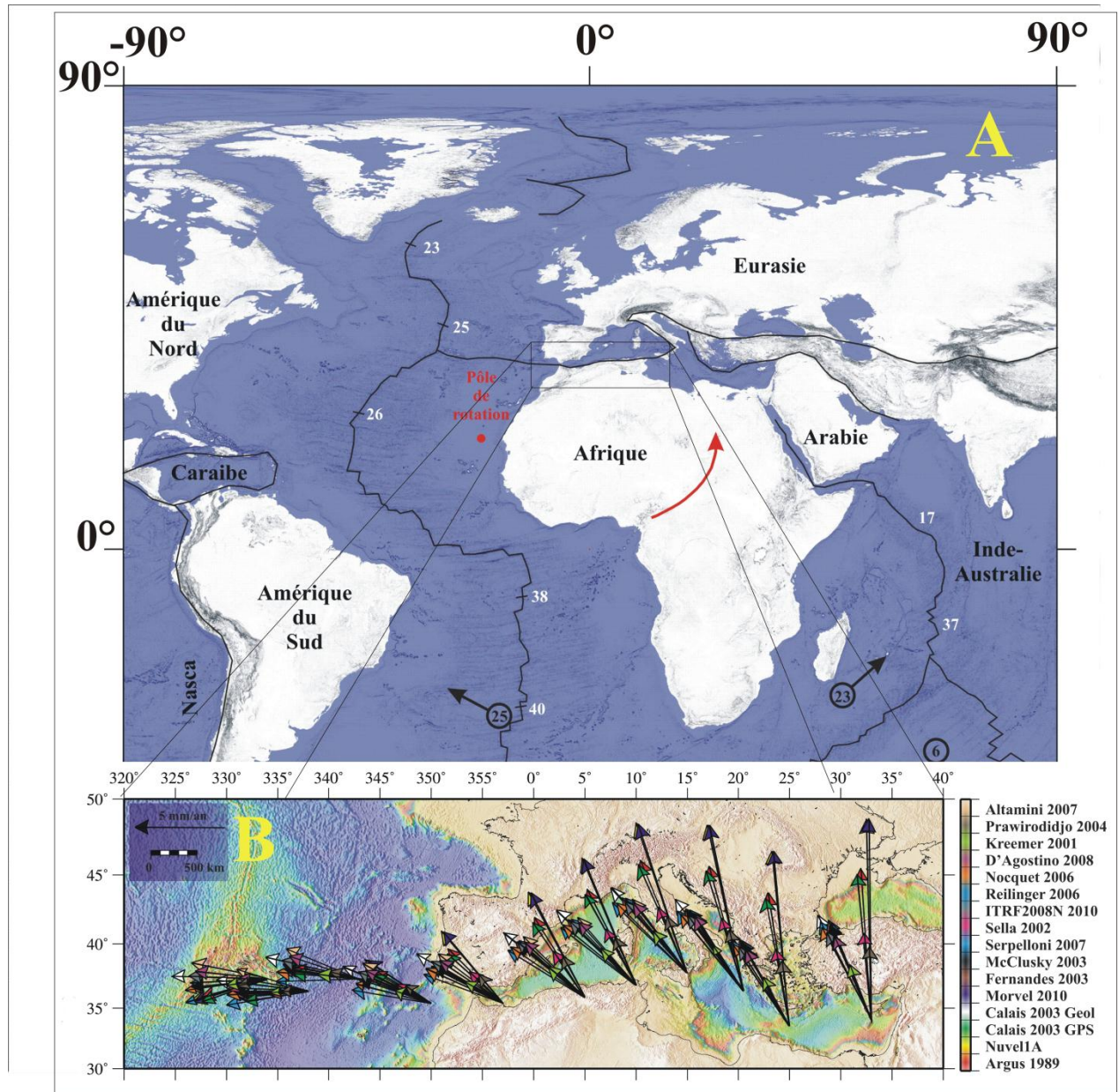


Figure 3.1: (A) Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie ; les nombres sur les dorsales indiquent les vitesses relatives entre les plaques ; les chiffres entourés indiquent les vitesses dans un référentiel lié aux points chauds d'après Trümpy (1985); les chiffres dans les Alpes étaient ceux attendus avant que les mesures géodésiques ne débutent. D'après Mueller et Kahle, 1993. (B) Les vitesses prédites par des différents modèles sur l'ensemble de la frontière de plaques basées sur différents modèles géologiques (mouvement moyen sur 3.16 Ma) et géodésiques modifiée d'après (Abacha ; 2015)

3.2 Grands ensembles structuraux de la Méditerranée

3.2.1- Le bassin Algéro-provençal

Il est considéré comme un bassin d'arrière arc actuellement inactif, ouvert au-dessus de la subduction de la lithosphère africaine sous la plaque Eurasie. Les marges de ce bassin ont connu: amincissement crustal, jeux de failles normales, rotation de blocs et son ouverture a démarré au Nord-Est par le rifting liguro-provençal (entre -30 et -20 Ma), après par la rotation antihoraire du bloc corso-sarde de 30°SW et l'ouverture et l'océanisation du bassin Algéro-provençal, au Miocène moyen (probablement entre -20 et -16 Ma), (Figures 3.2 et 3.3).

3.2.2- Le bassin Liguro-provençal ou Ligure :

Orienté selon une direction NE-SW, il se situe entre le bloc continental corso-sarde et les Alpes méridionales. Depuis la marge longeant le massif des Maures jusqu'à Imperia, les nombreuses failles normales NE-SW à ENE-WSW qui la découpent, délimitent un système de blocs basculés de petites dimensions (Chaumillon et al., 1994). Les accidents NW-SE sont réactivés en décrochements dextres et certains les supposent se poursuivent à terre. Ces failles NW-SE pourraient correspondre à d'anciennes failles transformantes du bassin océanique. Actuellement, la marge est soumise à un régime compressif, qui pourrait traduire le début de la fermeture du bassin Ligure. Plusieurs auteurs (exp Larroque et al, 2001 ; Laurent et al., 2000 ; Bigot-Cormier, 2001) supposent l'existence d'un grand chevauchement crustal enraciné dans le socle externe de l'Argentera et dont le front serait situé à proximité du talus continental au large des côtes de Nice et de l'Italie.

3.2.3- La marge catalane et le golfe du Lion

Ils forment un ensemble structuré par la phase orogénique hercynienne et tardi hercynienne, par extension du Trias au Crétacé puis, par la tectonique compressive pyrénéenne du Crétacé supérieur à l'Eocène et enfin, par la tectonique extensive oligocène et postérieure. On suppose que l'équivalent de la zone axiale pyrénéenne est actuellement effondré sous le golfe du Lion et de la Méditerranée. Au sud, entre la faille nord pyrénéenne et la croûte océanique, la déformation extensive correspondrait plutôt à des basculements de blocs. La marge catalane inclue la cordillère côtière catalane constituée de blocs surélevés à couverture paléozoïque et mésozoïque et de blocs affaissés remplis de sédiments néogènes et quaternaires et le golfe de Valencia qui correspond à la partie submergée des fossés néogènes et quaternaires.

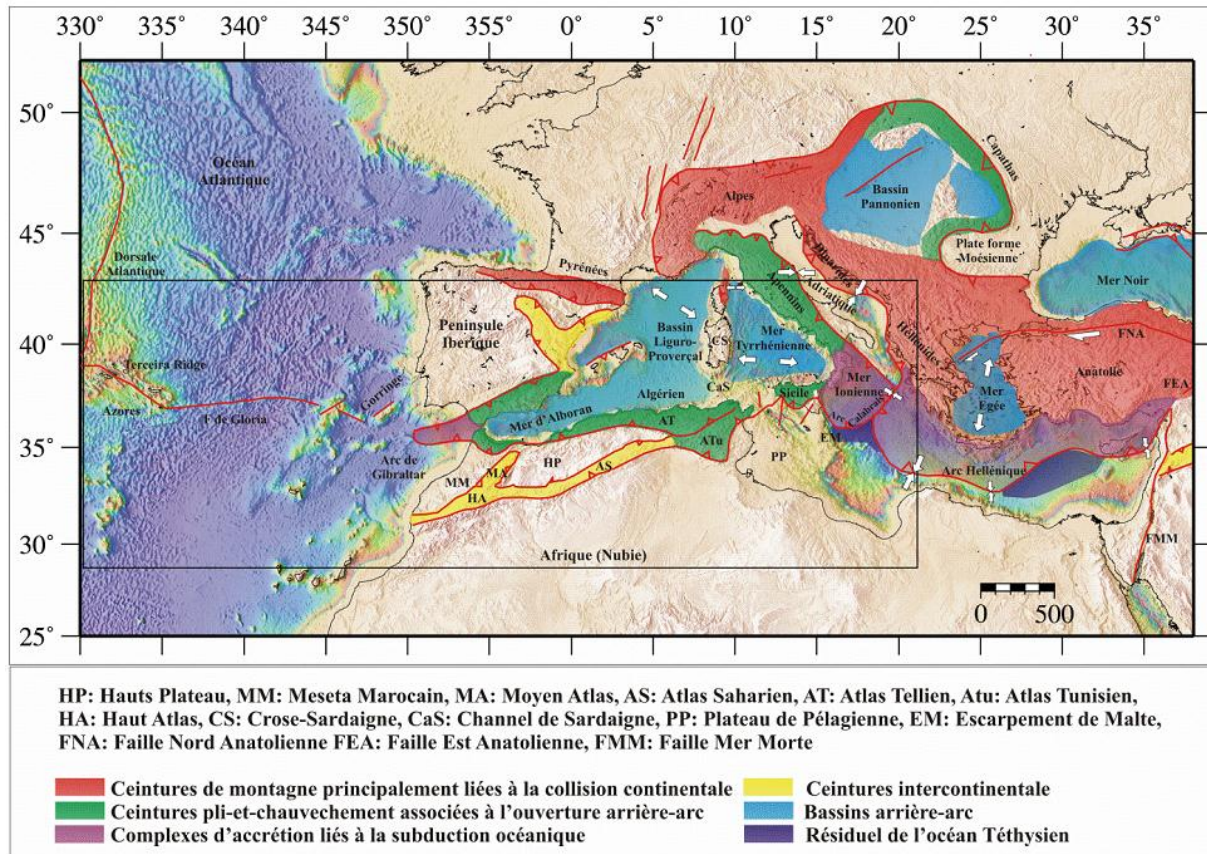


Figure 3.2 : Contexte tectonique actuel et les principaux domaines structuraux de la Méditerranée (modifié d'après Serpelloni et al. 2007) (thèse Abacha, 2015).

3.2.4- Le bassin tyrrhénien

La partie nord du bassin tyrrhénien a probablement subi une extension dès l'Oligocène supérieur (-30 à -25 Ma), contemporaine à l'ouverture du bassin liguro-provençal, et depuis la marge de la Corse jusqu'à celle de la Toscane, la lithosphère a été très étirée, sans toutefois aboutir au stade d'océanisation.

3.2.5- La plaque Adriatique

Située au niveau de l'actuelle mer Adriatique et de la plaine du Pô, la plaque adriatique est assimilée à une petite plaque rigide bordée à l'est, au nord et à l'ouest par des chaînes de montagnes actives, avec les Albanides, les Dinarides, les Alpes et l'Apennin. La plaque Adriatique subit aujourd'hui un mouvement de rotation antihoraire, le pôle étant situé en Ligurie (Figure 3.2). La subduction de la plaque Adriatique sous les Apennins conduit à l'arrière du front chevauchant et dans la lithosphère chevauchante des déformations normales. Au sud, la plaque adriatique serait limitée par l'escarpement de Malte.

3.2.6- La mer d'Alboran et la marge nord maghrébine

La limite de plaques Eurasie et Afrique, depuis le banc de Gorringes (au large du Portugal) jusqu'à la Tunisie est constituée par une zone assez large de déformation limitée au Sud par l'atlas saharien et au nord par la cordillère bétique. Cette zone est aujourd'hui soumise à une tectonique compressive NS à NW-SE dans le Rif et les Bétiques et, à une tectonique en extension E-W dans la mer d'Alboran.

Pour la marge nord maghrébine, des campagnes de reconnaissance sismiques et bathymétriques de haute résolution ont été menées au large de la côte nord algérienne (campagne MARADJA, 2003) et ont ainsi permis à Deverchère et al.(2005) puis Yelles-Chaouche et al. (2006) de démontrer l'existence et l'importance des failles inverses à vergence nord. Il est maintenant établi que le séisme de Boumerdès, en mai 2003, soit dû au rejeu de l'une de ces failles inverses à vergence nord.

Yelles-chaouche et al. (2006), considèrent que les chevauchements à pendage sud et vergence nord localisés le long de la marge nord maghrébine correspondraient aux failles les plus actives de cette partie de limite de plaque. La faille la plus importante, actuellement connue, se trouve au large d'Alger, elle atteint 80 km de longueur avec une vitesse de mouvement de l'ordre de 0,4 mm/an ($\pm 0,1$), la magnitude maximale attendue pour cette faille avoisine 7. Néanmoins, ces auteurs évoquent que d'autres failles majeures toutes aussi actives, voire même avec un potentiel sismogène plus fort, doivent coexister le long de cette marge.

3.3- Contexte géodynamique et sismotectonique de la Méditerranée occidentale

3.3.1- Histoire géodynamique de la Méditerranée occidentale

Dans cette partie, est présentée une synthèse de différents scénarios d'évolution géodynamique suggérés par Illies (1975), Dercourt et al. (1986), Dewey et al. (1989), Mueller et Kahle (1993), Jolivet (1997), Gueguen et al. (1998) et Noquet (2002). Ces reconstitutions sont basées sur des données géologiques, sur les anomalies magnétiques le long de la dorsale médio-Atlantique, et sur des données paléo magnétiques. L'histoire de la Méditerranée est liée à l'histoire du mouvement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie et de l'océan qui les sépare, la Téthys qui issue de la dislocation du super continent la Pangée qui regroupait les continents actuels, jusqu'à environ 300 Ma. Ainsi, au début du Mésozoïque (Trias, entre 250 et 200 Ma), la Téthys est déjà ouverte sur le domaine Pacifique et l'extension gagne la partie du continent correspondant à la future zone méditerranéenne et alpine par l'ouverture de la Téthys Ligure et

l'Atlantique nord commence à s'ouvrir au Lias (200-175 Ma) séparant l'Eurasie de l'Amérique du Nord. Puis, durant le Jurassique moyen au Crétacé inférieur, l'Afrique par rapport à l'Eurasie subit un décrochement sénestre coïncidant avec la séparation de l'Afrique de l'Amérique du Nord et l'ouverture de l'Atlantique Central et vers -155 Ma, ce mouvement s'accompagne de l'ouverture de l'océan alpin (liguro-piemontais ou sud-pennique) au niveau des futures Alpes centrales et occidentales. Vers -130 Ma, au niveau des futures Alpes centrales, se produit l'ouverture de l'océan Valaisan (ou nord pennique), océan étroit et éphémère, vu qu'il est apparu et disparu au Crétacé. De la fin du Crétacé moyen au début du Crétacé supérieur, le régime change en rapprochement où le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie est de direction nord-est. Le domaine téthysien est diminué et la subduction continue. La collision débute dans la partie nord de l'océan alpin et les premiers éléments compressifs sont notés dans les Alpes orientales. A partir de cette période à l'Oligocène inférieur passant par l'Eocène, La subduction océanique est remplacée par la subduction continentale avec la collision des plaques africaine et eurasiennne et la Téthys a disparu. Une branche du rift médio-atlantique pénètre dans le Golfe de Gascogne et débute la dérive de la péninsule Ibérique vers le sud. Au Crétacé Tertiaire (65 Ma), le mouvement de l'Afrique change et ralentit et c'est à l'Eocène que la compression atteint son maximum, précisément avec plissement et chevauchement dans les Alpes et formation de la chaîne pyrénéo-provençale dans le sud de la France. Durant l'Eocène terminal à l'Oligocène inférieur, une phase de distension intracontinentale affecte le nord-ouest de l'Europe depuis l'actuel golfe du Lion jusqu'au fossé rhénan, tandis que la compression est généralisée dans les Alpes et qu'au sud se mettent en place les premiers reliefs des Maghrebides.

De l'Oligocène supérieur à aujourd'hui, une extension Est-Ouest généralisée en Europe de l'ouest est notée marquant la formation du fossé rhénan, de la plaine de la Bresse à l'ouest de la Durance. Dans le domaine méditerranéen, s'ouvrent progressivement les bassins liguro-provençal, puis tyrrhénien en arrière de la zone de collision des Apennins et des Maghrébides alors que la convergence NS de l'Afrique et de l'Eurasie se poursuit. Dans les Alpes, le miocène inférieur est caractérisé par la migration des chevauchements vers l'ouest sur le domaine de la Bresse, le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie prend sa direction actuelle vers le NW et l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale est localisée uniquement dans la partie sud-est de la mer tyrrhénienne.

En intégrant de nouvelles données issues d'observations tectoniques et mesures volcanologiques et en adoptant une approche pluridisciplinaire, (Carminati et al, 2004 ; 2010,

2012) ont suggéré un scénario d'évolution géodynamique durant les dernières 30-40 Ma comme suit :

- A partir de 45 à 21 Ma : avec une convergence uniforme des plaques africaine et eurasienne de direction NE-SW et la présence d'une expansion progressive des chaînes Apennins, Maghrebides et Carpates sans aucune tension superficielle mais seulement en profondeur et par conséquent une déformation uniforme de la structure profonde (allant jusqu'au manteau inférieur).
- À partir de 15 MA à aujourd'hui, on observe que la convergence est marquée par une déflexion dans la région Est de l'Algérie en direction du bassin intracontinental et une nouvelle direction de déformation superficielle (NW- SE) débuta à partir de 5 Ma à maintenant.

Il faut noter que ce scénario est bien développé dans le chapitre 5.

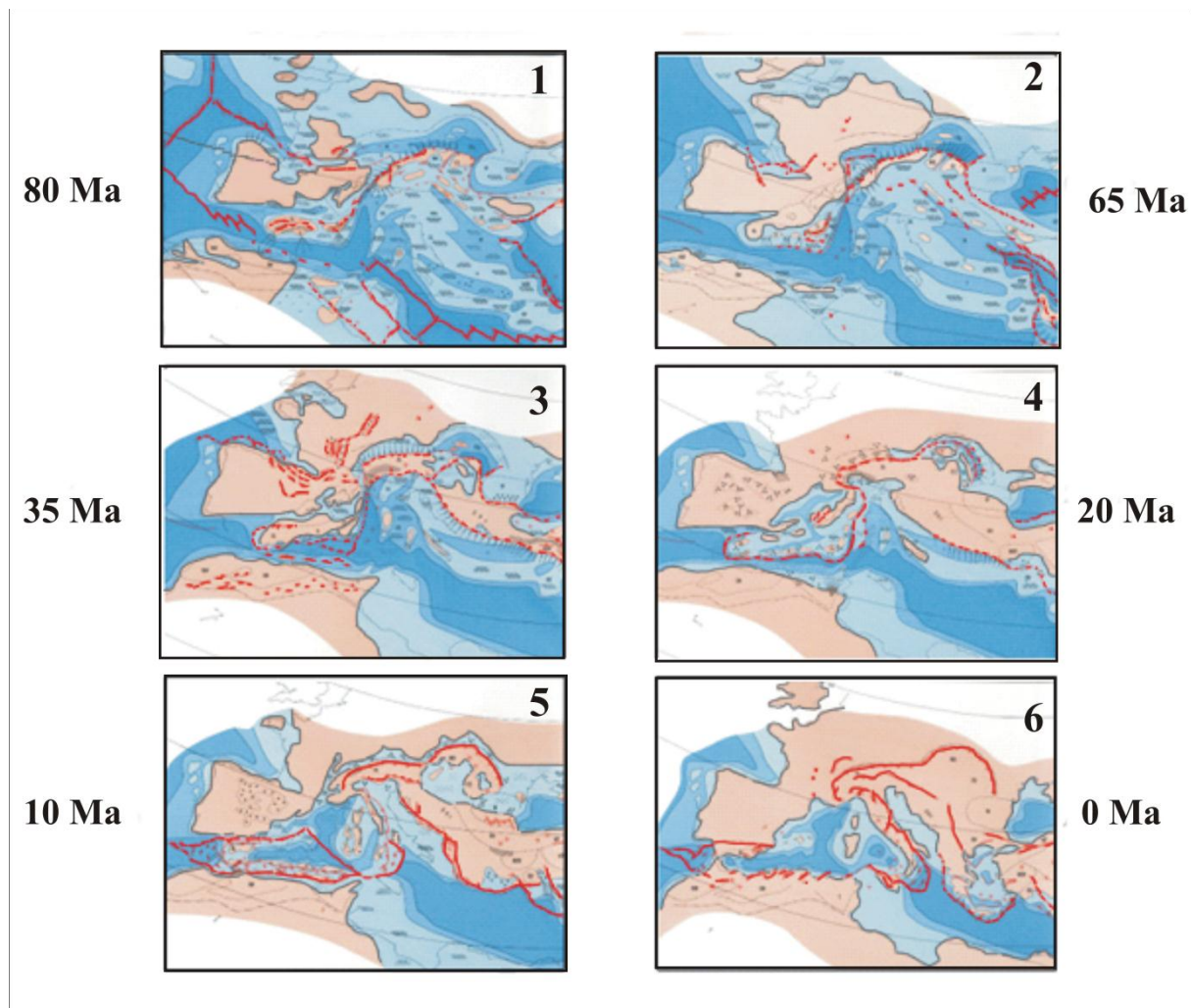


Figure 3.3 : Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée modifiée d'après (Dercourt et al.,1986)

3.4- Contexte géologique et sismotectonique du nord de l'Algérie

Le nord de l'Algérie est constitué d'unités géologiques et structurales diverses, appartenant à la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar jusqu'à la Calabre (Wildi, 1983, Durand-Delga, 1969) où on peut différencier diverses parties: au nord le Tell, composé des Kabyliques, des flyschs et des nappes telliennes, et au sud, le système de l'Atlas intracontinental.

3.4.1- Les Kabyliques

Les Kabyliques ou zones internes (Tell septentrional), comprennent, d'ouest en est, les massifs du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie et la Petite Kabylie (Figure 3.4). Elles sont composées de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque présentant des similitudes avec les massifs des Alpujarrides en Andalousie dans les cordillères Bétiques et du Paléozoïque supérieur non métamorphique similaire à celui des Malaguides en Espagne. La Dorsale Kabyle à couverture sédimentaire Mésozoïque formée de calcaire du Lias et de l'Eocène, de dolomies du Trias au Lias inférieur, de schistes primaires de grès permien et de détritiques du nummulitique supérieur (Durand-Delga, 1969) se présente sous forme d'écailles qui chevauchent les nappes de flyschs à pendage nord avec des plis récents du Cénozoïque longitudinaux (Chenoua, Djurdjura) faisant partie de la zone de l'AlKaPeCa (Alboran, Kabyles, Peloritain, Calabrais) (Bouillin et al, 1986).

3.4.2- Les nappes de Flyschs

Les nappes de Flyschs (Figure 3.4), constituées de conglomérats et autres matériaux détritiques peuvent être retrouvées dans les zones internes dans le pourtour du bassin occidental de la méditerranée. En Algérie, ces nappes sont soit en position interne en rétrochevauchement sur les zones internes (flyschs nord-kabyles), soit en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale Kabyle (flyschs sud-kabyles) ou totalement externes, charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, sur le Tell externe (Domzig, 2006). Selon Bouillin et al. (1986), elles sont classées en: flyschs Mauritaniens (en position interne), flyschs Massiliens (les plus externes) et flyschs Numidiens (surimposés en partie aux flyschs Massiliens).

3.4.2- Les nappes telliennes

Les nappes telliennes sont composées de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres (Figure 3.4), principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud (Domzig, 2006). Elles s'étendent de l'Oranie jusqu'à la Tunisie en chevauchant l'Atlas saharien avec des pendages nord (Bracène, 2001 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006) et sont considérées avec le système du Rif comme faisant partie d'un orogène de type alpin (Durand-Delga et Fonboté, 1980).

3.4.3- L'Atlas intracontinental

Au sud du Tell, l'Atlas intracontinental, est séparé de la plate-forme saharienne au sud par le front sud-atlasique, est constitué d'unités autochtones et divisé en parties distinctes: l'Atlas saharien au centre, l'Aurès à l'est algérien, et l'Atlas Tunisien en Tunisie (Figure 3.4). Les Hauts Plateaux situés dans l'ouest algérien, entre le Tell et les montagnes de l'Atlas, sont constitués d'un socle paléozoïque, peu recouvert par les sédiments méso-cénozoïques, peu déformé, alors que les plis et chevauchements de l'Atlas se sont développés dans les anciens bassins mésozoïques. Les chevauchements existants semblent enracinés sur des décollements à la base des évaporites du Trias (Bracène, 2001). Au sud de l'Atlas, se trouve la plate-forme saharienne, constituée de socle précambrien recouvert de sédiments paléozoïques et mésozoïques quasiment peu déformés (Frizon de Lamotte et al., 2000).

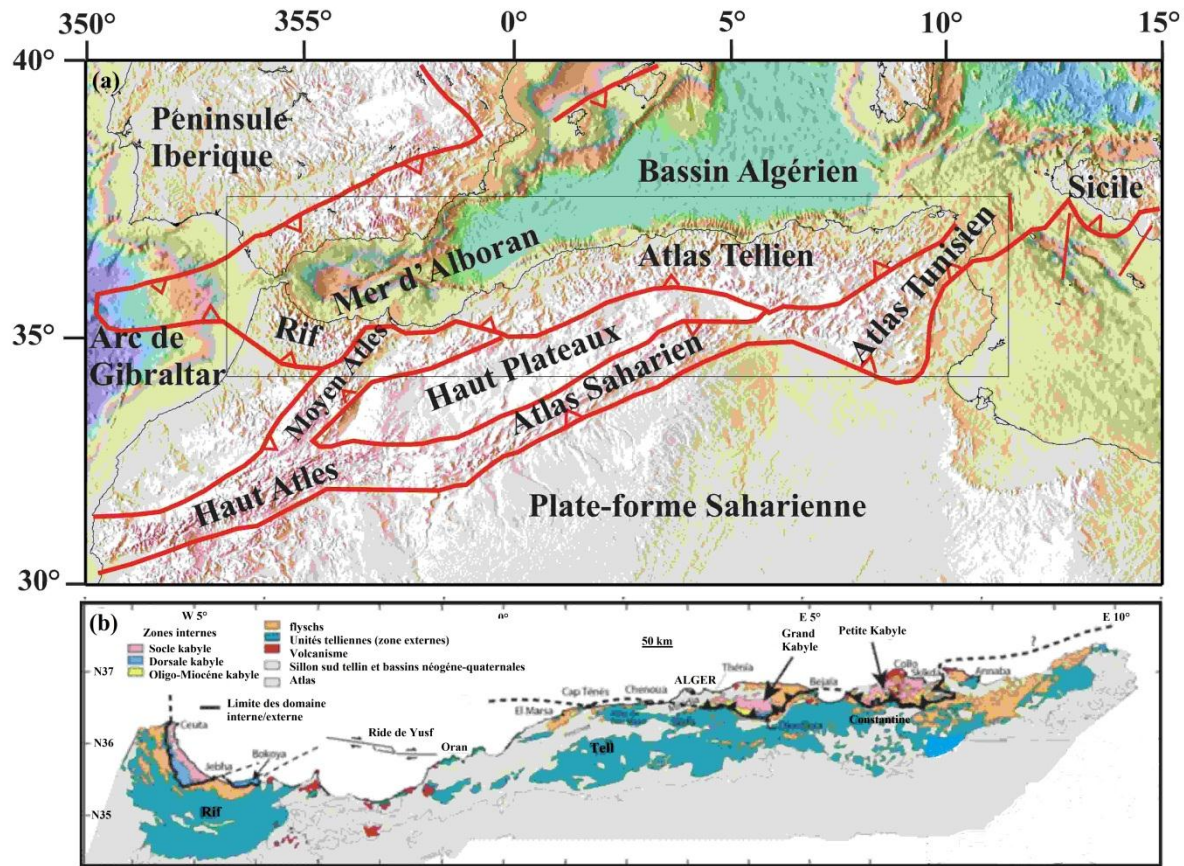


Figure 3.4: (a) Carte des principales unités géologiques composant le sud de la Méditerranée Occidentale. Maghrébides [Kabylides (Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien , Dorsale kabyle , Oligo-Miocène kabyle)) , Rif , Atlas Tellien, Atlas intracontinental] ou [Aurès , Atlas saharien , Atlas tunisien (Selon, Durand-Delga, 1969)]. (b) Les différentes unités géologiques des Maghrébides modifiée d'après (Domzig, 2006).

3.5- Présentation de la région d'étude

3.5.1- La zone de l'étude

La région objet de notre étude est la partie Nord-Est de l'Algérie qui est située entre les longitudes 3.5°E et 8.5° E et les latitudes 34°N et 37.5°N (figure 3.5). Elle est caractérisée par une activité sismique jugée importante sans qu'il soit enregistré historiquement des événements majeurs par rapport à la région ouest et centre de l'Algérie. Cette région est marquée géomorphologiquement par des bassins d'une part, comprenant ceux de Constantine et Mila, le bassin néogène et quaternaire d'Annaba, le bassin de Guelma, le bassin de la Soummam, le bassin néogène du Hodna et le bassin du Chott Melrhir, et d'autre part par des chaînes montagneuses comprenant la chaîne des Babors qui est une ceinture de plissement calcaireuse d'orientation WSW-ENE, la chaîne des Bibans orientée E-W formée

par les nappes telliennes, la chaîne des Djurdjura ou dorsale kabyle orientée E-W puis NW-SE, les monts du Hodna marqués par des reliefs d'orientation N110, les Aurès d'orientation globale NE-SW, les monts des Nememcha d'orientation NE-SW et ceux des Ouled Naïl orientés NE-SW eux aussi. Il faut noter que ces orientations sont importantes et vont nous servir d'arguments quant aux résultats obtenus.

3.5.2- Cadre géologique

Géologiquement, notre zone d'étude coïncide avec la partie est de la zone tellienne et atlasique et du nord au sud, ses terrains appartiennent au domaine de la marge sous-marine algérienne marquée fortement par les dépôts liés à la crise de salinité Messinienne (Lofi et al, 2011), au domaine du Tell septentrional des noyaux kabyles incluant le socle kabyle provenant de la fragmentation de l'ALKAPECA et la dorsale kabyle (Duran Delga, 1969), au domaine du Tell méridional représenté les Babors et Bibans que leur sédimentation mésozoïque et tertiaire est d'affinité africaine, au domaine des Flyschs et finalement au domaine de l'Atlas intracontinental situé au sud du Tell que le front atlasique le sépare de la plateforme saharienne et qui est composé de l'Atlas saharien au centre et les Aurès à l'est.

3.5.3- Cadre sismotectonique

Comme nous l'avons présenté auparavant, le contexte géodynamique régional a engendré dans le Nord de l'Algérie, sur une bande de centaines de kilomètres de large, diverses structures tectoniques (plis, failles) de direction générale perpendiculaire à la direction de convergence (NNW-SSE) des plaques tectoniques (Figure 2.7). Ces structures sont déterminantes de la répartition spatiale de la sismicité de cette région de l'Atlas Tellien où on peut distinguer deux principales zones caractérisées par des régimes tectoniques relativement uniformes : le long de la partie ouest et centrale de la chaîne tellienne, une large ceinture de failles inverses NE-SW dominante avec des événements forts enregistrés tels que ceux d'Orléansville, 1954; El Asnam, 1980; Tipaza, 1989; Boumerdès, 2003, et une autre zone plus distribuée où la déformation est principalement liée aux failles de décrochement dextres E-W à NW-SE et sénestres N-S à NE-SW dans la partie orientale, tel que expliqué par exemple par le séisme de Constantine le 27 Octobre 1985 (Abacha, 2015). La Figure (3.5) montre la carte de distribution des épicentres des principaux séismes ($M \geq 5$) durant la période instrumentale de notre région d'étude où les numéros correspondent à l'événement indiqué

dans le Tableau 3.1 (les sources des mécanismes aux foyers : CMT HRVD solution, Girardin et al. 1977, Hatzfeld, 1978 et Yelles et al. 2013a. Les sources actives inspirées selon (Meghraoui, 1988, Vila, 1980, Harbi et al. 2003, Domzig, 2006, Abacha, 2015).

Tableau 3.1 :

N°	Site	Date	Magnitude	Intensité	Qualité
01	Jijel	22/08/1856	5.7	VIII	Historique
02	Akbou	27/09/1860	5.2	VII	Historique
03	Bejaïa	25/02/1865	5.7	VIII	Historique
04	Biskra	16/11/1869	6.5	IX	Historique
05	M'sila	03/12/1886	5.9	IX	Historique
06	Sour El Gozlane	22/09/1886	5.2	VII	Historique
07	Mansourah	08/01/1887	5.7	VIII	Historique
08	Guelma	17/06/1908	5.2	VIII	Instrumentale
09	Constantine	04/08/1908	5.2	VIII	Instrumentale
10	Batna	16/03/1924	5.3	VIII	Instrumentale
11	Guelma	03/12/1928	5.2	VII	Instrumentale
12	Sour El Gozlane	15/08/1931	5.2	VIII	Instrumentale
13	Guelma	10/02/1937	5.7	IX	Instrumentale
14	Mansourah BBA	16/04/1943	5.3	VIII	Instrumentale
15	M'sila	12/02/1946	5.5	VIII	Instrumentale
16	Sétif	09/09/1946	5.2	VII	Instrumentale
17	Constantine	06/08/1947	5.0	VII	Instrumentale
18	M'sila	29/08/1953	5.3	IX	Instrumentale
19	Sour El Gozlane	25/12/1954	5.2	VII	Instrumentale
20	BBA	24/05/1959	5.1	VIII	Instrumentale
21	M'sila	21/02/1960	5.5	VIII	Instrumentale
22	Annaba	02/12/1961	5.5	VI	Instrumentale
23	Sétif	04/09/1963	5.7	--	Instrumentale
24	M'sila	01/01/1965	5.4	VIII	Instrumentale
25	Mansourah BBA	24/11/1973	5.2	VII	Instrumentale
26	Sétif	28/06/1974	5.0	VIII	Instrumentale
27	Bouira	30/11/1975	5.4	IV	Instrumentale
28	Guelma	21/12/1980	5.2	V	Instrumentale
29	Constantine	27/10/1985	6.0	VIII	Instrumentale
30	Tébessa	22/09/1995	5.3	V	Instrumentale
31	Tixter BBa	18/08/2000	5.2		Instrumentale
32	Beni Ouartilane Séfif	10/11/2000	5.4	VII	Instrumentale
33	Kharrata Bejaïa	20/03/2006	5.2	VII	Instrumentale
34	Boumerdes	21/05/2003	6.8	X	Instrumentale
35	El Oued	09/07/2007	5.2		Instrumentale
36	M'sila	14/05/2010	5.2	VII	Instrumentale
37	M'sila	16/05/2010	5.0	---	Instrumentale
38	M'sila	23/05/2010	5.0	---	Instrumentale
39	Bejaïa	28/11/2012	5.1	---	Instrumentale
40	Bejaïa	19/05/2013	5.5	---	Instrumentale
41	Bejaïa	26/05/2013	5.0	---	Instrumentale
42	Merouana Batna	17/03/2015	5.2	---	Instrumentale

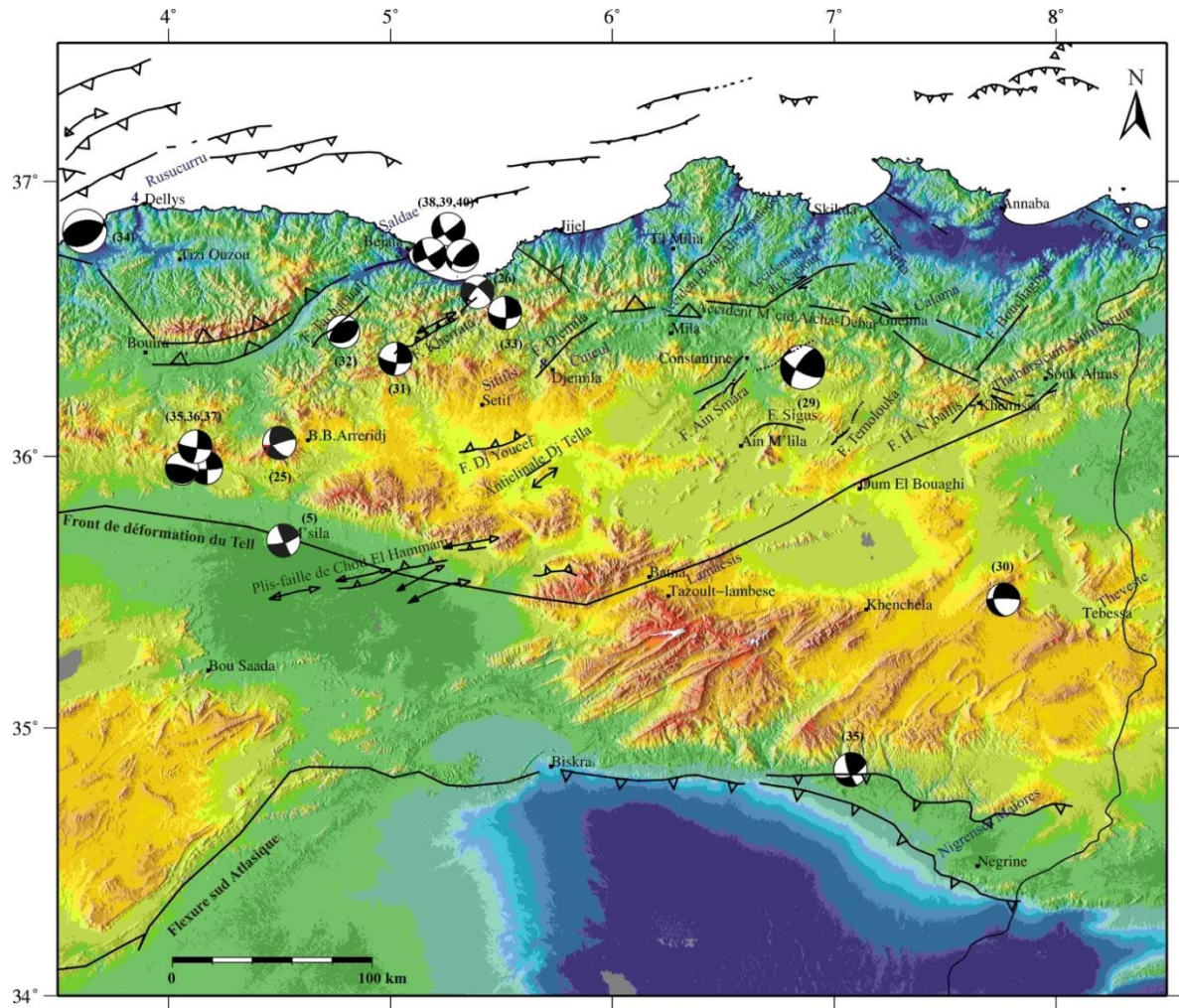


Figure 3.5: Carte de distribution des épices des principaux séismes ($M \geq 5$) instrumentaux de notre région d'étude. (Meghraoui, 1988, Vila, 1980, Harbi et al. 2003, Domzig, 2006, Yelles et al, 2013a et Abacha, 2015)

Chapitre 4 : Traitement des données et méthodologie de calcul

Introduction	66
4.1- Présentation du réseau de surveillance sismique algérien	67
4.1.1- Le réseau de surveillance sismique REALSAS	67
4.1.2- Réseau ADSN (Algerian Digital Seismic Network)	68
4.2- La méthode shear wave splitting.	70
4.2.1 - Phénomène de fractionnement des ondes de cisaillement.	70
4.2.2 - Mesure du déphasage des ondes de cisaillement.	72
4.2.3- Les données utilisées dans shear wave splitting	74
4.3- Détermination de la vitesse des ondes Vs par analyse des ondes de Rayleigh	77
4.3.1- Analyse en filtrage multiple	78
4.3.2- Inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh	82
4.3.2.1- Calcul numérique des dérivées partielles et causalité.	83
4.3.2.2- Les corrections de sphéricité.	89
4.3.3- Les données utilisées pour l'inversion des ondes de Rayleigh.	90

Chapitre 4 :

Traitement des données et méthodologie de calcul

Introduction

Dans le présent chapitre, nous présentons les différentes méthodes d'acquisition et d'analyse des données exploitées dans cette thèse. Nous commençons par une présentation générale du réseau permanent de surveillance et d'alerte sismique algérien (son évolution, ses équipements, la sauvegarde de données et leur traitement, partant du capteur sismique jusqu'à la banque des données, en temps réel continue). Puis dans la deuxième et troisième section de ce chapitre, nous présentons les techniques utilisées pour le traitement des données qui sont en fait des téléseismes enregistrés par ce réseau. La première méthode "shear wave splitting", nous permet de mesurer l'anisotropie sismique dont le principe est le phénomène de biréfringence ou fractionnement des ondes SKS, qui est un phénomène physique expliquant la propagation de ces ondes quand elles traversent un milieu anisotrope. A partir de ce phénomène, on arrive à déterminer deux paramètres importants caractérisant l'anisotropie sismique à savoir la différence de temps (δt) et le déphasage (ϕ). Pour le traitement des données, nous avons utilisé le logiciel Splitlab de Wütsfeld et al (2007). Quant à la deuxième méthode, elle nous permet d'avoir une idée sur sa localisation par rapport aux différentes structures terrestres où nous présentons d'abord les différentes étapes d'analyse des données des ondes Rayleigh et après les principales techniques de filtrage utilisées à savoir : la méthode de Corchete et al (2012) pour filtrer les signaux téléseismique MFT et VFT, et la méthode d'inversion des ondes de Rayleigh en utilisant le code « SRF 96 » de Hermann et Ammon (2002). Ce code a été bien détaillé afin de faciliter sa compréhension et sa manipulation pour le lecteur.

4.1- Présentation du réseau de surveillance sismique algérien

4.1.1- Réseau REALSAS (Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte Sismique).

Le nord de l'Algérie est situé aux frontières des plaques tectoniques africaine et eurasiennne où à l'encontre d'autres régions de la méditerranée (exemple ; la Turquie), elle est globalement marquée par une sismicité modérée (Benhallou,1985; Yelles-Chaouche et al., 2006) où des séismes majeurs peuvent se produire capables de causer d'importantes pertes humaines ou matérielles comme nous l'avons vu au chapitre 3, le nord de l'Algérie a été affecté par plusieurs événements marquants où on citera parmi les séismes historiques ceux d'Alger en 1365 et 1716, d'Oran en 1790 et de Blida en 1825 ; quant à la période instrumentale, El Asnam le 10 Octobre 1980 (Ms: 7.3), de Constantine le 27 Octobre 1985 (Ms : 5.8) et celui de Boumerdes le 21 Mai 2003 (Mw: 6.8) (voir carte sismicité nord de l'Algérie, chapitre 3).

Pour pouvoir étudier et circonscrire cette activité sismique, il est nécessaire de disposer d'un matériel adéquat et d'un réseau de surveillance sismique développé. Il faut rappeler que la période instrumentale a commencé pour l'Algérie, en 1910 avec l'installation de la première station sismologique à l'observatoire de Bouzaréah (Roussel, 1973). Cette station était équipée d'un sismomètre mécanique Bosch-Mainka. Ultérieurement, d'autres stations furent installées à différentes régions de l'Algérie équipées d'un sismomètre type Grenet-Coulomb : à Oued Fodda dans la région du Cheliff en 1935, à Benaouda dans la région de Rélizane en 1955 et à Sétif en 1958 (Mokrane et al ; 1994). Après l'avènement du séisme destructeur d'El Asnam en 1980 qui a démontré la nécessité d'avoir un réseau de surveillance sismique efficace, le CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique) a ainsi en 1985, obtenu un soutien financier pour développer la surveillance sismique par la modernisation du réseau jusque-là existant (Fond FADES) où 32 stations sismologiques ont été acquises en 1988 et installées en 1990 et ce après une sélection minutieuse des sites. Ces stations utilisaient les ondes radio (UHF, télémetrie) comme moyen de transmission. Ce réseau a permis de faire face aux deux crises sismiques d'Ain Témouchent de 1999 et de Boumerdes de 2003, malgré la période qu'a traversé le pays où plusieurs stations furent endommagées. Il faut noter que ce réseau est composé actuellement de 25 stations équipées de sismomètres Short-Period, réparties sur quatre sous réseaux (Alger, Constantine, Oran et Chlef) où les données reçues en temps réel des trois dernières dites régionales sont renvoyées par le biais de voies hertziennes spécialisées vers la station principale d'Alger (Yelles et al., 2003). Après le séisme de Boumerdes du 21 Mai 2003, le

réseau s'est vu élargi par des stations digitales Broad Band et actuellement, il est composé de 72 stations sismiques opérationnelles de différents types permettant une meilleure couverture de tout le territoire algérien.

4.1.2- Réseau ADSN (Algerian Digital Seismic Network)

A la suite du séisme de Boumerdes du 21 Mai 2003, le CRAAG a décidé d'établir le premier réseau sismologique digital (ADSN) (Yelles-Chaouche et al. 2013b) où son installation s'est faite sur deux phases principales. La première, en 2006, a débutée avec la collaboration entre l'Algérie et la CEA (China Earthquake Administration) afin de bénéficier de l'expérience de ce pays en matière de surveillance. Ainsi, le CRAAG s'est vu offert par la partie chinoise un réseau numérique de 10 stations large bande (figure 4.1), 10 stations portables courte période, et une assistance scientifique (Yelles-Chaouche et al. 2007). Puis en 2009, la deuxième phase du projet qui consistait à la mise en place progressive d'un nouvel équipement, de type américain, suite à l'installation du matériel chinois.

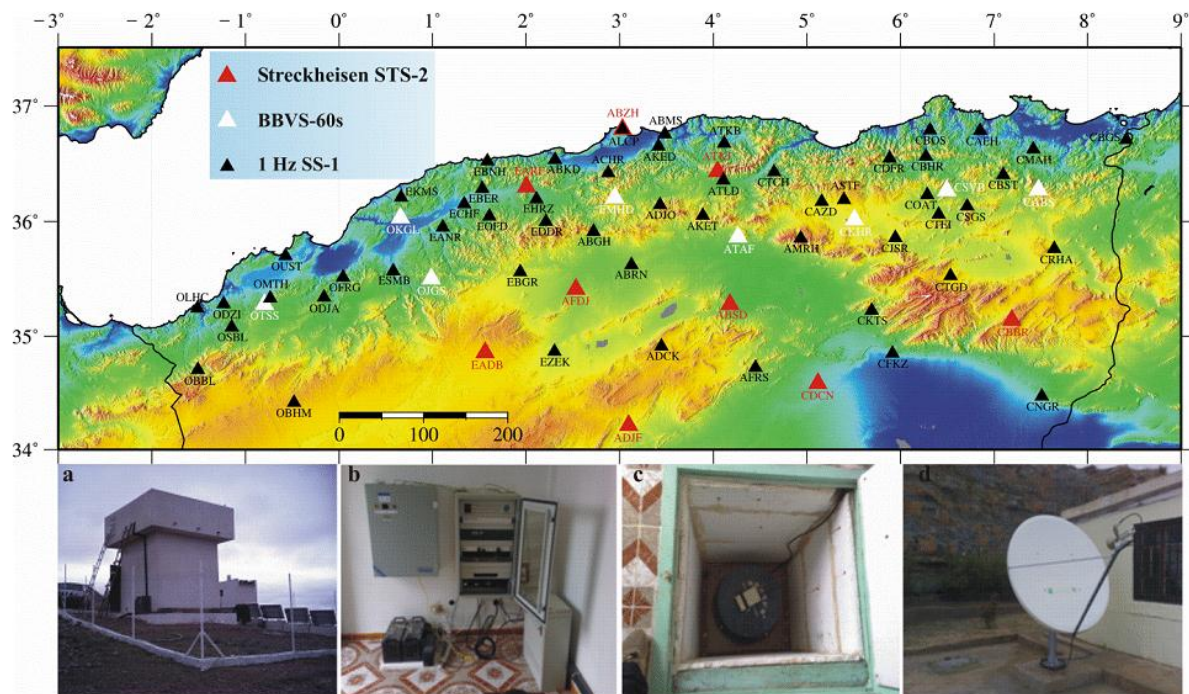


Figure 4.1: La répartition des stations du réseau ADSN dans le nord de l'Algérie, (a) Station CKHR (Sétif), (b) Système d'acquisition, (c) Sismomètre large bande « Geodevice EDAS-24IP », (d) Transmission par satellite (VSAT) des données de la station vers le centre des données (Alger).

Cette phase s'est effectuée sur plusieurs étapes: la prospection, le choix et la construction des sites, le choix du type de communication à utiliser et enfin, l'installation de l'équipement sismologique (figure 4.2).

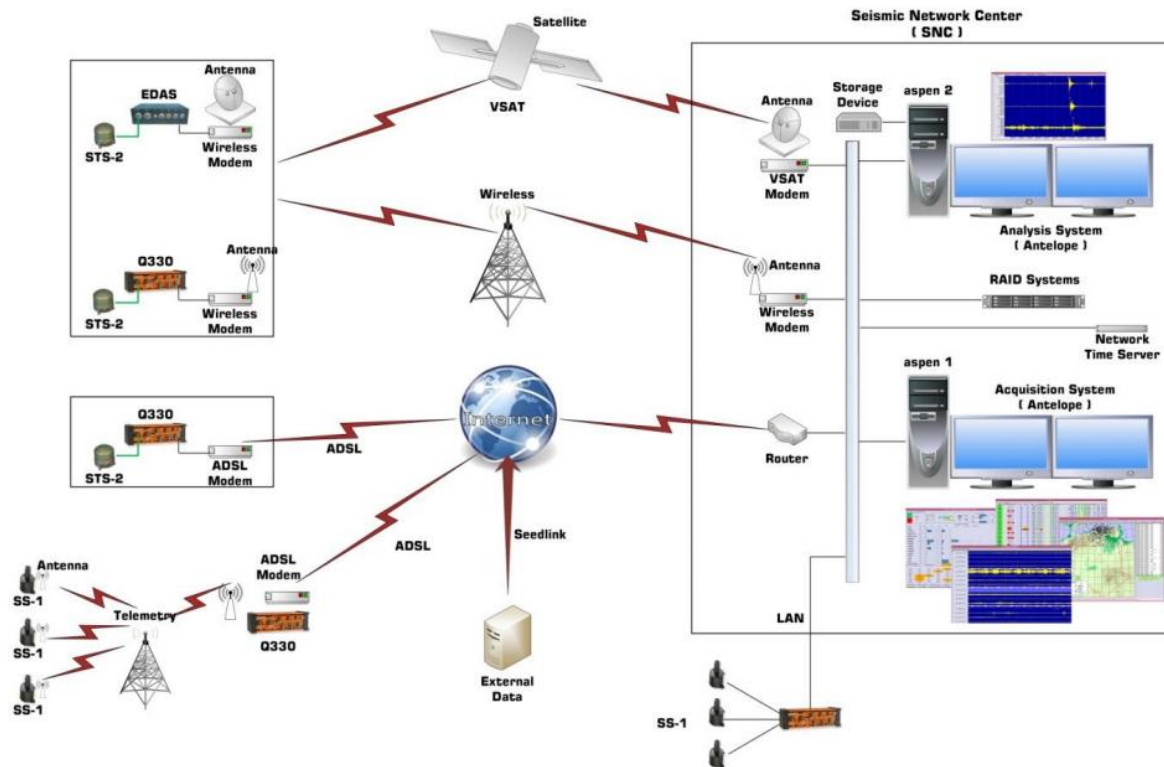


Figure 4.2 : Acquisition de données en temps réel entre la station sismologique d'acquisition et la centrale des données à Bouzaréah.

Ainsi, durant les quatre dernières années, le nombre de stations opérationnelles est passé de 25 à 72, dont 16 sont de large bande (BB), 2 sont de très large bande (VBB) et 54 sont de courte période (SP) et dont 21 sont équipés d'accéléromètres. Il faut noter que les stations larges bande, sont équipées de deux types de numériseurs :

- 08 numériseurs sont de type « Geodevice BBVS-60s ». Ils sont couplés avec des capteurs « Geodevice EDAS-24IP ».
- 08 numériseurs type « Q330 » couplés avec des capteurs « Streckeinsen STS-2 ».

Pour ce qui est des stations courtes périodes, elles sont équipées de numériseurs type Q330 avec des capteurs 1-Hz SS-1. La répartition spatiale des stations couvrent maintenant la plupart du nord de l'Algérie. Récemment, un réseau GPS constitué de 70 stations GPS, a été installé et la plupart d'entre elles, sont couplées aux stations sismologiques.

Depuis la mise en place du réseau ADSN, on peut constater aisément que le nombre d'événements enregistrés a augmenté de manière significative puisque auparavant, avec le réseau REALSAS, en moyenne 30 événements par mois sont enregistrés et actuellement, ce nombre est d'environ 80 à 100 par mois. Cela est dû essentiellement au nombre de stations nouvellement installées et à leur répartition spatiale permettant une meilleure couverture de

la plupart des zones sismogènes du nord de l'Algérie. Il est à noter que des événements sismiques ont été également enregistrés pour la première fois par le réseau dans la partie sud de l'Algérie, à l'intérieur du bouclier Hoggar, mettant en évidence de façon nette le caractère sismique de cette région, que l'on pensait asismique (Yelles-Chaouche et al. 2013b).

4.2- La méthode shear wave splitting

4.2.1- Le phénomène de fractionnement des ondes de cisaillement :

Lorsqu'une onde de cisaillement traverse un milieu anisotrope, elle subit une double réfraction générant deux ondes qui vont se propager à des vitesses différentes et dont les plans de polarisation sont perpendiculaires.

D'après Vinnik et al. (1989) et Silver et Chan (1991), les équations qui traduisent ce phénomène de biréfringence en décrivant le déplacement associé à la propagation de l'onde est exprimé dans le référentiel de l'onde (radial (R), transverse (T) et vertical (Z)) dans un milieu isotrope sont :

$$u_{iso}(z, t) = \begin{cases} u_R = a_0 \exp\left(iw\left(t - \frac{z - z_0}{V_{S0}}\right)\right) \\ u_T = 0 \\ u_Z = 0 \end{cases}$$

Où $V_{S0}(z)$ est la vitesse de l'onde de l'onde S dans le milieu isotrope. Par rapport au référentiel d'un sismomètre (Nord (N), Est (E), Vertical (Z)), ce déplacement est défini par:

$$u_{iso}(z, t) = \begin{cases} u_E = a_0 \cos\psi \exp\left(iw\left(t - \frac{z - z_0}{V_{S0}}\right)\right) \\ u_N = a_0 \sin\psi \exp\left(iw\left(t - \frac{z - z_0}{V_{S0}}\right)\right) \\ u_Z = 0 \end{cases}$$

Où ψ est le backazimut.

Dans le cas du milieu anisotrope à axes de symétrie horizontaux, l'équation de déplacement d'une onde pénétrant à la profondeur z_0 , le problème se réduit à deux dimensions car la composante verticale est identique quelle que soit l'onde considérée et donc on a u_f et u_s correspondent respectivement au déplacement de l'onde rapide et de l'onde lente avec ψ_A est l'angle entre le Nord géographique et la direction du plan de polarisation de l'onde rapide (θ) :

$$u_{aniso}(z, t) = \begin{bmatrix} u_f \\ u_s \end{bmatrix} = e^{(iwt)} \begin{bmatrix} e^{+i} & 0 \\ 0 & e^{-i} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \cos\psi_A & \sin\psi_A \\ -\sin\psi_A & \cos\psi_A \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_N \\ a_E \end{bmatrix}$$

Où

$$e^{+i} = \exp\left(-iw \frac{z - z_0}{V_{S0} + \frac{\partial V_S}{2}}\right) \text{ et } e^{-i} = \exp\left(-iw \frac{z - z_0}{V_{S0} - \frac{\partial V_S}{2}}\right)$$

Tel que: $V_{S0} + \frac{\partial V_S}{2}$ pour l'onde rapide et à la vitesse de $V_{S0} - \frac{\partial V_S}{2}$ pour l'onde lente. Ceci nous mène à définir la matrice de déphasage le long du trajet anisotrope $H = \begin{bmatrix} e^{+i} & 0 \\ 0 & e^{-i} \end{bmatrix}$ dont les éléments $e^{\pm i}$ peuvent être réécrits comme suit:

$$e^{\pm i} = e^{-iw \left(\frac{z-z_0}{V_{S0}} \right)} e^{\pm iw \left(\frac{(z-z_0)\partial V}{2V_{S0}^2} \right)}$$

Pour une période dominante du signal sismique supérieure à 3s, et en supposant une anisotropie de 5% soit $\partial V/V_{S0} = 0.05$ et une vitesse moyenne des ondes S de 4 km.s^{-1} et une couche anisotrope d'environ de 100 kilomètres d'épaisseur, alors $w(z - z_0)(\partial V/V_{S0}^2) \ll 1$ et une approximation de premier ordre est valable pour de faibles quantités d'anisotropie et pour des ondes de volume de longue période ($T > 10 \text{ s}$) et delà on déduit que les ondes de type SKS sont idéales pour ce genre d'étude puisqu'elles possèdent une période dominante de l'ordre de 8 s et ont des arrivées bien distinctes des autres phases.

L'expression du déplacement dans le référentiel du rai (radial (R), transverse (T)) peut s'écrire comme suit

$$u_{aniso}(z, t) + \begin{bmatrix} u_R \\ u_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos^2\psi'_A e^{+i} + \sin^2\psi'_A e^{-i} \\ \frac{1}{2} \sin^2\psi'_A (e^{+i} + e^{-i}) \end{bmatrix} a_0 e^{iwt}$$

Où

$$u_R = a_0 e^{iw \left(t - \frac{z-z_0}{V_{S0}} \right)} \left(\cos \frac{w(z-z_0)\partial V}{2V_{S0}^2} + i \cos 2\psi'_A \sin \frac{w(z-z_0)\partial V}{2V_{S0}^2} \right)$$

Et

$$u_T = a_0 e^{iw \left(t - \frac{z-z_0}{V_{S0}} \right)} \sin 2\psi'_A \sin \frac{w(z-z_0)\partial V}{2V_{S0}^2}$$

Où ψ'_A est l'angle entre l'axe rapide et le Nord géographique et les composantes du déplacement à la sortie du domaine anisotrope exprimées dans le référentiel de l'onde s'écrivent :

$$u_R(t) = e^{i\omega t} (1 + i\omega\partial t \cos 2\psi'_A) u_R^0$$

$$u_T(t) = e^{i\omega t} \frac{1}{2} i\omega\partial t \sin 2\psi'_A \dot{u}_R^0$$

Sachant que $\dot{u}_R^0 = \frac{\partial u_R^0}{\partial t} = -i\omega u_R^0$ est la dérivée en fonction du temps de la forme d'onde isotrope. Les mesures des directions de l'axe rapide et de déphasage nous permettent de faire le lien entre l'anisotropie des milieux géologiques et les notions de formation, de déformation et de déplacement de la lithosphère et plus largement du manteau supérieur.

4.2.2- Mesure du déphasage des ondes de cisaillement

Pour comprendre la déformation de la lithosphère et l'asthénosphère sous une station sismologique, la technique de mesure du déphasage des ondes SKS qui fut au départ développée par L. Vinnik (Vinnik et al., 1984 ; Vinnik et al., 1989) et par P. Silver (Silver et Chan, 1988 ; Silver et Chan, 1991) est à la base de nombreux travaux de recherches lors de cette dernière décennie. Les ondes SKS ont la propriété d'être polarisées dans le plan radial à l'interface noyau-manteau inférieur et ont l'avantage d'avoir une polarisation initiale connue mais également de se propager selon une direction proche de la verticale jusqu'à la station, en particulier aux distances épacentrales comprises entre 90 et 120°, où les phases SKS sont bien individualisées par rapports aux ondes S directes ou diffractées (voir figure 4.3). Elles y arrivent avec une incidence proche ou inférieure à 15°.

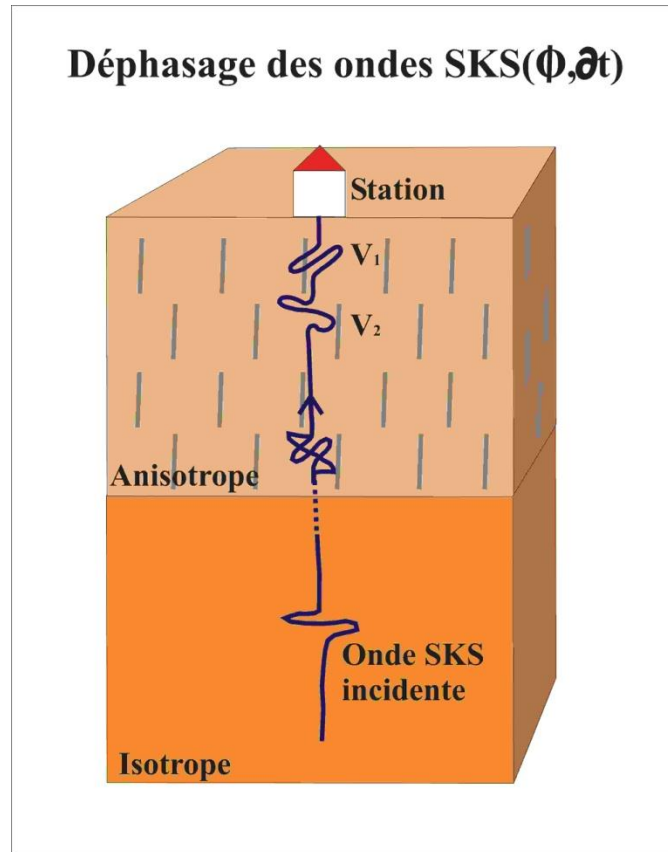


Figure 4.3: le déphasage des ondes SKS lorsque elles traversent un milieu anisotrope

Lorsque l'onde SKS traverse une zone anisotrope, elle est polarisée selon les deux plans perpendiculaires en deux ondes qui se propagent à des vitesses différentes. Ce déphasage entre les deux ondes va s'amplifier tout au long de leur propagation dans le milieu anisotrope. Le but de cette technique est d'arriver à déterminer l'orientation ϕ du plan de polarisation de l'onde rapide par rapport au repère géographique ainsi que le déphasage temporel δt entre les deux ondes polarisées à partir de l'enregistrement du mouvement du sol selon trois composantes à la station. Le principe utilisé est de tester les différents couples de paramètres $(\phi, \delta t)$ et de quantifier pour chacun la corrélation de la forme d'onde entre les deux ondes polarisées (Silver et Chan, 1991). Pour procéder à l'analyse des données, nous utilisons le logiciel développé par Andréas Wüstefeld au sein du laboratoire Géosciences Montpellier, nommé SplitLab (Wüstefeld, 2007; Wüstefeld, et al., 2008) (<http://www.gm.univ-montp2.fr/splitting/>). Ce logiciel, programmé en langage Matlab qui nous permet la gestion de requête des données, de création d'une base de données d'événements et utilise trois différentes méthodes d'analyse de l'anisotropie : la méthode de Rotation/Corrélation

(Bowman et Ando, 1987) et de minimisation de l'énergie sur la composante transverse et Eigen values (Silver et Chan, 1991).

Avantages de cette technique :

- l'onde SKS a une polarisation initiale parfaitement connue, selon le plan radial (ce qui n'est pas le cas des ondes S).
- par leur propagation sous forme d'onde de compression dans le noyau liquide, ces ondes ont "oublié" toute information sur l'anisotropie qu'elles auraient pu rencontrer lors de leur chemin descendant entre la source et le noyau externe.
- grâce à leur période typiquement entre 5 et 40 secondes et à leur trajet presque vertical, ces ondes ont une bonne résolution latérale, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres, révélée par des variations notables d'anisotropie observées à des stations voisines de 30 à 50 km.

Inconvénients de cette méthode :

- le manque de résolution verticale. En effet, un déphasage observé en surface peut être acquis à n'importe quelle profondeur entre la CMB (Core Mantle Boundary) et la station. Ce n'est qu'avec des arguments indirects que l'on peut contraindre cette incertitude, en associant en particulier des arguments pétro-physiques, issus de l'étude des roches du manteau remontées à la surface par la tectonique ou le volcanisme.
- le déphasage δt mesuré en une station est dépendant de la magnitude A de l'anisotropie mais également de la longueur L du trajet anisotrope ($L = (\delta t * V_s) / A\%$). Cela signifie qu'un déphasage donné peut être acquis sur une faible distance et une forte anisotropie ou inversement par une faible anisotropie sur une longue distance.

4.2.3- Les données utilisées dans shear wave splitting

Dans la présente étude, nous analysons les événements télesismiques enregistrés par les cinq stations sélectionnées, où le temps d'origine et la localisation des événements sont prélevés par le National Earthquake Information Center (NEIC) ou le Global Catalog CMT (Centroïde Moment Tensor). Pour obtenir l'anisotropie sismique par fractionnement des ondes de cisaillement des phases SKS, la distance épacentrale (Δ) des événements doit être supérieure à 85° et la magnitude ($M_w > 5,8$). La figure (4.4.b) montre la distribution des événements télesismiques utilisés dans cette étude, en fonction de la profondeur et de la distance de l'épicentre.

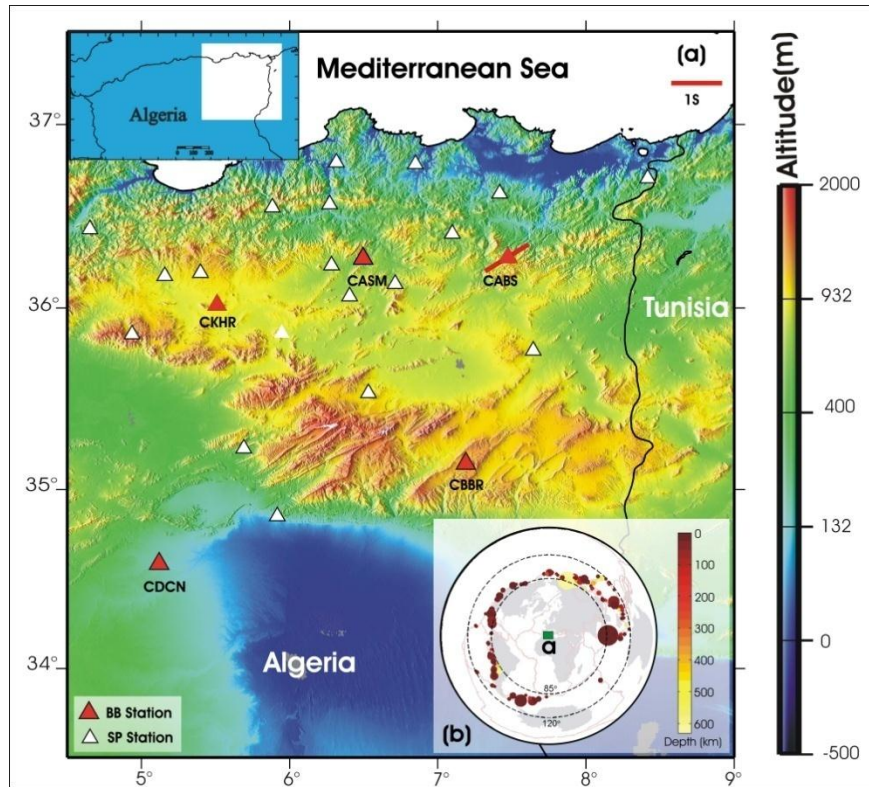


Figure 4.4: (a) Répartition géographique des stations sismiques permanentes du réseau algérien dans le nord-est de l'Algérie (BB = large bande, SP = courte période). Les lignes rouges donnent les résultats antérieurs pour la zone de la station CABS (Schmid et al., 2004). (b) Exemple de la distribution spatiale des tremblements de terre ($M_w > 5$) enregistrés à la station CKHR et utilisés dans la présente étude dans une projection qui préserve les backazimuts, centrés sur la zone étudiée (carré vert).

Les deux paramètres de fractionnement ϕ et δt (définis plus haut) ont été calculés en utilisant le logiciel SplitLab basé sur trois méthodes (Wüstefeld et al., 2008): la rotation corrélation (RC) (Bowman et Ando, 1987), l'énergie minimale (SC) (Silver et Chan, 1991), et la méthode des valeurs propres (EV) (Silver et Chan, 1991). La méthode RC est basée sur la maximisation du coefficient de corrélation croisé entre les formes d'onde sur la ligne médiane transversale T et la composante radiale Q dans la fenêtre sélectionnée. La méthode SC, on recherche l'énergie minimale du déplacement TU de la composante transversale ($E = \sum uT^2$).

Les données ont été filtrées dans la gamme 0,04-0,5 et de 0,02 à 1,00 Hz. Dans la plupart des cas, les événements avec un taux SNR élevé (rapport signal-bruit) donnent des résultats de séparation similaires pour des bandes passantes de 0,04 à 0,50 et de 0,02 à 1,00 Hz, ce qui n'a rien de surprenant car les deux groupes comprennent la période dominante de SKS (Zhao et al., 2007).

La figure (4.5) montre un exemple de l'utilisation de ces méthodes pour un événement de $M_w = 6.2$ survenu à Antofagasta, au Chili, le 12 Juillet 2010, enregistré à la station CKHR ($\Delta = 90,40^\circ$). Dans ce cas, l'application des trois méthodes produit des paramètres de séparation similaires. Les résultats cohérents fournissent une confiance accrue dans les mesures individuelles, nous permettent de distinguer les observations nulles des cas de fractionnement réels, et nous permettent d'attribuer une cote de qualité pour chaque mesure (Wüstefeld et Bokermann, 2007). Les mesures nulles se produisent lorsque la phase SKS ne s'est pas divisée, ce qui peut être expliqué soit par une absence d'anisotropie soit par une polarisation initiale parallèle aux orientations de polarisation rapides ou lentes dans la couche anisotrope (par exemple, Silver et Chan, 1991 et Wüstefeld et Bokermann, 2007). Le SplitLab attribue un facteur de qualité (good, fair ou poor) à des mesures de fractionnement des ondes de cisaillement en utilisant les critères rapportés par Wüstefeld et Bokermann (2007). Ces critères sont légèrement différents de ceux proposés par Barruol et al. (1997). La note de qualité calculée par SplitLab est basée sur divers critères, dont la qualité de sismogramme, le rapport signal sur bruit (SNR), l'énergie de la composante transversale, la corrélation des deux formes d'onde en deux parties, le mouvement des particules elliptique avant correction de l'anisotropie et la linéarisation du mouvement des particules après correction. Après analyse de centaines d'événements téléseismiques, nous avons utilisé les critères de Wüstefeld et Bokermann, 2007 et Barruol et al., 1997 pour ne retenir que les mesures de qualité «good» ou «fair». Huit mesures ont été décelées à un niveau exceptionnellement élevé SNR (> 5), et ceux-ci ont donc été qualifiés "excellent" dans le Tableau 1(dans chapitre 5).

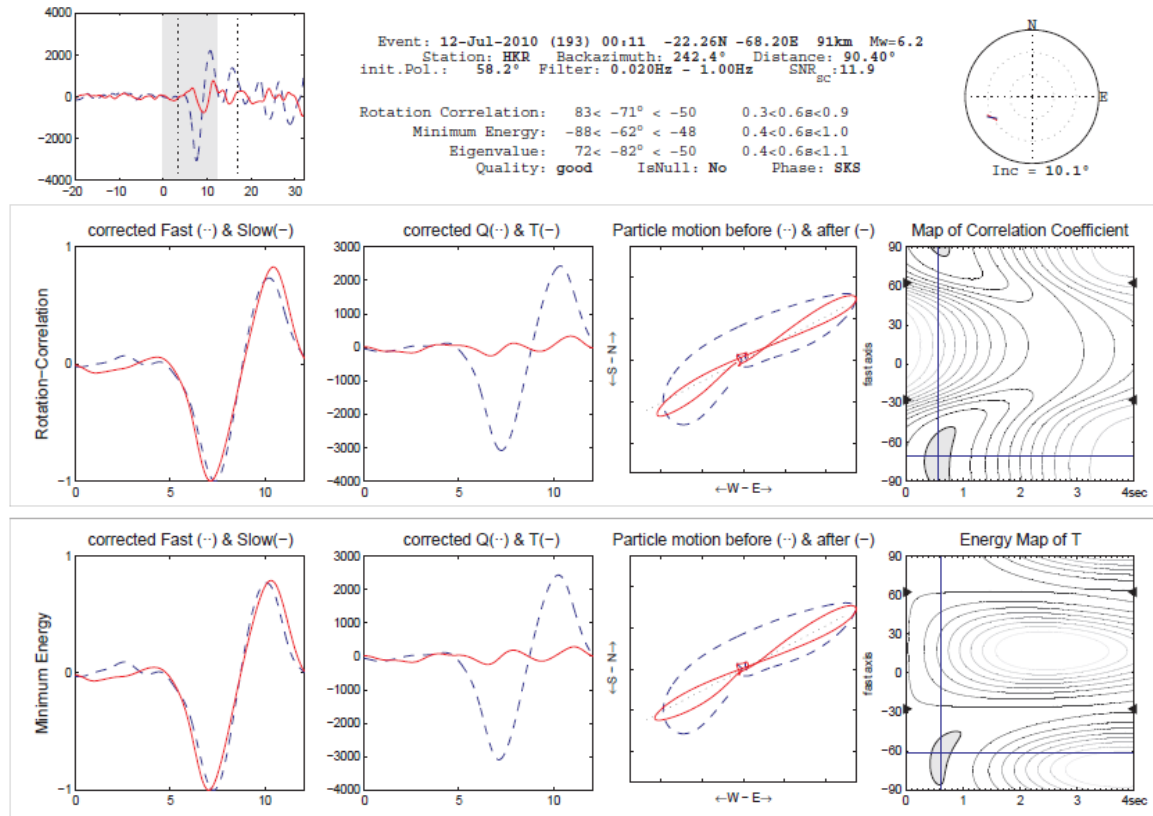


Figure 4.5: Exemple de traitement d'un événement sur la station CKHR en utilisant le SplitLab (Wüstefeld et al., 2008). (a) le panneau gauche montre le sismogramme observé. La ligne en discontinu indique la composante radiale, en continu la composante transversale. Les traits discontinus en vertical montrent les temps d'arrivée des phases SKS et SKKS. Le panneau droit montre une stéréo présentation des résultats. Les headers donnent des renseignements sur l'événement téléseismique ainsi que les paramètres de fractionnement résultant des trois techniques d'évaluation. (b) et (c) les résultats obtenus à partir de la méthode rotation-corrélation et minimum energy respectivement.

4.3- Détermination la vitesse des ondes Vs par analyse des ondes de Rayleigh

L'étude des ondes de surface tient une place particulière dans la sismologie pour plusieurs raisons vu leurs grandes amplitudes par rapport aux ondes de volume dans les téléseismes, en effet ce sont la partie la plus reconnaissable du sismogramme, en particulier le long des chemins entre le tremblement de terre et la station du sismographe. Ces ondes sont également importantes parce qu'ils proviennent de conditions aux limites près de la surface de la terre ainsi en raison de leur omniprésence dans les données, ils constituent un choix évident pour l'étude de la structure de vitesse des ondes de cisaillement principalement près de la surface.

Nous allons discuter du traitement des données d'observation pour fournir les vitesses de groupes et les courbes de dispersion de vitesses. Le processus de traitement des données s'effectue sur deux étapes importantes, d'abord le filtrage et la détermination des vitesses de groupe en utilisant les techniques MFT et VFT développées par (Corchete et al, 2012) et par la suite utiliser les résultats obtenus dans l'inversion pour déterminer la variation de la vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur par le programme SURF96 développé par (Hermann et Ammon, 2007).

4.3.1- Analyse en filtrage multiple.

La vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh pour le sismogramme de chaque événement enregistré a été mesurée au moyen de la combinaison de techniques de filtrage numérique: technique de filtrage multiple du signal (**Multiple Filter Technique, MFT**) (Dziewonski et al, 1969) et filtrage variable du temps (**Time Variable Filtering, TVF**) (Cara, 1973), comme le montre l'organigramme ci-dessous.

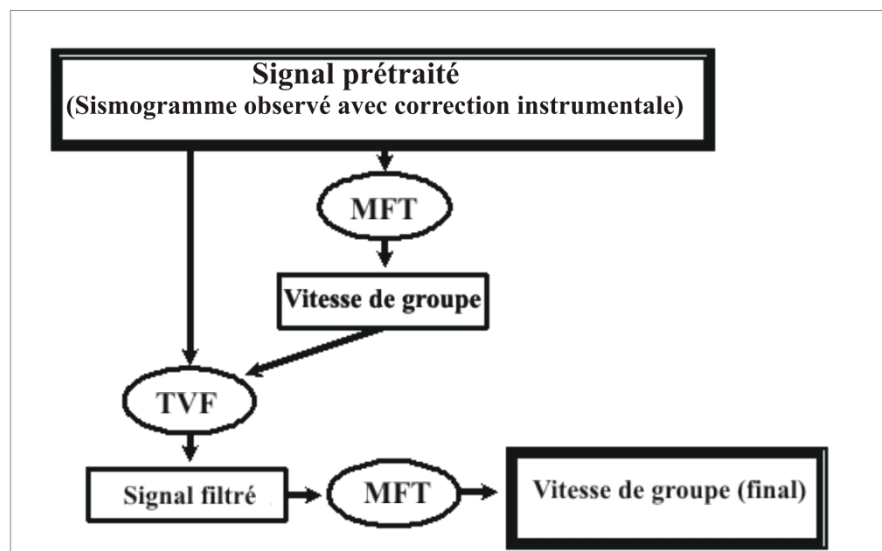


Figure 4.6: Les différentes étapes de filtrage pour obtenir la vitesse de groupe.

Lorsque les courbes de dispersion des traces de chaque événement impliqué pour le calcul du trajet source-station au moyen du processus de filtrage décrit auparavant, la vitesse de groupe moyenne de ce trajet peut être obtenue sous forme d'une moyenne des valeurs de vitesse de groupe calculées pour chaque période. Une estimation de l'erreur pour ce média est calculée par l'écart-type. Pour les trajets avec un seul événement en cause, une moyenne des écarts-types est obtenue pour les autres trajets proches (qui ont plus d'un événement impliqué), peut être considéré comme une bonne estimation de l'erreur. Les vitesses de groupe

moyennes obtenues pour les trajets source-station considérés dans cette étude sont présentées dans la figure 3 du chapitre 6 pour plusieurs périodes. La gamme de période pour ces courbes de dispersion varie de 5 à 200 s. Il convient de noter que la plage de période obtenue dans la présente étude et faute d'absence d'études antérieures sur cette zone est similaire à d'autres travaux (Corchete, 2015) ce qui permet une meilleure détermination de la structure élastique sous notre zone d'étude pour de faibles et fortes profondeurs à la fois, si les données présentes de dispersion sont utilisées.

La technique MFT est une technique de filtrage, qui est utilisé pour obtenir la courbe de dispersion de vitesse de groupe à partir d'un sismogramme prétraité (sans réponse instrumentale) (Dziewonski et al., 1969). Suivant cette méthode, l'enveloppe du signal sismique après filtrage est donnée par:

$$h_n(\omega_n, t) = \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)| \underbrace{e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2}}_{\text{Gaussian Filter}} \cos[k(\omega)r - \omega t] d\omega$$

Elle atteint le maximum, pour la fréquence ω_n et le temps de groupe choisi au centre du filtre gaussien. La vitesse de groupe est obtenue en divisant la distance épacentrale par le temps de groupe.

L'enveloppe du signal sismique filtré peut être calculée comme l'amplitude du signal analytique. Cette enveloppe ou amplitude $g_n(t)$ est définie par (Bath, 1974):

$$g_n(t) = \sqrt{h_n^2(\omega_n, t) + \bar{h}_n^2(\omega_n, t)}$$

Où $\bar{h}_n(\omega_n, t)$ est la transformée de Hilbert de $h_n(\omega_n, t)$

La transformée de Hilbert peut être calculée à partir de la transformée de Fourier, en prenant en compte les relations suivantes (Brigham, 1988):

$$\begin{array}{ccc} h_n(\omega_n, t) & \xrightarrow{\text{Fourier Transform}} & H_n(\omega) \\ \bar{h}_n(\omega_n, t) & \longrightarrow & Q_n(\omega) \end{array} \Rightarrow \begin{cases} \text{Re}(Q_n(\omega)) = -\text{Im}(H_n(\omega)) \\ \text{Im}(Q_n(\omega)) = \text{Re}(H_n(\omega)) \end{cases}$$

Où Re désigne la partie réelle et Im la partie imaginaire.

Ainsi, une courbe de dispersion de vitesse de groupe peut être calculée au moyen de la procédure représentée sur l'organigramme suivant :

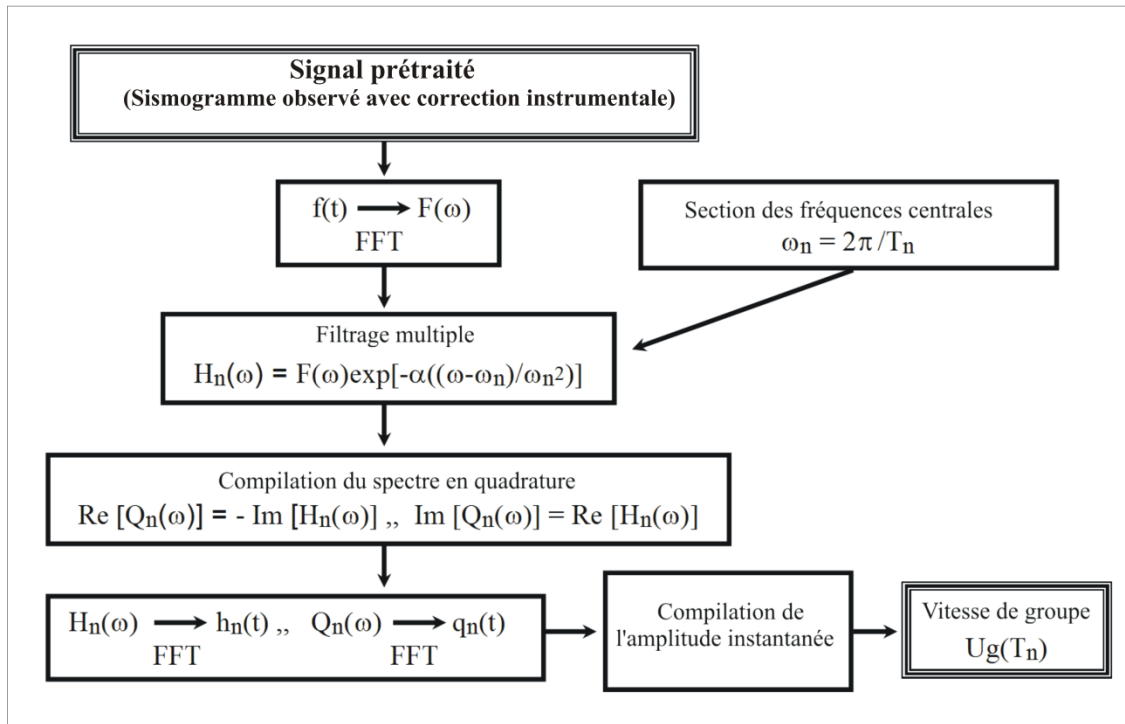


Figure 4.7: Organigramme représentant les étapes de filtrages.

Le processus de filtrage décrit ci-dessus, a été appliqué à titre d'exemple à la trace indiquée en haut à gauche de la figure (4.8) ci-dessous, qui a été corrigé instrumentalement.

La MFT a été appliquée pendant T_n centre d'un intervalle de périodes variant de 5 à 100 s, donnant la carte de contour montrée dans la figure (4.8) .

La courbe de contour de l'énergie est normalisée par rapport à 99 décibels, en fonction de la période et le temps de groupe. La courbe en haut à droite désigne le temps de groupe est déduite de la courbe de l'énergie. Après, la courbe de vitesse de groupe est calculée à partir des temps de groupe et la distance épacentrale, en divisant celle-ci par le temps de groupe pour chaque période (figure 4.8).

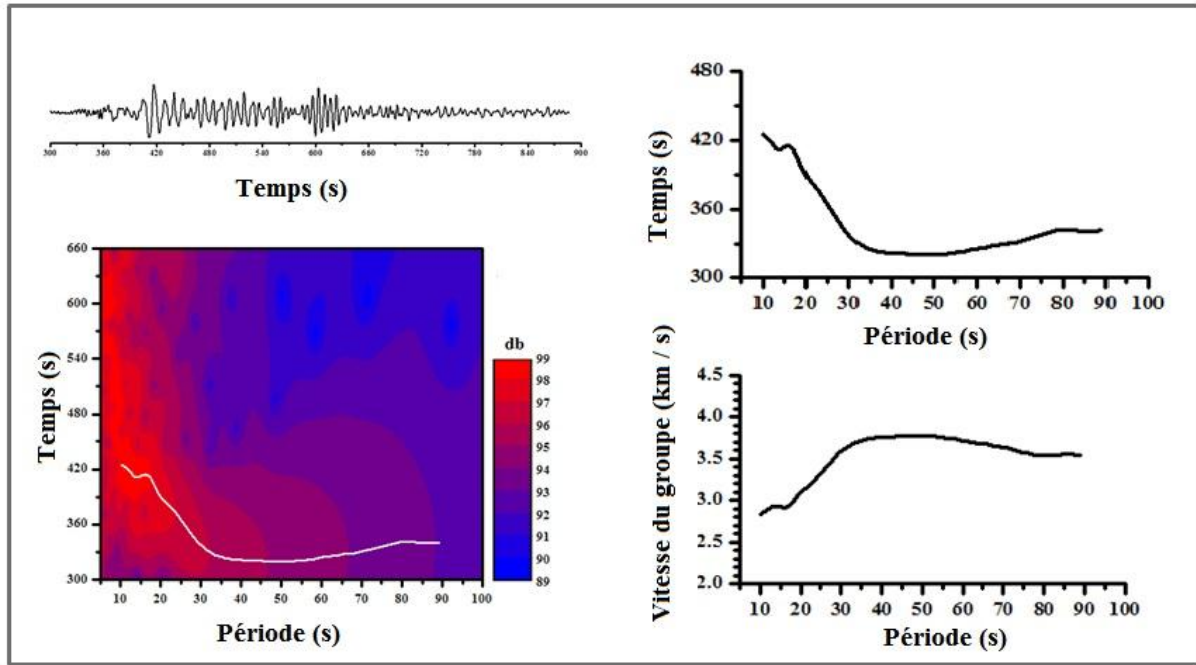


Figure 4.8: Présentation des différentes étapes de filtrage du signal sismique, à partir du sismogramme des ondes de surface jusqu'à la vitesse du groupe.

La VFT est une technique de filtrage qui ne donne pas une courbe de dispersion, mais un signal lisse (un signal variable-temps filtré), dans lequel tous les effets de bruit, modes supérieurs et autres perturbations indésirables ont été retirés (Cara, 1973). Pour cela, une analyse de Fourier du signal observé est effectuée (Brigham, 1988), où sont considérés seulement les harmoniques de Fourier dans le voisinage du temps de groupe $t_g(f)$ donné par la formule:

$$f(t) = \int_0^{\infty} F(f) w(t, f) e^{j2\pi ft} df$$

où $F(f)$ est le spectre de Fourier de $f(t)$, calculé en appliquant la FFT sur le signal observé $f(t)$. L'expression de la bande temps-fréquence $w(t, f)$ est donnée par (Bath, 1974) :

où t_w est donné par :

$$t_w = T \left(\alpha + \beta \frac{\partial U}{\partial T} \right), \quad T = 1/f$$

$$w(t, f) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{\pi(t - t_g(f))}{t_w} \right) \right] & |t - t_g(f)| \leq t_w \\ 0 & |t - t_g(f)| > t_w \end{cases}$$

Les paramètres α et β sont constants pendant le processus de filtrage (Cara, 1973). Généralement, les valeurs de ces constantes sont $\alpha = 5$ et $\beta = 0$. Cette technique de filtrage requiert une courbe de dispersion initiale $t_g(f)$ pour effectuer l'analyse de Fourier et peut être obtenue par l'application de la MFT au signal observé $f(t)$ avant le calcul de la TVF.

Ainsi, le processus de filtrage est décrit dans l'organigramme suivant :

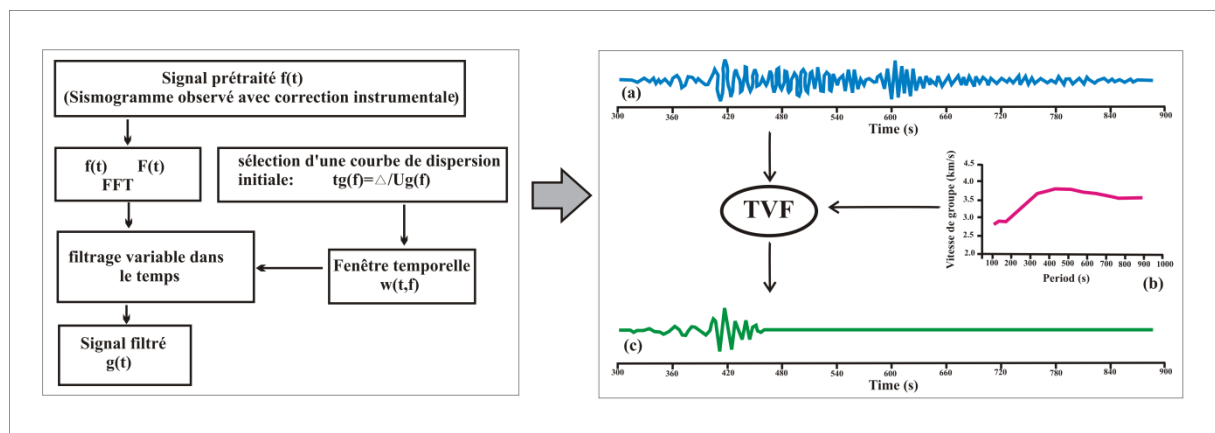


Figure 4.9: Présentation de la dernière étape de filtrage VFT du signal sismique.

Comme exemple, le processus de filtrage décrit auparavant a été appliqué à l'enregistrement ci-dessous qu'on lui apporté la correction instrumentale. La courbe de dispersion de départ $t_g(f)$ nécessaire pour effectuer la TVF, a été obtenue à partir du sismogramme observé par l'application de la MFT, comme il est indiqué dans la présentation de MFT. Une analyse de Fourier du signal observé représentée en (a) est effectuée, en ne considérant que les harmoniques de Fourier dans le voisinage de la courbe de dispersion représentée en (b), pour obtenir le signal variable dans le temps filtré représenté en (c).

4.3.2- Inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh

À partir des courbes de vitesses de groupe, on déduit des courbes de dispersion unidimensionnelles pour les points de la grille du modèle et delà, un processus d'inversion est

utilisé, avec un modèle de vitesse initial, afin de dégager un modèle de vitesse d'ondes de cisaillement en fonction de la profondeur. Le programme utilisé est celui conçu et développé par Hermann (2002) qui emploie l'inversion des moindres carrés de façon itérative. L'inversion est utilisée pour déterminer les paramètres du modèle. A cet effet, on utilise un système linéaire où les données sont des fonctions linéaires des paramètres du modèle. Le but escompté de la méthode des moindres carrés est de minimiser la somme des carrés des différences ou des erreurs entre le modèle et les observations. La démarche utilisée est celle présentée par Lines & Treitel (1984) dans leur révision de la méthode d'inversion des moindres carrés pour des applications géophysiques.

4.3.2.1-Calcul numérique des dérivées partielles et causalité.

Dans cette section, on présentera les dérivées partielles nécessaires à l'inversion par l'utilisation des ondes de Rayleigh. Dans un système de coordonnées cylindriques, l'équation de mouvement régissant les fonctions propres est comme suit :

$$\frac{d}{dz} \begin{bmatrix} V^{(1)} \\ V^{(2)} \\ P_{zz} \\ P_{rz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & k\lambda/(\lambda + 2\mu) & 1/(\lambda + 2\mu) & 0 \\ -k & 0 & 0 & 1/\mu \\ -\rho w^2 & 0 & 0 & k \\ 0 & -\rho w^2 + 4k^2\mu(\lambda + \mu)/(\lambda + 2\mu) & -k\lambda/(\lambda + 2\mu) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V^{(1)} \\ V^{(2)} \\ P_{zz} \\ P_{rz} \end{bmatrix}$$

Où $V^{(1)}$ est la fonction propre de la composante verticale et $V^{(2)}$ est la fonction propre de la composante radiale. L'ellipticité à la surface libre est $\varepsilon = V^{(2)}(0) / V^{(1)}(0)$. Les conditions aux limites pour les ondes de surface sont $p_{rz}(z=0) = 0$, $p_{zz}(z=0) = 0$, $V^{(1)}(z) \rightarrow 0$ quand $z \rightarrow \infty$, et $V^{(2)}(z) \rightarrow 0$, quand $z \rightarrow \infty$.

Une solution discrète pour les conditions aux limites satisfait à l'équation suivante :

$$L = w^2 I_0 - k^2 - 2k I_2 - I_3 = 0 \quad (I)$$

Où L est le Lagrangien, I_0 , I_1 , I_2 et I_3 sont donnés par les relations suivantes :

$$I_0 = \int_0^\infty \rho \left[(V^{(1)})^2 + (V^{(2)})^2 \right] dz$$

$$I_1 = \int_0^{\infty} \left[\mu (V^{(1)})^2 + (\lambda + 2\mu) (V^{(2)})^2 \right] dz$$

$$I_2 = \int_0^{\infty} \left[\mu V^{(1)} \frac{dV^{(2)}}{dz} + \lambda V^{(2)} \frac{dV^{(1)}}{dz} \right] dz$$

$$I_3 = \int_0^{\infty} \left[(\lambda + 2\mu) \frac{dV^{(1)}}{dz} + (\mu) \frac{dV^{(2)}}{dz} \right] dz$$

La vitesse de groupe est déterminée par la relation :

$$U = \frac{dw}{wk} = (kI_1 + I_2)/wI_0 \quad (\text{II})$$

Si le milieu est constitué de couches caractérisées par une relation vitesse-densité constante d'épaisseur d_m et de densité ρ_m , et α_m et β_m sont les paramètres de vitesse des ondes de compression et de cisaillement respectivement. Chaque couche est délimitée par $z = z_m - d_m$ et $z = z_m$. Les dérivées partielles de la vitesse de phase c par rapport à α_m , β_m et ρ_m pour une fréquence fixe, sont données par les relations suivantes :

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \alpha} \right)_m = \left(\frac{\alpha_m \rho_m}{UI_0} \right) \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[V^{(2)} - \frac{1}{k} \frac{dV^{(1)}}{dz} \right]^2 dz$$

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \beta} \right)_m = \left(\frac{\beta_m \rho_m}{UI_0} \right) \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[\left(V^{(1)} - \frac{1}{k} \frac{dV^{(2)}}{dz} \right)^2 + \frac{4}{k} V^{(2)} \frac{dV^{(1)}}{dz} \right] dz$$

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \rho} \right)_m = \frac{1}{2\rho} \left[\alpha \left(\frac{\partial c}{\partial \alpha} \right)_m + \beta \left(\frac{\partial c}{\partial \beta} \right)_m \right] - \frac{c^2}{2UI_0} \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[(V^{(1)})^2 + (V^{(2)})^2 \right] dz$$

Si la profondeur d'une couche limitée est perturbée par une quantité h , pour des propriétés de matériaux et des fréquences constantes, la variation de la vitesse de phase est donnée par :

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial c}{\partial h} \right) = \frac{c^3}{2w(wI_1 + cI_2)} & \left\{ w^2 \left[\rho \left((V^{(1)})^2 + (V^{(1)})^2 \right)_{\pm} - k^2 [(\mu v^1)^2]_{\pm} \right. \right. \\ & - k^2 [(\lambda + 2\mu) (V^{(2)})^2]_{\pm} \\ & \left. \left. - \left[(\lambda + 2\mu) \left(\frac{dV^{(1)}}{dz} \right) \right]_{\pm} \left[\mu \left(\frac{dV^{(2)}}{dz} \right) \right]_{\pm} \right] \right\} \end{aligned}$$

Où le symbole $([\]_{\pm})$ indique le taux de saut du paramètre à travers l'interface, par exemple :

$$[\chi]_{\pm} = \chi(h + \xi) - \chi(h - \xi). \quad \xi \rightarrow 0$$

L'équation précédente diffère légèrement de celle de Keilis-Borok (1989) dans le groupement des crochets, pour mettre en œuvre les dérivées partielles correctes à une interface d'une couche eau-solide, pour laquelle la fonction propre radiale n'est pas continue.

Les sous programmes utilisés dans les programmes surf96 et joint96 sont essentiellement les mêmes que ceux utilisés par PROGRAMS.330 / VOLIII /src (pack software Computer Programs in Seismology). Vu que les programmes d'inversion requièrent l'utilisation de dérivées partielles en respect des paramètres de la couche, une discussion détaillée sur les relations utilisées est présentée dans ce qui suit.

Le programme srfdis96 calcule les valeurs de vitesse de phase pour un mode donné ainsi que pour le type d'onde et la fréquence. Lorsque les vitesses de groupe sont calculées, également les vitesses de phase sont calculées aussi sur les deux périodes $(1 \pm h) T$ plutôt qu'à la seule période T . Le paramètre h , typiquement 0,005, est donné sur la ligne 1 du fichier de contrôle sobs.d ou jobs.d. On note la valeur de sortie de la vitesse de phase à partir du programme srfdis96 par c_0 .

Connaissant les dérivées partielles de la vitesse de phase par rapport à vitesse de cisaillement de la couche, $(\partial c_0 / \partial \beta)$, par rapport à la vitesse de compression, $(\partial c_0 / \partial \alpha)$, et la vitesse de groupe, U_0 , les expressions de dérivation de la vitesse de groupe sont données selon Rodi et al (1975) où on a par définition:

$$U = \frac{c}{1 + \frac{T}{c} \frac{dc}{dT}} = f(c, \frac{dc}{dT}, w, m)$$

Où m est un paramètre du modèle. En appliquant la règle de la différenciation en série.

$$\frac{\partial U}{\partial m} = \frac{\partial U}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial m} + \frac{\partial U}{\partial \left(\frac{\partial c}{\partial T}\right)} \frac{\partial}{\partial m} \left(\frac{\partial c}{\partial T}\right) = \frac{\partial U}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial m} + \frac{\partial U}{\partial \left(\frac{\partial c}{\partial T}\right)} \frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\partial c}{\partial m}\right)$$

Où l'échange de l'ordre de différenciation partielle est autorisé vu que $c(\omega, m)$ est une fonction continue et avec après modification, on obtient l'expression suivante:

$$\frac{\partial U}{\partial m} = \frac{U}{c} \left(2 - \frac{U}{c}\right) \frac{\partial c}{\partial m} + \frac{U^2}{c^2} w \frac{\partial}{\partial w} \frac{\partial c}{\partial m} = \frac{U}{c} \left(2 - \frac{U}{c}\right) \frac{\partial c}{\partial m} - \frac{U^2}{c^2} T \frac{\partial}{\partial T} \frac{\partial c}{\partial m} \quad (a)$$

La dérivée partielle par rapport à la période de la vitesse de phase partielle est numériquement calculée en utilisant la relation.

$$\frac{\partial}{\partial T} \frac{\partial c_0}{\partial v} = T \left(\frac{\left(\frac{\partial c_0}{\partial v} \right)_{T+hT} - \left(\frac{\partial c_0}{\partial v} \right)_{T-hT}}{2hT} \right)$$

Dans ces expressions, le paramètre m peut prendre les valeurs α, β , épaisseur de la couche. L'indice 0 représente la valeur du paramètre dans le modèle élastique.

Si un paramètre de causalité Q est introduit, avec un lien de causalité Futterman à fréquence angulaire de référence ω_r , les paramètres élastiques égalent les valeurs anélastiques uniquement lorsque la fréquence angulaire ω est égale à ω_r . Ce paramètre Q provoque la complexité de la vitesse moyenne, par exemple.

$$v_{causal} = v \left[1 + \frac{1}{\pi Q_v} \ln \left(\frac{w}{w_r} \right) + i \frac{1}{2Q_v} \right]$$

La causalité de la vitesse de phase c est donnée par les premiers termes d'une série de Taylor:

$$c_{complex} = c_0 + \frac{\partial c_0}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha_{causal}}{\partial Q_\alpha^{-1}} Q_\alpha^{-1} + \frac{\partial c_0}{\partial \beta} \frac{\partial \beta_{causal}}{\partial Q_\beta^{-1}} Q_\beta^{-1}$$

à partir de laquelle on obtient, en supposant que la perturbation est faible,

$$c = c_0 + \frac{1}{\pi} \ln \left(\frac{w}{w_r} \right) \sum \left(\frac{\partial c_0}{\partial \beta} \beta Q_\beta^{-1} + \frac{\partial c_0}{\partial \alpha} \alpha Q_\alpha^{-1} \right) \quad (b)$$

et la valeur du facteur spatial anélastique d'atténuation

$$\gamma = \frac{w}{2c_0^2} \sum \left(\frac{\partial c_0}{\partial \beta} \beta Q_\beta^{-1} + \frac{\partial c_0}{\partial \alpha} \alpha Q_\alpha^{-1} \right) \quad (c)$$

Dans les deux équations (b) et (c) la sommation globale de toutes les couches se prolonge et le demi-espace du modèle.

Pour obtenir ceci, nous modifions le terme de propagation ($e^{-i\omega r / c_{complex}}$) pour former ($e^{-i\omega r / c_0} e^{-\gamma r}$). Ces valeurs sont obtenus généralement à partir des programmes **sregn96** et **slegn96** si la causalité est nécessaire. Toutefois, ces programmes ne donnent pas les dérivées

partielles de causalité ou des vitesses de groupe puisque ceux-ci ne sont pas nécessaires pour la construction du sismogramme synthétique.

$$\frac{\partial c}{\partial v} = \frac{\partial c_0}{\partial v} \left(1 + \frac{1}{\pi Q_v} \ln \left(\frac{w}{w_r} \right) \right) \quad (III)$$

$$\frac{\partial c}{\partial Q_v^{-1}} = \frac{1}{\pi} \ln \left(\frac{w}{w_r} \right) \left(\frac{\partial c_0}{\partial v} v \right) \quad (IV)$$

$$\frac{\partial \gamma}{\partial Q_v^{-1}} = \frac{w}{2c_0^2} \frac{\partial c_0}{\partial v} v \quad (V)$$

Pour $v = \alpha$ ou $v = \beta$. Une expression pour $(\partial \gamma / \partial v)$ ne peut pas être obtenue à partir de la théorie de perturbation au premier ordre, car le changement de γ dépend des changements dans $(\partial c / \partial v)$, qui sont des effets de second ordre.

Pour obtenir l'expression de la vitesse de groupe de causalité, on écrit :

$$U = U_0 + \Delta U = U_0 + \frac{\partial U}{\partial Q_\alpha^{-1}} \Delta Q_\alpha^{-1} + \frac{\partial U}{\partial Q_\beta^{-1}} \Delta Q_\beta^{-1}$$

Et de l'équation (a), nous obtenons

$$U = U_0 \left(1 + \left(2 - \frac{U_0}{c_0} \right) \left(\frac{c - c_0}{c_0} \right) + \frac{2\gamma U_0}{\pi w} \right)$$

où l'on suppose que les termes d'ordre supérieur en $\left(\frac{c - c_0}{c_0} \right)$ sont négligeables.

Les dérivées partielles de la vitesse de groupe de causalité

$$\frac{\partial U}{\partial v} = \frac{\partial U_0}{\partial v} \left(\frac{U_0}{U} - \frac{U_0}{c_0} \left(\frac{c - c_0}{c_0} \right) + \frac{2\gamma U_0}{\pi w} \right) + \frac{\partial c_0}{\partial v} \frac{U_0}{c_0} \left(-\frac{2\gamma U_0}{\pi w} \right) + \frac{U_0}{c_0} \frac{1}{\pi Q_v} + \left(2 - \frac{U_0}{c_0} \right) \left[\left(\frac{1}{\pi Q_v} \ln \left(\frac{w}{w_r} \right) - \left(\frac{c - c_0}{c_0} \right) \right) + \frac{U_0}{c_0} \left(\frac{c - c_0}{c_0} \right) \right] \quad (VI)$$

$$\frac{\partial U}{\partial Q_v^{-1}} = \frac{U_0}{c_0} \left(2 - \frac{U_0}{c_0} \right) \frac{\partial c}{\partial Q_v^{-1}} + \frac{1}{\pi} \frac{U_0^2}{c_0^2} \frac{\partial c_0}{\partial v} v \quad (VII)$$

Une inversion itérative linéaire est utilisée à cause de la non linéarité du problème où à chaque étape, il y a un modèle courant permettant de prédire les observations et aussi le degré de détermination. Par souci de simplicité, la vitesse des ondes de compression α n'est pas directement inversée, elle est plutôt liée à la vitesse de l'onde de cisaillement après la détermination de la variation de la vitesse des ondes de cisaillement par l'une des hypothèses

retenues lors de l'exécution de surf96 ou joint96. En plus le rapport $\frac{Q_\alpha}{Q_\beta}$ est fixé et l'expression utilisée dans les programmes d'inversion serait de la forme :

$$\frac{\partial c}{\partial Q_v^{-1}} = \frac{1}{\pi} \ln\left(\frac{w}{w_r}\right) \left(\frac{\partial c_0}{\partial \alpha} \beta + \frac{\partial c_0}{\partial \alpha} \frac{\partial Q_\beta}{\partial Q_\alpha} \right)$$

plutôt que le terme unique dans (IV).

Nous pouvons donc exprimer la différence entre les valeurs observées et prédites dans un modèle linéaire de variations dans le modèle de vitesse de cisaillement et des variations dans le modèle inverse Q. Comme l'effet de l'onde de compression Q_α ne peut être négligé, l'onde de compression Q_α est liée à l'onde de cisaillement Q_β par le rapport $\frac{Q_\alpha}{Q_\beta}$ pour chaque couche.

Compte tenu de ces hypothèses, l'inversion peut prendre deux identités, non causale et causale. Pour garder la notation générale, les dérivées partielles par rapport à la vitesse de couche peuvent être soit causales ou non causales

Les différences entre les valeurs des vitesses de phase observées et prédites sont formulées comme suit :

$$c_{obs} - c_{pred} = \frac{\partial c}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial c}{\partial \beta_n} \Delta \beta_n + \frac{\partial c}{\partial Q_{\beta_1}^{-1}} \Delta Q_{\beta_1}^{-1} + \dots + \frac{\partial c}{\partial Q_{\beta_n}^{-1}} \Delta Q_{\beta_n}^{-1}$$

La différence entre les valeurs des vitesses de groupe observées et prédites est donnée par :

$$U_{obs} - U_{pred} = \frac{\partial U}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial U}{\partial \beta_n} \Delta \beta_n + \frac{\partial U}{\partial Q_{\beta_1}^{-1}} \Delta Q_{\beta_1}^{-1} + \dots + \frac{\partial U}{\partial Q_{\beta_n}^{-1}} \Delta Q_{\beta_n}^{-1}$$

La différence entre les valeurs de gamma observées et prédites par le présent modèle est :

$$\gamma_{obs} - \gamma_{pred} = \frac{\partial \gamma}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial \gamma}{\partial \beta_n} \Delta \beta_n + \frac{\partial \gamma}{\partial Q_{\beta_1}^{-1}} \Delta Q_{\beta_1}^{-1} + \dots + \frac{\partial \gamma}{\partial Q_{\beta_n}^{-1}} \Delta Q_{\beta_n}^{-1}$$

Les programmes d'inversion permettent à l'utilisateur d'avoir le choix (1) d'une inversion non causale (2) une solution causale découplée ou (3) solution causale couplée. L'explication est donnée par le tableau suivant :

Terme	Non Causale	Causalité couplée	Causalité découplée
Vitesse de phase	c_0	(I)	(I)
Vitesse de groupe	U_0	(VI)	(VI)
$\frac{\partial c}{\partial \beta}$	$\frac{\partial c_0}{\partial \beta}$	(III)	(III)
$\frac{\partial U}{\partial \beta}$	$\frac{\partial U_0}{\partial \beta}$	(VII)	(VII)
$\frac{\partial c}{\partial Q_v^{-1}}$	0	0	(IV)
$\frac{\partial U}{\partial Q_v^{-1}}$	0	0	(28)
$\frac{\partial \gamma}{\partial Q_v^{-1}}$	(II)	(II)	(V)

4.3.2.2- Les corrections de sphéricité :

Les corrections de sphéricité sont basées sur les travaux de Schwab et Knopoff (1972). Le principe est de convertir le modèle de terre sphérique dans un modèle de la terre plate, de calculer la dispersion, et ensuite ajuster la dispersion à partir du modèle de la terre plate pour faire la dispersion de la terre sphérique. La correction de sphéricité pour les ondes de Love est exacte, mais que pour les ondes de Rayleigh sont approximatives, tant en raison de la nature du problème et aussi parce que les effets de la gravitation sont ignorés.

Dans la discussion qui suit, l'indice s représente le paramètre de la terre sphérique, et l'indice f représente la valeur utilisée dans les calculs de la terre plate. Si le fichier **obs.d** indique l'utilisation d'un modèle de terre sphérique, le programme **srfdis** effectue une approximation de l'aplatissement de la terre et calcule la dispersion pour le modèle de la terre plate équivalent.

Soit r la distance radiale à partir du centre de la sphère à la surface donnée par $r = a$. Aussi soit z la profondeur de la surface libre dans le modèle la terre plate équivalente. La transformation utilisée est :

$$z = a \ln \left(\frac{a}{r} \right)$$

L'épaisseur de la couche sphérique délimitée par $r_{i-1} > r_i$ est :

$$(h_i)_s = r_{i-1} - r_i$$

Et l'épaisseur de la couche plate transformée est :

$$(d_i)_f = a \ln \left(\frac{a}{r_i} \right) - a \ln \left(\frac{a}{r_{i-1}} \right)$$

Les vitesses moyennes de compression et de cisaillement ainsi que la densité dans le modèle plat transformé sont données par :

$$\overline{(\alpha_i)}_f = (\alpha_i)_s \frac{2a}{r_i + r_{i-1}}$$

$$\overline{(\beta_i)}_f = (\beta_i)_s \frac{2a}{r_i + r_{i-1}}$$

$$\overline{(\rho_i)}_f = (\rho_i)_s \left(\frac{2a}{r_i + r_{i-1}} \right)^{-2.275}$$

Le programme **srfdrl** calcule les valeurs du modèle sphérique correspondant par les relations:

$$c_s(w) = c_f \left[1 + (c_f/2aw)^2 \right]^{-1/2}$$

$$U_s(w) = c_f \left[1 + (U_f/2aw)^2 \right]^{-1/2}$$

Pour obtenir les dérivées partielles, on procède par différenciation en chaîne:

$$\frac{\partial c_s}{\partial p_s} = \frac{\partial c_s}{\partial c_f} \frac{\partial c_f}{\partial p_f} \frac{\partial p_f}{\partial p_s}$$

Où p est β ou ρ

$$\left(\frac{\partial c_s}{\partial \beta_s} \right)_i = \left(1 + (c_f/2aw)^2 \right)^{-3/2} \left(\frac{\partial c_f}{\partial \beta_f} \right)_i \frac{2a}{r_i + r_{i-1}}$$

$$\left(\frac{\partial U_s}{\partial \beta_s} \right)_i = \left\{ \left(1 + \left(\frac{c_f}{2aw^2} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial U_f}{\partial \beta_f} \right)_i + U_f c_f \left(\frac{\partial c_f}{\partial \beta_f} \right)_i (1/2aw)^2 \left(1 + (c_f/2aw)^2 \right)^{-1/2} \right\} \frac{2a}{r_i + r_{i-1}}$$

$$\left(\frac{\partial c_s}{\partial h_s} \right)_i = \left(1 + (c_f/2aw)^2 \right)^{-3/2} \left(\frac{\partial c_f}{\partial h_f} \right)_i \frac{a}{r_i}$$

$$\left(\frac{\partial U_s}{\partial h_s} \right)_i = \left\{ \left(1 + \left(\frac{c_f}{2aw^2} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial U_f}{\partial h_f} \right)_i + U_f c_f \left(\frac{\partial c_f}{\partial h_f} \right)_i (1/2aw)^2 \left(1 + (c_f/2aw)^2 \right)^{-1/2} \right\} \frac{2a}{r_i}$$

4.3.3- Les données sismiques utilisées

On utilise les enregistrements continus des stations broadband permanentes à différentes périodes du temps entre 2007 jusqu'à 2014 des téléseismes de magnitude ≥ 6 . Ce seuil minimum sur la magnitude a été choisi pour assurer un bon rapport signal/bruit sur une large gamme de périodes. La distance épacentrale des séismes est choisie entre environ 30° et 90°. Des distances épacentrale trop grandes rendent la séparation entre le mode fondamental de l'onde Rayleigh et les modes harmoniques plus difficile et présentent le risque d'un mélange

des trains d'onde directe (R1: trajet le plus court entre le séisme et la station) et inverse (R2: trajet en sens inverse). Inversement, la distance épacentrale minimale a été imposée pour s'assurer de ne pas être dans le champ proche de la source pour les longues périodes.

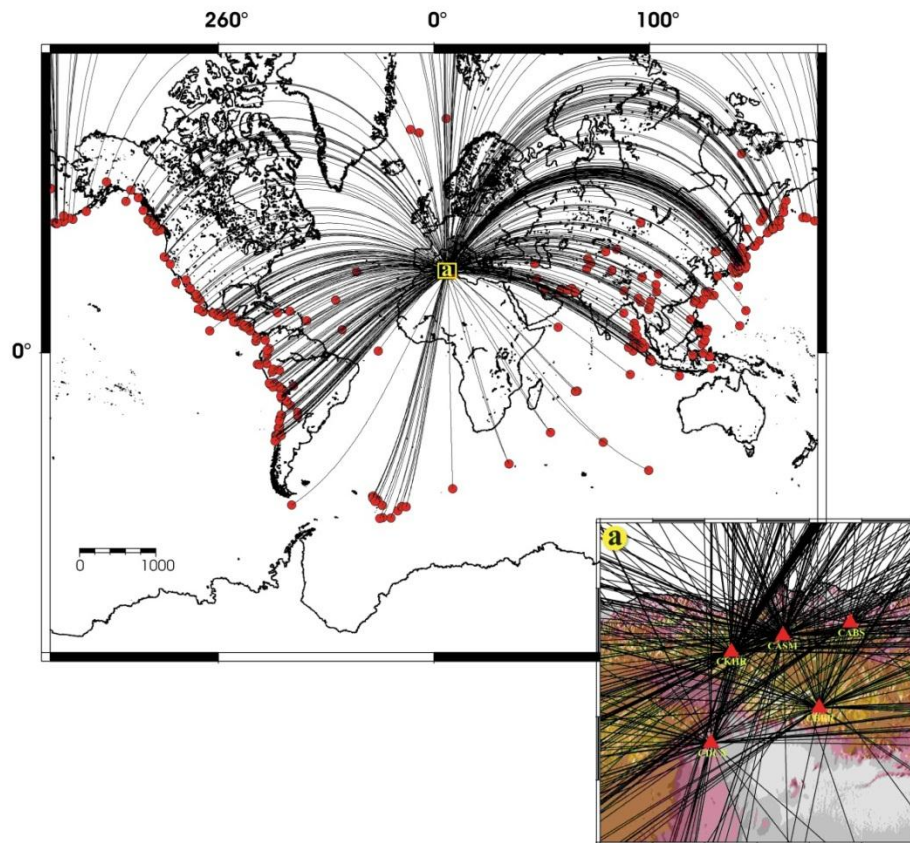


Figure 4.10 : Exemple de la distribution spatiale des tremblements de terre ($M_w > 5$) enregistrées par les stations

Chapitre 5: Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis

Abstract	93
1. Introduction	94
2. Geodynamic setting	96
3. Data and analysis methods	98
4. Results	102
5. Discussion	105
6. Conclusions	109
7. References	110

Chapitre 5:

Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis

Ce chapitre est constitué d'une publication scientifique représentant la première partie de la thèse portant sur l'anisotropie sismique dans le nord-est de l'Algérie. Cet article a été publié à la revue scientifique « Physics of Earth and Planets Interior » à la fin de l'année 2015. Au vue de l'avis de plusieurs reviewers ainsi que des lecteurs, cet article a eu une grande valeur scientifique, par son apport dans le domaine de la géodynamique. Il faut noter que les résultats obtenus ont été ajoutés à la base de données de shear wave spliting, par le comité scientifique de ce dernier pour une utilisation future dans les travaux scientifiques au niveau mondiale dans l'identification des directions des contraintes régionales.

Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis

ZohirRadi⁽¹⁾, AbdelkrimYelles-Chaouche⁽¹⁾, Götz Bokelmann^(2,3).

(1) Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Route de l'Observatoire, BP 63 Bouzaréah, Alger, Algeria.

(2) Department of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Vienna, Austria.

(3) Also at Université Montpellier II ;Géosciences Montpellier ; F- 34095 Montpellier, France

Abstract

There are few studies of internal deformation under northern Africa; here we present such a study. We analyze teleseismic shear-wave splitting for northeast Algeria, to improve our knowledge of lithospheric and asthenospheric deformation mechanisms in this region. We

study waveform data generated by tens of teleseismic events recorded at five recently installed broadband (BB) stations in Algeria. These stations cover an area 2° across, extending from the Tellian geological units in the North to the Saharan Atlas units in the South.

Analysis of SKS-wave splitting results insignificant spatial variations in fast polarization orientation, over a scale length of at most 100 km. The seismic anisotropy shows three clear spatial patterns. A general ENE–WSW orientation is observed under the stations in the north. This polarization orientation follows the direction of the Tell Atlas mountain chain, which is perpendicular to the convergence direction between Africa and Eurasia. Delay times vary significantly across the region, between 0.6 and 2.0 s. At several stations there is an indication of a WNW–ESE polarization orientation, which is apparently related to a later geodynamic evolutionary phase in this region. A third pattern of seismic anisotropy emerges in the South, with an orientation of roughly N–S. We discuss these observations in light of geodynamic models and present-day geodetic motion.

1. Introduction

Seismic waves provide the most powerful geophysical tool for investigating the Earth's deep interior. This is especially the case for seismic anisotropy, which constrains the deformation state (and deformation mechanisms) of the lithosphere and asthenosphere. Such anisotropy can be caused by structural variability, thin layers with contrasting elastic properties (Backus, 1962), fluid-filled cracks (Crampin, 1984 and Kendall et al., 2006), or the preferred orientation of anisotropic minerals that results from large-scale strain, which is dominant at mantle depths (Nicolas and Christensen, 1987). For mantle anisotropy, olivine plays a major role, as it represents one of the major elements of the upper mantle and is more anisotropic than most other minerals ($\approx 18\%$ for shear waves; e.g., Mainprice, 2007). For the reason that it has a large single-crystal anisotropy, olivine is considered the most important mineral volumetrically, for studying anisotropy (Long and Becker, 2010).

Under upper-mantle conditions, olivine deforms by dislocation-creep and diffusion-creep (Nicolas and Christensen, 1987 and Long and Becker, 2010). The relative importance of these two mechanisms depends on pressure and temperature. When dislocation-creep dominates, the main crystallographic axes of olivine are aligned with respect to structural directions (lineation, pole to the foliation). This produces a large-scale anisotropy that is detectable by

seismic waves. Inferring the orientation and strength of seismic anisotropy from seismological proxy measures can thus help to constrain the nature and intensity of deformation at depth.

The most direct evidence of seismic anisotropy is the splitting of shear waves. Anisotropic media are birefringent: the incoming shear waves are split into two perpendicularly polarized waves that propagate at different velocities. It is therefore possible to quantify anisotropy by measuring two splitting parameters: the difference in arrival times between the two split shear waves, δt , and the azimuth of the fast split shear wave polarization planes, ϕ° . The first parameter, δt , depends on both the strength of the anisotropy and the length of the path through the anisotropic medium. The second parameter, ϕ° , is related to the orientation of the anisotropic structure. Initially limited to direct S waves from local events (Ando et al., 1980), the technique is now widely adopted for phases traversing the core such as SKS, SKKS, and PKS (Vinnik et al., 1984, Vinnik et al., 1989, Silver and Chan, 1991, Savage, 1999 and Fouch and Rondenay, 2006). Traveling on nearly vertical paths, teleseismic shear waves provide measurements of anisotropy beneath a seismic station with a relatively good lateral resolution (Fresnel-zone width) of a few tens of kilometers, but with poor vertical resolution.

The teleseismic shear-wave splitting technique has become popular in recent decades for performing anisotropy measurements that help reveal present or past mantle deformation processes. This technique has been widely applied in several geologic settings: subduction zones (Margheriti et al., 2003, Levin et al., 2004, Nakajima and Hasegawa, 2004 and Long and Silver, 2009), rifts (Kendall, 1994, Gao et al., 1997, Walker et al., 2004a, Walker et al., 2004b, Kendall et al., 2005 and Barruol et al., 2008), hotspots (Walker et al., 2001, Walker et al., 2005 and Barruol and Granet, 2002), oceanic islands (Behn et al., 2004, Fontaine et al., 2005, Fontaine et al., 2007, Barruol et al., 2009 and Király et al., 2012), orogens (Barruol et al., 1998, Flesch et al., 2005 and Bokelmann et al., 2013), and stable continental environments (Fouch et al., 2000, Heintz and Kennett, 2005, Assumpcao et al., 2006, Fouch and Rondenay, 2006 and Wüstefeld et al., 2010).

In Algeria, seismic anisotropy was first analyzed by Barruol et al. (1999), using data from the Southern Algerian station in Tamanrasset. After installing a broadband (BB) station in Guelma (East of Constantine), Schmid et al. (2004) found an anisotropy parallel to the NE–SW trend of nearby mountain belts, apparently expressing the compressive deformation linked to Africa–Eurasia collision.

Few studies have examined shear-wave splitting in other parts of northern Africa. The best-studied region is Morocco, with several studies of SKS splitting (Buontempo et al., 2008 and Diaz et al., 2010) and Pn-anisotropy (Calvert et al., 2000 and Serrano et al., 2005). An alternative constraint is the pattern of large-scale azimuthal anisotropy obtained from surface waves at global scales (e.g., Debayle et al., 2005), or eventually at regional scales (e.g., Montagner et al., 2007); however, the sparse ray coverage for Africa means that maps of azimuthal anisotropy will have lateral resolutions no better than a few hundred kilometers. It has been shown, however, that at this larger scale, both surface waves and shear-wave splitting record the same features (e.g., Wüstefeld et al., 2009 and Becker et al., 2012).

The recent installation of several permanent BB seismic stations in northeast Algeria (Yelles-Chaouche et al., 2013) allows us to extend the earlier anisotropy studies to the whole eastern part of all of this region in this study. We applied shear-wave splitting to 7 years of data recorded on five Algerian broadband stations: CSVB, CBBR, CDCN, CKHR, and CABS, installed respectively in the Constantine, Khenchela, Biskra, Sétif, and Guelma regions. We used a large teleseismic data set recorded from 2007 to 2014 in the northeast Algeria. This study of deep deformation under northeast Algeria improves our understanding of the context of crustal deformation in the region, which manifests itself in moderate to strong seismic activity (Nocquet and Calais, 2004), including the Djidjelli earthquake in 1856 (Ambraseys, 1982 and Benhallou, 1985), the Mac-Mahon earthquake in 1924, and the Constantine earthquake in 1985 (Benouar, 1993).

2. Geodynamic setting

Northern Algeria is located at the boundary between the Eurasian and African plates, which is the main seismic hazard in the Mediterranean basin (Bufoern et al., 2004, Stich et al., 2003 and Stich et al., 2006). Today, this area is experiencing slow contractional deformation over a relatively wide area (Frizon de Lamotte et al., 2000 and Serpelloni et al., 2007). The convergence rate between Eurasia and Africa varies from west to east, from about 5 mm/yr at the longitude of Algiers to 8 mm/yr near Tunisia (Calais et al., 2003).

In the viewpoint of geology, northern Algeria is part of the Maghrebides Alpine chain, extending from Gibraltar to the Calabria region (Wildi, 1983). Several geological domains have been identified in this region (from south to north): the Saharian platform, the Atlas system (High Plateaus, the Saharian Atlas, and Aurès), the Tell system (so-called External

Tell or Tellian Atlas), and the internal structure of the Kabyliides (Benaouali-Mebarek et al., 2006), as shown in Fig. 1.

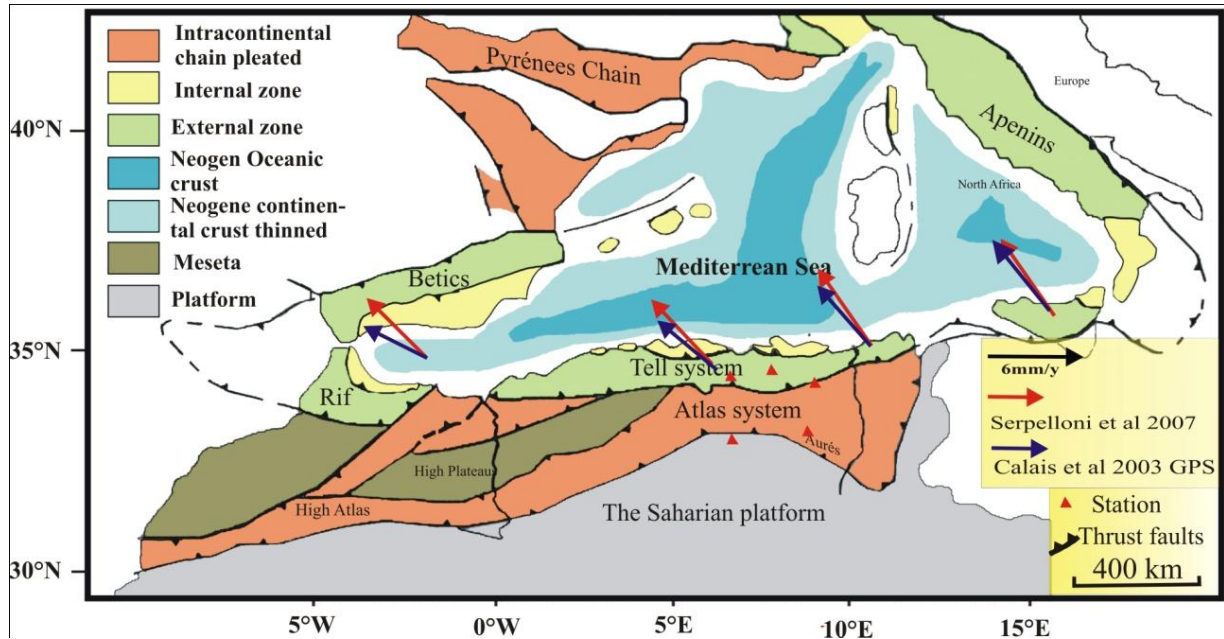


Fig. 1 :Geologic map of north Algeria in a Western Mediterranean context (modified from Frizon de Lamotte et al., 2000). Arrows show the relative motion of the African plate with respect to the Eurasia plate, as given by Calais et al. (2003) and Serpelloni et al. (2007).

The Saharian Atlas, bordering the High Plateaus in the West and meeting the Tellian Atlas in the East, consists of Precambrian basement covered by Paleozoic and Mesozoic sediments that are largely undeformed (Frizon de Lamotte et al., 2000). The High Plateaus, in the central and western part of northern Algeria, consist of a Paleozoic basement covered by a thin layer of weakly deformed Meso-Cenozoic sediments. The Tellian Atlas extends from west (Oranie region) to east (Tunisia) and is thrust over the Saharian Atlas in nested, north-dipping allochthonous thrust sheets, mainly of Triassic to Neogene marl (Bracène and Frizon de Lamotte, 2002, Bracène, 2001 and Benaouali-Mebarek et al., 2006). These sheets originate from the African paleomarg in and are thrust to the south by up to 100 km or more. The internal structure of the Kabyliides includes, from west to east, the mountains of Chenoua and Algiers, Great Kabylie, and Petite Kabylie. It consists of crystallophyllian Paleozoic metamorphic basement (Durand-Delga, 1969).

According to Bracène (2001), northern Algeria has undergone several geodynamic phases, the most important in terms of the present study being convergence between the early Paleocene and Villafranchian periods. Beginning with the main Cenozoic convergence phase (Paleogene to present), the various geological domains were subjected to alternate compression and distension oriented NE–SW to NW–SE. For example, from the Oligocene to early Miocene the Aurès Mountains were affected by NE–SW distension, followed by NW–SE compression in the Tortonian and NE–SW extension in the Pliocene. From the early Paleocene to late Eocene, the Saharan Atlas was affected by NW–SE compression.

3. Data and analysis methods

The broadband seismic data used in this study were recorded by five permanent stations of the ADSN (Algerian Digital Seismic Network): CABS, CKHR, and CASM installed in 2006; CBBR installed in 2010; and CDCN installed in 2013 (Fig. 2a). These stations in northeastern Algeria were installed through a collaborative effort with the Chinese Earthquake Administration (CEA), which started in 2006 as a result of the 2003 Boumerdes earthquake. Initially, 10 broadband stations were installed in northern Algeria (Yelles-Chaouche et al., 2007 and Yelles-Chaouche et al., 2013). Several other stations have been added more recently. Fig. 2a shows the locations of the stations in northeast Algeria. Each station is equipped with a three-component broadband sensor (either an STS2 from Kinemetrics, USA, or a BBVS-60 from CEA, China).

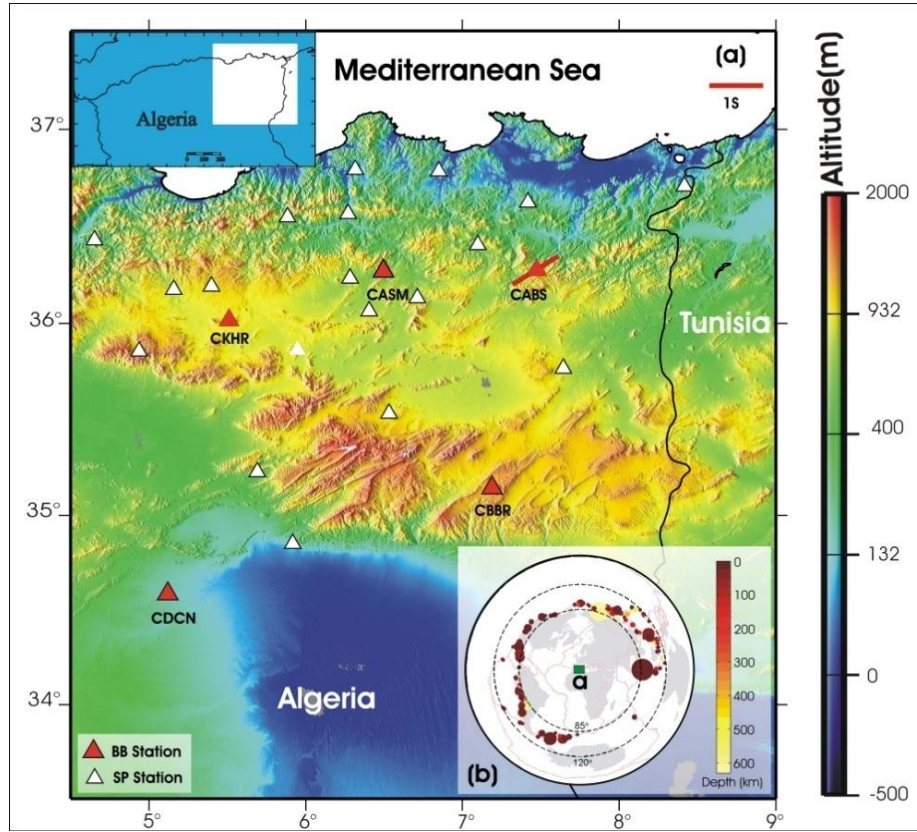


Fig. 2: (a) Geographical distribution of permanent stations of the Algerian seismic network in northern Algeria (BB = broadband, SP = short-period). The red lines give earlier results for the area at station CABS (Schmid et al., 2004 and Schmid et al., 2008). (b, insert) Example of the spatial distribution of earthquakes ($M_w > 5$) recorded at CKHR station and used in the present study in a projection that preserves backazimuths, centered on the studied area (green square). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

In the present study, we analyze teleseismic events recorded by the five selected stations, where the origin time and location of events are taken from the National Earthquake Information Center (NEIC) or Global CMT (Centroid Moment Tensor) catalogs. To obtain seismic anisotropy from shear-wave splitting of SKS phases, the epicentral distance (Δ) of the events needs to be greater than 85° and the magnitude (M_w) > 5.8 . Fig. 2b shows the distribution of teleseismic events used in this study, as a function of depth and epicentral distance.

The two splitting parameters ϕ and δt (defined above) were calculated using the SplitLab package (Wüstefeld et al., 2008) based on three methods: rotation–correlation (RC) (Bowman and Ando, 1987), minimum energy (SC) (Silver and Chan, 1991), and the

eigenvalue method (EV) (Silver and Chan, 1991). The RC method is based on maximizing the cross-correlation coefficient between the waveforms on the radial Q and transverse T components in the selected window. The SC method searches for the minimum energy of displacement uT on the transverse component ($E = \Sigma uT^2$).

The data were bandpass filtered in the range 0.04–0.5 and 0.02–1.00 Hz. In most cases, arrivals with high SNR (Signal-to-Noise Ratio) give similar splitting results for pass bands of 0.04–0.50 and 0.02–1.00 Hz, which is not surprising because both bands include the dominant period of SKS (Zhao et al., 2007).

Fig. 3 shows an example of the use of these methods for a $M_w = 6.2$ event that occurred in Antofagasta, Chile on 12 July 2010, recorded at the station CKHR ($\Delta = 90.40^\circ$). In this case, application of the three methods produces similar splitting parameters. The consistent results provides increased confidence in individual measurements, distinguishes null observations from real splitting cases, and allows us to assign a quality rating to each measurement (Wüstefeld and Bokelmann, 2007). Null measurements occur when the SKS phase is not split, which can be explained either by an absence of anisotropy, or an initial shear-wave polarization parallel to the fast or slow polarization orientations in the anisotropic layer (e.g., Silver and Chan, 1991 and Wüstefeld and Bokelmann, 2007). SplitLab assigns a quality factor (good, fair, or poor) to shear-wave splitting measurements using the criteria reported by Wüstefeld and Bokelmann (2007). These criteria are slightly different from those proposed by Barruol et al. (1997). The quality rating calculated by SplitLab is based on various criteria, including seismogram quality, signal-to-noise ratio (SNR), energy of the transverse component, correlation of the two split waveforms, elliptical particle motion before anisotropy correction, and linearization of particle motion after correction. After analyses of hundreds of teleseismic events, we used the criteria of Wüstefeld and Bokelmann, 2007 and Barruol et al., 1997 to retain only measurements of “good” or “fair” quality. Eight measurements were found to have an exceptionally high SNR (>5), and these were therefore rated “excellent” in Table 1.

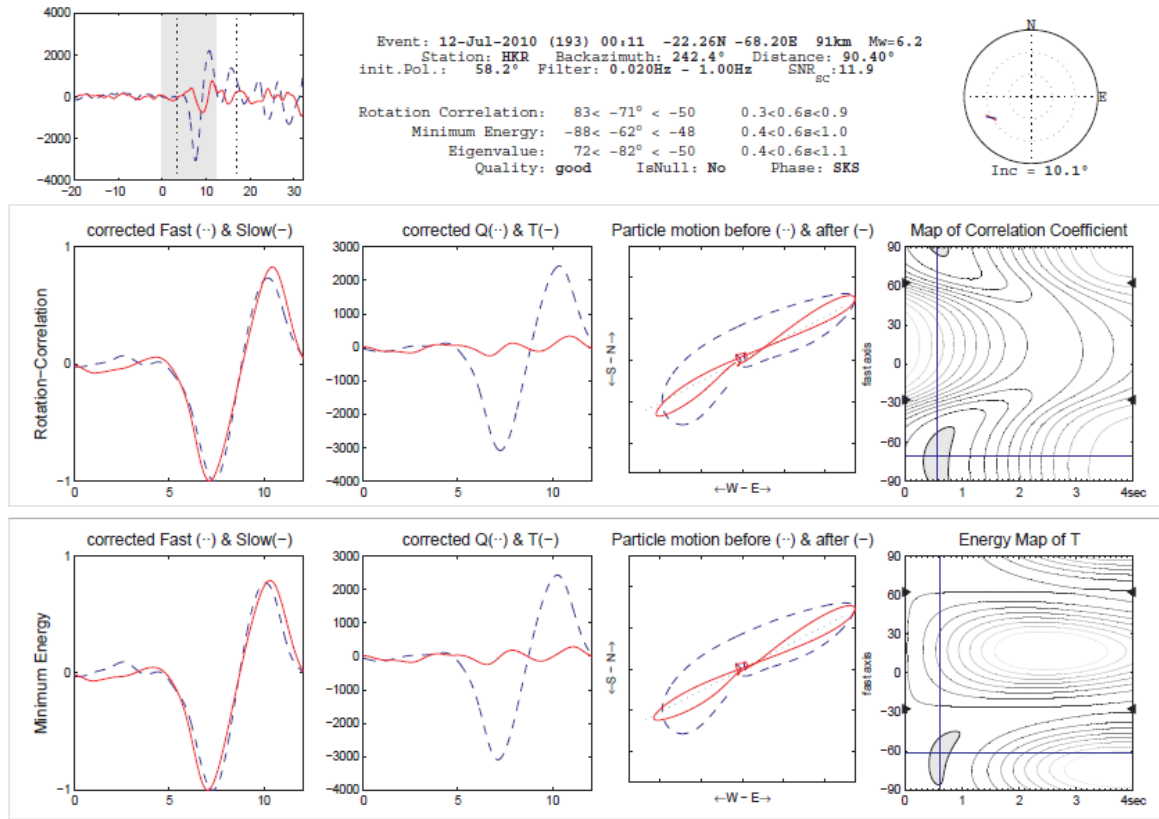


Fig. 3 : Example of the processing of data from station CKHR using SplitLab software (Wüstefeld et al., 2008). (a) The left-hand panel shows the observed seismograms. The dashed line indicates the radial component, the solid line the transverse component. Vertical dashed lines show SKS and SKKS phase arrival times. The right-hand panel shows a stereo plot of the result. The header gives information about the teleseismic event as well as splitting parameters resulting from the three techniques. (b) and (c) Results obtained using the rotation-correlation technique and the minimum energy technique, respectively. See text for details.

Table 1:

Fast orientations of SKS waves at the locations of the seismological stations. The “excellent”, “good”, and “fair” splitting measurements are listed.

Station	lat	long	Event	Distance	Backazimuth	φ_{RC}	$\delta t_{RC}(s)$	φ_{SC}	$\delta t_{SC}(s)$	Quality
CABS	36.46 8	7.784	2010.070	102.44	236.4	-78<-64<-53	0.8<1.2<1.5	-66<-66<-43	0.4<1.2<2.6	fair
			2010.073	94.34	34.9	52<63<83	0.9<1.3<1.7	54<61<76	0.9<1.4<1.8	good
CKHR	36.01 6	5.510	2010.073	95.94	33.2	71<77<85	0.6<0.6<0.7	68<81<92	0.5<0.6<0.8	excellent
			2010.074	102.24	234.3	-90<-80<-71	0.8<1.1<1.4	-92<-80<-70	0.9<1.3<1.6	good
			2010.193	90.40	242.4	-97<-71<-50	0.3<0.6<0.9	-88<-62<-48	0.4<0.6<1.0	excellent
			2011.070	95.09	35.7	79<89<97	0.9<1.1<1.3	80<90<-86	0.9<1.1<1.3	good
			2011.204	95.14	32.3	58<81<105	0.4<0.6<1.0	60<86<104	0.4<0.7<1.1	excellent
			2011.242	119.22	75.6	-76<-66<-57	0.4<0.8<1.0	-92<-68<-37	0.4<0.8<1.3	excellent
CDCN	34.58 6	5.119	2013.102	96.53	39.7	10<24<34	1.2<1.7<2.0	-19<6<21	0.8<1.3<1.9	excellent
			2013.183	88.62	85.2	2<16<26	1.4<1.7<1.9	13<17<21	1.4<1.6<1.9	excellent
			2013.329	94.05	23.2	-43<-25<-13	2.4<2.7<3.0	-37<-29<-2.7	2.4<2.7<3.0	fair
CBBR	35.14 4	7.191	2011.081	97.23	33.3	47<62<80	1.0<1.4<1.8	52<69<-84	0.8<1.4<1.9	fair
			2011.234	99.23	91.4	-61<-49<-37	0.5<0.6<0.8	-64<-47<-31	0.4<0.6<0.8	fair
			2011.327	96.01	34.9	62<73<87	1.6<1.9<2.2	68<83<98	1.4<2.2<2.9	fair
			2012.087	94.26	33.0	-88<-87<-82	1.2<1.6<2.0	-84<-77<-76	1.6<2.0<2.4	excellent
			2013.243	93.48	1.3	-57<-47<-39	0.3<0.5<0.6	-62<-33<-17	0.3<0.5<0.8	fair
CASM	36.27 1	6.496	2012.319	97.99	239.5	64<70<79	1.6<1.9<2.1	70<78<92	1.1<1.7<2.2	good
			2013.109	90.09	18.1	71<79<88	1.0<1.2<1.3	72<76<82	0.9<1.1<1.3	excellent
			2013.109	91.52	23.8	62<70<79	0.5<0.6<0.7	72<88<94	0.5<0.7<1.0	good
			2013.167	91.09	293.8	72<81<91	1.5<1.8<2.1	76<82<88	1.7<1.8<2.6	good
			2013.277	100.03	131.0	-88<-81<-75	0.7<0.9<1.0	-80<-79<-66	0.5<0.8<1.2	good
			2013.288	105.40	65.0	8<17<27	0.5<0.8<1.1	-13<17<50	0.4<0.8<1.5	fair

4. Results

The individual splitting measurements obtained from our analysis are presented in Fig. 4. Although all three methods (minimum energy, rotation correlation, and eigenvalue) were used, we only show the results associated with the minimum energy method. Four “excellent” results and two “good” results were obtained at the CKHR station. The “excellent” observations fall into two groups of nearly identical results: one with $\varphi = 81^\circ$ and 86° , the other with $\varphi = -65^\circ$ and -68° . Delay times are similar for all four events (see Table 1). For the CASM station, there is only one “excellent” event, corresponding to -79° , but this agrees well with the four “good” events (76° – 101°). We will discuss this in more detail below. We obtained only two results at the CABS station, with orientations $\varphi = -66^\circ$ and 61° , delay times of 1.2 and 1.4 s, and qualities of “fair” and “good”, respectively. The “good” result agrees well with the earlier result of Schmid et al. (2004), who found $\varphi = 58^\circ$ with a delay time of 1 s. For the CBBR station, we found one “excellent” result with $\varphi = -77^\circ$, and four “fair” results (see Table 1). The delay time for the “excellent” result is 2 s. For CDCN station there are two “excellent” events with fast orientations roughly N–S (6° and 17°). The δt values are 1.3 and 1.6 s. The results of fast orientations are shown in Fig. 5a.

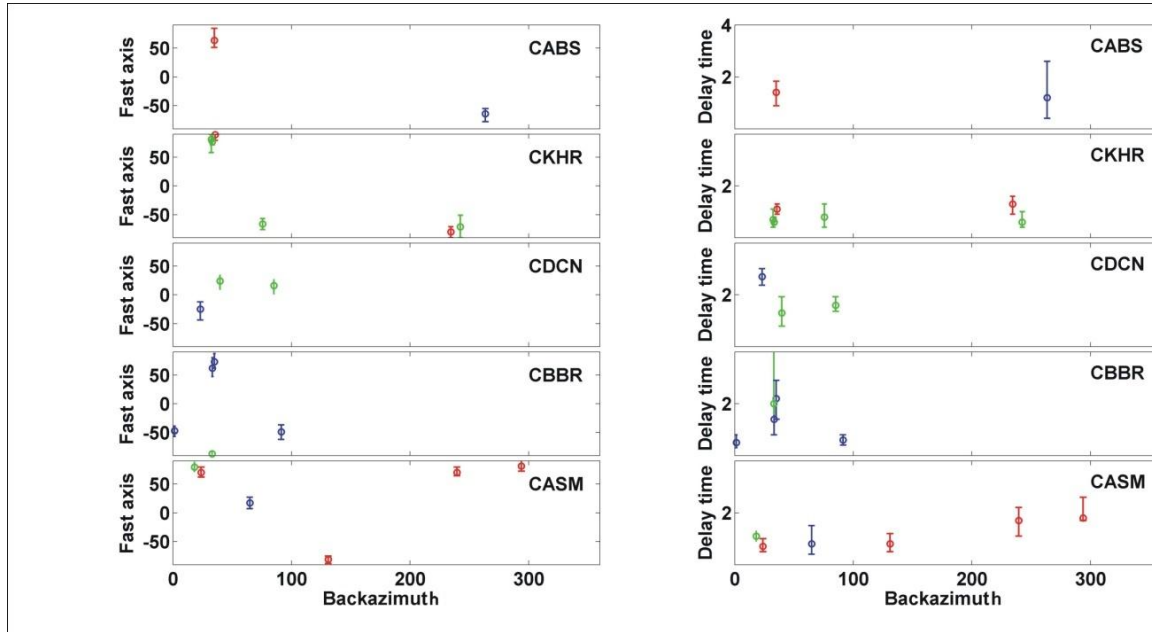


Fig. 4: Shear-wave splitting results obtained at the various stations: (left) fast azimuths, (right) splitting delay, in seconds. “Excellent” quality measurements are indicated by filled green circles, “good” measurements by red circles, and “fair” by blue circles. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

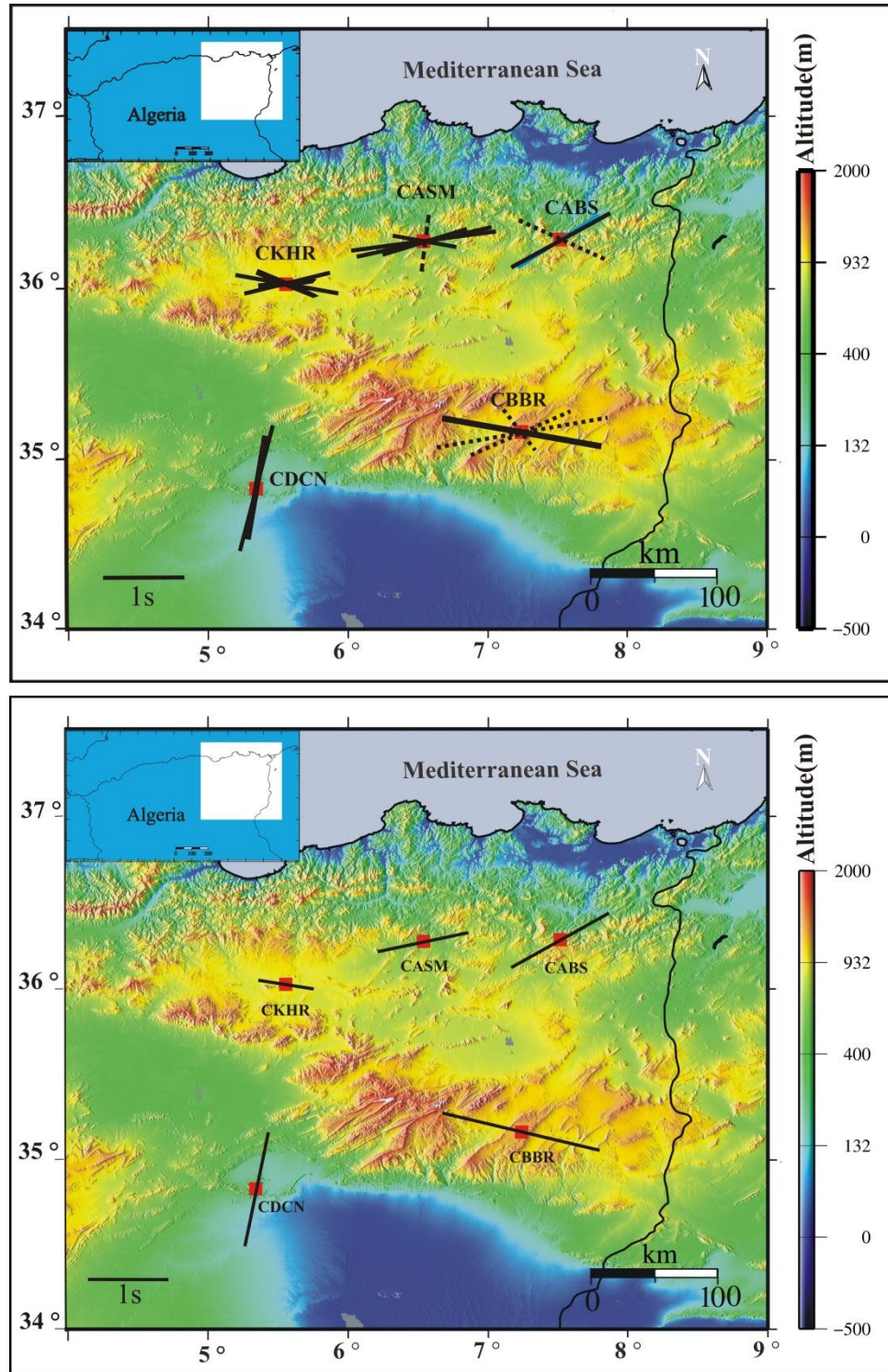


Fig. 5: (a) Map showing fast orientations of SKS waves at the location of the seismological stations; “excellent” splitting is indicated by thick black bars, “good/fair” splitting by thin/broken bars. The blue line shows the earlier result of Schmid et al. (2004). (b) Map showing mean fast orientations of SKS waves at the locations of the seismological stations. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.

5. Discussion

Here we discuss the measurements themselves, their implications for subsurface anisotropy, and geodynamic implications. The analysis is centered mainly on the eight “excellent” events, which have high signal-to-noise ratios ($\text{SNR} > 5$). Anisotropy measurements for these events should therefore be particularly well constrained.

For stations CABS and CBBR we have only a single “excellent” or “good” event characterizing the anisotropy. We therefore can only regard them as being represented by single-layer anisotropy. For station CDCN, we have two “excellent” events that have similar fast orientations, even though they arrive from different backazimuths. A single layer of anisotropy therefore appears to be a good characterization for this station. Station CASM shows good agreement between the “excellent” event and “good” events. Again, a single layer of anisotropy appears to be a good characterization for this station.

For station CKHR, however, the interpretation is less clear. We have observed “excellent” events that appear to have different fast orientations. This can be further examined in Table 2, where we indicate the statistical confidence of each parameter, obtained following Silver and Savage (1994). Table 2 shows that the confidence ranges of fast orientations for the “excellent” events overlap with each other. A single-layer model of anisotropy is therefore permitted, and represents the simplest model explaining the data. The two “good” events include the best-fitting single-layer fast orientation, which is around 99° . Therefore, do not discuss further the small (insignificant) but systematic difference between the two subgroups for station CKHR (see Table 3).

Table 2.

Confidence regions for the “excellent” results at station CKHR. Fast orientations are folded into the eastern hemisphere.

Event	Backazimuth	ϕ_{sc}	δt_{sc} (s)
2010.073	33.20	$68 < 81 < 92$	$0.5 < 0.6 < 0.8$
2010.193	242.40	$92 < 118 < 132$	$0.4 < 0.6 < 1.0$
2011.204	32.30	$60 < 86 < 104$	$0.4 < 0.7 < 1.1$
2011.242	75.60	$88 < 112 < 143$	$0.4 < 0.8 < 1.3$

Table 3.

Mean parameters of SKS wave splitting at all stations.

Station	Lat	Long	φ (mean)	δt (s)(mean)	Δ (φ)	Δ (δt)
CABS	36.468	7.784	61	1.4	9	0.4
CKHR	36.016	5.510	99	0.7	17	0.15
CDCN	34.586	5.119	11.5	1.45	5.5	0.15
CBBR	35.144	7.191	-77	2	1	0.4
CASM	36.271	6.496	76	1.15	5	0.2

The pattern of fast orientations in the observations appears relatively simple (“single-layer anisotropy”) at the individual stations. However, the data are probably too limited to constrain multiple layers of anisotropy. Consequently, we cannot exclude the possibility of backazimuthal variations due to multiple layers.

The “classical” ENE–WSW fast orientation of Schmid et al. (2004) reappears at station CABS. Stations CKHR and CBBR show ESE–WNW fast orientations, and station CDCN shows a NNE–SSW fast orientation. While the spatial changes may appear quite rapid, it is important to remember the relatively large station separation. The recent SKS splitting study in Morocco by Diaz and Gallart (2014), for example, found similarly rapid spatial variations. The smaller station spacing in that study allowed mapping of the variation in greater detail, and the authors reported good coherence between stations at smaller scales.

We now discuss the geodynamical implications of the results, starting with the relation to topography. Fig. 6 shows a map of our anisotropy results at the selected stations, as well as topography. The first anisotropy orientation (ENE–WSW), observed at stations CKHR and CBBR, is approximately parallel to the trend of the Saharan Atlas (Fig. 6). The second anisotropy orientation (WNW–ESE) is approximately parallel to the trend of the Hodna mount (pattern A in the figure). Pattern B in this figure shows up at CABS and CASM.

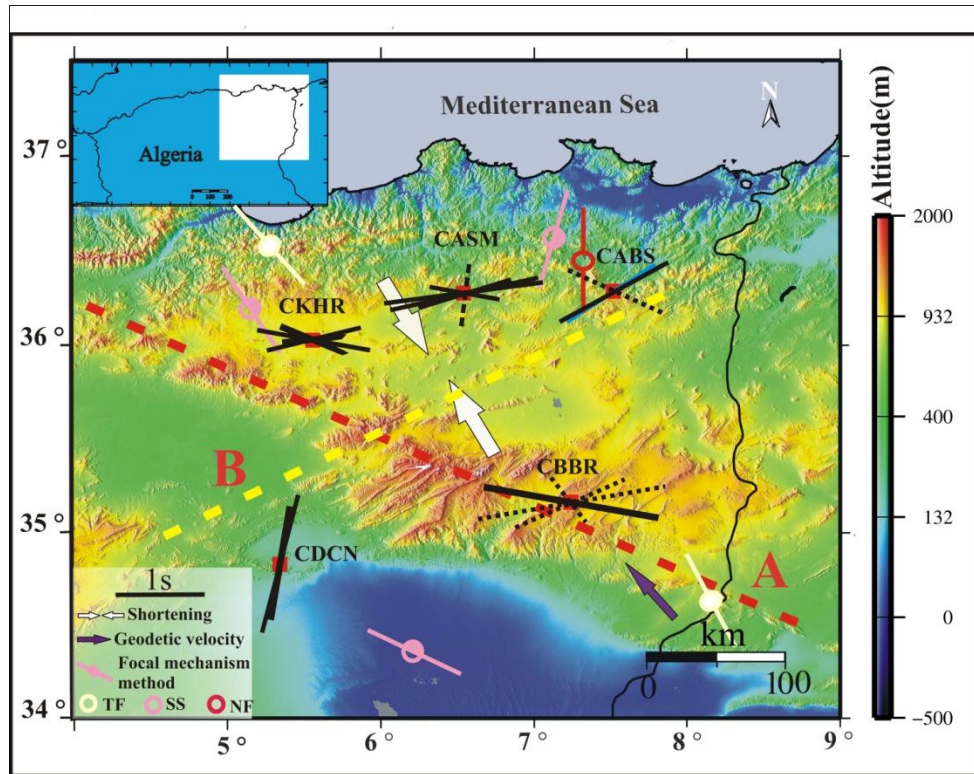


Fig. 6: Orientations of topographic trends (A) and (B). White arrows indicate the shortening direction; purple arrows indicate the geodetic velocity relative to Eurasia (Nocquet and Calais, 2004). Circles with lines represent stress: NF for normal faulting, SS for strike-slip faulting, TF for thrust faulting, obtained using the focal mechanism method (World Stress Map, release 2008).

It is interesting to compare the deep deformation found in this study with the results of previous works. Geodetic studies (e.g., Nocquet and Calais, 2004) have observed convergence across the Western Mediterranean (see Fig. 6) that more or less agrees with pattern B. The same orientation is observed in stress data from northwest Algeria (e.g., Heidbach et al., 2008). There is a relative paucity of stress data for northeast Algeria, although it might be speculated that this region is consistent with pattern A rather than pattern B.

The geodynamic evolution suggested by Carminati et al. (2012) states that the Central–Western Mediterranean is floored by sub-basins (i.e., the Alboran, Valencia, Provençal, Algerian, and Tyrrhenian basins) that developed mainly during the past 40–15 Myr. This area is geologically younger than the Eastern Mediterranean, which is possibly floored by thinned continental crust or Mesozoic oceanic crust with a thick sedimentary blanket (Robertson and Dixon, 1984). These basins are younger from west to east (Réhault et al., 1984) and the geological evolution of this area is connected to the relative movements of the African, Adrian, and European plates (Fig. 6), as well as an unknown number of smaller continental

terrane and oceanic or transitional basins. Paradoxically, the development of several basins occurred in a context of relative convergence between Africa and Europe (Durand et al., 1999). The Apennines–Maghrebides and Carpathians belts are characterized by a single fast-subsidence fore deep and shallow asthenosphere in the upper plate with a lower metamorphic grade; they are moving away from the upper plate (Carminati et al., 2004 and Carminati et al., 2010). This scenario shows that during 45–21 Myr there was uniform convergence between the African and Eurasian plates, along with the presence and progressive expansion of the Apennine–Maghrebide and Carpathian belts. This view is consistent with the presence of a NE–SW fast orientation and the large delay time (>1 s) at all stations (Fig. 6). From 15 Myr to the present, the convergence is marked by a deflection in the eastern Algeria region (west-directed subduction, as shown by the red line in Fig. 7) towards the inverted intracontinental basin. A new direction of surface deformation began at 5 Myr and is ongoing, meaning the current deformation fabric is characterized by a second fast orientation (NW–SE) and delay times less than those of the first orientation. The second deformation is superimposed on the first, and this is clearly apparent in measurements at all stations except CDCN.

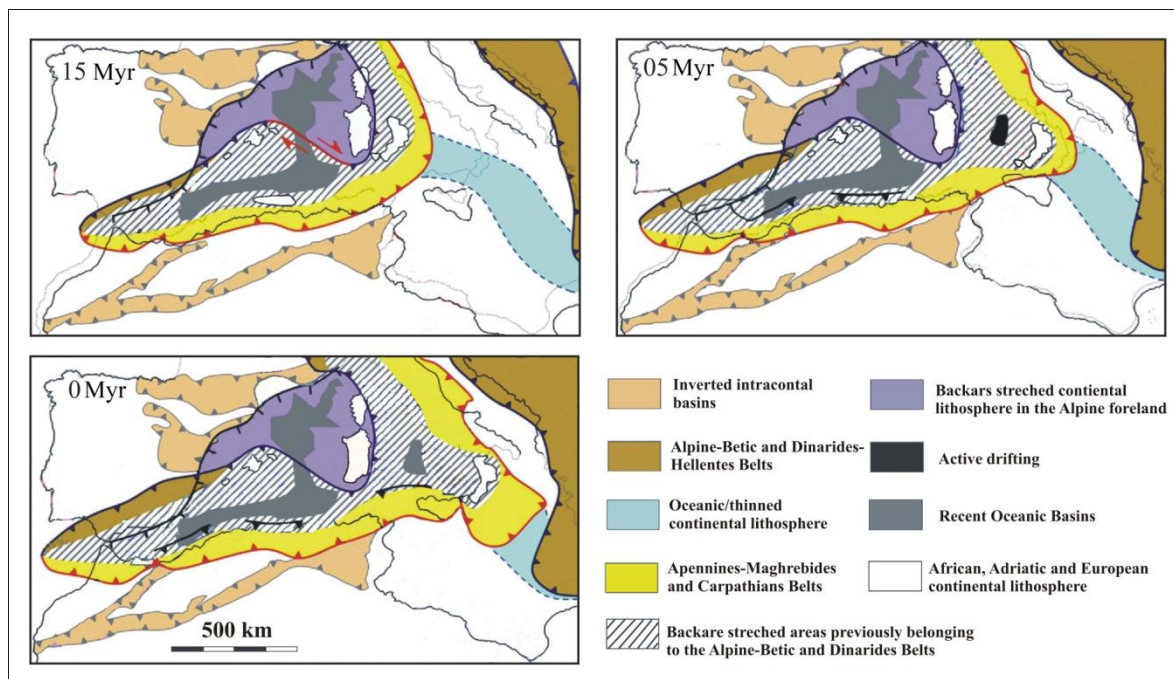


Fig. 7: Geodynamic evolution of the Western Mediterranean between 15 and 0 Myr (after Carminati et al., 2012).

Our results are in good agreement with the geodynamic evolution inferred by Carminati et al. (2012) and Bracène (2001). The first orientation coincides with the geodynamic evolution between 45 and 21 Myr, and the second with that between 15 and 0 Myr.

At the CDCN station, which is situated geologically in the transition zone between the Aurès mountains and the arc-shaped Ouled Nail mounts, the N–S fast axis can perhaps be explained by the geodynamic evolution of this particular geological domain. This same orientation is also found 700 km to the west, in the Moroccan hinterland (Diaz et al., 2010). It is possible that these observations are related. However, nothing is known about seismic anisotropy in the region between the two studies. It would clearly be interesting to obtain a comprehensive view of seismic anisotropy across all of North Africa. Here we see merely a glimpse of an interesting, laterally varying pattern.

It appears that the seismic anisotropy described in this study is more easily explained by lithospheric rather than asthenospheric anisotropy, since (a) the fast orientations vary considerably over length scales of 100 km, which is not expected for mantle flow (e.g., Becker and Faccenna, 2009); and (b) the fast orientations differ from the directions of geodetic motion (see Fig. 6).

6. Conclusions

We determined the shear wave splitting parameters of teleseismic SKS phases recorded at five permanent seismic stations in northeast Algeria, using the SplitLab package to identify the fast orientation and delay time. The new shear wave splitting anisotropy measurements provide constraints on the geodynamic processes in the region.

Our analysis presents evidence for the existence of regional differences in splitting pattern complexity beneath northeast Algeria. Anisotropy for most of the stations is well explained by a single layer of anisotropy. In the northern part of the region, seismic anisotropy can be described by varying proportions of two orientations, ENE–WSW and ESE–WNW fast orientations, with the latter being parallel to the Hodna mountains. Both patterns are apparently related to tectonic processes that have occurred, or are still occurring.

Our observations suggest spatial patterns of splitting orientation in northeast Algeria that are consistent with the topography. The data of two southern stations (CDCN, CBBR) are consistent with the arc between the Saharan Atlas and the Aurès Mountains, while the data of CKHR, CASM, and CABS are similar to the trend of the Tellian Atlas. Our work therefore supports the geodynamic evolution from 15 Myr to present suggested by Carminati et al. (2012).

The significant lateral variations in seismic anisotropy, especially in the fast polarization orientations, have spatial scales similar to those observed farther west, in Morocco. The

patterns are therefore most likely associated with the larger pattern of larger-scale tectonics of the Western Mediterranean region. However, that pattern shows important changes in this study area meaning that further studies of northern Algeria are critical to understanding the regional tectonics of northern Africa and the Southern Mediterranean.

Acknowledgements

We thank the ADSN group of CRAAG for helping with data acquisition, and the Constantine CRAAG regional service for assistance, encouragement, and helpful comments. We also thank S. Guettouche, O. Boulahia, I. Abacha, and K. Layadi for their contributions to this work. Data were analyzed using SplitLab package (Wüstefeld et al., 2008). We thank very much the Editor Professor V. Cormier, and the two anonymous reviewers for the very relevant comments and questions and suggestion which permit to enhance the quality of the paper.

References

- Ambraseys, N., 1982. The seismicity of North Africa. The earthquake of 1856 at Jijelli, Algeria., *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24(93), 31-37.
- Ando, M., Ishikawa, Y., Wada, H., 1980. S-wave anisotropy in the upper mantle under a volcanic area in Japan. *Nature* 286, 43–46
- Assumpcao, M., Heintz, M., Vauchez, A., Silva, M.E., 2006. Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS splitting: evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250 (1–2), 224–240.
- Backus, G.E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.* 67 (11), 4427–4440.
- Barruol, G., Silver, P.G., Vauchez, A., 1997. Seismic anisotropy in the eastern US: deepstructure of a complex continental plate. *J. Geophys. Res.* 102 (B4), 8329–8348.
- Barruol, G., Souriau, A., Vauchez, A., Diaz, J., Gallart, J., Tubia, J., Cuevas, J., 1998. Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting. *J. Geophys. Res.* 103 (B12), 30039–30053.
- Barruol, G., Hoffmann, R., 1999. Seismic anisotropy under the Geoscope stations, *J. Geophys. Res.* 104, B5, 10757-10773.

- Barruol, G., Devercheres, J., Deschamps, A., Bokelmann, G.H.R., 2008. Upper mantle flow beneath the Hangay dome, central Mongolia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.27.
- Barruol, G., Granet, M., 2002. A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 31–47, doi:10.1016/S0012-821X(02)00752-5.
- Barruol, G., Suetsugu, D., Shiobara, H., Sugioka, H., Tanaka, S., Bokelmann, G.H.R., Fontaine, F., Reymond, D., 2009. Mapping upper mantle flow beneath French Polynesia from broadband ocean bottom seismic observations, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14301, doi:10.1029/2009GL038139.
- Barruol, G., Bonnin, M., Pedersen, H., Bokelmann, G.H.R. and Tiberi, C., 2011. Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2010.12.040.
- Becker T. W., Lebedev S., and Long M. D., 2012. On the relationship between azimuthal anisotropy from shear wave splitting and surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 117, B01306, doi:10.1029/2011JB008705.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracène, R., Faure, J.-L., Sassi, W., and Roure, F. (2006), Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation, *C. R. Geoscience*, 338, 115-125.
- Benhallou, H., 1985, Les catastrophes seismiques de la region d'EchCheliff dans le contexte de la seismicité historique de l'Algerie, PhD Thesis, Univ. Alger, 294 pp.
- Benouar, D. The seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 1993, 712 p.
- Bokelmann, G., QorbaniChegeni, E., Bianchi, I., 2013. Seismic Anisotropy and Large-Scale Deformation of the Eastern Alps, *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi: 10.1016/j. epsl. 2013.09.019.
- Bracène, R., 2001. Géodynamique du Nord de l'Algérie: impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de doctorat, 101 pp., Université de Cergy Pontoise.
- Bracène, R., and Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357, 207– 226.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and Pro, C., 2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure Appl. Geophys.*, 161, doi 10.1007/s00024-003-2466-1.
-

- Buontempo, L., Bokelmann, G., Morales, J., Barruol, G., 2008. Seismic anisotropy beneath Southern Iberia from splitting of SKS phases, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, 237-250.
- Calais, E., DeMets, C., and Nocquet, J.-M., 2003. Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia plate motion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 81–92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000b. Propagation of regional seismic phases (Lg and Sn) and Pn velocity structure along the Africa–Iberia plate boundary zone: tectonic implications. *Geophys. J. Int.* 142, 384–408.
- Carminati, E., Doglioni, C., Scrocca, D., 2004. Alps Vs Apennines. *Spec. Vol. It. Geol. Soc. for the IGC 32 Florence-2004*, pp. 141–151.
- Carminati, E., Lustrino, M., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2010. Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: what we know and what we imagine. *ISSN 1441–8142*.
- Christian S., Suzan van der L., and Domenico G., 2004. Delay times and shear wave splitting in the Mediterranean region. *Geophys. J.* 159? 275-290.
- Crampin, S., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 76, 135–145.
- Debayle, E., Kennett, B., Priestley, K., 2005, Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia, *Nature*, 433, 509-512
- Diaz, J., Gallart, J., 2014. Seismic anisotropy from the Variscan core of Iberia to the Western Africa Carton: New constrains on upper mantle flow at regional scales, *Earth Planet. Sci. Lett.* 394-48-57.
- Diaz, J., J. Gallart, A. Villaseñor, F. Mancilla, A. Pazos, D. Córdoba, J. A. Pulgar, P. Ibarra, and M. Harnafi., 2010. Mantle dynamics beneath the Gibraltar Arc (western Mediterranean) from shear-wave splitting measurements on a dense seismic array, *Geophys. Res. Lett.*, 37(18), doi: 10.1029/2010GL044201.
- Durand, B., Jolivet, J., Horváth, F., Séranne, M., 1999. The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society of London Special Publication* 156, 1–584.
- Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89-131.
- Flesch, L.M., Holt, W.E., Silver, P.G., Stephenson, M., Wang, C., Chan, W.W., 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 248–268.
- Fouch, M.J., Fischer, K.M., Parmentier, E.M., Wyssession, M.E., Clarke, T.J., 2000. Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow. *J. Geophys. Res.* 105 (B3), 6255–6275.

- Fouch, M.J., Rondenay, S., 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors. *Phys. Earth Planet. Int.* 158 (2–4), 292–320.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740–761.
- Gao, S., Davis, P.M., Liu, H., Slack, P.D., Rigor, A.W., Zorin, Y.A., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., Logatchev, N.A., 1997. SKS splitting beneath continental rift zones. *J. Geophys. Res.* 102 (B10), 2281–22798.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., and Müller, B., 2008. The World Stress Map database release doi:10.1594/GFZ.WSM.R el 2008, 2008.
- Heintz, M., Kennett, B.L.N., 2005. Continental scale shear wave splitting analysis: Investigation of seismic anisotropy underneath the Australian continent. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236 (1–2), 106–119.
- Kendall, J.M., 1994. Teleseismic arrivals at a mid-ocean ridge: effect of mantle melt and anisotropy. *Geophys. Res. Lett.* 21, 301–304.
- Kendall, J.M., Stuart, G., Ebinger, C., Bastow, I., Keir, D., 2005. Magma-assisted rifting in Ethiopia. *Nature* 433, 146–148.
- Kendall, J.M., Pilidou, S., Keir, D., Bastow, I., Stuart, G., Ayele, A., 2006. Mantle upwellings, melt migration and rifting in Africa: insights from seismic anisotropy. *Geol. Soc. London - Spec Pub*, v.259; p55–72.
- Király E., Bianchi, I., Bokelmann, G., 2012. Seismic anisotropy in the south western pacific region from shear wave splitting, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2011GL050407.
- Levin, V., Droznin, D., Park, J., Gordeev, E., 2004. Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka. *Geophys. J. Int.* 158 (3), 1009–1023.
- Long, M. D., and Becker T. W., 2010, Mantle dynamics and seismic anisotropy, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, 341–354.
- Long, M. D., and Silver, P. G., 2009. Mantle flow in subduction systems: The sub-slab flow field and implications for mantle dynamics. *J. Geophys. Res.*, 114, B10312.
- Mainprice, D., 2007. Seismic anisotropy of the deep Earth from a mineral and rock physics perspective. In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics* v.2, pp. 437–492.
- Margheriti, L., Lucente, F.P., Pondrelli, S., 2003. SKS splitting measurements in the Apenninic-Tyrrhenian domain (Italy) and their relation with lithospheric subduction and mantle convection. *J. Geophys. Res.* 108, B2218, doi:10.1029/2002JB001793.

- Montagner, J.-P., Marty, B., Stutzmann, E., Sicilia, D., Cara, M., Pik, R., Lévêque, J.-J., Roult, G., Beucler, E., and Debayle, E., 2007. Mantle upwellings and convective instabilities revealed by seismic tomography and helium isotope geochemistry beneath eastern Africa, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21303, doi:10.1029/2007GL031098.
- Nakajima, J., Hasegawa, A., 2004. Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 365–377.
- Nicolas, A., Christensen, N.I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites—a review. In: Fuchs, K., Froideveaux, C. (Eds.), *Composition Structure and Dynamics of the Lithosphere Asthenosphere System*. AGU, Washington, DC, pp. 111–123.
- Nocquet, J.-M., and Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 661–681, doi:10.1007/s00024-003-2468-z.
- Özalaybey, S., and Savage, M. K., 1994. Double-layer anisotropy resolved from S phases. *Geophys. J. Int.*, 117: 653–664. doi: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb02460.x
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.* 37, 65–106.
- Schmid, C., S. van der Lee, and D. 2004. Giardini, Delay times and shear-wave splitting in the Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, 159, 275–290.
- Schmid, C., S. van der Lee, J.C. VanDecar, E.R. Engdahl, and D., 2008. Giardini, Three-dimensional S velocity of the mantle in the Africa-Eurasia plate boundary region from phase arrival times and regional waveforms, *J. Geophys. Res.*, 113, B03306, doi:10.1029/2005JB004193.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, P., 2007. Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*
- Serrano, I., Hearn, T.M., Morales, J., Torcal, F., 2005. Seismic anisotropy and velocity structure beneath the southern half of the Iberian peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.* 150 (4), 317–330.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.* 96 (16) 16,429–16,454.
- Stich, D., Ammon, C.J., and Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region., *J. Geophys. Res.*, 108, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.

- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. de L., and Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Vinnik, L.P., Kosarev, G.L., Makeyeva, L.I., 1984. Anisotropiy a litosferyonablyudeniyamvoln SKS and SKKS. *Dokl. Akad. Nauk USSR* 278, 1335–1339.
- Vinnik, L.P., Farra, V., Romaniwicz, B., 1989. Azimuthal anisotropy in the earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations. *Bull. Seis. Soc. Am.* 79 (5), 1542–1558.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., 2004a. Shear-wave splitting beneath the Snake River Plain suggests a mantle upwelling beneath eastern Nevada, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 529–542.
- Walker, K.T., Nyblade, A.A., Klemperer, S.L., Bokelmann, G.H.R., Owens, T.J., 2004b. On the relationship between extension and anisotropy: constraints from shear wave splitting across the East African Plateau. *J. Geophys. Res.* 109 (B18), B08302.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., 2001. Shear-wave splitting to test mantle deformation models around Hawaii. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4319–4322.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., Bock, G., 2005. Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. *Geophys. J. Int.* 163 (3), 962–980.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24, 201–297.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G.H.R., 2007. Null detection in shear-wave splitting measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97 (4), 1204–1211.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G.H.R., Zaroli, C., et al., 2008. SplitLab: a shear-wave splitting environment in Matlab. *Comput. Geosci.* 34 (5), 515–528.
- Wüstefeld, A.; Bokelmann, G. H. R.; Barruol, G.; Montagner, J.-P., 2009. Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface waves data, *Phys. Earth Planet. Inter.* 176 (3-4), 198–212, doi:10.1016/j.pepi.2009.05.006.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, GHR, Barruol, G., 2010. Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetism, *Tectonophysics*, 481, 16–28, doi:10.1016/j.tecto.2009.01.010.
- Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H.; Haned, S.; Deramchi, A.; Allili, T.; Kherroubi, A.; Beldjoudi, H.; Semmane, F.; Amrani, A.; Haddana, Z.; Chaoui, F.; Aidi, A. and Allili A., 2007. The Algerian Digital Network. *CSEM Letter*, N°22. May.

- Yelles-Chaouche, A.K., Allili, T., Alili, A. Messemen, W., Beldjoudi, H., Semmane, F., Kherroubi, A., Djellit, H., Larbes, Y., Haned, S., Deramchi, A., Amrani, A., Chouiref, A., Chaoui, F., Khellaf, K., and Nait Sidi Said., C., 2013. The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system.; *Adv. Geosci.*, 36, 31-38.
- Zhao, L., Zheng, T.Y., Chen, L. & Tang, Q.S., 2007. Shear wave splitting in eastern and Central China: implications for upper mantle deformation beneath continental margin, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 162, 73–84.

Chapitre 6: Shear wave velocity structure of the northeastern Algeria from Rayleigh wave analysis

Abstract	118
1. Introduction	119
2. Geodynamic setting	121
3. Methods and data analysis	123
4. Results and Discussion	127
5. Conclusions	133
6. References	133

Chapitre 6: Shear wave velocity structure of the northeastern Algeria from Rayleigh wave analysis

Ce chapitre est constitué d'un article qui sera soumis pour publication au niveau de la revue scientifique « Physics of Earth and Planets Interior ». C'est un complément pour l'ensemble de la première partie portant sur l'anisotropie sismique en exploitant presque les mêmes données. Il faut le rappeler, que cette étude est la première au niveau de notre pays en utilisant cette méthode surtout pour les structures profondes. Cette étude contribue de manière considérable à l'appréhension du processus géodynamique ayant affecté le nord-est de l'Algérie.

Shear wave velocity structure of the northeastern Algeria from Rayleigh wave analysis

Zohir Radi^(a), Abdelkrim Yelles-Chaouche ^(a), Victor Corchete^(b).

^(a) Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Route de l'Observatoire, BP 63
Bouzaréah, Alger, Algeria.

^(b) Department of Theoretical Physics-Geophysics, University of Zaragoza, Zaragoza, Spain

Abstract

The elastic structure beneath north-eastern Algeria is shown by means of S-velocity maps for depths ranging from zero to 400 km, determined by the regionalization and inversion of Rayleigh-wave dispersion. The traces of 490 earthquakes occurred in different periods of time between 2007 and 2014 have been used to obtain Rayleigh-wave dispersion data. These earthquakes were registered by 5 broadband seismic permanent stations located in this study

area of Algeria. The dispersion curves were obtained for periods between 5 and 250 s, by digital filtering with a combination of Multiple Filter Technique (MFT) and Time Variable Filtering (TVF), filtering techniques, and inversion with surf 96. After that, all of processed seismograms of these events recorded at the five stations were grouped to obtain a dispersion curve for each source station path and finally and the shear wave velocity variation following the depth.

The changes in V_s velocity through the 50 km are in perfect concurrence with the thickness of the crust, this is due to the position of the studied area at the collision region between the two plates Africa and Eurasia and also for the existence of complex topography. With this method we found the depth of Moho discontinuity and results are closer to other scientific works. Also there is a good agreement between our obtained results and those of the seismic anisotropy orientations variation in our recent work (Radi et al, 2015). Furthermore, at depth sections 80,100,140 and 180 km we notice velocity anomalies at CBBR station in Khenchela

Keywords: MFT. Inversion. Rayleigh wave. Shear velocity. Lithosphere. Northeastern Algeria.

Introduction

Using Rayleigh-wave dispersion analysis to delineate the Earth's deep structure is well known (Corchete, 2012). This scientific method allows the knowledge of the deep earth layers, and this is due to the dispersion of surface wave (Rayleigh wave dispersion) and represented by the S-velocity structure. Thus, the features of the elastic structure for any region of the Earth can be studied through this method. In this paper, the features of the elastic structure beneath Northeastern of Algeria (and its surrounding area) will be revealed through this analysis

Northern Algeria is located at the boundary between the African and Eurasian plates, which is the main seismic hazard in the Mediterranean basin (Buforn et al., 2004; Stich et al., 2003,

2006) which manifests itself in moderate to strong seismic activity (Nocquet and Calais, 2004), including the Djidjelli earthquake in 1856 (Ambraseys, 1982; Benhallou et al., 1985), the Mac-Mahon earthquake in 1924, and the Constantine earthquake in 1985 (Benouar, 1993). Today, this area is experiencing slow contractional deformation over a relatively wide area (Frizon de Lamotte et al., 2000; Serpelloni et al., 2007).

The geodynamic evolution of the Algerian margin remains unclear insofar as the main work carried out so far mainly concerned the superficial part of this area. This is why recently launched the SPIRAL program (Seismic Profonde et Investigations Régionales en Algérie du Nord) regarding the study of the deep part of the margin. This program has for main objectives are a better understanding of the geodynamic evolution of the margin, crustal knowledge of the Ocean Continent Transition, Earthquake Hazard Assessment in the knowledge of the deep geometry of large active structures, and knowledge of genesis of hydrocarbon resources

The recent installation of several permanent BB seismic stations in northeast Algeria (Yelles-Chaouche et al., 2013) allows us to constrain the study of deep deformation under northeast Algeria and improves our understanding of the context of crustal deformation in the region, to extend the earlier deformation studies like the seismic anisotropy analysis (Radi et al., 2015) that their analysis shows the existence of regional differences in splitting pattern (SKS waves) complexity beneath northeast Algeria. Anisotropy for most of the stations is well explained by a single layer of anisotropy. In the northern part of the region, seismic anisotropy can be described by varying proportions of two orientations, ENE–WSW and ESE–WNW fast orientations, with the latter being parallel to the Hodna Mountains. Both patterns are apparently related to tectonic processes that have occurred, or are still occurring. Their observations suggest spatial patterns of splitting orientation in northeast Algeria that are consistent with the topography but it's insufficient to constrain the deep layer's deformation

so in the present study we applied the surface-wave dispersion (Rayleigh-wave dispersion) to 7 years of data recorded on five Algerian broadband stations: CSVB, CBBR, CDCN, CKHR, and CABS, installed respectively in the Constantine, Khenchela, Biskra, Sétif, and Guelma regions. We used a large teleseismic data set recorded from 2007 to 2014 in the northeast Algeria.

Geological setting

North Algeria is situated at the boundaries of the African and Eurasian plates, which is considered as the main seismic hazard in the Mediterranean basin (Bufo et al., 2004; Stich et al., 2003, 2006). Actually, the convergence rate between Eurasia and Africa varies from west to east (about 5 mm/yr at the longitude of Algiers to 8 mm/yr near Tunisia (Calais et al., 2003)) consequently this area is characterized by a slow contractional deformation over a relatively wide area (Frizon de Lamotte et al., 2000; Serpelloni et al., 2007). From geological view, northern Algeria belongs to the Maghrebides Alpine chain, extending from Gibraltar to the Calabria region (Wildi, 1983). Several geological domains have been identified in this region (from north to south): the internal structure of the Kabyliides, the Tell system (so-called External Tell or Tellian Atlas), the Atlas system (High Plateaus, the Saharian Atlas, and Aurès), and the Saharian platform (Benaouali-Mebarek et al., 2006), as shown in Fig. 1.

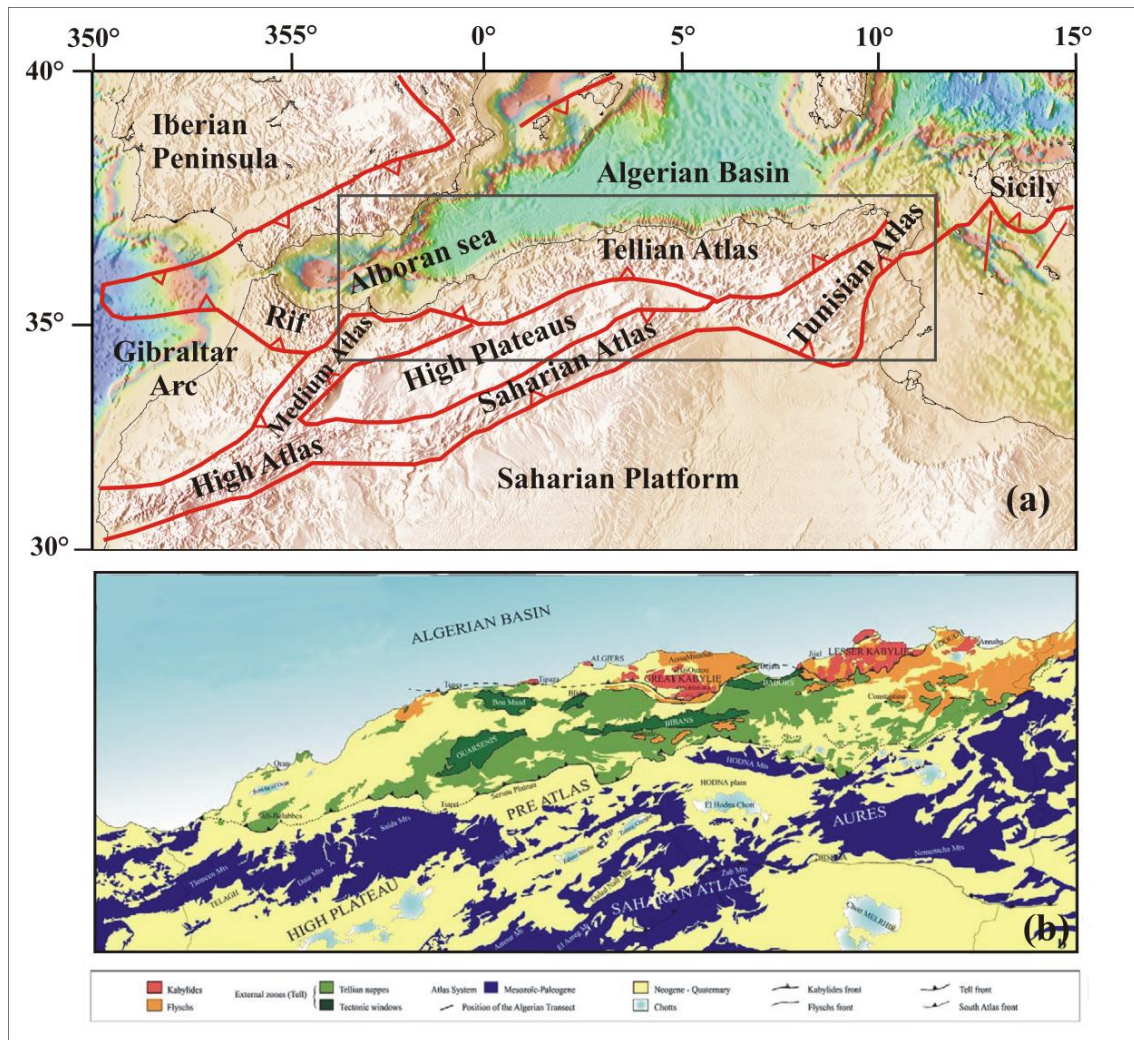


Figure 1: (a) Map of the main geological units of north Algeria (According to Durand-Delga, 1969). (b) Structural map of North Algeria (modified from the Geological Map of Algeria Narimane Benaouali-Mebarek et al 2006)

The internal structure of the Kabyliides includes, from west to east, the mountains of Chenoua and Algiers, Great Kabylie, and Petite Kabylie. It consists of crystallophyllian Paleozoic metamorphic basement (Durand-Delga, 1969). The Tellian Atlas extends from west (Oranie region) to east (Tunisia) and is thrust over the Saharian Atlas in nested, north-dipping allochthonous thrust sheets, mainly of Triassic to Neogene marl (Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Bracène, 2001; Benaouali-Mebarek et al., 2006). These sheets originate from the African paleomargin in and are thrust to the south by up to 100 km or more. The High

Plateaus, in the central and western part of northern Algeria, consist of a Paleozoic basement covered by a thin layer of weakly deformed Meso-Cenozoic sediments. The Saharian Atlas, bordering the High Plateaus in the West and meeting the Tellian Atlas in the East, consists of Precambrian basement covered by Paleozoic and Mesozoic sediments that are largely undeformed (Frizon de Lamotte et al., 2000).

Northern Algeria has underwent several geodynamic evolution where the important was the convergence between the early Paleocene and Villafranchian periods. It began with the main Cenozoic convergence phase (Paleogene to present), the various geological domains were subjected to alternate compression and distension oriented NE–SW to NW–SE (Bracène 2001). According to Carminati et al, 2012, they suggest that from 45 to 21 Myr : with a uniform convergence of the African and Eurasian plates in NE-SW direction and the existence of progressive expansion of the Apennines chain to the Maghrebides et Carpatians without no surface tension but only in depth and consequently an uniform deformation of deeper structure (up to lower mantle). From 15 Myr to present day, we notice that the convergence is marked by a deflection at the eastern region of Algeria in direction of the intracontinental basin and therefore a new superficial deformation (NW-SE) began from 5 Myr to now.

Method and data analysis:

In the present study, we used teleseismic data recorded by five broadband permanent stations of the ADSN (Algerian Digital Seismic Network): CABS, CKHR, CASM, CBBR and CDCN (Fig. 2a). This network was started in 2006 as a result of the 2003 Boumerdes earthquake. Initially, 10 broadband stations were installed in northern Algeria (Yelles-Chaouche et al., 2007, 2013) and after other stations have been added. Fig. 2a shows the locations of the

stations in northeast Algeria. Each station is equipped with a three-component broadband sensor (either an STS2 from Kinometrics, USA, or a BBVS-60 from CEA, China).

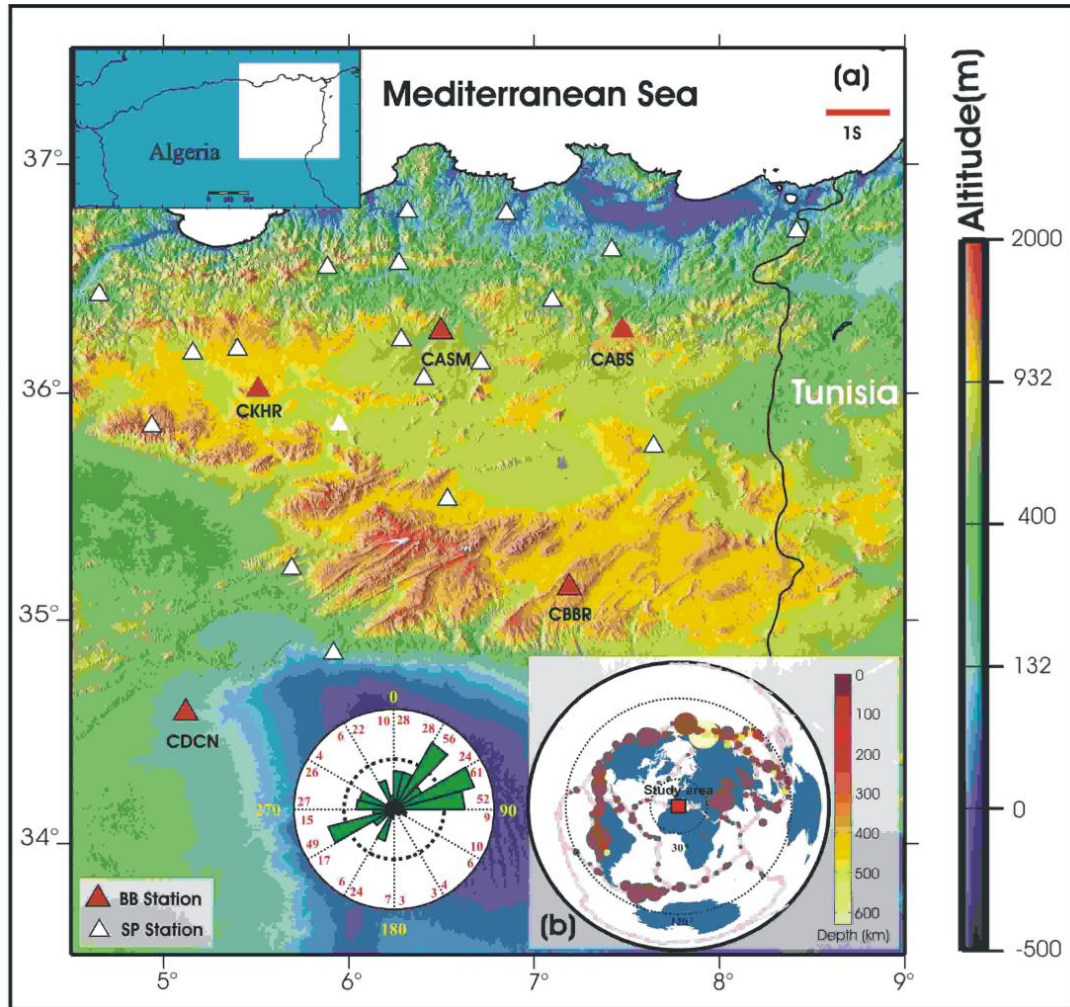


Figure 2a: (a) Geographical distribution of permanent stations of the Algerian seismic network in northeastern Algeria (BB = broadband, SP = short-period). (b, insert) the spatial distribution of earthquakes ($M_w > 5$) around the area study used in the present study .

We used 490 of seismograms recorded by permanent broadband stations in different period of time between 2007 to 2014; waves of teleseismic magnitude ≥ 6 were extracted (figure 2b).

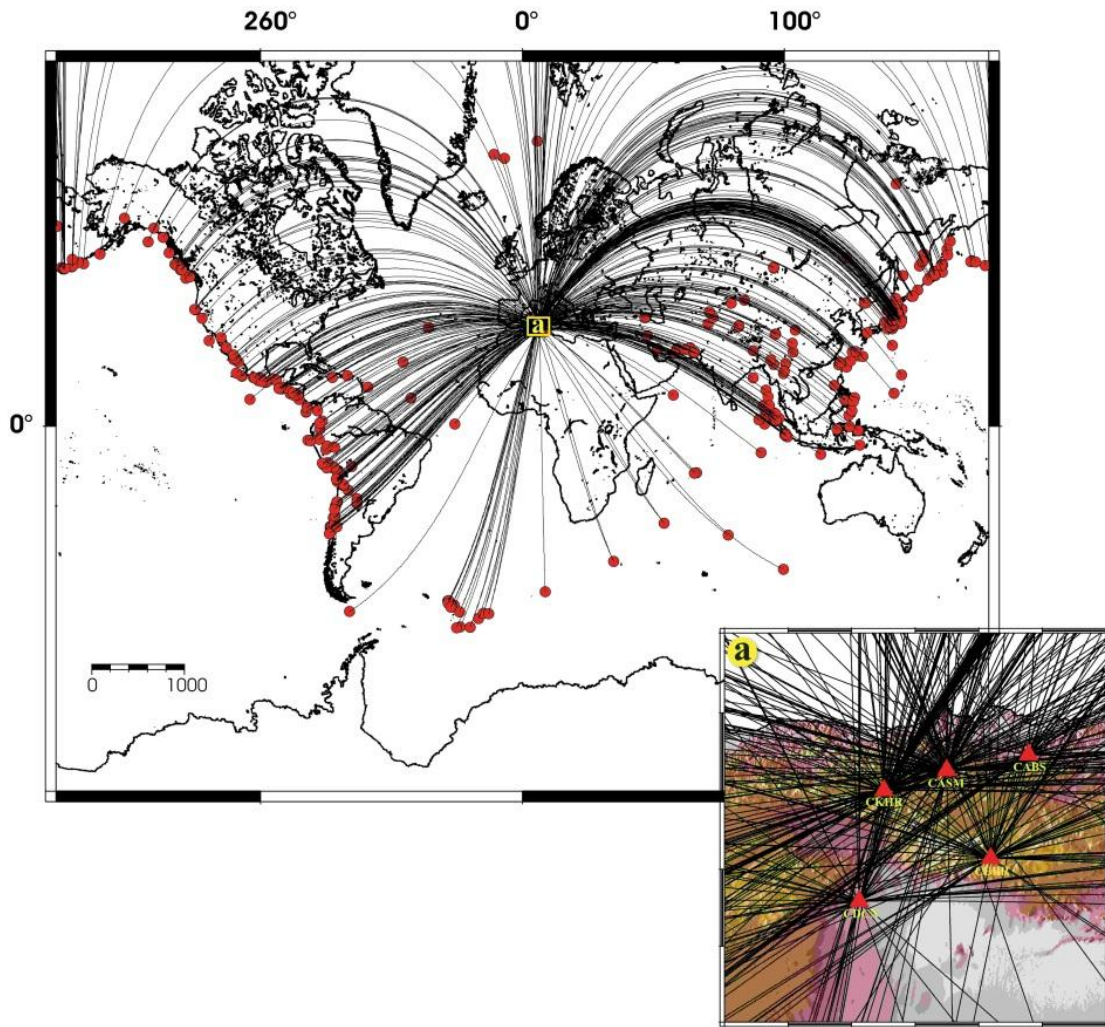


Figure 2b: The path coverage of the Rayleigh waves (490 paths).

This minimum threshold magnitude was chosen to ensure a good signal / noise ratio over a wide range of periods. The earthquake epicentral distance is chosen between about 30° and 90° (figure 2a) with a sample ratio more than 20 samples per second. The records of this station are considered suitable for this study, because the period interval of best registration for the broadband seismograph is between 1 and 200 s. This variation of period is the more adapted to study the elastic structure of Earth for a range of approximate depth from zero to 500 km, which is the objective of this scientific work. Too large epicentral distances make the separation between the fundamental mode of Rayleigh wave and harmonic modes more difficult and induced the risk of a mixture of direct wave trains (R1: the shortest route between the station and the earthquake) and reverse (R2: reverse journey). Conversely, the

minimum epicentral distance was imposed to ensure that not be in the near field of the source for extended periods.

The use of surface waves took an important place in seismology because of their large amplitudes compared to body waves for teleseismic events and also these are the most recognizable part of any seismogram, especially along paths between the earthquake and seismometer's station. Moreover these waves are also significant because they arise from boundary conditions near the Earth's surface a low velocity wave guide for Love waves and a stress free surface for Rayleigh waves hence their name of surface wave. Also their ubiquitous presence in data, they are an obvious choice for the study of primarily shear wave velocity structure near the surface (Hermann and Ammon, 2002).

In the present study we used teleseismic data recorded by our permanent broadband seismic stations, only shallow events with magnitudes greater than 5.8 and with distances greater than 30° were considered to ensure a good excitation of the fundamental mode surface wave. Each vertical component waveform was a high signal-to-noise ratio to ensure acceptable dispersion. The events used in the present study figure 2 and then the instrument response was removed to eliminate phase variation caused by the different types of broadband sensors. And we have taken data for this study, which the period interval between 5 to 200 s because is more appropriate for defining the elastic structure of the Earth, for a depth up to 350 km. First, for each teleseismic recording we extracted a group velocity dispersion curve using the multiple filter technique used in (Corchete et al., 2012) after that we use surf96 program with the obtained results (Hermann and Ammon, 2002) to define variation of V_s velocity with depth.

The multiple filter technique used in Corchete et al. (2012) is based on a process of three steps: firstly, MFT, is applied to the trace of seismogram (Dziewonski et al., 1969) to obtain its dispersion curve; secondly, we utilized to compute the digital filtered signal the Time

Variable Filtering (TVF) (Cara, 1973); finally, we obtained, after application of MFT, the final dispersion curve on the filtered signal. The benefits of the proposed filtering process, it should be noted that a combination of MFT and TVF works better than the application of the MFT only, because the signal/noise ratio is highly increased.

The program surf96 is a part of Computer Programs in Seismology software package developed by R.B Hermann in Earth and Atmospheric Science department of Saint Louis University that focus on the understanding and interpretation of seismic wave propagation in the crust and upper mantle of the Earth. These programs are provided for determination of crustal structure through the inversion of surface-wave dispersion and teleseismic P-wave receiver functions. Inversion of broadband recordings of regional earthquakes for source depth, focal mechanism and seismic moment is also provided (<http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>). The program surf96 is based on the program surf initially written by David Russell in 1985. The use of the new surf96 and model96 file formats was incorporated into the new version. In addition, the graphics interface was improved to enhance the visualization of the inversion success in fitting the data (Hermann and Ammon, 2002).

Results and discussion

The following figure shows the variation of the group velocity according to the period for each station where it differs from one station to another and consequently showing the difference of structure from one region to another. It is noted that at CASM station, there is three variation intervals, first linear increase between 12s and 18 substantially constant until 200s value (average value of $V_s = 2.85 \text{ km / s}$) and after increasing, while CABS for the station, a faster increase until the 17s period and fairly stable at a value of 3 km / s to the 80s value of period where there is deflection point and after a slight increase. For the CBBR station, the linear increasing is extending from the 15s to 30s and less pronounced until the

value of 160s and subsequently decreases after; while for the CDCN station, there is shown a linear increase in the period 18s, after fluctuating around a mean value of 3 ± 0.05 km / s. for the last station CKHR we observe the same pattern of evolution CBBR.

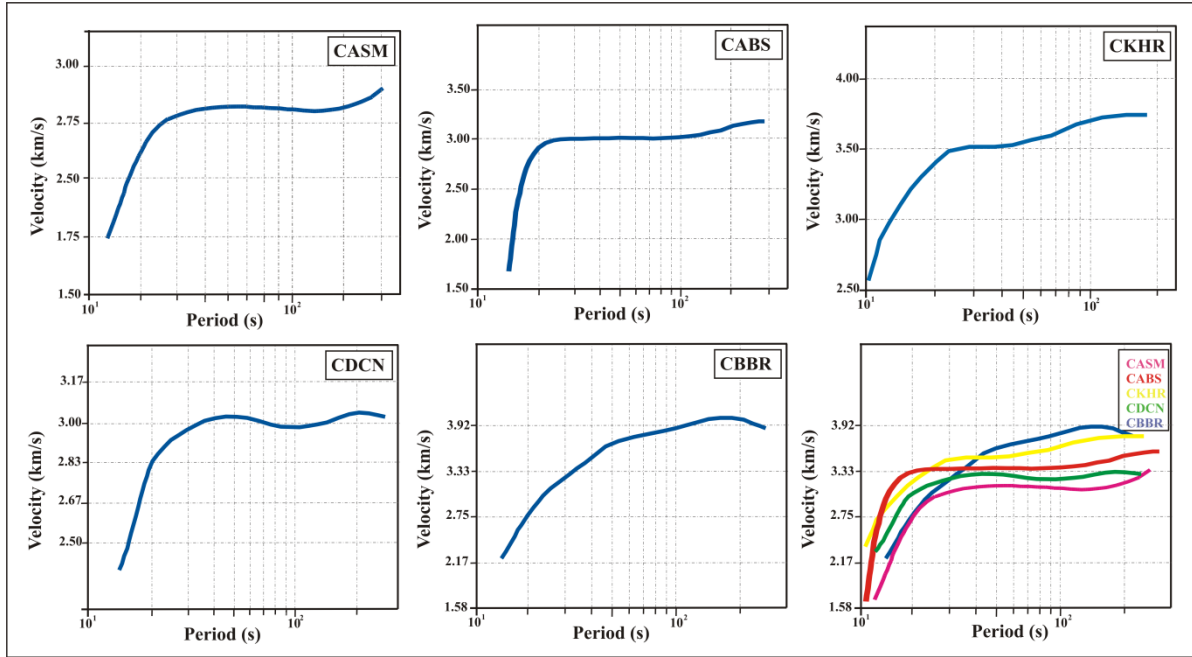


Figure 3: variation of group velocity as a function of period.

From this figure, we deduce that in all stations the presence of three domains of variation: the first corresponds to the Earth's crust and the limit value of this range for the group velocity is proportional to the station altitude (more than 3.50 km / s and CKHR CBBR totalling 1270m and 1400m high). The second corresponds to the thickness of the upper mantle where the increase in the value of the group velocity is slower compared to the first range (which will be explained in the next paragraph), while the third domain where is observed a slight rise or fall, it corresponds to the transition zone about 400km in the upper mantle.

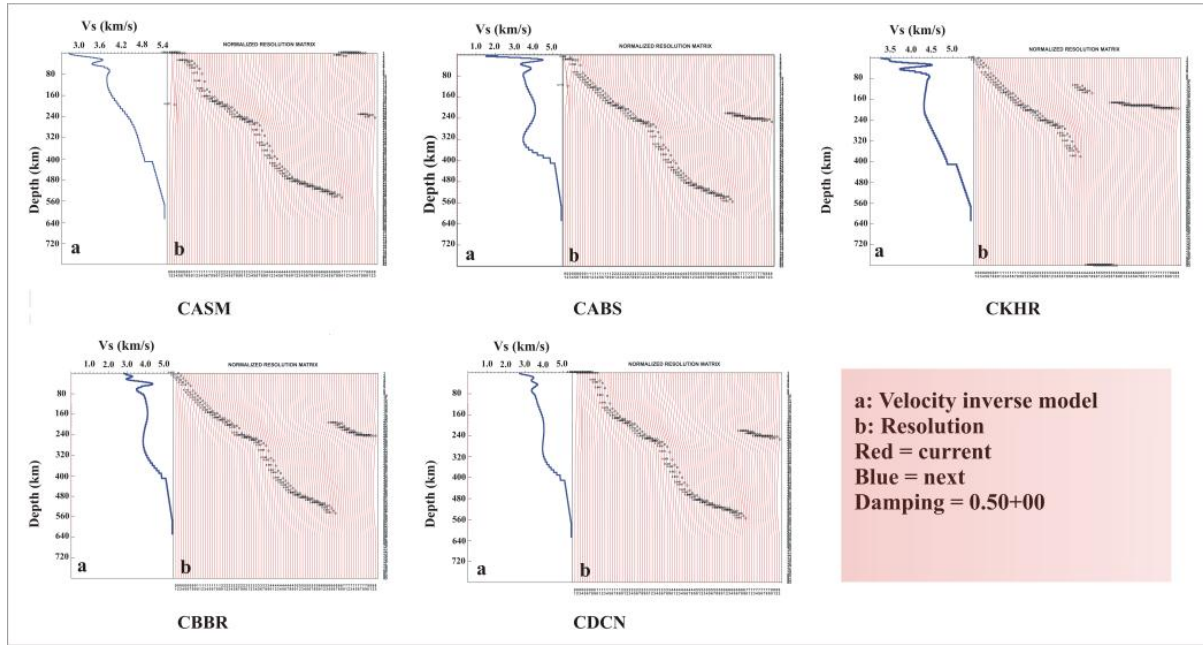


Figure 4: Variation of shear wave velocity V_s as a function of depth and dispersion curve.

From the curves in the previous section, extracted speeds dispersion curves of one-dimensional group containing group velocities for period values varying between 1 and 58 seconds. Thereof, an iterative inversion (SURF proposed by R. Hermann, computer programs of seismology, <http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>) is used to release a shear wave velocity model vs depth.

The initial model used for inversions is the ak135 (Kennett et al. 1995), which probably gives a reasonable representation of the spherical structure on average below 760 km depth (upper mantle as in iasp91 is an artificial construction that gives a good fit to the set of observed times of 30 degrees). The representation of the velocity model is made by punctual values of the linear velocity and a radius of interpolation has been used as the basis of travel time computing. It's observed from these curves that the variation of V_s values in the first tens kilometers increases rapidly, which is explained by the large variation of shear modulus values relatively to the changes in density. Also, we can deduce the depth of Moho because

the fall in the V_s value corresponds to that depth (which is well detailed in the next point in treating tomography). After that, the value of V_s changes slowly to the depth of the transition zone at 400km.

Our results of surface wave methode reveal strong the orientation NW variations of crustal thickness and V_s structure in NE Algeria. The Moho interface deepens from 24 km in station CDCN (Beskra site) to 45 km in station CBBR (khenchela site) (Fig 5), which is consistent with previous estimates (Marek Grad and Timo Tiira,. 2012).

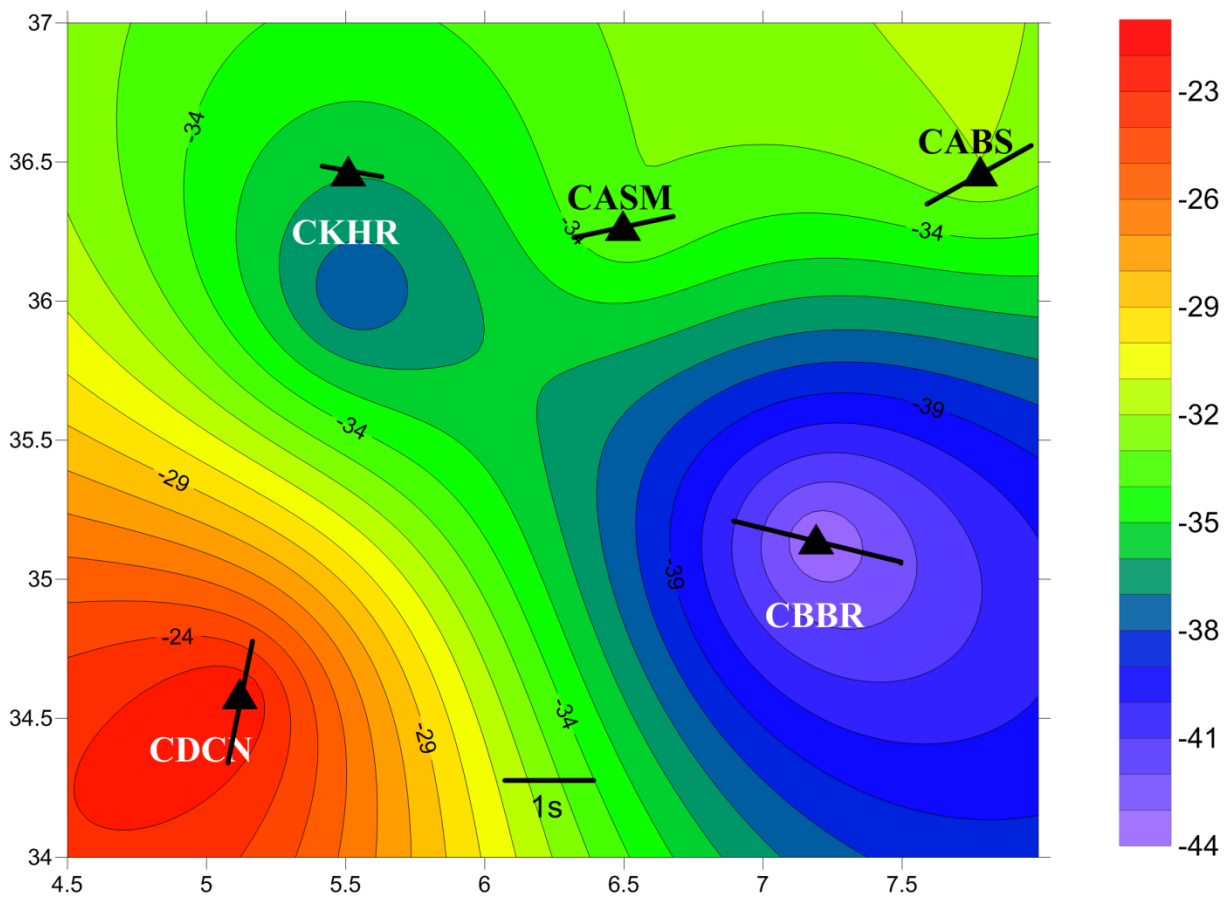


Figure 5: Moho depths from Rayleigh wave group velocities.

The variations of velocity V_s between 10 km to 260 km depths are shown in figures 6 and 7.

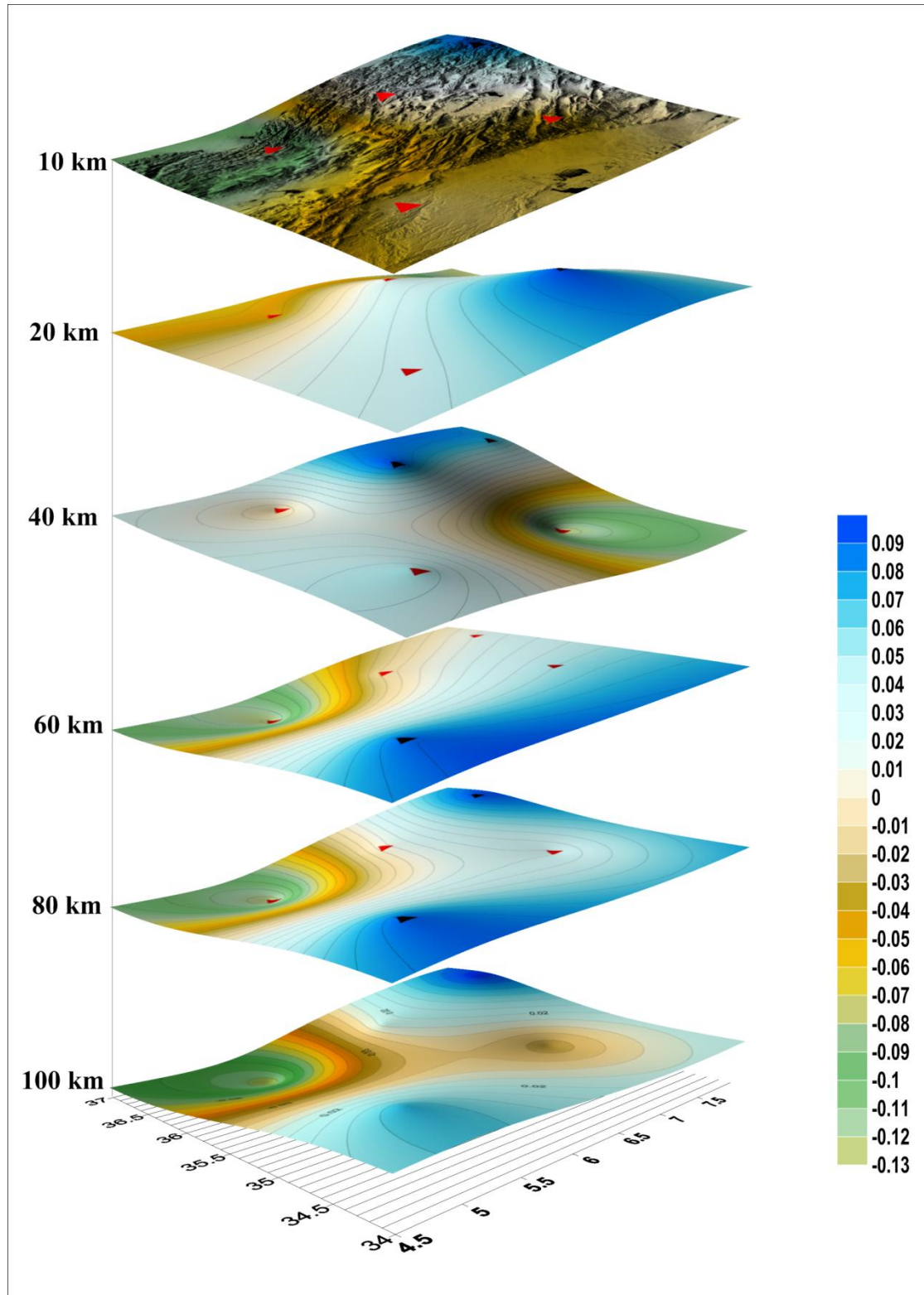


Figure 6: Vs at 10, 20, 40, 60, 80 and 100 km depths.

Where at first depth's sections 10, 20, 40 and 60 km we notice a big anomalies in the variation of surface wave velocity caused by the geographic situation of the studied area in an overlap

zone between Africa and Eurasia plates. Also, both of stations CBBR and CDCN are situated in the arc formed by Saharan atlas and Aurès Mountains but the others stations are all on the Tellian atlas so it generates a difference in Moho's depth.

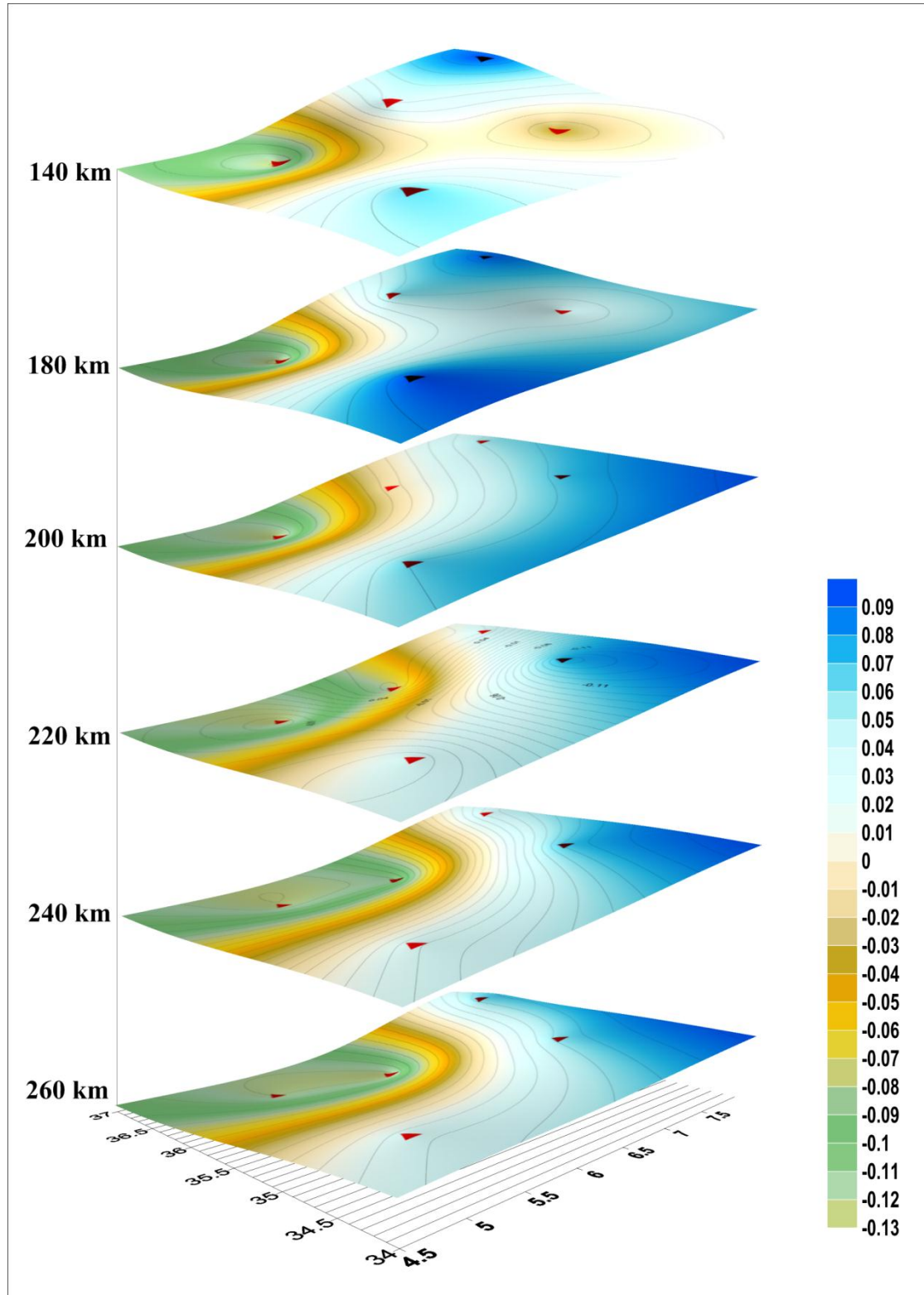


Figure 7: V_s at 140, 180, 200, 220, 240 and 260 km depths.

At depth's sections 80,100 and 140 kilometers the anomalies in variation of seismic velocity Vs at CBBR station located in Khenchela region in south east of the study area returns for the eventual existence historic slab.

Conclusions:

In this study, we obtain a high-resolution Vs model of the lithosphere under north-eastern of Algeria, by analyzing surface wave form data recorded at five broadband stations using phase velocity dispersion analysis and inversion of fundamental mode Rayleigh waves.

The changes in Vs velocity through the 50 km is compatible with the thickness of the crust, this is due to the position of the studied area in the collision region between the two plates africa and eurasia and also for the existence of complex topography. With this method we found the depth of moho discontinuity and results are closer to other scientific works (Marek Grad and Timo Tiira,. 2012)..

There is a good agreement between obtained results and those of the variation of seismic anisotropy orientations in our recent work (Radi et al, 2015).

Furthermore, at depth sections of 80,100,140 and 180 km we notice velocity anomalies at CBBR station in Khenchela area that suggest further scientific research to define exactly the existence of a subduction zone or hotspot.

References

- Ambraseys, N., 1982. The seismicity of North Africa. The earthquake of 1856 at Jijelli, Algeria. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 24 (93), 31–37.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracène, R., Faure, J.-L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: early foreland folding and subduction-related deformation. *C.R. Geoscience* 338, 115–125.

Benhallou, H., 1985. Les catastrophes sismiques de la region d'EchCheliff dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie (Ph.D. Thesis). Univ. Alger, 294 pp.

Benouar, D., 1993. The seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century (PhD thesis). Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 712 p.

Bracène, R., 2001. Géodynamique du Nord de l'Algérie: impact sur l'exploration pétrolière (Thèse de doctorat). Université de Cergy Pontoise, 101 pp.

Bracène, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from rifting to Cenozoic-Quaternary inversion. *Tectonophysics* 357, 207–226.

Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., Pro, C., 2004. Seismic sources on the Iberia–African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.* 161.<http://dx.doi.org/10.1007/s00024-003-2466-1>.

Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie* 39, 89–131.

Corchete V., 2012. Shear-wave velocity structure of South America from Rayleigh-wave analysis. *Terra Nova*, 24, 87-104.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the Western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.

Grad M., Tiira T., Moho depth of the European Plate from teleseismic receiver functions . *J Seismol.* 2012

Narimane Benaouali-Mebarek, Dominique Frizon de Lamotte, Eduard Roca, Rabah Bracene, Jean-Luc Faure, William Sassi , François Roure Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation., *C. R. Geoscience* 338 (2006) 115–125

Nocquet, J.-M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.* 161, 661–681.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophys. J. Int.*

Stich, D., Ammon, C.J., Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, 2148. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002057>.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., de, L., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004>.

Radi, Z., Yelles-Chaouche, A.k., Bokelmann, G., Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis,. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 248 (2015) 73–82.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.* 24, 201–297.

Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Haned, S., Deramchi, A., Allili, T., Kherroubi, A., Beldjoudi, H., Semmane, F., Amrani, A., Haddana, Z., Chaoui, F., Aidi, A., Allili A., 2007. The Algerian Digital Network. CSEM Letter, No 22. May.

Yelles-Chaouche, A.K., Allili, T., Alili, A., Messemen, W., Beldjoudi, H., Semmane, F., Kherroubi, A., Djellit, H., Larbes, Y., Haned, S., Deramchi, A., Amrani, A., Chouiref, A., Chaoui, F., Khellaf, K., Nait Sidi Said, C., 2013. The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system. *Adv. Geosci.* 36, 31–38.

Discussion générale :

Cette étude qui porte sur l'anisotropie sismique à travers la région du nord-est de l'Algérie constitue une contribution à la connaissance de la structure interne de cette région. S'il existe plusieurs méthodes pour l'étude de l'anisotropie sismique, la plus utilisée cette dernière décennie est le fractionnement des ondes de cisaillement SKS « SKS shear wave splitting » qui aborde le volet évolution géodynamique par l'identification des directions de contraintes à partir de l'état de déformation.

Ce type d'étude a donc été choisie afin de mieux appréhender la déformation des structures profondes de la zone d'étude mais aussi pour avoir une vue plus globale sur les processus de déformation qu'a connu le bassin méditerranéen.

La figure (7.1) montre l'ensemble des études d'anisotropie sismiques réalisées autour du bassin ouest méditerranéen avant 2011. On y remarque en premier lieu l'absence d'études concernant notre pays. Les études ont plutôt concerné les pays de la rive nord méditerranéenne et comme on peut le voir le Maroc. Dans ce dernier pays, Les mesures d'anisotropie sismique ont permis d'observer l'influence de la dérive vers l'ouest du bloc d'Alboran aussi bien sur la partie marocaine qu'Espagnole.

Concernant la région centrale maghrébine, et vu l'absence d'études sur la structure profonde, l'évolution géodynamique de la région est connue essentiellement à partir des investigations. Il est donc apparu urgent au CRAAG d'entamer des études géophysiques nouvelles. Ceci à été donc fait par le grand programme Spiral d'investigation de la structure profonde de la marge algérienne ou cinq transects ont été réalisés et par l'utilisation des données issues du nouveau réseau sismologique ADSN.



Figure 7.1 : Résultats obtenus pour le bassin méditerranéen dans « The Splitting Data Base » avant 2013

L'analyse critique de nos résultats obtenus par cette méthode porte essentiellement sur huit événements jugés «excellents » ayant un rapport signal sur bruit ($SNR > 5$). Elle montre que pour les stations CABS et CBBR, nous avons malheureusement un seul «excellent» ou « bon » événement caractérisant l'anisotropie. De ce fait, on peut adopter le modèle à une seule couche d'anisotropie pour caractériser cette zone. Pour la station CDCN, nous avons en revanche deux événements « excellents » qui ont des orientations rapides similaires, même si elles arrivent de différentes back azimuths (l'angle entre les directions des événements téléseismiques par rapport au nord). Une seule couche d'anisotropie semble donc être une bonne caractérisation pour cette station.

La station CASM montre une bonne corrélation entre les événements «excellent» et «bons ». Encore une fois, une seule couche d'anisotropie semble être une bonne caractérisation pour cette station.

Pour la station CKHR, l'interprétation est moins claire. Nous avons observé des événements «excellents» qui semblent avoir différentes orientations rapides. Ceci peut être observé dans

le tableau 2 du chapitre 5, où nous indiquons le degré de confiance de chaque paramètre, obtenu suivant Silver et Savage (1994). Le tableau 2 montre que les intervalles de confiance des orientations rapides pour les excellents événements se chevauchent les uns avec les autres. Un modèle simple couche d'anisotropie est donc permis représentant le modèle le plus simple pour expliquer les données. Les deux « bons » événements incluent la seule couche représentant le meilleur ajustement pour l'orientation rapide, qui est d'environ 99° . Par conséquent, nous ne faisons pas cas de la petite différence entre les deux sous-groupes obtenus pour la station CKHR (voir tableau 3 du chapitre 5).

Ainsi, au vu des observations réalisées pour chacune des stations, le schéma des vecteurs orientations rapides semble être relativement simple (anisotropie monocouche). Les données semblent probablement trop limitées pour parler de plusieurs couches d'anisotropie. Cependant, nous ne pouvons exclure la possibilité de variations backazimuthales dues à plusieurs couches.

Pour la station CABS on retrouve l'orientation rapide classique ENE-WSW obtenu par Schmid et al. (2004).

Les stations CKHR et CBBR montrent des orientations rapides ESE-WNW alors que la station CDCN montre une orientation rapide plutôt NNE-SSW. Alors que les changements spatiaux peuvent apparaître assez rapides, il est important de rappeler la distance relativement importante entre les stations. La récente étude au Maroc par Diaz et Gallart (2014), par exemple, montre des variations spatiales similaires rapides où le petit espacement des stations de cette étude permet de cartographier la variation en détail. Les auteurs rapportant une bonne cohérence entre les stations à plus petite échelle. Concernant les implications géodynamiques de notre étude, on peut en premier lieu parler de la relation entre la topographie (la figure 6 du chapitre 5) et les directions obtenues. Ainsi la première orientation de l'anisotropie (ENE-WSW), observée dans les stations CKHR et CBBR, est à peu près parallèle à l'orientation de l'Atlas saharien. La seconde orientation d'anisotropie (WNW-ESE) est également sensiblement parallèle à la direction des Monts Hodna. La seconde direction B observée dans cette figure est présente à CABS et CASM. Il serait donc intéressant de comparer la déformation profonde trouvée dans cette étude avec les résultats d'autres travaux géodynamiques réalisés. Les études géodésiques réalisées par exemple, Nocquet et Calais, 2004 observe une convergence en Méditerranée occidentale qui semble concordante avec la direction B obtenue par notre étude. Cette même orientation est d'ailleurs observée dans les

résultats sur l'état de contraintes de la région nord-ouest Algérie (par exemple, Heidbach et al., 2008). On peut également penser que malgré l'absence de données sur l'état de contraintes pour la région nord-est de l'Algérie, la direction A semble dominée dans cette région.

L'évolution géodynamique suggérée par Carminati et al. (2012) indique que la Méditerranée occidentale est formée par plusieurs bassins (à savoir, l'Alboran, Valencia, Provençal, Algérien et bassin Tyrrhénien) qui se sont développés principalement au cours des dernières 40-15 Myr suite à la disparition de l'espace téthysien, cette évolution géodynamique est liée aux mouvements relatifs des plaques Afrique, Adriatique et Europe (Fig. 6), ainsi qu'à un nombre de petits blocs continentaux.

Le scénario d'évolution proposé montre que pendant 45-21 Myr il y avait convergence uniforme entre les plaques africaine et eurasiennne, et la création progressive des Apennins-Maghrebide concordant avec la présence d'une orientation rapide NE-SW et le retard de temps (> 1 s) observés dans toutes les stations (Fig. 6).

De 15 Myr à l'heure actuelle, la convergence est marquée par une déviation dans la région Est Algérienne (subduction ouest-dirigé, comme indiqué par la ligne rouge sur la figure. 7). Une nouvelle direction de la déformation en surface commencé à 5 Myr et se poursuit actuellement, ce qui indique que la déformation actuelle est caractérisé par une seconde orientation rapide (NW-SE) et des temps de retard inférieur à ceux de la première orientation. La seconde déformation se superpose donc à la première, ce qui apparaît clairement dans les mesures dans toutes les stations, à l'exception de la station CDCN.

Nos résultats sont ainsi en bon accord avec l'évolution géodynamique suggérée par Carminati et al. (2012), puisque la première orientation coïncide avec l'évolution géodynamique entre 45 et 21 Myr, et la seconde avec celle entre 15 et 0 Ma.

Plus particulièrement à la station CDCN, située géologiquement dans la zone de transition entre les Monts Aurès et les Ouled Nail, l'axe rapide N-S peut être expliqué par l'évolution géodynamique de ce domaine géologique particulier en forme arqué. Cette même orientation se trouve également à 700 km à l'ouest, dans l'arrière-pays marocain (Diaz et al., 2010). . . Il serait évidemment intéressant d'obtenir une vision globale de l'anisotropie sismique dans toute l'Afrique du Nord.

Enfin, il semble que l'anisotropie sismique décrite dans cette étude soit plus facilement expliquée par une anisotropie lithosphérique plutôt qu'asthénosphérique, puisque :

(a) les orientations rapides varient considérablement sur des échelles de distance de 100 km, qui ne devraient pas l'être pour un écoulement mantellique (Par exemple, Becker et Faccenna, 2009); et

(b) les orientations rapides diffèrent des directions obtenues par les résultats géodésiques (voir Fig. 6)

Il est à noter que les paramètres de variation d'anisotropie sismique, en particulier dans les orientations de polarisation rapide, ont des échelles spatiales similaires à ceux observés plus à l'ouest, au Maroc par (Diaz and Gallart, 2014). Par ailleurs, nos résultats sont cohérents avec les directions rapides trouvées par d'autres études portant sur la rive nord du bassin méditerranéen occidental par exemple à la station X077 (Babuska et al, 2002) située dans le sud-ouest de la France au massif central.

Dans le golf de Lion on retrouve également des similitudes entre les variations des directions rapides observées aux niveaux des stations SAI et GUZ (Barruol et Granet, 2002) et celles observées au niveau de la zone arquée entourant nos stations CDCN et CBBR.

On remarque aussi, à partir de la plupart des études menées sur la chaîne alpine que la variation des directions rapides de l'anisotropie suit l'orientation de la topographie (Barruol et al, 2002 et 2011 ; Salimbeni et al, 2008 et 2013 ; Qorbani et al, 2015). La complexité des processus de déformation qui affectent la péninsule italienne a conduit à l'existence d'une diversité d'orientations rapides d'anisotropie d'une région à une autre et de ce fait, il est difficile d'en tirer des conclusions par rapport à notre étude.

Ainsi nous pouvons conclure que nos résultats s'intègrent bien dans un schéma cohérent relatif à la région ouest méditerranéenne. Pour renforcer cette hypothèse, des études doivent être également poursuivies sur le reste du territoire algérien mais aussi en Tunisie.

L'obtention d'un ensemble de données sur la région maghrébine sera la garantie d'une meilleure visibilité des différents processus tectoniques qui ont pu affecter la région Atlasique.



1 9 1

km. Nous avons relevé un changement de vitesse V_s à travers les premiers 50 km. Cette variation est liée avec l'épaisseur de la croûte de la zone étudiée résultant de la collision entre les deux plaques Afrique et en Eurasie.

Avec cette seconde méthode, nous avons donc pu estimer la profondeur du Moho. Les résultats sont également concordants avec ceux trouvés par différents travaux scientifiques (Grad .M and Tiira .T, 2012). Pour ce qui est des anomalies de vitesse à la station CBBR dans la région de Khenchela pour les profondeurs de 80,100,140 et 180 km nous pouvons penser à première vue qu'elle témoigne d'un processus profond ayant affecté la région tel que la disparition du slab Tethysien qui se serait détaché après son retrait, ce qui a permis le collage des blocs Kabyles au continent africain.

Conclusion générale :

La présente thèse constitue une contribution à la connaissance crustale et de la déformation de la région Nord-Est de l'Algérie. Cette étude a été réalisée par l'utilisation de deux méthodologies d'investigations sismologiques jamais utilisées auparavant dans notre pays. Ainsi cette thèse, la première du genre a eu pour objectifs de déterminer les différents paramètres caractérisant l'anisotropie sismique de la région nord Est de l'Algérie, la relation de cette anisotropie avec la géodynamique qu'a connue la région

Nous avons ainsi déterminé les paramètres de fractionnement des ondes de cisaillement SKS de nombreux événements télésismiques enregistrés sur cinq stations sismiques Broadband permanentes en utilisant le programme SplitLab et ce afin de déterminer la direction rapide et le temps de déphasage. Notre analyse indique clairement que la différence des valeurs de fractionnement démontre la complexité de la déformation à travers la région. L'anisotropie sismique est présentée pour l'ensemble des stations en utilisant le modèle à une couche anisotrope. Aussi, elle peut être décrite à travers la région d'étude par deux principales directions rapides à savoir ENE-WSW et ESE-WNW où cette dernière tend à être parallèle aux monts Hodna. Les deux directions sont ainsi cohérentes avec les processus tectoniques ayant affecté ou qui continuent d'affecter la région d'étude.

Nos observations indiquent donc une orientation suivant la topographie générale de la région. On note que pour les stations CDCN et CBBR, les directions sont en concordance avec l'arc formé par l'atlas saharien et les monts de l'Aurès alors que celles des stations CKHR, CASM et CABS coïncident avec l'orientation de l'atlas tellien. Il est à noter que notre travail concorde avec le modèle d'évolution géodynamique à partir de 15 Myr suggéré par Carminati et al. (2012) et que les paramètres de variation d'anisotropie sismique, en particulier dans les orientations de polarisation rapide, ont des échelles spatiales similaires à ceux observés plus à l'ouest, au Maroc. Les modèles sont donc plus susceptibles d'être associées avec le modèle de la tectonique à grande échelle de la région de la Méditerranée occidentale. Toutefois, ce modèle montre des changements importants dans ce domaine d'étude qui signifie que d'autres études du nord de l'Algérie sont essentielles à la compréhension de la tectonique régionale de l'Afrique du Nord et Sud de la Méditerranée.

Pour localiser ces anisotropies sismiques, nous avons obtenu un modèle haute résolution de la vitesse V_S de la lithosphère sous le nord-est de l'Algérie, en analysant les données de formes

d'ondes de surface enregistrés au niveau de cinq stations large bande en utilisant l'analyse de la vitesse de phase et de la dispersion et de l'inversion du mode fondamental des ondes de Rayleigh.

Les changements de vitesse V_s à travers les premiers 50 km concordent avec l'épaisseur de la croûte, cela est dû à la position et la complexité de la topographie de la zone étudiée. Avec cette méthode, nous avons pu déterminer la profondeur du Moho. Les résultats sont en concordance avec ceux trouvés dans différents travaux scientifiques par exemple (Marek Grad and Timo Tiira, 2012). Aussi, les résultats obtenus sont également cohérents avec la variation d'orientations de l'anisotropie sismique dans notre récent travail (Radi et al, 2015). En outre, au niveau des sections de profondeur de 80, 100, 140 et 180 km, nous remarquons des anomalies de vitesse à la station CBBR dans la région de Khenchela qui suggèrent la présence d'un ancien slab de subduction.

En conclusion, nous pouvons affirmer que nous avons pu exploiter les enregistrements d'événements télésismiques pour aborder de nouveaux domaines de recherche et parvenir à apporter des connaissances scientifiques importantes sur notre pays. Il faut souligner qu'il est possible de les exploiter aussi par l'utilisation d'autres méthodes pouvant nous donner des informations plus utiles comme c'est le cas de la méthode d'inversion de la fonction récepteur (Receiver Function Inversion) qui donne une bonne résolution verticale sur une profondeur de 100 km et ainsi arriver à collecter toutes les informations pouvant être tirées des signaux télésismiques ; ce qui sera une des perspectives de ce travail de thèse.

Ce travail ouvre des perspectives pour l'étude des autres zones comme la zone du centre et l'ouest ou la zone de Hoggar.

Liste des figures :

Figure 1.1: différents types de failles et mécanisme au foyer correspondant (a) faille normale (b) faille inverse (c) faille en décrochement. Page 13.

Figure 1.2 : Exemple d'un sismogramme de 3 composantes (EW, NS et Z) enregistré à la station CASM (Constantine) d'un évènement lointain. (P) ondes de compression, (S) ondes de cisaillement, (LQ) ondes de Love, (LR) ondes de Rayleigh. Page 14.

Figure 1.3 : Mouvement des particules lors d'un passage d'une onde P et d'une onde S. Page 16.

Figure 1.4 : Mouvement des particules lors d'un passage d'une onde Love (a) et d'une onde Rayleigh (b) (D'après Bolt, 1976). Page 17.

Figure 1.5 : Séparation des vitesses de phase C et de groupe U lorsqu'elles se propagent dans un milieu dispersif. Page 19.

Figure 1.6: Schéma explicatif du phénomène de réflexion et réfraction d'une onde. Page 20

Figure 1.7: Schéma explicatif du phénomène de réflexion et réfraction d'une onde pour modèle de la terre. Page 21.

Figure 1.8: Schéma explicatif les différentes phases des ondes télésismiques. Page 22.

Figure 1.9 : différentes structures internes de la terre d'après le modèle PREM. Page 24.

Figure 1.10 : Schéma présentant les composantes de la contrainte agissant sur la surface δS .
Page 25.

Figure 1.11 : Représentation de la contrainte exercée sur volume élémentaire. Page 26.

Figure 1.12 : différentes origines de l'anisotropie [d'après Moore et al., 2004]. LPO résulte de l'anisotropie intrinsèque des minéraux alignés alors que SPO est due à la stratification de couches minces ou présence interstitielle orientée de fluides dans les fissures. Page 32.

Figure 1.13 : les principales variations physiques et chimiques dans le manteau qui contrôle l'anisotropie (d'après Mainprice et al., 2000). Le modèle sismique SP6-F est tiré de Montagner et Kennett (1996). Page 34.

Figure 1.14 : déformation verticale cohérente de la croûte et la lithosphère [d'après Silver, 1996]. Page 36.

Figure 1.15 : Flux asthénosphérique simple [d'après Silver, 1996]. Page 36.

Figure 1.16 : Croquis du sens de cisaillement au sein de plaque tectonique. L'interaction plaque-manteau conduit à une orientation minérale préférentielle dans des portions épaisses de la lithosphère. Les axes sismiques rapides sont schématisés par des formes diagonales. La direction du pendage des axes rapides indique le mécanisme d'entraînement. a) Si la plaque est entraînée d'un côté et le manteau résiste au mouvement, les axes rapides plongent loin de direction du mouvement de la plaque. b) A l'inverse, si la plaque est entraînée rapidement par le manteau profond, les axes rapides plongent vers la direction du mouvement absolue de la plaque (d'après Bokelmann, 2002). Page 37.

Figure 2.1 : paramètres de fractionnement des ondes de cisaillement SKS au niveau mondial pour les observations disponibles jusqu'à 2009 (Wüstefeld et al, 2009). Page 42.

Figure 2.2 : Ensemble des résultats sur l'anisotropie sismique par fractionnement des ondes de cisaillement sur le bassin méditerranéen occidental (source : http://www.ds.iris.edu/spud/sws_measurement). Page 42.

Figure 2.3 : Plans de l'histoire du processus de retraite en trois phases d'évolution possibles suivants la position de la tranchée (lignes rouges). Bâtons verts représentent orientation de l'anisotropie de l'axe de vitesse rapide. a) les directions rapide polarisation possibles pendant un processus de retrait homogène; b) directions rapide prévu polarisation à l'heure actuelle si le processus de subduction retraite aurait été homogène; c) les directions de polarisation rapide obtenues par S. Salimbeni et al, 2008. Page 44.

Figure 2.4 : Coupe schématique du manteau supérieur selon la direction NW-SE présentant l'évolution de l'écoulement du manteau supérieur à partir du Massif Central à l'emplacement actuel de la Calabre adapté de M. Séranne et al (1999). Page 45.

Figure 2.5 : schémas représentant le motif principal d'écoulement du manteau dérivé de l'interprétation des données de Díaz et al., 2014. Les flèches vertes représentent la direction générale de la LPO déduite du modèle de Conrad et Behn (2010). Le corps bleu représente le slab de vitesse rapide imagée par tomographie, en pointillés indiquant 100 km intervalles de profondeur. Les flèches jaunes indiquent l'écoulement du manteau proposé autour du slab. Les flèches oranges représentent l'écoulement vertical de faible ampleur associé à des changements dans l'épaisseur lithosphérique sous le SW de l'Ibérie et le Haut Atlas occidental et le domaine Anti-Atlas. Page 46.

Figure 2.6: Orientations de tendances topographiques (A) et (B). Les flèches blanches indiquent la direction de raccourcissement; flèches violettes indiquent la vitesse géodésique

par rapport à l'Eurasie (Nocquet et Calais, 2004). Cercles avec des lignes représentent le stress: NF pour des failles normales, SS failles décrochantes, TF pour des failles de chevauchement, obtenu en utilisant la méthode de mécanisme au foyer (World Stress Map, relâchez 2008). Page 48.

Figure 3.1: (A) Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie ; les nombres sur les dorsales indiquent les vitesses relatives entre les plaques ; les chiffres entourés indiquent les vitesses dans un référentiel lié aux points chauds d'après Tarling (1982) et Trümpy (1985); les chiffres dans les Alpes étaient ceux attendus avant que les mesures géodésiques ne débutent. D'après Mueller et Kahle, 1993. (B) Les vitesses prédites par des différents modèles sur l'ensemble de la frontière de plaques basées sur différents modèles géologiques (mouvement moyen sur 3.16 Ma) et géodésiques (Abacha ; 2015). Page 53.

Figure 3.2 : Contexte tectonique actuel et les principaux domaines structuraux de la Méditerranée (modifié d'après Serpelloni et al. 2007) (thèse Abacha, 2015).

Figure 3.3 : Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée (Dercourt et al.,1986). Page 55.

Figure 3.4: (a) Carte des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale. Maghrébides [Kabylides (Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien , Dorsale kabyle , Oligo-Miocène kabyle)) , Rif , Atlas Tellien, Atlas intracontinental] ou [Aurès , Atlas saharien , Atlas tunisien (Selon, Durand-Delga, 1969)]. (b) Les différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, 2006). Page 58.

Figure 3.5: Carte de distribution des épicentres des principaux séismes ($M \geq 5$) historiques et instrumentaux de notre région d'étude. Les noms en violet correspondent aux noms romains de la ville respective. Numéros 1, 2, 3, etc correspondent à l'événement indiqué dans les Tableaux II.1 et II.2. Sources des mécanismes aux foyers CMT HRVD solution, Girardin et al. 1977, Hatzfeld, 1978 et Yelles et al. 2013a. Les sources actives inspirées selon (Meghraoui, 1988, Vila, 1980, Harbi et al. 2003 et Domzig, 2006). Page 61.

Figure 4.1: La répartition des stations du réseau ADSN dans le nord de l'Algérie,(a) Station CKHR (Sétif), (b) Système d'acquisition, (c) Sismomètre large bande « Geodevice EDAS-24IP », (d) Transmission par satellite (VSAT) des données de la station vers le centre des données (Alger). Page 68.

Figure 4.2 : Acquisition de données en temps réel entre la station sismologique d'acquisition et la centrale des données à Bouzaréah. Page 69.

Figure 4.3: le déphasage des ondes SKS lorsque elles traversent un milieu anisotrope Page 73.

Figure 4.4: (a) Répartition géographique des stations sismiques permanentes du réseau algérien dans le nord-est de l'Algérie (BB = large bande, SP = courte période). Les lignes rouges donnent les résultats antérieurs pour la zone de la station CABS (Schmid et al., 2004).(b) Exemple de la distribution spatiale des tremblements de terre ($M_w > 5$) enregistrés à la station CKHR et utilisés dans la présente étude dans une projection qui préserve les backazimuts, centrés sur la zone étudiée (carré vert). Page 75.

Figure 4.5: Exemple de traitement d'un événement sur la station CKHR en utilisant le SplitLab (Wüstefeld et al., 2008). (a) le panneau gauche montre le sismogramme observé. La ligne en discontinu indique la composante radiale, en continu la composante transversale. Les traits discontinus en vertical montrent les temps d'arrivée des phases SKS et SKKS. Le panneau droit montre une stéréo présentation des résultats. Les headers donnent des renseignements sur l'événement téléseismique ainsi que les paramètres de fractionnement résultant des trois techniques d'évaluation. (b) et (c) les résultats obtenus à partir de la méthode rotation-corrélation et minimum energy respectivement. Page 77.

Figure 4.6: Les différentes étapes de filtrage pour obtenir la vitesse de groupe. Page 78.

Figure 4.7: Organigramme représentant les étapes de filtrages. Page 80.

Figure 4.8: Présentation des différentes étapes de filtrage du signal sismique, à partir du sismogramme des ondes de surface jusqu'à la vitesse du groupe. Page 81.

Figure 4.9: Présentation de la dernière étape de filtrage VFT du signal sismique. Page 82.

Figure 4.10 : Exemple de la distribution spatiale des tremblements de terre ($M_w > 5$) enregistrées par les stations. Page 91.

Figure 5.1: Geologic map of north Algeria in a Western Mediterranean context (modified from Frizon de Lamotte et al., 2000). Arrows show the relative motion of the African plate with respect to the Eurasia plate, as given by Calais et al. (2003) and Serpelloni et al. (2007). Page 97.

Figure 5.2: (a) Geographical distribution of permanent stations of the Algerian seismic network in northern Algeria (BB = broadband, SP = short-period). The red lines give earlier results for the area at station CABS (Schmid et al., 2004 and Schmid et al., 2008). (b, insert) Example of the spatial distribution of earthquakes ($M_w > 5$) recorded at CKHR station and used in the present study in a projection that preserves backazimuths, centered on the studied area (green square). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article). Page 99.

Figure 5.3: Example of the processing of data from station CKHR using SplitLab software (Wüstefeld et al., 2008). (a) The left-hand panel shows the observed seismograms. The dashed line indicates the radial component, the solid line the transverse component. Vertical dashed lines show SKS and SKKS phase arrival times. The right-hand panel shows a stereo plot of the result. The header gives information about the teleseismic event as well as splitting parameters resulting from the three techniques. (b) and (c) Results obtained using the rotation-correlation technique and the minimum energy technique, respectively. See text for details. Page 101.

Figure 5.4: Shear-wave splitting results obtained at the various stations: (left) fast azimuths, (right) splitting delay, in seconds. “Excellent” quality measurements are indicated by filled green circles, “good” measurements by red circles, and “fair” by blue circles. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article). Page 103.

Figure 5.5: (a) Map showing fast orientations of SKS waves at the location of the seismological stations; “excellent” splitting is indicated by thick black bars, “good/fair” splitting by thin/broken bars. The blue line shows the earlier result of Schmid et al. (2004). (b) Map showing mean fast orientations of SKS waves at the locations of the seismological stations. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article. Page 104.

Figure 5.6: Orientations of topographic trends (A) and (B). White arrows indicate the shortening direction; purple arrows indicate the geodetic velocity relative to Eurasia (Nocquet and Calais, 2004). Circles with lines represent stress: NF for normal faulting, SS for strike-slip faulting, TF for thrust faulting, obtained using the focal mechanism method (World Stress Map, release 2008). Page 107

Figure 5.7: Geodynamic evolution of the Western Mediterranean between 15 and 0 Myr (after Carminati et al., 2012). Page 108.

Figure 6.1: (a) Map of the main geological units of North Algeria (Durand-Delga, 1969). (b) Structural map of North Algeria (modified from the Geological Map of Algeria, Narimane Benaouali-Mebarek et al., 2006). Page 122.

Figure 6.2a: (a) Geographic distribution of permanent stations of the Algerian Seismic Network in Northeast Algeria (BB = broadband, SP = short-period). (b, inset) Spatial distribution of earthquakes ($M_w > 5$) used in the present study. Page 124.

Figure 6.2b: Fundamental mode Rayleigh wave coverage. A total of 490 ray paths are shown. Page 125.

Figure 6.3: Group velocity as a function of period. Page 128.

Figure 6.4: Dispersion curves and shear wave velocities (V_s) as functions of depth for each station. Page 129.

Figure 6.5: Moho depths inferred from Rayleigh wave velocities. Page 130.

Figure 6.6: V_s at depth slices of 10, 20, 40, 60, 80, and 100 km. Page 131.

Figure 6.7: V_s at depth slices of 140, 180, 200, 220, 240, and 260 km. Page 132.

References

- Abacha ; 2015., Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie. Thèse de Doctorat.
- Ambraseys, N., 1982. The seismicity of North Africa. The earthquake of 1856 at Jijelli, Algeria. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 24 (93), 31–37.
- Andrews, D.J. and Harris, R.A. (2006). Reply to comment by Y. Ben- Zion on “The wrinkle like slip pulse is not important in earthquake dynamics”. *Geophysical Research Letters* 33: doi: 10.1029/2006GL025743. issn: 0094-8276.
- Ando, M., Ishikawa, Y., Wada, H., 1980. S-wave anisotropy in the upper mantle under a volcanic area in Japan. *Nature* 286, 43–46.
- Alpert, L., A., Miller, M., S., Becker, T., W., Allam A., A., 2013. Structure beneath the Alboran from geodynamic flow models and seismic anisotropy . *JGR earth solid*. Volume 118, Issue 8 Pages 4265–4277.
- Assumpcao, M., Heintz, M., Vauchez, A., Silva, M.E., 2006. Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS splitting: evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250 (1–2), 224–240.
- Argus .D.F, Gordon, R.G., DeMets, C and Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, 94 : 5585-5602.
- Backus, G.E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.* 67 (11), 4427–4440.
- Barruol, G., Kern, H., 1996. Seismic anisotropy and shear wave splitting in lower –crustal and upper mantle rock from the Ivrea zone –Experimental and calculated. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 95.175-194.
- Barruol, G., Silver, P.G., Vauchez, A., 1997. Seismic anisotropy in the eastern US: deep structure of a complex continental plate. *J. Geophys. Res.* 102 (B4), 8329–8348.
- Barruol, G., Souriau, A., Vauchez, A., Diaz, J., Gallart, J., Tubia, J., Cuevas, J., 1998. Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting. *J. Geophys. Res.* 103 (B12), 30039–30053.
- Barruol., G., Hoffmann, R., 1999. Seismic anisotropy under the Geoscope stations, J. *Geophys. Res.* 104, B5, 10757-10773.
- Barruol, G., Granet, M., 2002. A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 31–47, doi:10.1016/S0012-821X(02)00752-5.

References

- Barruol, G., Deschamps, A., Coutant, O., 2004. Mapping upper mantle anisotropy beneath SE France by SKS splitting indicates Neogene asthenospheric flow induced by Apenninic slab roll-back and deflected by the deep Alpine roots. *Tectonophysics* 394 (2004) 125–138.
- Barruol, G., Devercheres, J., Deschamps, A., Bokelmann, G.H.R., 2008. Upper mantle flow beneath the Hangay dome, central Mongolia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.27.
- Barruol, G., Suetsugu, D., Shiobara, H., Sugioka, H., Tanaka, S., Bokelmann, G.H.R., Fontaine, F., Reymond, D., 2009. Mapping upper mantle flow beneath French Polynesia from broadband ocean bottom seismic observations, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14301, doi:10.1029/2009GL038139.
- Barruol, G., Bonnin, M., Pedersen, H., Bokelmann, G.H.R. and Tiberi, C., 2011. Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2010.12.040.
- Bath, M., 1974. *Spectral analysis in geophysics*. Elsevier Amsterdam 1974. 563 pp.
- Becker T. W., Lebedev S., and Long M. D., 2012. On the relationship between azimuthal anisotropy from shear wave splitting and surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 117, B01306, doi:10.1029/2011JB008705.
- Behn, M.D., Conrad, C.P., Silver, P., 2004. Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 259–274.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracène, R., Faure, J.-L., Sassi, W., and Roure, F. (2006), Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation, *C. R. Geoscience*, 338, 115-125.
- Beldjoudi, H., Guemache, M.A., Kherroubi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Amrani, A., and Haned, A., 2009. The Laâlam (Béjaïa, North-East Algeria) moderate earthquake ($M_w = 5.2$) on March 20th, 2006. *Pure Appl Geophys* 166((4):623–640.
- Beldjoudi, H.; Delouis, B.; Djellit, H.; Yelles-Chaouche, A.; Gharbi, S.; Abacha, I. 2016. The Beni-Ilmane (Algeria) seismic sequence of May 2010: Seismic sources and stress tensor calculations. *Tectonophysics*, Volume 670, 22 February 2016, Pages 101–114.
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., and Stephan, J.-F. (2004), Déformations pliocènes de la marge nord-ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175(2), 197-211.

Références

- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., Pro, C., 2004. Seismic sources on the Iberia–African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.* 161.<http://dx.doi.org/10.1007/s00024-003-2466-1>.
- Benhallou, H., 1985, Les catastrophes seismiques de la region d'EchCheliff dans le contexte de la seismicité historique de l'Algerie, PhDThesis, Univ. Alger, 294 pp.
- Benouar, D. The seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 1993, 712 p.
- Bokelmann, G.H.R., 2002a. Convection-driven motion of the North American craton: evidence from P-wave anisotropy. *Geophys. J. Int.* 248 (2), 278–287.
- Bokelmann, G., QorbaniChegeni, E., Bianchi, I., 2013. Seismic Anisotropy and Large-Scale Deformation of the Eastern Alps, *Earth Planet.Sci. Lett* ,doi: 10.1016/j. epsl. 2013.09.019.
- Bolt, B. A. 1976. Nuclear Explosions and Earthquakes. The parted. Vei. W .H. Fercman San Francisco.
- Bormann, P., Burghadt, P. T., Makeyeva, L. I., and Vinnik, L. P. 1993, Teleseismic shear wave splitting and deformations in Central Europe, *phys, Earth Planet, Int.* 78, 157-166.
- Bormann, P., Grunthal, G., Kind, R., and Montag, H. (1996), Upper Mantal Anisotropy beneath Central Europe from SKS Wave Splitting : Effects of Absolut Plate Montion and Lithosphere asthenosphere Boundry Topograhya?. *J. Geodynamics* 22(1-2). 11-32.
- Bouillin J.P., Durand-Delga M. & Olivier Ph. 1986. Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs : distinctive features, genesis and development stages. In: Wetzel F.C. (éd.): *The origin of Arcs*. Elsevier, 281-304.
- Bowman, J.R., Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 88, 25–41Bowman et Ando, 1987.
- Bracène, R., 2001. Géodynamique du Nord de l'Algérie: impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de doctorat, 101 pp., Université de Cergy Pontoise.
- Bracène, R., and Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357, 207– 226.
- Brigham E. O., 1988. *The Fast Fourier Transform and Its Applications*. Prentice Hall, New Jersey.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and Pro, C.,2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure Appl. Geophys.*, 161, doi 10.1007/s00024-003-2466-1.

References

- Buontempo, L., Bokermann, G., Morales, J., Barruol, G., 2008. Seismic anisotropy beneath Southern Iberia from splitting of SKS phases, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, 237-250.
- Calais, E., DeMets, C., and Nocquet, J.-M., 2003. Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia plate motion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 81–92, doi:10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Cara M (1973) Filtering dispersed wavetrains. *Geophys J R Astr Soc* 33:65–80.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000b. Propagation of regional seismic phases (Lg and Sn) and Pn velocity structure along the Africa–Iberia plate boundary zone: tectonic implications. *Geophys. J. Int.* 142, 384–408.
- Carminati, E., Doglioni, C., Scrocca, D., 2004. Alps Vs Apennines. *Spec. Vol. It. Geol. Soc. for the IGC 32 Florence-2004*, pp. 141–151.
- Carminati, E., Lustrino, M., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2010. Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: what we know and what we imagine. *ISSN* 1441–8142.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012., Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579 (2012) 173–192.
- Chaumillon, E., Deverchère J., Réhault, J.P. & E. Gueguen, 1994. Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 319, 675-682.
- Chappel . P., 1980. Géophysique appliquée, Dictionnaire et plan d'étude.
- Christian S., Suzan van der L., and Domenico G., 2004. Delay times and shear wave splitting in the Mediterranean region. *Geophys. J.* 159? 275-290.
- Conrad, C.P., Behn, M.D., Silver, P.G., 2007. Global mantle flow and the development of seismic anisotropy: differences between the oceanic and continental upper mantle. *J. Geophys. Res.* 112, B07317.
- Conrad, C.P., Behn, M.D., Silver, P.G., 2007. Global mantle flow and the development of seismic anisotropy: differences between the oceanic and continental upper mantle. *J. Geophys. Res.* 112, B07317.
- Corchete V., 2012. Shear-wave velocity structure of South America from Rayleigh-wave analysis. *Terra Nova*, 24, 87-104.
- Coward. M. P., Dietrich, D. & Park, R. G. (eds) *Alpine Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 45, 265-283.
- Crampin, S., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 76, 135–145.

Références

- Crampin, S. (1991), 'An alternative scenario for earthquake prediction experiments', *Geophys. J. Int.* 107, 185-189.
- DeMets, C.R. Gordon, G., Argus, D.F and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101: 425-478.
- Debayle, E., Kennett, B., Priestley, K., 2005, Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia, *Nature*, 433, 509-512
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.-P., and Biju-Duval, B. (1986), Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C. , Sbertshikove, I. m ., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibiet, J.-C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P., and Biju-Duval, B., 1989, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias in *Evolution of the Tethys* (J. Aubouin, X. Le Pichon, and S. Monin, eds.), *Tectonophysics* 123: 241-315.
- Déverchère, J., et al., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Dewey, J.F., Helman, M, Turco, E., Hutton, D., and Knott, S. (1989), Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine tectonics*, edited
- Diaz, J. ,Gallart, J., 2014. Seismic anisotropy from the Variscan core of Iberia to the Western Africa Carton: New constraints on upper mantle flow at regional scales, *Earth Planet. Sci. Lett* 394-48-57.
- Diaz, J., J. Gallart, A. Villaseñor, F. Mancilla, A. Pazos, D. Córdoba, J. A. Pulgar, P. Ibarra, and M. Harnafi., 2010. Mantle dynamics beneath the Gibraltar Arc (western Mediterranean) from shear-wave splitting measurements on a dense seismic array, *Geophys. Res. Lett.* 37(18), doi: 10.1029/2010GL044201.
- Domzig, A., 2006. Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne, Thèse de Doctorat. dissertation, 333 pp., Inst. Univ. Eur. de la Mer, Brest Univ., Brittany, France.
- Durand, B., Jolivet, J., Horváth, F., Séranne, M., 1999. The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society of London Special Publication* 156, 1–584.
- Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89-131.

References

- Durand-Delga M. , et Fontboté J.,M., 1980., Le cadre structural de le Méditerrané occidentale, 26.Congr .Géol. Inter. Tethys. P 67-85.
- Dziewonski A, Bloch S, Landisman M (1969) A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull Seismolog Soc Am* 59(1):427–444.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Int.*, 25:297-356.
- Evans, M.S., Kendall, J., Willemann, R.J., 2006. Automated SKS splitting and upper-mantle anisotropy beneath Canadian seismic stations. *Geophys. J. Int.* 165 (3), 931–942.
- Flesch, L.M., Holt, W.E., Silver, P.G., Stephenson, M., Wang, C., Chan, W.W., 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 248–268.
- Fouch, M.J., Fischer, K.M., Parmentier, E.M., Wyssession, M.E., Clarke, T.J., 2000. Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow. *J. Geophys. Res.* 105 (B3), 6255–6275.
- Fouch, M.J., and S. Rondenay. 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors, *Phys. Earth Planet. Int.*, 158, 292-320.
- Fouch, M.J., Fischer, K.M., Parmentier, E.M., Wyssession, M.E., Clarke, T.J., 2000. Shear wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow. *J. Geophys. Res.* 105 (B3), 6255–6275.
- Fouch, M.J., Rondenay, S., 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors. *Phys. Earth Planet. Int.* 158 (2–4), 292–320.
- Fowler, C.M.R., 2005. *The Solid Earth: An introduction to global Geophysics*, second ed Cambridge University Press, Cambridge, p. 684.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.
- Gamar, F. and Bernard, P. (1997). Shear wave anisotropy in the Erzincan basin and its relationship with crustal strain. *Journal of Geophysical Research* 102: doi: 10.1029/97JB01145. issn: 0148-0227.
- Gao, S., Davis, P.M., Liu, H., Slack, P.D., Rigor, A.W., Zorin, Y.A., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., Logatchev, N.A., 1997. SKS splitting beneath continental rift zones. *J. Geophys. Res.* 102 (B10), 2281–22798.
- Gerst, A. & Savage, M.K. (2004). Seismic anisotropy beneath Ruapehu Volcano: A Possible Eruption Forecasting Tool. *Science*. Vol. 306, Issue 5701, pp. 1543-1547.

Références

- Girardin, N., C. Hatzfeld, D., Guirand, R., 1977. La sismicité du Nord de l'Algérie. C.R. Somm.Sos. Geol. Fr. 2, 95-100.
- Grad M., Tiira T., Moho depth of the European Plate from teleseismic receiver functions . J Seismol. 2012
- Gu, Y. J.; Dziewonski, A. M. & Ekström, G. (2001), 'Preferential detection of the Lehmann discontinuity beneath continents', *Geophys. Res. Lett.* 28, 4655-4658. DOI:10.1029/2001GL013679.
- Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M. (1998), On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics*, 298, 259–269.
- Hall, C., E., Fischer, K., M., Parmentier, E., M., The influence of plate motions on three-dimensional back-arc mantle flow and shear wave splitting, *J. Geophys. Res.* 205 (2000) 28009–28033.
- Harbi, A., Maouch, S., and Benhallou, H., 2003. Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part II: 20th century seismicity and seismotectonics analysis. *Journal of Seismology* 7: 221–234.
- Hatzfeld, D., 1978. Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-Maghrébine, Thèse de Doctorat d'état, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 281 pp.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., and Müller, B., 2008. The World Stress Map database release doi:10.1594/GFZ.WSM.R el 2008, 2008.
- Helfrich, G.; Silver, P. & Given, H. (1994), 'Shear-wave splitting variation over short spatial scales on continents', *Geophys. J. Int.* 119(2), 561-573. DOI:10.1111/j.1365-246X.1994.tb00142.x.
- Heintz, M., Kennett, B.L.N., 2005. Continental scale shear wave splitting analysis: Investigation of seismic anisotropy underneath the Australian continent. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236 (1–2), 106–119.
- Heintz, M. and Kenneth, B. L. N. (2006), The apparent isotropic Australian upper mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 33(L15319), doi:10.1029/2006GL026401.
- Herrmann, Cho, KH, RB., Ammon, CJ., et Lee, K., (2007). Imagerie la croûte supérieure de la péninsule coréenne par tomographie à ondes de surface. *Bulletin de la Société sismologique d'Amérique*, 97, pp 198-207.
- Herrmann, R.B., Ammon, C.J., 2002. Computer Programs in Seismology: Surface Wave, Receiver Function and Crustal Structure. Saint Louis University, St. Louis, MO, USA.
- Jolivet, L., Faccennna, C., Brunet, C., Cadet, J. P., Funicello, R., Mattei, M., Rossetti, F., Storti, F., Goffe, B., and Theye. T. (1997), Mid-crustal Shear Zones in Post-orogenic Extension : The Noorthern Tyrrhenian Sea Case, *J. Geophys. Res.*,

Références

- Jordan, T. H. (1981), 'The Origin and Evolution of the Earth's Continental Crust', *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 301(1461), 359-373.
- Jordan, T. H. (1978), 'Composition and development of the continental tectosphere', *Nature* 274, 544-548. DOI:10.1038/274544a0.
- Joyal ; G., 2011. Tomographie sismique au Groenland: caractérisation des structures de la croûte et du manteau supérieur en utilisant les vitesses de groupe des ondes de Rayleigh ; Mémoire de la maîtrise en sciences de la terre ; Décembre 2011 ; université du Québec , Montréal ; p 15.
- Keilis-Borok, V .I., A. L. Levshin, T .B.Y anovskaya, A. V .Lander,B.G.Bukchin, M. P .Barmin, L. I. Ratnikova, and E. N. Its (1989). *Seismic surface waves in a later-ally inhomogeneous earth*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Kendall, J.M., 1994. Teleseismic arrivals at a mid-ocean ridge: effect of mantle melt and anisotropy. *Geophys. Res. Lett.* 21, 301–304.
- Kendall, J. M. and P. G. Silver, 1996. Constraints from seismic anisotropy on the nature of the lowermost mantle, *Nature*, 381, 409-412.
- Kendall, J. M. (2000), *Seismic anisotropy in the boundary layer of the mantle*, *Geophysical Monograph*, 117(4), 133-159.
- Kendall, J.M., Stuart, G., Ebinger, C., Bastow, I., Keir, D., 2005. Magma-assisted rifting in Ethiopia. *Nature* 433, 146–148.
- Kendall, J.M., Pilidou, S., Keir, D., Bastow, I., Stuart, G., Ayele, A., 2006. Mantle upwellings, melt migration and rifting in Africa: insights from seismic anisotropy. *Geol. Soc. London - Spec Pub*, v.259; p55-72.
- Király E., Bianchi, I., Bokelmann, G., 2012. Seismic anisotropy in the south western pacific region from shear wave splitting, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2011GL050407.
- Knopoff , L., 1972. Observation and inversion of surface- wave dispersion, *Tectonophysics*, 13:497-519.
- Foucault, A., Raoult, J-F., Cecca, F., Platevoet, B., ; Dunod Ed., 2014 -« Dictionnaire de Géologie », EAN13 : 9782100597352).
- Laurent, P; Kern, H; Lacombe, O . 2000. Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples. Part I Axial and triaxial stress experiments *Tectonophysics* I. 327. 131-148.
- Larroque, C., N. Béthoux, Calais, E., Courboux, F., Deschamps, A., Déverchère, J., Stéphan, J.-F., Ritz, J.-F., and Gilli, E. (2001). "Active and recent deformation at the

References

- Southern Alp-Ligurian basin junction." *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw* 80(3-4) : 255-272.
- Lay, T.; Williams, Q. & Garnero, E. J. (1998), 'The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics', *Nature* 392, 461-468. DOI:10.1038/33083.
- Leven, J. H.; Jackson, I. & Ringwood, A. E. (1981), 'Upper mantle seismic anisotropy and lithospheric decoupling', *Nature* 289, 234-239. DOI:10.1038/289234a0.
- Levin, V., Droznin, D., Park, J., Gordeev, E., 2004. Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka. *Geophys. J. Int.* 158 (3), 1009–1023.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thion, I., 2011. Seismic atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mémoire de la Société Géologique* ns 179, 1-72.
- Long, M. D., and Becker T. W., 2010, Mantle dynamics and seismic anisotropy, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, 341–354.
- Long, M. D., and Silver, P. G., 2009. Mantle flow in subduction systems: The sub-slab flow field and implications for mantle dynamics. *J. Geophys. Res.*, 114, B10312.
- Mainprice, D., 2007. Seismic anisotropy of the deep Earth from a mineral and rock physics perspective. In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics* v.2, pp. 437–492.
- Margheriti, L., Lucente, F.P., Pondrelli, S., 2003. SKS splitting measurements in the Apenninic-Tyrrhenian domain (Italy) and their relation with lithospheric subduction and mantle convection. *J. Geophys. Res.* 108, B2218, doi:10.1029/2002JB001793.
- Meghraoui, M., 1988. Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie (paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique). Thèse de Doctorat, université de Paris sud, Orsay, France.
- Miller, A., Foulger, G and Julian, B., 1998. Non-double-couple earthquakes 2: observations, *Rev. Geophys.*, 36, 551–568.
- Mokrane, A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Ayadi A and Bezzeghoud, M., 1994. Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du CRAAG, Département ESS, Alger - Bouzaréah.
- Mainprice, D., Barruol, G., Ben Ismail, W., 2000. The seismic anisotropy of the Earth's mantle: from single crystal to polycrystal. In: Karato, S.I., Forte, A., Liebermann, R.C., Masters, G., Stixrude, L. (Eds.), *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale*. Geophysical Monograph., vol. 117. AGU, Washington, DC, pp. 237–264.
- Montagner J. P., Tanimoto T. 1990. Global anisotropy in the upper mantle inferred from the regionalization of phase velocities, *J. geophys. Res.*, 95, 4797–4819.
-

References

- Montagner, J.-P., and Kennett, B. L. N. 1996. How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. *Geophysical Journal International*. Volume 125, Issue 1, pages 229–248.
- Montagner J.-P., P. Lognonné, R. Beauduin, G. Roullet, J.-F. Karczewski and E. Stutzmann, Toward multiscale and multiparameter networks for the next century: The French effort, 1998, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 108, 155-174.
- Montagner, J.-P., Griot-Pommeroy, D., Lavé, J., 2000. How to relate body wave and surface wave anisotropy? *J. Geophys. Res.* 105, 19015–19028.
- Montagner, J.-P., 2002. Upper mantle low anisotropy channels below the Pacific Plate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 263–274.
- Montagner, J.-P., Marty, B., Stutzmann, E., Sicilia, D., Cara, M., Pik, R., Lévêque, J.-J., Roullet, G., Beucler, E., and Debayle, E., 2007. Mantle upwellings and convective instabilities revealed by seismic tomography and helium isotope geochemistry beneath eastern Africa, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21303, doi:10.1029/2007GL031098.
- Mueller, St., and Kahle, H.G., 1993. Crust-mantle evolution, structure and dynamics of the Mediterranean-Alpine region. *Geodyn. Ser.* 23. 249-298.
- Nakajima, J., Hasegawa, A., 2004. Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 365–377.
- Narimane Benaouali-Mebarek, Dominique Frizon de Lamotte, Eduard Roca, Rabah Bracene, Jean-Luc Faure, William Sassi, François Roure Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation, *C. R. Geoscience* 338 (2006) 115–125
- Nocquet, J.M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale. Thèse de Doctorat. Université de Nice Sophia-Antipolis, UFR Sciences. Nocquet (2002).
- Nocquet, J.-M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.* 161, 661–681.
- Nicolas, A., Christensen, N.I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites—a review. In: Fuchs, K., Froidevaux, C. (Eds.), *Composition Structure and Dynamics of the Lithosphere Asthenosphere System*. AGU, Washington, DC, pp. 111–123.
- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995), *Modern Global Seismology*, Academic Press ed., London.
- Ousadou, F., Dorbath, L., Dorbath, M., Bounif, M.A and Benhallou, H., 2013. The Constantine (Algeria) seismic sequence of 27 October 1985: a new rupture model from aftershock relocation, focal mechanisms, and stress tensors. *J. Seismol.* 17:207-222. DOI 10.1007/s10950-012-9320-9.

References

- Özalaybey, S., and Savage, M. K., 1994. Double-layer anisotropy resolved from S phases. *Geophys. J. Int.*, 117: 653–664. doi: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb02460.x
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A.k., Bokelmann, G., Seismic anisotropy of northeastern Algeria from shear-wave splitting analysis,. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 248 (2015) 73–82.
- Ranalli, G. (1995), *Rheology of the Earth*, Springer-Verlag GmbH ed.Turcotte, D. L. and Schubert, G. (1982), *Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley & Sons, New York.
- Restivo, A. & Helffrich, G. (2006), 'Core-mantle boundary structure investigated using SKS and SKKS polarization anomalies', *Geophys. J. Int.* 165(1), 288-302. DOI:doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02901.x.
- Roussel, J., 1973. Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie 1716-1970, *Bull. Soc; Hist. Natur. Afrique du Nord.*, 64 (3), 2pp. 11-227.
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.* 37, 65–106.
- Schmid, C., S. van der Lee, and D. 2004.Giardini, Delay times and shear-wave splitting in the Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, 159, 275-290.
- Schmid, C., S. Van der Lee, D. Giardini, Delay time and shear wave splitting in the Mediterranean region, *Geophys. J. Int.* 159 (2004) 265–290,doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02381.x.
- Schmid, C., S. van der Lee, J.C. VanDecar, E.R. Engdahl, and D., 2008.Giardini, Three-dimensional S velocity of the mantle in the Africa-Eurasia plate boundary region from phase arrival times and regional waveforms, *J. Geophys. Res.*, 113, B03306, doi:10.1029/2005JB004193.
- Shearer, P. M. (1990), 'Seismic imaging of upper-mantle structure with new evidence for a 520-km discontinuity', *Nature* 344, 121-126.
- Shearer, M. (1999), *Introduction to seismology*, Cambridge Univ. Press.
- Shearer, P.M Ed ., 2009. *Introduction to Seismology* ; page 49 ; Cambridge University Press.
- Semmane, F., Abacha, I., Yelles-Chaouche, A. K., Haned, A., Beldjoudi, H., Amrani, A. 2012. The earthquake swarn of December 2007 in the Mila region of northeastern Algeria. *Nat Hazards* vol 64, p 1855-1871.DOI 10.1007/s 11069-012-0338-7.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, P., 2007.Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*

References

- Serrano, I., Hearn, T.M., Morales, J., Torcal, F., 2005. Seismic anisotropy and velocity structure beneath the southern half of the Iberian peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.* 150 (4), 317–330.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.* 96 (16) 16,429–16,454.
- Silver, P. G., and W. W. Chan, 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, *Nature*, 335, 34-39.
- Silver, P.G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents : probing the depths of geology *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24, 385-432.
- Silver, P. G. and W. E. Holt, 2002. The mantle flow field beneath western North America, *Science*, 295, 1054-1057.
- Steinberger, B. & O'Connell, R. J. (1998), 'Advection of plumes in mantle flow: implications for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution', *Geophys. J. Int.* 132(2), 412-434.
- Stein, S. et Wysession, M. (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, Blackwell Publishing.
- Stich, D., Ammon, C.J., Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, 2148. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002057>.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., de, L., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004>.
- Tarduno, J. A.; Duncan, R. A.; Scholl, D. W.; Cottrell, R. D.; Steinberger, B.; Thordarson, T.; Kerr, B. C.; Neal, C. R.; Frey, F. A.; Torii, M. & Carvallo, C. (2003), 'The Emperor Seamounts: Southward Motion of the Hawaiian Hotspot Plume in Earth's Mantle', *Science* 301, 1064-1069. DOI:10.1126/science.1086442 Tarduno et al., 2003;
- Tommasi, A.; Mainprice, D.; Cordier, P.; Thoraval, C. & Couvy, H. (2004), 'Strain-induced seismic anisotropy of wadsleyite polycrystals and flow patterns in the mantle transition zone', *J. Geophys. Res.* 109(#B18#), 12405. DOI:10.1029/2004JB003158
- Trümpy R. (1985): *Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen*. Neujahrsblatt. Natf. Ges. Zurich, 187. 42 p.
- Vaucher, A., Tommasi, A., Barruol, G. and Maumus, J. (2000), Upper mantle deformation and seismic anisotropy in continental rifts, *Phys. Chem. Earth*, 25(2), 111-117, doi:10.1016/S1464-1895(1000)00019-00013.
- Vila J.M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie Orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, Université P. et M. Curie-Paris.

References

- Vinnik, L.P., Kosarev, G.L., Makeyeva, L.I., 1984. Anisotropiy a litosferyponablyudeniyamvoln SKS and SKKS. Dokl. Akad. Nauk USSR 278, 1335–1339.
- Vinnik, L.P., Farra, V., Romaniwicz, B., 1989. Azimuthal anisotropy in the earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations. Bull. Seis. Soc. Am. 79 (5), 1542–1558.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., 2004a. Shear-wave splitting beneath the Snake River Plain suggests a mantle upwelling beneath eastern Nevada, USA. Earth Planet. Sci. Lett. 222, 529–542.
- Walker, K.T., Nyblade, A.A., Klemperer, S.L., Bokelmann, G.H.R., Owens, T.J., 2004b. On the relationship between extension and anisotropy: constraints from shear wave splitting across the East African Plateau. J. Geophys. Res. 109 (B18), B08302.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., 2001. Shear-wave splitting to test mantle deformation models around Hawaii. Geophys. Res. Lett. 28, 4319–4322.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., Bock, G., 2005. Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. Geophys. J. Int. 163 (3), 962–980.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., 24, 201–297.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G.H.R., 2007. Null detection in shear-wave splitting measurements. Bull. Seismol. Soc. Am. 97 (4), 1204–1211.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G.H.R., Zaroli, C., et al., 2008. SplitLab: a shear-wave splitting environment in Matlab. Comput. Geosci. 34 (5), 515–528.
- Wüstefeld, A.; Bokelmann, G. H. R.; Barruol, G.; Montagner, J.-P., 2009. Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface waves data, Phys. Earth Planet. Inter, 176 (3-4), 198–212, doi:10.1016/j.pepi.2009.05.006.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, GHR, Barruol, G., 2010. Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetism, Tectonophysics, 481, 16–28, doi:10.1016/j.tecto.2009.01.010.
- Yelles-Chaouche, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E and Briole, P., 2004b. Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw = 6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
- Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H.; Haned, S.; Deramchi, A.; Allili, T.; Kherroubi, A.; Beldjoudi, H.; Semmane, F.; Amrani, A.; Haddana, Z.; Chaoui, F.; Aidi, A. and Allili A., 2007. The Algerian Digital Network. CSEM Letter, N°22. May.

Références

- Yelles-Chaouche, A.K., Boudiaf, A., Djellit, H and Bracène, R., 2006. La tectonique active de la région nord algérienne. *Comptes Rendus Géosciences*. 338, 126–139.
- Yelles-Chaouche, A.K., Abacha, I., Semmane, F., Beldjoudi, H and Djellit, H., 2013a. The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010 *Pure Appl Geophys* DOI 10.1007/s00024-013-0709-3
- Yelles-Chaouche, A.K., Allili., T., Alili., A. Messemen, W., Beldjoudi, H., Semmane, F., Kherroubi, A., Djellit, H., Larbes, Y., Haned, S., Deramchi, A., Amrani, A., Chouiref, A., Chaoui, F., Khellaf, K., and Nait Sidi Said., C., 2013. The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system.; *Adv. Geosci.*, 36, 31-38.
- Zhao, L., Zheng, T.Y., Chen, L. & Tang, Q.S., 2007. Shear wave splitting in eastern and Central China: implications for upper mantle deformation beneath continental margin, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 162, 73–84.

ملخص أطروحة الدكتوراه

نظرا لقلّة الدراسات التي تتطرق لتشوه الطبقات الداخلية تحت شمال أفريقيا، نعرض من خلال هذه الأطروحة دراسة فيما يخص هذا الموضوع. حيث نقوم بدراسة انقسام موجات القص SKS لشمال الجزائر وذلك من خلال تحليل و معالجة التسجيلات الزلزالية البعيدة ، من أجل تحسين معرفتنا لآليات تشوه القشرة الأرضية وطبقة الأستينوسفير في هذه المنطقة. نقوم بدراسة شكل الأمواج الناتجة عن عشرات الزلازل البعيدة المسجلة على مستوى خمس محطات مجهزة بـ سيسمو متر ذو النطاق العريض (BB) تم تشغيلها مؤخرا في الجزائر. في منطقة تبلغ مساحتها $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ ، تمتد من الوحدات الجيولوجية الأطلس التلي شمالا إلى وحدات الأطلس الصحراوية جنوبا. إن دراسة التباين الزلزالي توضح ثلاث أنماط مختلفة : التوجه العام شرق الشمال الشرقي- غرب الجنوب الغربي يلاحظ في المحطات الواقعة في الشمال الشرقي. هذا التوجه في الاستقطاب يتبع اتجاه سلسلة جبال الأطلس التلي ، و هو عمودي بالنسبة لاتجاه التقارب بين الصفائح أفريقيًا وأوراسيا . كما أنه يوجد توجه استقطاب غرب الشمال الغربي- شرق الجنوب الشرقي الذي على ما يبدو متعلق بمرحلة جيوديناميكية متأخرة من تطور هذه المنطقة. وهناك نمط ثالث من التباين الزلزالي يظهر في الجنوب، مع توجه يقارب شمال- جنوب . نناقش النتائج المتحصل عليها على ضوء نماذج جيوديناميكية مقترحة من آخرين و كذا الحركة الجيوديزية الحالية للصفائح القارية. أما في القسم الثاني للأطروحة فهي عبارة عن دراسة تغيرات سرعة الموجة V_s عبر مختلف طبقات الأرض من صفر إلى 400 كلم في تحت شمال شرق الجزائر عن طريق استعمال الأمواج السطحية وبالأخص موجة رايلي . بعد تحليل التسجيلات لـ 490 زلزال وقعت في فترات زمنية مختلفة بين 2007-2014 و باستعمال نفس المحطات المستعملة في الجزء الأول من الأطروحة. وقد تم الحصول على منحنيات التشتت لفترات تتراوح بين 5 و 250 ثانية، عن طريق التصنيفية الرقمية باستعمال طريقتي MFT و TVF. نظهر بيانيا تغيرات سرعة المجموعة مقارنة بالدور أين نجدها تختلف من محطة لأخرى دلالة على الاختلاف البنيوي بين مختلف المناطق. من النتائج، يتبين أنه في كل المحطات، يوجد ثلاث مجالات من التغير وفقا لطبيعة البنية السائدة على هذا العمق. كما أننا تمكنا من تعيين عمق "موهو" تحت مختلف المحطات والنتائج المتحصل عليها هي متقاربة مقارنة مع المتحصل عليها في أعمال علمية أخرى. كما أنه هناك توافق جيد بين النتائج التي تم الحصول عليها وتلك المتحصل عليها من دراسة اختلاف توجهات التباين الزلزالي في عملنا الأخير (Radi et al, 2015).

Résumé de thèse de Doctorat

Il existe peu d'études sur la déformation interne sous l'Afrique du Nord; nous présentons ici une telle étude. Nous analysons le fractionnement des ondes de cisaillement télé-sismique du nord de l'Algérie afin d'améliorer notre connaissance des mécanismes de déformation de la lithosphère et d'asthénosphère dans cette région. Nous étudions la forme d'onde générés par des dizaines d'événements télé-sismiques enregistrés à cinq stations large bande (BB) récemment installées en Algérie. Ces stations couvrent une superficie de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$. L'anisotropie sismique montre trois configurations spatiales claires. Une orientation générale ENE-WSW est observée dans les stations dans le nord-est. Cette orientation de polarisation suit la direction de la chaîne montagneuse de l'Atlas Tellien, qui est perpendiculaire à la direction de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie. Il y a une indication d'une orientation de polarisation WNW-ESE, qui est apparemment liée à une phase géodynamique tard de l'évolution dans cette région. Un troisième motif d'anisotropie sismique émerge dans le Sud, avec une orientation d'environ N-S. Nous discutons de ces observations à la lumière des modèles géodynamiques et le mouvement géodésique actuel. La structure élastique sous le nord-est de l'Algérie est représentée à l'aide de cartes de variation de la vitesse V_s pour des profondeurs allant de zéro à 400 km, déterminées par la régionalisation et l'inversion de la dispersion des ondes Rayleigh. Les traces de 490 séismes ayant eu lieu à différentes périodes de temps entre 2007-2014 ont été utilisées pour obtenir des données de dispersion des ondes Rayleigh. On présente la variation de la vitesse de groupe en fonction de la période pour chaque station où elle diffère d'une station à une autre et présentant par conséquent la différence de la structure entre les régions. D'après les résultats, il semble qu'il y ait dans toutes les stations, trois domaines de la variation correspondante de la nature de la structure à cette profondeur. nous avons trouvé la profondeur de la discontinuité Moho et les résultats sont plus proches des récents travaux scientifiques. Aussi, les résultats sont en bon accord avec les résultats obtenus et ceux de la variation des orientations d'anisotropie sismique dans notre récent travail (Radi et al., 2015).